

UNIVERSITÉ DE YAOUNDÉ I
FACULTÉ DES SCIENCES

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



THE UNIVERSITY OF YAOUNDE I
FACULTY OF SCIENCES

POSTGRADUATE SCHOOL OF
SCIENCE, TECHNOLOGY AND
GEOSCIENCES

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

LABORATOIRE DE GÉOSCIENCES DES FORMATIONS PROFONDES ET
APPLICATIONS

LITHOSTRATIGRAPHIE ET ANALYSE
STRUCTURALE DES FORMATIONS FERRIFÈRES DU
SECTEUR DE TOKO-NLOKENG, SUD-CAMEROUN

THÈSE DE DOCTORAT/Ph.D EN SCIENCES DE LA TERRE

Présentée et soutenue publiquement le 30 Octobre 2023

Parcours : Géosciences des Formations Profondes et Applications

Option : Pétrologie et Géologie Structurale

Par

EVINA ABOULA Yannick Saturnin

Master en Sciences de la Terre

Matricule : 12X0288

Devant le jury composé de

Président : EKODECK Georges Emmanuel , *Professeur*, UY I ;

Rapporteurs : NDJIGUI Paul-Désiré, *Professeur*, UY I ;
: MVONDO ONDOA Joseph⁺, *Maître des Conférences*, UY I ;

Membres : YENE ATANGANA Joseph Quentin, *Professeur*, UY I ;
: TCHAMENI Rigobert, *Professeur*, U Ngaoundéré ;
: ONANA Vincent Laurent, *Professeur*, UY I ;
GANNO Sylvestre, *Maître des Conférences*, UY I.

Année académique 2022-2023



RÉPUBLIQUE DU CAMERON

Paix – Travail – Patrie

UNIVERSITÉ DE YAOUNDÉ I

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

BP : 812 Yaoundé

Email: crfd_stg@uy1.uninet.cm

secretariat@uy1researchstg.cm

Site web: www.uy1researchstg.cm



REPUBLIC OF CAMEROON

Peace – Work – Fatherland

THE UNIVERSITY OF YAOUNDE I

POSTGRADUATE SCHOOL OF
SCIENCES, TECHNOLOGY AND
GEOSCIENCES

P.O Box 812 Yaoundé

Email: crfd_stg@uy1.uninet.cm

secretariat@uy1researchstg.cm

Web site: www.uy1researchstg.cm

ATTESTATION DE CORRECTION DE THÈSE DE DOCTORAT/Ph.D

Spécialité : GÉOSCIENCES DES FORMATIONS PROFONDES ET APPLICATIONS

Option : Pétrologie et Géologie Structurale

Nom du candidat : EVINA ABOULA Yannick Saturnin

Matricule : 12X0288

Titre du mémoire : LITHOSTRATIGRAPHIE ET ANALYSE TRUCTURALE DES
FORMATIONS FERRIFÈRES DU SECTEUR DE TOKO-NLOKENG, SUD-
CAMEROUN

Date de soutenance : **Lundi le 30 Octobre 2023**

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

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

Fait à Yaoundé, le... **10 NOV 2023**

Président

Examineurs

YENE ATANGANA J'Q.

UNIVERSITÉ DE YAOUNDÉ I
FACULTÉ DES SCIENCES

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



THE UNIVERSITY OF YAOUNDE I
FACULTY OF SCIENCES

POSTGRADUATE SCHOOL OF
SCIENCES, TECHNOLOGY AND
GEOSCIENCES

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

LABORATOIRE DE GÉOSCIENCES DES FORMATIONS PROFONDES
ET APPLICATIONS

LITHOSTRATIGRAPHIE ET ANALYSE STRUCTURALE
DES FORMATIONS FERRIFÈRES DU SECTEUR DE
TOKO-NLOKENG, SUD-CAMEROUN

THÈSE DE DOCTORAT/Ph.D EN SCIENCES DE LA TERRE
Présentée et soutenue publiquement le 30 Octobre 2023

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

Par

EVINA ABOULA Yannick Saturnin

Master en Sciences de la Terre

Matricule : 12X0288

Devant le jury composé de

Président : EKODECK Georges Emmanuel , *Professeur*, UY I ;

Rapporteurs :
NDJIGUI Paul-Désiré, *Professeur*, UY I ;
MVONDO ONDOA Joseph⁺, *Maître des Conférences*, UY I ;

Membres :
YENE ATANGANA Joseph Quentin, *Professeur*, UY I ;
TCHAMENI Rigobert, *Professeur*, U Ngaoundéré ;
ONANA Vincent Laurent, *Professeur*, UY I ;
GANNO Sylvestre, *Maître des Conférences*, UY I.

Année académique 2022-2023

« L'escalier de la science est l'échelle de Jacob ; il ne s'achève qu'aux pieds de Dieu. »

Albert Einstein

- À mon feu père, Monsieur Aboula Minko Samuel ;

- À ma mère, Mme Bite'e Asse'e Paulette épouse Aboula.

REMERCIEMENTS

Le présent travail est le fruit de plusieurs mois passés sur le terrain à Toko-Nlokeng par Akom II et dans les laboratoires du Département des Sciences de la Terre. Au moment où il s'achève, qu'il me soit permis d'exprimer ma profonde gratitude à tous ceux qui ont contribué, de près ou de loin, à son élaboration.

Je remercie sincèrement le Chef de Département des Sciences de la Terre le **Professeur Paul-Désiré Ndjigui**, pour ses multiples conseils, ses encouragements et pour l'ardeur au travail qu'il transmet au travers de sa modeste personne. Il a initié, dirigé et suivi de bout en bout ce travail.

Je remercie très vivement le **Professeur Joseph Mvondo Ondoa** de regrettée mémoire, Maître de Conférences à la Faculté des Sciences de l'Université de Yaoundé I, pour avoir initié, dirigé et suivi de bout en bout ce travail. Ses enseignements aussi bien sur le terrain qu'en laboratoire, ses encouragements, ses conseils éclairés et sa grande disponibilité ont été très bénéfiques pour moi. Vous êtes un modèle Professeur.

Je dis merci au **Professeur Sylvestre Ganno**, pour avoir accepté d'encadrer mon master en Pétrologie et Géologie Structurale et pour la confiance qu'il m'a toujours renouvelée en dirigeant ce travail. Les mots me manquent ici pour évoquer toute ma reconnaissance. Une page entière ne suffirait pas à dire tous les soutiens multiformes que vous m'avez accordés. Votre rigueur, votre disponibilité au-delà de vos nombreuses occupations, vos conseils, votre amour pour la science et votre grande expérience scientifique sont autant de choses qui me fascinent, qui me marquent et qui me poussent à aller de l'avant.

Merci au **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 ses enseignements et sa détermination au travail.

Ma gratitude va également à l'endroit de tous les enseignants du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I pour leurs enseignements et les nombreux conseils reçus.

Qu'il me soit permis de remercier l'équipe de **CAMINEX S.A.**, en particulier le Chef géologue, **M. Emmanuel Simo**, pour l'aide logistique lors de mes campagnes de terrain, ainsi que tous les géologues : **M. Divine Njinchuki**, **M. Isaac Swiffa Fajong** et **Dr Ekah Nzume Ndime**.

Je n'oublie pas ma famille, d'abord mes tantes, ensuite mes chers oncles et enfin mes frères, sœurs et cousins, pour leur soutien moral.

Mes remerciements vont également à tous mes aînés **Dr Serge Koah, Dr Cyriel Armand Michel Maurille Moudioh, Dr Jonas Wambo, M. Nzie Mvondo, Bachirou Dairou**, pour tout le soutien, les conseils et surtout la bonne ambiance de travail.

Je remercie également le **Dr Henri Odigui** qui, tout au long de mes travaux, m'a suivi avec une amicale compréhension, sans jamais ménager sa peine. Il m'a apporté toute l'aide dont j'avais besoin en faisant preuve de clarté, de disponibilité et de confiance envers moi tout au long de cette initiation.

Je n'oublie pas mes camarades de promotion et amis, particulièrement **Eric Sezine Deassou, Desty Kouakep Chimi, Linda Mafo Tagne, Julien Nzakou Tsepeng** et **Rodrigue Cesar Nzie**, pour la collaboration et l'ambiance favorable, qu'ils ont su entretenir avec moi jusqu'à la fin de ce travail.

La politesse m'impose d'aviser tous ceux qui de près ou de loin ont contribué à la réalisation de ce mémoire et dont les noms ne sont pas énumérés ici d'être rassurés de ma profonde reconnaissance.

TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE.....	ii
REMERCIEMENTS	iii
TABLE DES MATIÈRES	v
LISTE DES FIGURES	x
LISTE DES TABLEAUX.....	xii
LISTE DES ANNEXES.....	xii
LISTE DES ABRÉVIATIONS	xiii
RÉSUMÉ.....	xiv
ABSTRACT	xv
INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	1
CHAPITRE I : REVUE DE LA LITTÉRATURE ET CADRE NATUREL.....	5
I.1. GÉNÉRALITÉS SUR LES FORMATIONS FERRIFÈRES	6
I.1.1. Caractères morphologiques.....	6
I.1.2. Caractères minéralogiques	6
I.1.3. Caractères géochimiques	8
I.1.4. Classification tectonique.....	8
I.1.5. Modèle de formation.....	9
<i>I.1.5.1. Modèle de formation des FFR</i>	<i>9</i>
<i>I.1.5.2. Modèle de formation des FFG.....</i>	<i>10</i>
I.1.6. Origine des constituants des FF	10
<i>I.1.6.1. Source du fer et de la silice.....</i>	<i>10</i>
<i>I.1.6.2. Origine des fluides</i>	<i>11</i>
<i>I.1.6.3. Origine du carbone et du soufre</i>	<i>11</i>
I.2. CADRE GÉOGRAPHIQUE.....	11
I.2.1. Localisation.....	11
I.2.2. Climat.....	11
I.2.3. Hydrographie	13
I.2.4. Végétation	13
I.2.5. Faune.....	14
I.2.6. Sols.....	14
I.2.7. Population	14
I.2.8. Activités économiques	15
I.3. CADRE GÉOLOGIQUE.....	15
I.3.1. Aperçu sur la chaîne panafricaine nord équatoriale (CPNE) au Cameroun	15
I.3.2. Domaine cratonique	18
CHAPITRE II : MATÉRIELS ET MÉTHODES	22
II.1. MATÉRIELS.....	23
II.1.1. Matériels et équipements géologiques de terrain	23
II.1.2. Matériel de laboratoire.....	23
II.2. MÉTHODES	23
II.2.1. Méthodes géophysiques aéroportées	23
II.2.2. Méthodes d'analyse géomorpho-structurale.....	24
<i>II.2.2.1. Données</i>	<i>24</i>

II.2.2.2. Traitements spécifiques	24
II.2.3. Méthodes de terrain	25
II.2.3.1. Technique de forage	25
II.2.3.2. Filmage du trou de forage (Down-Hole Surveying).....	26
II.2.3.3. Méthodes de description et échantillonnage	27
II.2.3.4. Description géotechnique	27
II.2.3.5. Description structurale.....	27
II.2.3.6. Mesures des paramètres pétrophysiques	29
II.3. TECHNIQUES DE LABORATOIRE.....	30
II.3.1. Pétrographie.....	30
II.3.2. Analyse structurale et microstructurale	30
II.4. MÉTHODE GÉOCHIMIQUE SUR ROCHE TOTALE.....	31
II.4.1. Préparation des échantillons	31
II.4.2. Géochimie sur roche totale	31
CHAPITRE III : LITHOSTRATIGRAPHIE ET ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE	32
III.1. INVENTAIRE LITHOSTRATIGRAPHIQUE.....	33
III.1.1. Prospect TNF08.....	33
III.1.1.1. Formations ferrifères	35
III.1.1.2. Roches hôtes de la zone.....	35
III.1.1.3. Matériau d'altération	37
III.1.2. Prospect TNF11.....	39
III.1.2.1. Formations ferrifères	39
III.1.2.2. Roches hôtes de la zone.....	40
III.1.2.3. Matériau d'altération	41
III.1.3. Coupes géologiques.....	43
III.2. ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE.....	44
III.2.1. Roches hôtes.....	45
III.2.1.1. Gneiss leucocrates.....	45
III.2.1.2. Gneiss à grenat et amphibole	46
III.2.1.3. Amphibolites à grenat	48
III.2.1.4. Granulites mafiques	50
III.2.1.5. Granulites ultramafiques	52
III.2.1.6. Hornblendites	53
III.2.2. Formations ferrifères	55
III.2.2.1. Formations ferrifères rubanées (FFR).....	55
III.2.2.1.1. FFR à calcite	55
III.2.2.1.2. FFR à pyroxène	57
III.2.2.1.3. FFR à biotite	59
III.2.2.2. Formations ferrifères granulaires (FFG)	60
III.2.2.2.1. FFG mylonitisées	61
III.2.2.2.2. FFG à calcite et amphibole.....	62
III.2.2.2.3. FFG à chlorite.....	64
CHAPITRE IV : ANALYSE DE LA DÉFORMATION DANS LES DIFFÉRENTS ENSEMBLES LITHOLOGIQUES.....	67

IV.1. ANALYSE MORPHOSTRUCTURALE	68
IV.1.1. Analyse de la carte topographique et de l'image SRTM	68
IV.1.1.1. Traitement de l'image SRTM	69
IV.1.1.3. Orographie	69
IV.1.1.3.1. Unités morphotectoniques	69
V.1.1.3.2. Modelé des reliefs	70
IV.1.1.4. Hydrographie	72
IV.1.3. Cartographie des linéaments	74
IV.2. ANALYSE DU LEVÉ AÉROMAGNÉTIQUE - RADIOMÉTRIQUE.....	76
IV.2.1. Traitement des données aéromagnétiques et radiométriques.....	76
IV.2.2. Failles et cisaillements à l'échelle régionale.....	78
IV.2.3. Synthèse morpho-structurale et géophysique aéroportée.....	79
IV.3 ANALYSE MÉSOSCOPIQUE	81
IV.3.1. Première phase de déformation D_1	81
IV.3.1.1. Foliation S_1	81
IV.3.1.2. Plis P_1	81
IV.3.1.3. Boudinage β_1	82
IV.3.1.4. Caractérisations de l'ellipsoïde de déformation finie D_1	83
IV.3.2. Deuxième phase de déformation D_2	84
IV.3.2.1. Foliation $S_{0/2}$	84
IV.3.2.2. Linéation L_2	84
IV.3.2.3. Boudins β_2	85
IV.3.2.4. Plis P_2	86
IV.3.2.5. Schistosité de plan axial (S_2).....	86
IV.3.2.6. Plans de cisaillement C_2	87
IV.3.3. Phase de déformation D_3	87
IV.3.3.1. Plis P_3	88
IV.3.3.2. Schistosité S_3	92
IV.3.3.3. Cisaillements C_3 et failles associées	92
IV.3.3.4. Caractérisation de l'ellipsoïde de l'épisode D_3	93
IV.3.4 Phase de déformation D_4	94
IV.4. ANALYSE MICROSTRUCTURALE	97
IV.4.1. Mécanisme de la microstructure	97
IV.4.2 Thermométrie qualitative de déformation.....	99
CHAPITRE V : GÉOCHIMIE DES FORMATIONS FERRIFÈRES ET DES ROCHES HÔTES	101
V.1. CARACTÈRES GÉOCHIMIQUES DES FORMATIONS FERRIFÈRES.....	102
V.1.1. Formations ferrifères granulaires	102
V.1.1.1. Éléments majeurs.....	102
V.1.1.2. Éléments en traces	103
V.1.1.3. Terres rares.....	103
V.1.2. Formations ferrifères rubanées ou FFR.....	105
V.1.2.1. Éléments majeurs.....	105
V.1.2.2. Éléments en traces	105

V.1.2.3. <i>Terres rares</i>	107
V.2. CARACTÈRES GÉOCHIMIQUES DES ROCHES HÔTES	107
V.2.1. Roches acides (gneiss granitiques).....	107
V.2.1.1. <i>Éléments majeurs</i>	107
V.2.1.2. <i>Éléments traces et Terres rares</i>	109
V.2.2. Orthogneiss intermédiaires (gneiss à grenat et amphibole).....	109
V.2.2.1. <i>Éléments majeurs</i>	109
V.2.2.2. <i>Éléments traces</i>	111
V.2.2.3. <i>Éléments de Terres rares</i>	111
V.2.3. Roches hôtes mafiques et ultramafiques	112
V.2.3.1. <i>Roches hôtes mafiques</i>	113
V.2.3.1.1. <i>Éléments majeurs</i>	113
V.2.3.1.2. <i>Éléments traces et Terres rares</i>	113
V.2.3.2. <i>Roches hôtes ultramafiques</i>	114
V.2.3.2.1. <i>Éléments majeurs</i>	114
V.2.3.2.2. <i>Éléments traces et terres rares (REE)</i>	114
CHAPITRE VI : INTERPRÉTATION ET DISCUSSION.....	116
VI.1. LITHOSTRATIGRAPHIE	117
VI.1.1. Stratigraphie	117
VI.1.1.1. <i>Zone à minéralisation potentielle TNF08</i>	117
VI.1.1.2. <i>Zone à minéralisation potentielle TNF11</i>	117
VI.1.2. Évolution métamorphique.....	118
VI.2. ÉVOLUTION TECTONIQUE	119
VI.2.1. Géométrie et histoire de la déformation.....	119
VI.2.1.1. <i>Zone à minéralisation potentielle TNF08</i>	119
VI.2.1.2. <i>Zone à minéralisation potentielle TNF11</i>	121
VI.2.2. Distribution lithologique	123
VI.2.2.1. <i>Corps magnétiques discrets</i>	123
VI.2.2.2. <i>Zones à minéralisation potentielle de l'or</i>	123
VI.2.2.3. <i>Zones à minéralisation potentielle de fer</i>	125
VI.2.2.4 <i>Contrôles de la minéralisation</i>	126
VI.2.3. Modèle de genèse des minéralisations de fer et de l'or dans le secteur d'étude.....	126
VI.3. ÉVOLUTION GÉOCHIMIQUE	128
VI.3.1. Nature, origine et processus de contamination des FF de Toko-Nlokeng	128
VI.3.1.1. <i>Nature et origine</i>	128
VI.3.1.2. <i>Contamination par des matériaux détritiques</i>	130
VI.3.2. Environnements de dépôt du gisement	131
VI.3.2.1. <i>Paléo-redox</i>	131
VI.3.2.2. <i>Contexte tectonique du dépôt</i>	132
VI.3.3. Potentiels en minerai des FF de Toko-Nlokeng.....	133
VI.4. NATURE ET ORIGINE DES ROCHES HÔTES DE TOKO-NLOKENG.....	134
VI.4.1. Évaluation de la mobilité des éléments chimiques	134
VI.4.2. Pétrogenèse et évolution magmatique des roches hôtes du complexe du Nyong.....	136
VI.4.2.1. <i>Gneiss granitiques</i>	136

VI.4.2.2. <i>Roches métavolcaniques intermédiaires à mafiques-ultramafiques</i>	137
VI.4.3. Cadre géodynamique et tectonique	139
VI.4.4. Modèle d'évolution géodynamique du complexe du Nyong	144
CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES	147
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	150
ANNEXES.....	167

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Vue macroscopique des FF de Toko-Nlokeng.....	6
Figure 2. Cadre géodynamique de genèse des différents types de formations de fer rubanées	9
Figure 3. Genèse et environnement de dépôt des FFR.....	10
Figure 4. Localisation du secteur d'étude	12
Figure 5. Diagramme ombrothermique du secteur d'étude.....	12
Figure 6. Carte hydrographique du secteur Toko-Nlokeng.....	13
Figure 7. Carte géologique du Cameroun	16
Figure 8. Carte géologique du Sud-Ouest Cameroun.....	20
Figure 9. Site de sondage inclinés	25
Figure 10. Etapes de récupération des données par ACT II.....	26
Figure 11. Convention des différents angles mesurés sur les carottes de sondage au diamant....	28
Figure 12. Mesure des angles sur les carottes	28
Figure 13. Méthode de mesure structurale sur table	29
Figure 14. Carte de localisation des sondages étudiés dans la zone d'étude.....	34
Figure 15. Reconstitution des profils lithologiques des puits de carottage de de TNF08.....	34
Figure 16. Unité des FF du forage TNDF08_03 à l'intervalle de 32,20 à 39,75 m.	36
Figure 17. Illustration d'un contact graduel	37
Figure 18. Vue en plan, orientée vers l'Ouest du matériau d'oxyde à TNF08	38
Figure 19. Coupe transversale E-W à travers le modèle TNF08 FF	38
Figure 20. FF du sondage TNDF11_1.....	39
Figure 21. Carotte des gneiss felsiques dans sondage TNDF11_01	41
Figure 22. Vue en plan, orientée vers l'ouest, du matériau d'oxyde TNF11	42
Figure 23. Reconstitution des profils lithologiques des puits s de TNF11.....	42
Figure 24. Coupe géologique suivant la transversale W-E à TNF08.....	43
Figure 25. Coupe géologique suivant la transversale W-E à TNF11	43
Figure 26. Caractères macroscopiques et microscopiques des gneiss leucocrates d.....	45
Figure 27. Caractères macroscopiques et microscopiques des gneiss à grenat et amphibole	47
Figure 28. Caractères macroscopique et microscopique des amphibolites à grenat	49
Figure 29. Caractères macroscopiques et microscopiques des granulites mafiques	51
Figure 30 . Caractères macroscopiques et microscopiques granulites ultramafiques	53
Figure 31. Caractères macroscopique et microscopique en LPA et LPNA des hornblendites	54
Figure 32. Caractères macroscopiques et microscopiques de FFR à chlorite	56
Figure 33. Caractères macroscopique et microscopique de FFR à proxène et pyroxène.....	58
Figure 34. Caractères macroscopique et microscopique de FFR à biotite de Toko-Nlokeng	60
Figure 35. Caractères macroscopique et microscopique de FFG de Toko-Nlokeng	61
Figure 36. Caractères macroscopique et microscopique de FFG à amphibole	63
Figure 37. Caractères macroscopique et microscopique de FFG à chlorite de Toko-Nlokeng ...	65
Figure 38. Carte topographique de Toko-Nlokeng	69
Figure 39. Modèle numérique de terrain extrait de la carte topographique	70
Figure 40. Profils topographiques suivant les traits de coupe.....	71
Figure 41. Orographie	72
Figure 42. Réseau hydrographique du secteur d'étude	73
Figure 43. Carte des linéaments : a) Linéaments hydrographiques ; b) Rosace directionnelle ..	74
Figure 44. Etudes des linéaments : a) Synthèse des linéaments couplée aux anomalies aéromagnétiques ; b) Rosace des directions.....	75

Figure 45. Images en format Geotiff produites par des logiciels de SGC montrant les relations entre la litho-structural et les distributions des minéralisations dans le secteur d'étude.....	77
Figure 46. Image radiométrique	78
Figure 47. Carte structurale régionale réalisée à travers des données géophysiques	79
Figure 48. Cartes des linéaments superposée à l'anomalie aéromagnétique	80
Figure 49. a) Foliation S_0/S_1 composite b) Orientation préférentielle de la magnétite	81
Figure 50. Esquisse structurale à l'échelle du gisement de Toko-Nlokeng	82
Figure 51. Marqueurs de déformation D_1	83
Figure 52. Structures de la D_2	84
Figure 53. Linéation d'étirement minéral L_2	85
Figure 54. Plis P_2 dans les gneiss	86
Figure 55. a) Schistosité S_2 de plan axial dans les gneiss ; b) Cisaillements C_2	87
Figure 56. Stéréogrammes des pôles	89
Figure 57. Différents plis P_3	90
Figure 58. Différents types de plis	91
Figure 59. Foliation mylonitique.....	93
Figure 60. Marques de déformation de la D_4	95
Figure 61. Carte géologique détaillée du secteur Toko-Nlokeng.....	96
Figure 62. Microstructures dans les FF et la roche hôte de Toko-Nlokeng	98
Figure 63. Microstructures des entités géologiques de Toko-Nlokeng.....	99
Figure 64. Microstructures de déformation de la zone d'étude.....	100
Figure 65. Spectres des terres rares des FF normalisés par rapport à la chondrite et spectres par rapport au PAAS	106
Figure 66. Caractéristiques géochimiques des roches hôtes associées aux FF	108
Figure 67. Diagrammes de caractérisation du magma des roches métavolcaniques mafiques-ultramafiques associées aux formations ferrifères	110
Figure 68. Spectres des terres rares des orthogneiss	112
Figure 69. Spectres des terres rares des métavolcanites mafiques et ultramafiques	115
Figure 70. Evolution tectonique du secteur Toko-Nlokeng	120
Figure 71. Déformation polyphasique dans la zone TNF11 de Toko-Nlokeng	122
Figure 72. Interprétation des images géophysiques	124
Figure 74. Contrôle structurale à l'échelle régionale	125
Figure 74. Évolution structurale de la zone d'étude	127
Figure 75. a) Diagramme SiO_2 vs. Al_2O_3 ; b) Diagramme Fe/Ti vs. $Al/(Al + Fe + Mn)$	129
Figure 76. Digramme Eu/Sm en fonction de Sm/Yb des FF Toko-Nlokeng	130
Figure 77. Diagrammes binaires de discrimination de la contamination détritique dans des formations ferrifères de Toko-Nlokeng	131
Figure 78. Diagramme $(Ce/Ce^*)_{PAAS}$ vs. $(Pr/Pr^*)_{PAAS}$ de discrimination.....	132
Figure 79. Diagramme montrant le type le de minerai de Toko-Nlokeng	134
Figure 80. Diagramme CCPI vs. AI pour les roches hôtes de Toko-Nlokeng.....	135
Figure 81. Pétrogenèse et évolution magmatique des gneiss	137
Figure 82. Pétrogenèse et évolution magmatique des roches mafiques et ultramafiques	138
Figure 83. Diagrammes de discrimination tectonique des échantillons de gneiss felsiques	140
Figure 84. Diagrammes de discrimination tectonique des roches.....	141
Figure 85. Cadre géodynamique et tectonique des roches hôtes	143
Figure 86. Scénarios tectoniques possibles pour l'évolution du complexe de Nyong.....	145

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I. Minéralogie des formations de fer selon le degré de métamorphisme	7
Tableau II. Relevés climatiques moyens de la zone d'étude.....	12
Tableau III Caractères pétrographiques des formations géologiques.....	65
Tableau IV. Directions d'écoulement des cours d'eau d'ordre 1, 2, 3 et 4	73
Tableau V. Analyses géochimiques sur roche totale représentatives des formations ferrifères	104

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE I : Tableaux de descriptions des sondages	
ANNEXE II : Tableaux des données structurales de Toko-Nlokeng.....	
ANNEXE III : Tableaux des données géochimiques des roches hôtes de Toko-Nlokeng et ses environs du complexe du Nyong.....	
ANNEXE IV : Articles tirés de la thèse :	

LISTE DES ABREVIATIONS

Liste des abréviations utilisées pour les minéraux (Kretz, 1983)

Bt : Biotite	Pl : Plagioclase
Chl : Chlorite	Px : Pyroxène
Kfs : Feldspath potassique	Qtz : Quartz
Hbl : Hornblende	Px : Pyroxène
Ms : Muscovite	Hem : Hématite
Mag : Magnétite	Pyr : Pyrite
Op : Minéraux opaques	Cpx : Clinopyroxène
	Amp : Amphibole

Autres abréviations

BIF : <i>Banded Iron Formation</i>
CAMINEX : <i>Cameroon Mining Exploration</i>
CCC : Cisaillement Central Camerounais
CPNE : Chaîne Panafricaine Nord Équatoriale
D ₁ : Première phase de déformation
D ₂ : Deuxième phase de déformation
D ₃ : Troisième phase de déformation
D ₄ : Quatrième phase de déformation
DEM: <i>Digital Elevation Model</i>
DSO: <i>Direct Shipping Ore</i>
FF : Formation Ferrifère
FFG : Formation Ferrifère Granulaire
FFR: Formation Ferrifère Rubanée
Fig. Figure
GPS. <i>Global Positioning System</i>
ICP-MS: <i>Inductively Couple Plasma-Mass Spectrometry</i>
IMIC: <i>International Mining and Infrastructure Corporation plc</i>
IRGM : Institut de Recherche Géologique et Minière
Ld : limite de détection
LOI : <i>Lost On Ignition</i> (perte au feu)
LPA : Lumière Polarisée Analyisée
LPNA : Lumière Polarisée Non Analyisée
MNT : Modèle Numérique de Terrain
Myl : Mylonite
PAAS: <i>Post Archean Australian Shale</i>
SIG : Système d'Information Géographique
SM : Susceptibilité Magnétique
SRTM: <i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
UTM : <i>Universal Transverse Mercator</i>

RÉSUMÉ

Le secteur Toko-Nlokeng, situé dans la Région du Sud, appartient au complexe du Nyong qui définit la limite NW du craton du Congo au Cameroun. L'objectif principal de ce travail est de contribuer à la connaissance des formations géologiques (ferrifères et roches hôtes) et du cadre structural du secteur de Toko-Nlokeng dans le complexe du Nyong afin de modéliser l'évolution magmato-tectonique et géodynamique des formations ferrifères (FF) et les roches hôtes dans le complexe du Nyong. Les investigations ont porté sur les études pétrographiques, structurales et géochimiques sur roche totale. Du point de vue pétrographique, ce secteur est constitué d'un ensemble métamorphique composé d'hornblendites, de granulites mafiques et ultramafiques, de gneiss à grenat et amphibole, de gneiss leucocrates, d'amphibolites à grenat, enfin des (FF) comprenant des rubanées (FFR) et des granulaires (FFG). Toutes les roches ont des textures granoblastiques hétérogranulaires. Ces entités lithologiques sont caractérisées par des paragenèses (i) granulitiques : $Grt + Cpx + Pl \pm Op$ (granulites mafiques et ultramafiques), (ii) amphibolitiques $Hbl + Cpx + Bt$ (hornblendites) et (iii) faciès schiste vert : $Mag + Qtz \pm Chl$ (FFR), et $Mag + Qtz \pm Hem$ (FFG). L'analyse morpho-structurale montre d'une part, la configuration du réseau de décrochements principaux ENE-WSW avec les failles satellites associées ; configuration compatible avec le système de Riedel ; et d'autre part, l'allure des trajectoires de foliation de direction prédominante NE-SW dans le secteur d'étude. Sur le plan structural, les éléments structuraux enregistrés permettent de distinguer quatre phases de déformation. La première phase de déformation est caractérisée par la foliation S_1 , les boudins β_1 et les plis P_1 . Cette phase est d'aplatissement général extensif. La deuxième phase est marquée par la foliation S_1/S_2 régionale porteuse de la linéation d'étirement, mais aussi par des plissements P_2 avec des plans axiaux subverticaux de direction moyenne E-W et caractérise une phase de serrage. La troisième phase D_3 est marquée par des plis P_3 , des shear zones décrochantes. Cette phase montre un double raccourcissement (maximal E-W à NW-SE et minimal N-S à NE-SW). La quatrième phase D_4 est essentiellement fragile (failles et joints). La géochimie des FF indique que SiO_2 et Fe_2O_3 constituent plus de 90 % de la roche ; elle est caractéristique des sédiments chimiques. Les rapports Si/Al , Fe/Al et Fe/Ti élevés, ainsi que les anomalies positives en Eu, indiquent que les éléments chimiques des FF de Toko-Nlokeng proviennent d'une source hydrothermale. Leurs teneurs en fer natif sont faibles, caractéristique du minerai de faible degré. Le contexte géotectonique de dépôt mis en évidence est celui de marge continentale active où les éléments chimiques ont précipité à partir d'un mélange d'eau de mer et de fluide hydrothermal à basse température. Les anomalies positives en Eu ($Eu/Eu^*_{PAAS} > 1,8$) ainsi que l'association avec les métavolcanites sont compatibles avec le caractère du type Algoma des FF étudiées. L'évolution géodynamique des protolithes des roches hôtes de Toko-Nlokeng montre les affinités de types E-MORB, P-MORB et G-MORB et de type d'arc, d'arrière-arc 'B' dans un contexte de marge de subduction sans lien avec la subduction, avec une contamination crustale mineure. L'affinité tholéiitique à calco-alcaline et peralumineuse de ces roches indique un arc mature et une croûte épaissie pendant l'Orogenèse Éburnéenne du craton du Congo.

Mots clés : Formations ferrifères granulaires et rubanées, Type Algoma, Roches hôtes mafiques-ultramafiques, Contrôle structural, Contexte géodynamique, Toko-Nlokeng.

ABSTRACT

The Toko-Nlokeng area, located in the Southern Region, belongs to the Nyong complex, which defines the NW limit of the Congo Craton in Cameroon. The main objective of this work is to contribute to the understanding of the geological formations (iron formation and host rocks) and structural framework of the Toko-Nlokeng sector of the Nyong complex. Investigations focused on petrographic, structural, and geochemical studies on total rock. Petrographically, the area comprises a metamorphic assemblage of hornblendites, mafic and ultramafic granulites, garnet and amphibole gneisses, leucocratic gneisses, garnet amphibolites and Iron Formations (IFs) comprising banded (BIFs) and granular (GIFs) rocks. All rocks have heterogranular granoblastic microstructures. These lithological entities are characterized by (i) granulitic paragenesis with $\text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Pl} \pm \text{Op}$ (mafic granulites), (ii) amphibolitic $\text{Hbl} + \text{Cpx} + \text{Bt}$ (hornblendites), and (iii) greenschist facies: $\text{Mag} + \text{Qtz} \pm \text{Chl}$ (BIFs), and $\text{Mag} + \text{Qtz} \pm \text{Hem}$ (GIFs). Morpho-structural analysis shows, on the one hand, the configuration of the leading ENE-WSW strike-slip network with associated satellite faults and a configuration compatible with the Riedel system; and, on the other hand, it shows the predominantly NE-SW direction of foliation paths in the study area. From a structural point of view, the structural elements recorded enable us to distinguish four phases of deformation. The first phase of deformation is characterized by S_1 foliation, β_1 boudins, and P_1 folds. This phase is characterized by extensive general flattening. The second phase is marked not only by regional S_1/S_2 foliation carrying the stretching lineation, but also by P_2 folds with sub-vertical axial planes of mean E-W direction. The third phase, D_3 , is marked by P_3 folds and shear zones. This phase shows double shortening (maximum E-W to NW-SE and minimum N-S to NE-SW). The fourth D_4 phase is essentially brittle (faults and joints). IFs geochemistry shows that SiO_2 and Fe_2O_3 comprise more than 90% of the rock, typical of chemical sediments. High Si/Al, Fe/Al and Fe/Ti ratios, and positive Eu anomalies, indicate that the chemical elements in the Toko-Nlokeng FF are derived from a hydrothermal source. Their native iron content is low, characteristic of low-grade ore. The geotectonic depositional context highlighted is that of an active continental margin, where the chemical elements precipitated from a mixture of seawater and low-temperature hydrothermal fluid. The positive Eu anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^*\text{PAAS} > 1.8$) and the association with metavolcanites are compatible with the FF character of the Algoma type. The geodynamic evolution of the Toko-Nlokeng host rock protoliths shows E-MORB, P-MORB, and G-MORB type affinities and arc, back-arc 'B' type affinities in a subduction margin context unrelated to subduction, with minor crustal contamination. The tholeiitic to calc-alkaline and peraluminous affinity of these rocks indicates a mature arc and thickened crust during the Eburnian Orogenesis of the Congo Craton.

Keywords: Granular and banded iron formations, Algoma type, Mafic-ultramafic host rocks, Structural control, Geodynamic context, Toko-Nlokeng.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

La plupart des grandes formations ferrifères (FF) de la planète ont été identifiées, mais toutes ne sont pas exploitées. Les principaux enjeux de l'exploitation sont de nature économique, car ces gisements nécessitent des infrastructures et des investissements très lourds. Dans la région d'Afrique centrale, la partie nord-ouest du craton du Congo (comprenant le sud du Cameroun, le nord de la République du Congo et le nord du Gabon) est bien connue comme une province métallogénique émergente avec de nombreux projets sur les minerais de fer en cours de développement depuis les années 2000. Cette région d'Afrique regorge d'importants gisements/gîtes de fer abrités par des FF qui ont été découverts dans les ceintures de roches vertes précambriennes qui les entourent (Suh *et al.*, 2009 ; Cunningham et De Waele, 2012 ; De Waele *et al.*, 2015 ; Gatsé Ebotéhouna *et al.*, 2019 ; 2021 ; Deassou *et al.*, 2022 ; Gourcerol *et al.*, 2022 ; Soh Tamehe *et al.*, 2022a, 2022b ; Swiffa Fajong *et al.*, 2022). Au niveau régional, ces formations ferrifères peuvent être regroupés en deux blocs principaux séparés par le bassin de Francevillien : (i) le bloc Ntem au Nord qui est composé des gisements/gîtes d'Avima, Badondo, Belinga, Mbalam, Nabeba, Nkout, Bikoula, Meyomessi, Kouambo, Zambi, Kpwa-Atog Boga, Gouap, Ngovayang, Sanaga et Mamelles, (Teutsong *et al.*, 2017; Ilouga *et al.*, 2017; Ndime *et al.*, 2018, 2019; Soh Tamehe *et al.*, 2018, 2021, 2022a) et (ii) le bloc Chaillu au Sud qui est constitué des gisements de Mayoko-Moussondji, Mayoko-Lekoumou et Zanaga (De Waele *et al.*, 2015; Gatse *et al.*, 2017; Gourcerol *et al.*, 2022). Les gisements de fer des blocs Ntem et Chaillu sont contigus et se trouvent au Cameroun, au Gabon et en République du Congo. Ces gisements de fer sont définis par des anomalies magnétiques linéaires proéminents coïncidant avec des unités des formations ferrifères affleurantes le long de la ligne de direction NW-SE, et s'étendant sur une longueur de plusieurs dizaines de kilomètres (De Waele *et al.*, 2015 ; Gourcerol *et al.*, 2022). A une échelle plus locale, les formations ferrifères ont été découvertes à travers des investigations géophysiques aéromagnétiques, radiométriques et électromagnétiques au sol. Les épaissements par plissement au voisinage des zones de faille doivent particulièrement être recherchés à travers l'étude structurale.

Le gîte de fer de Toko-Nlokeng situé dans la partie ouest du complexe de Ntem se trouve dans une zone prospective pour les minéralisations du fer et de l'or. Ce gîte a été initialement mise en évidence par la cartographie régionale du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) en 1986. Ce projet pionnier de cartographie a indiqué de nombreuses occurrences de FF. Les affleurements de FF ont été identifiés à Toko-Nlokeng à travers la campagne de cartographie réalisée en 2012 suite aux travaux de prospection de géophysique aéroportée exécutée en 2011 par Aureus Mining.Inc. Le traitement des données aéromagnétiques et radiométriques a permis de

cartographier les zones d'intérêt de minerai de fer, et de l'or et d'autres commodités à l'échelle locale, et aussi à réaliser une cartographie litho-structurale détaillée à l'échelle régionale.

Plusieurs travaux de recherches minières et scientifiques ont été réalisés sur les FF du complexe du Nyong en particulier. Ces études ont porté sur la genèse de la minéralisation de fer, le contexte tectonique et géodynamique de la mise en place des FF et des roches hôtes à travers les études pétrographiques, géochimiques, et géochronologiques (Milesi *et al.*, 2006 ; Ganno *et al.*, 2016, 2017 ; Soh Tamehe *et al.*, 2018, 2019, 2021, 2022a, 2022b ; Odigui *et al.*, 2019 ; Nzepang *et al.*, 2020 ; Moudioh *et al.*, 2020 ; Djoukouo Soh *et al.*, 2021 ; Deassou *et al.*, 2022 ; Sepwouo *et al.*, 2022 ; Swiffa Fajong *et al.*, 2022). En plus des minéralisations en fer, les travaux de Fuanya *et al.* (2019) dans le secteur d'Ako'ozam-Akom II, de Ngo Bidjeck (2004) ; Binam *et al.* (2018) à Abieté-Akom II, Ebah Abeng *et al.* (2012) à Lolodorf-Nyabitande, et de Kouankap Nono *et al.* (2021) dans la zone de Abieté-Toko Akom II signalent quelques indices d'or, Au-PGE (Éléments du Groupe de Platine) associés aux FF et aux roches mafiques-ultramafiques du complexe du Nyong. Malgré les efforts déployés pour comprendre le cadre géologique de la minéralisation ferrifère dans le complexe du Nyong, les études précédentes ont peu mis l'accent sur le schéma structural et l'évolution tectonique des FF et de leurs roches hôtes. En comparaison avec les nombreuses études structurales des formations ferrifères bien documentés au Brésil (Silveira Braga *et al.*, 2019 ; Rosière *et al.*, 2021), en Australie (Angerer *et al.*, 2013 ; Egglseeder *et al.*, 2017) en Inde (Beura et Behera, 2018) et en Chine (Han *et al.*, 2014), le cadre géodynamique des FF du craton du Congo est peu connu. L'étude du gisement de Toko-Nlokeng vise la reconstitution stratigraphique et géodynamique du complexe du Nyong à travers les données de géophysique aéroportée, de pétrographie et de géochimie. Pour ce faire, nos travaux visent à récolter les roches fraîches, à caractériser la lithostratigraphie et à faire les mesures structurales des affleurements et des carottes des forages allant de la surface jusqu'à 410 m de profondeur. Afin de pouvoir bien mener cette activité de recherche, il convient de se donner des axes principaux éléments de réponse aux questions suivantes : Les trajectoires de foliation (aéromagnétiques, radiométriques, topographiques et hydrographiques) dans les FF sont-elles continues dans l'encaissant métamorphique ? Si oui, doit-on envisager le seul mode de mise en place en « bande » et en « granulaire » de ce gisement ? si non, peut-on envisager d'autres modes de mise en place en respectant leur caractère syn.- ou post-tectonique ? Quelles seraient les relations structurales, chronologiques et géodynamiques entre les différents ensembles pétrographiques du complexe du Nyong et les minéralisations associées ? Quelle est la succession lithologique dans la zone d'étude ? Les indices de minéralisation signalés (fer et or) seraient-ils économiquement significatifs ? existe-t-il un contrôle structural de ces minéralisations ?

L'objectif principal de ce travail est de contribuer à une meilleure connaissance des formations géologiques (ferrifères et encaissantes) et du cadre structural du complexe du Nyong en général et du secteur de Toko-Nlokeng en particulier. Les objectifs spécifiques consistent à :

- décrypter la succession lithologique des FF avec leur encaissant métamorphique et procéder à leur étude pétrologique ;
- Caractériser la déformation des roches de l'échelle régionale à l'échelle microscopique et cartographier ces formations géologiques ;
- établir des corrélations géologiques entre les forages et ressortir les différentes coupes et cartes géologiques ;
- proposer l'évolution tectonique, génétique et géodynamique des entités géologiques du secteur d'étude et du complexe du Nyong.

En plus de l'introduction générale, le canevas de ce travail comporte six chapitres :

- le chapitre I (Revue de la littérature et cadre naturel) présente les généralités sur les formations ferrifères et les cadres géographique et géologique du secteur d'étude ;
- le chapitre II 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 III concerne l'inventaire lithostratigraphique et l'étude pétrographique des différentes formations géologiques rencontrées ;
- le chapitre IV se consacre à l'analyse de la déformation.
- le chapitre V présente les caractères géochimiques des FF et leurs roches encaissantes ;
- le chapitre VI est consacré à l'interprétation et discussion des résultats obtenus et aux corrélations locale et régionale.

Enfin, la conclusion générale fait ressortir les principaux résultats obtenus au cours de ce travail, ainsi que les perspectives qui en découlent.



**CHAPITRE I :
REVUE DE LA LITTÉRATURE ET
CADRE NATUREL**

Les formations ferrifères (FF) sont des roches d'origine sédimentaire, généralement rubanées, contenant au moins 15 % de fer d'origine sédimentaire, dans lesquelles les lits de minéraux de fer sont intercalés avec les lits de quartz, chert ou carbonate (Spier *et al.*, 2008). Leur genèse est limitée dans le temps à la période précambrienne.

I.1. GÉNÉRALITÉS SUR LES FORMATIONS FERRIFÈRES

Les formations ferrifères (*Iron Formations* en anglais, abrégé en *IF*) sont des roches sédimentaires riches en fer ($Fe > 15\%$). Les FF constituent le plus important minerai de fer (environ 90 %) dans le monde. Leur âge est majoritairement Archéenne à Paléoproterozoïque (de 3800 à 1800 Ma). Toutefois, il en existe d'âge Néoproterozoïque et dans ce cas, elles sont associées à des dépôts glaciaires. Les FF ont été abondamment étudiées pendant les cent dernières années, mais plusieurs aspects de leur origine sédimentaire demeurent énigmatiques parce que leurs analogues modernes sont rares. Selon les lieux, divers noms locaux leur sont attribués (Trendall et Morris, 1983) : « Itabirite » au Brésil, « Taconite » en Amérique du Nord, « Ironstone » en Afrique du Sud, « Jaspilite » en Australie.

I.1.1. Caractères morphologiques

Sur la base de la structure, des FF sont divisées en deux groupes : les FF rubanées (FFR) ou *Banded Iron Formation* (BIF) abondant à l'Archéen et dans les séquences paléoproterozoïques, et les FF granulaires ou Granular Iron Formation (FFG) beaucoup plus communes dans les séries paléoproterozoïques (Bekker *et al.*, 2010). Les FFR présentent une structure rubanée marquée par l'alternance des niveaux riches en quartz (chert) et des niveaux riches en oxyde de fer (Klein, 2005) tandis que les FFG ont une structure massive (Fig.1a, b).



Figure 1. Vue macroscopique des FF de Toko-Nlokeng a) FFR (TE05) et b) FFG (TE04)

I.1.2. Caractères minéralogiques

Les minéraux les plus communément rencontrés dans les FF sont le quartz, l'hématite, la magnétite, les carbonates de fer (sidérite ; ankérite), la greenalite, la stilpnomélane, la riebeckite, la pyrite et la minnesotaite (Klein, 2005). La composition minéralogique des formations ferrifères

est fonction du degré de métamorphisme subi par la roche (Tableau 1). C'est ainsi que, lorsque le degré de métamorphisme est faible, l'on observe les minéraux suivants : quartz, magnétite, hématite, pyrite, greenalite, stilpnomelane, minnesotaite, chamosite, ripidolite, riebeckite, ferriannite, sidérite, dolomite-ankérite et calcite. La magnétite est présente lorsque les FF sont riches en oxydes de fer. Dans ce cas, elle est associée aux silicates de fer (greenalite, stilpnomelane et minnesotaite) et à la sidérite. Elle peut aussi être associée à la pyrite dans des milieux riches en sulfures. L'hématite est présente dans les formations riches en carbonates et se retrouve en association avec le stilpnomelane et la minnesotaite dans les FF ayant subi un métamorphisme de degré moyen à élevé, ou avec des silicates tels que les amphiboles ferrifères (cummingtonite, grunnérite, trémolite, actinote), des pyroxènes ferrifères (ferrosilite) et des olivines ferrifères (fayalite) (Klein, 2005).

Tableau I. Minéralogie des formations de fer selon le degré de métamorphisme (Klein, 2005)

DEGRÉ DE MÉTAMORPHISME				
Faible	Moyen		Haut	
Diagénèse précoce à tardive	Biotite	Grenat	Staurotide/disthène	Zone à sillimanite
Chert →	Quartz			
Fe ₃ O ₄ + H ₂ O →	Magnétite			
Fe (OH) ₃	Hématite			
Greenatite				
Stilpnomélane				
Ferriannite				
Talc-minnesotaite				
Fe-Chlorite (ripidolite)				
Dolomite-ankérite				
Calcite				
Sidérite-magnétite				
Riebeckite				
	Cummingtonite-grunerite (anthophyllite)			
	Trémolite-ferroactinolite (hornblende)			
		Grenat almandin		
			Orthopyroxène	
				Fayalite

James (1954) a proposé une classification des FF selon leur composition minéralogique dans la quelle quatre types (oxyde, silicate, carbonate et sulfure) sont distinguées.

Le type oxyde consiste en l'alternance des bandes d'hématite (Fe₂²⁺O₃) avec ou sans

magnétite ($\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4$) et des bandes de silice. Lorsque l'oxyde dominant est la magnétite, la sidérite ($\text{Fe}^{2+}\text{CO}_3$) et les silicates de fer sont généralement présents.

Le type silicate est dominé par les silicates ferrières tels que la greenalite [$(\text{Fe}^{2+}\text{Mg})_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$], la minnesotaite [$(\text{Fe}^{2+}\text{Mg})_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$] et les stilpnomélanes [$\text{K}_{0,6}(\text{MgFe}^{2+}\text{Fe}^{3+})_6\text{Si}_8\text{Al}(\text{OOH})_{27} \cdot 2-4\text{H}_2\text{O}$]. Greenalite et minnesotaite sont des analogues ferreux de l'antigorite et du talc respectivement, alors que le stilpnomélane est un phyllosilicate complexe.

Le type carbonate généralement dominé par l'ankérite [$\text{CaFe}^{2+}(\text{CO}_3)_2$] et la sidérite (FeCO_3). Chacun de ces deux minéraux présente des compositions hautement variables. La minéralogie globale des FF riches en carbonates est relativement simple, avec des proportions relativement égales de chert (quartz) et d'ankérite (et/ou de sidérite).

Le type sulfure renferme la pyrite (FeS_2) et/ou la pyrrotite (Fe_{1-x}S).

I.1.3. Caractères géochimiques

La composition géochimique moyenne des FF est caractérisée par l'extrême abondance du fer (FeO_2 et Fe_2O_3) et de la silice (SiO_2) qui constituent au moins 75 % de la composition chimique totale. Leur contenu en SiO_2 se situe entre 44 et 50 % en masse, le Fe_2O_3 représente environ 20 % en masse et le FeO environ 22 %. Les oxydes d'aluminium, de calcium, de magnésium, de phosphore, de potassium, de sodium, de titane, de soufre et de manganèse ont des teneurs faibles ne dépassant généralement pas 1 %. Le Co et Zn sont les éléments traces prépondérants. Ensuite suivent Cu, Ni et Au dans l'ordre décroissant. Ba, Rb, Sr et Zr ont des teneurs parfois supérieures à 10 ppm. Les autres éléments restent à des teneurs très faibles, généralement non détectables (James, 1954).

I.1.4. Classification tectonique

Gross (1965) a proposé de classer les FF en fonction de leur contexte géotectonique et des associations lithologiques (Fig. 2). Il définit ainsi deux types qui sont le type Algoma et le type Lac Supérieur :

Les FF de type Lac supérieur correspondent à des formations ferrugineuses déposées dans un environnement marin relativement peu profond de mer transgressive, probablement sur les plateaux continentaux des marges tectoniques passives. Elles sont interstratifiées de façon typique avec les carbonates, les arénites quartzieuses et les argiles (pélites) noires, avec une très faible proportion de roches volcaniques. Les formations les plus vieilles sont Paléo-archéennes (environ 3300 Ma), le pic de dépôt étant enregistré entre 2500 et 2300 Ma (Bekker *et al.*, 2010). Ce type de FF constitue près de 90 % des FFR.

Les **FF de type Algoma** sont relativement de petite taille et sont associées à des ceintures de roches vertes archéennes (Bekker *et al.*, 2010) dans lesquelles s'accumulent les laves, les tufs et les sédiments volcano-clastiques (Fig. 2). Les séquences sont souvent métamorphisées. L'âge des formations est Archéen (< 3200 Ma) à début Paléoprotérozoïque, le développement maximum étant enregistré entre 2900 et 2500 Ma. L'environnement de dépôt favorable pour ce type de formation de fer comprend les arcs insulaires/bassins arrière arc, les dorsales et rifts intracratoniques.

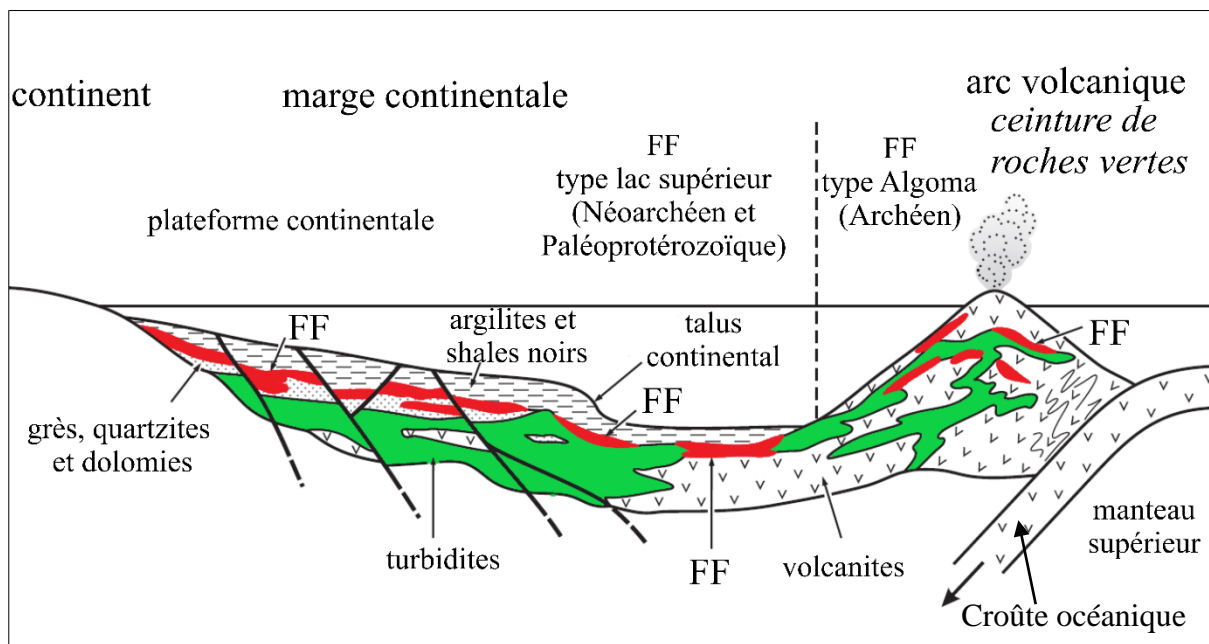


Figure 2. Cadre géodynamique de genèse des différents types de formations de fer rubanées (Bekker *et al.*, 2010)

I.1.5. Modèle de formation

I.1.5.1. Modèle de formation des FFR

Le caractère continu et extrêmement régulier des rubans dans les FFR a conduit la plupart des auteurs à conclure que leur formation résulterait d'une précipitation chimique en milieu marin calme et loin de la côte. La majorité des modèles de formation des FFR sont basés sur une source de fer hydrothermale marine, ainsi qu'un océan à deux couches (Fig. 3). La couche inférieure aurait été anoxique, alors que la couche supérieure aurait été oxydante. Dans les eaux anoxiques et pauvres en sulfures, le fer exhalé par les événements hydrothermaux sous-marins demeure en solution. Dans la zone oxydante, le fer précipite sous forme d'oxy-hydroxydes de fer qui sera par la suite converti en hématite.

L'environnement géodynamique des FF est également variable en fonction de la période de

dépôt. Les FFR du début du protérozoïque se sont déposées dans un milieu océanique anoxique alors que ceux du Néoprotérozoïque seraient associés à des périodes glaciaires qui auraient favorisé la concentration de fer sous les couches de glace avant de précipiter lors de période de transgression interglaciaire.

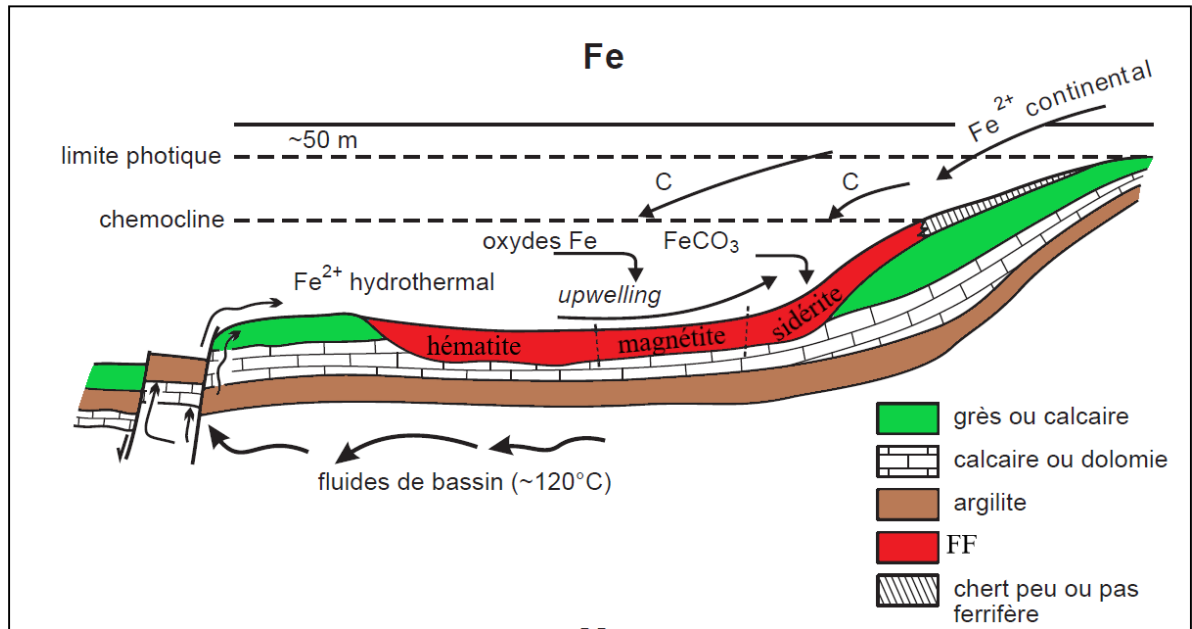


Figure 3. Genèse et environnement de dépôt des FFR (Klein et Beukes, 1989)

1.1.5.2. Modèle des FFG

Les FFG sont des roches sédimentaires qui sont principalement restreintes, du moins dans leur préservation, aux bassins continentaux paléoprotérozoïques (Bekker *et al.*, 2010). Les études granulométriques indiquent que le processus de dépôt est une sédimentation par gravité à partir des courants de turbidité. Des composants silicico-clastiques sont une preuve de dépôt de suspension à partir des courants de densité. Les dépôts se font dans un environnement marin peu profond et perturbé par des vagues. L'environnement est également contemporain d'un volcanisme bimodal, ce qui indique certainement une influence volcano-tectonique (Bekker *et al.*, 2010).

1.1.6. Origine des constituants

1.1.6.1. Source du fer et de la silice

Plusieurs hypothèses ont été formulées pour expliquer l'origine du fer et de la silice dans les FFR. Les premières hypothèses suggèrent une origine continentale (Bekker *et al.*, 2010). En effet, l'altération des roches couplée au lessivage des sédiments constitue la source du fer et de la silice. Mais, cette théorie a été rapidement abandonnée car l'étude des terres rares et des isotopes de

néodyme a révélé que la signature géochimique de ces éléments dans les FF est similaire à celle des fluides hydrothermaux.

I.1.6.2. Origine des fluides

La source des fluides hydrothermaux varie selon les différents auteurs. Une dorsale médio-océanique est suggérée par [Kato et al. \(1998\)](#). Ensuite une autre source serait des panaches mantelliques associés à une activité volcanique océanique ou continentale. Enfin [Lascelles \(2007\)](#) propose plus particulièrement que la source des fluides serait des fumeurs noirs. D'après [Shibuya et al. \(2010\)](#), ces fluides étaient probablement très chauds (environ 350° C) et très alcalins (pH > 10) durant la période archéenne.

I.1.6.3. Origine du carbone et du soufre

Les FF possèdent de faibles teneurs en carbone organique. Ce carbone serait issu de la croissance de bactéries ([Klein, 2005](#)).

Le soufre est très peu présent dans les formations ferrifères. Il proviendrait des émanations soufrées dues à l'activité volcanique et résulterait de la réduction des sulfures dans un système hydrothermal ou de la réduction des sulfates marins par une activité bactérienne ([Klein, 2005](#)).

I.2. CADRE GÉOGRAPHIQUE

I.2.1. Localisation

Le secteur d'étude est situé au Sud du Cameroun et appartient au département de l'Océan, arrondissement d'Akom II ([Fig. 4](#)).

I.2.2. Climat

La partie du Cameroun située entre le 2° et le 6° degré de latitude Nord est soumise à un climat équatorial caractérisé par quatre saisons : deux saisons sèches d'inégales ampleurs séparées par deux saisons des pluies ([Fig. 5](#)).

Le climat du Sud-Cameroun se trouve sous la dépendance étroite du centre d'action de l'anticyclone de Sainte-Hélène. Le [Tableau 2](#) présente les données climatiques de la zone d'étude obtenues sur une période de 121 ans (1902 - 2022). Les moyennes annuelles des précipitations calculées durant cette période sont de 189,4 mm. Les maximas se situent aux mois d'avril (232,9 mm), de mai (268,7 mm) et de septembre (330 mm) marquant les périodes de crues, tandis que les minimas sont enregistrés en janvier (60,9 mm) et décembre (70,6 mm) et marquant ainsi les périodes d'étiages. La température moyenne annuelle est de 24,7°C. Elle peut atteindre 25°C avec un maximum de 25,9°C au mois de février.

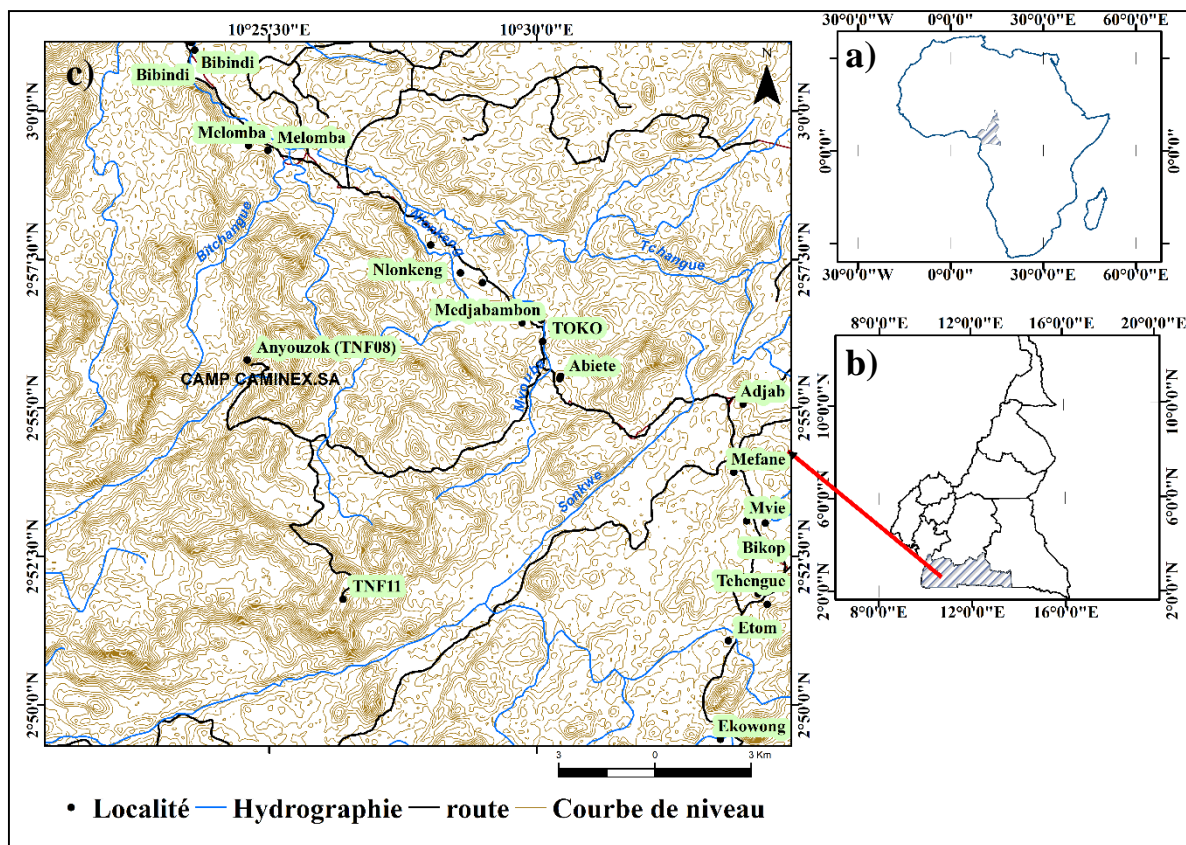


Figure 4. Localisation du secteur d'étude (topographique du Cameroun au 1/200 000, feuille Ebolowa) : a) Cameroun dans l'Afrique ; b) Région du Sud ; c) Zone de Toko-Nlokeng

Tableau II. Relevés climatiques moyens de la zone d'étude pour période de 120 ans (1902-2023).

Mois	Jan.	fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Total	Moy.
P(mm)	60,9	94,8	193,8	232,9	268,7	181,9	83,9	137,6	330	412	205,9	70,6	2273	189,4
T (°c)	25,5	25,9	25,2	25,4	25,2	24,4	23,5	23,5	23,9	24,2	24,8	25,1	296,6	24,7

Source : Site web : www.weatherbase.com. Consulté le 13-01-2023 à 16h52

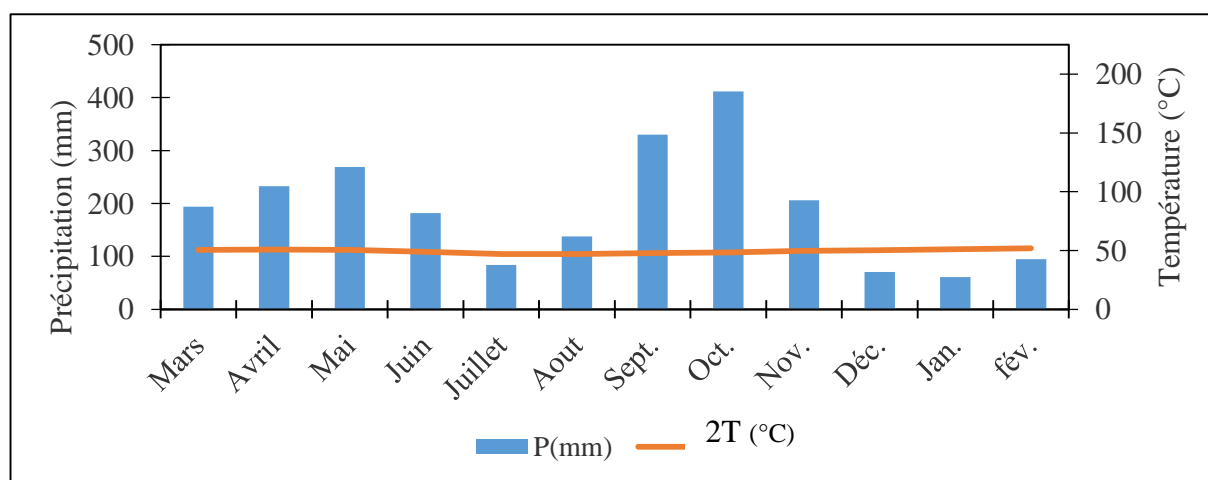


Figure 5. Diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gaussen (1957) appliqué aux données climatiques au secteur d'étude

I.2.3. Hydrographie

La région de Toko-Nlokeng est située sur l'interfluve de deux grands fleuves : la Lokoundjé au Nord et la Kienké au Sud (Fig. 6).

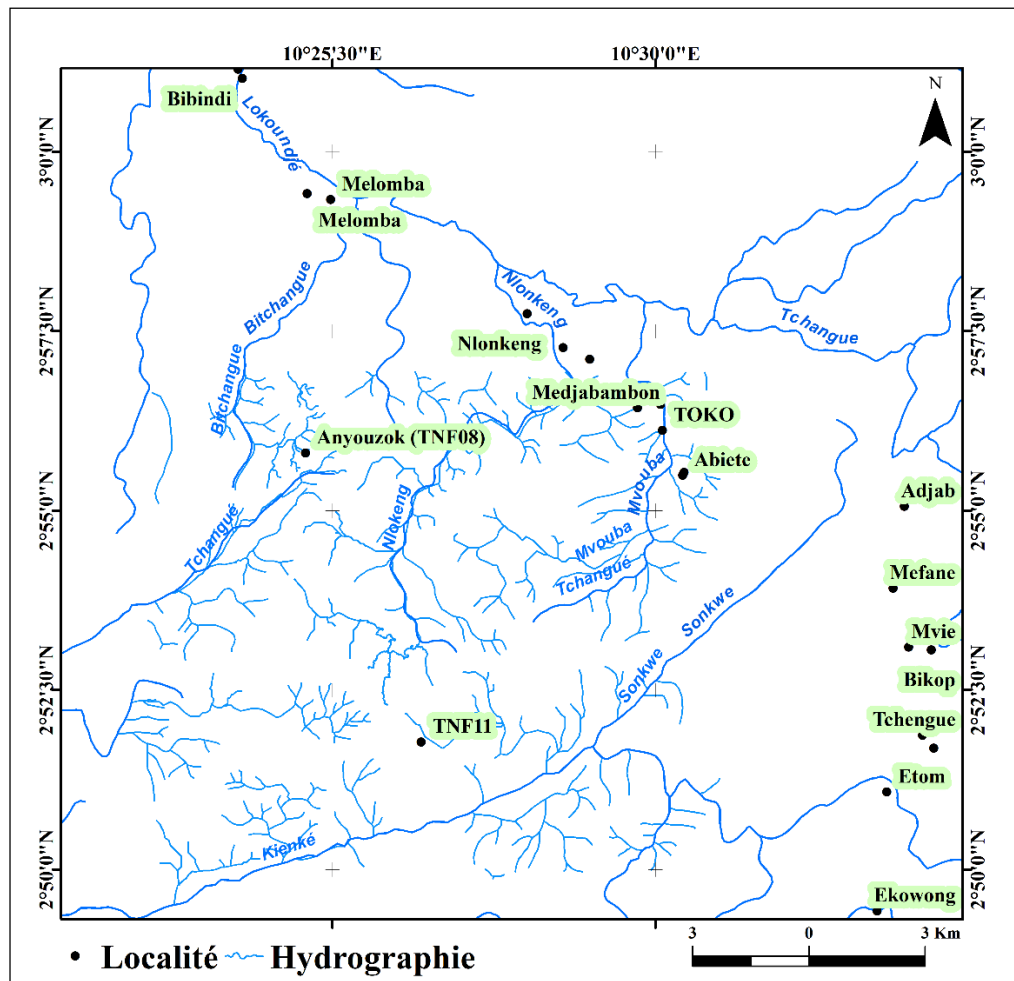


Figure 6. Carte hydrographique du secteur Toko-Nlokeng

Tous les deux appartiennent au bassin versant des fleuves côtiers et présentent un cours général NE-SW. Le bassin de la Lokoundjé couvre une superficie totale de 5200 km², tandis que celui de la Kienké s'étend sur 1435 km² (Egina Aboula, 2018 ; Odigui *et al.*, 2019).

La zone d'étude est abondamment drainée par une multitude de rivières et de ruisseaux temporaires alimentant les cours d'eau Mvoubá et Nlonkeng, principaux affluents de la Tchangué (Lokoundjé). La Kienké a pour principaux affluents la Sonkwé et la Minkolo (Fig. 6). Tous ces cours d'eau forment un vaste réseau dendritique de directions préférentielles NE-SW, NW-SE, WNW-ESE et ENE-WSW.

I.2.4. Végétation

Le secteur Toko-Nlokeng appartient à la zone forestière du Sud - Cameroun qui est caractérisée par une forêt dense et humide tandis que les bas-fonds marécageux jouxtant les cours

d'eaux sont occupés par les raphias (*Africana Otedsh*), de bambous de chine (*Bambusa Vulgaris*) et autres graminées aquatiques. La végétation présente deux aspects : une forêt primaire à sous-bois pauvre et à accès difficile (Criaud, 1985). Elle abrite une végétation herbeuse et des arbres de tailles et formes variées, de plus de 10 m de diamètre ; une forêt secondaire due à l'anthropisation et contenant des arbustes, des bambous de chine (*Bambusa vulgaris*) et de lianes (*Clematis VitalbaL.*).

I.2.5. Faune

Les espèces fauniques rencontrées à Toko-Nlokeng sont : porc-épic (*Atherurus macrourus*), singe macaque (*Macaca fascicularis*), antilope (*Aepyceros melampus*), chimpanzé (*Pantroglodyte*), gorille (*Bradypus variegatus*), biche (*Mazama sp.*) et en grande majorité les rongeurs (rats, écureuil). La faune aquatique est bien représentée, avec plusieurs espèces de poissons et de crustacées d'eau douce. Le perroquet (*Psittacus erithacus*), le toucan (*Ramphastidae pteroglossus torquatus*), la perdrix (Perdrix), et l'aigle (Disambiguan) sont les espèces des oiseaux les plus nombreuses (Criaud, 1985).

I.2.6. 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 (Bilong *et al.*, 1992). 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. Les sols ferrallitiques rouges (secteur de Toko-Nlokeng) 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 dans la zone d'étude.

I.2.7. Population

D'après les informations recueillies à la sous-préfecture d'Akom II, la population du secteur est estimée à 25000 âmes (BUCREP, 2010). En effet, cette population est constituée de 13500 hommes contre 11500 femmes. La population est en majorité jeune, car près de 65 % ont moins

de 40 ans. Toko-Nlokeng est essentiellement peuplé des Bulu, dans une moindre mesure des pygmées et de quelques allogènes avec l'émergence des palmeraies industrielles à Mvié.

I.2.8. Activités économiques

La première activité de la population de Toko-Nlokeng reste l'agriculture de subsistance orientée vers les cultures vivrières (BUCREP, 2010). Il y a une absence d'utilisation des intrants modernes (semences sélectionnées, engrais chimiques, pesticides, etc.). À côté de cette agriculture, il existe l'émergence d'une agriculture intensive du palmier à huile. Elle couvre 260 ha dans la commune. Les populations, pour leur consommation cultivent les ignames (*Dioscorea sp.*), le manioc (*Manihot esculenta*), le maïs (*Zea mays*). Comme culture de rente, l'on y trouve des agrumes et le cacao. Les essences forestières exploitées sont : Bubinga (*Guibourtia tesmanii*), Doussier (*Azelia africana*), Padou (*Azelia bipindensis*), Moabi et Ebene (*Diospyros crassiflora*).

I.3. CADRE GÉOLOGIQUE

Le socle précambrien camerounais est subdivisé en deux grandes entités lithostratigraphiques qui sont : (1) la Chaîne Panafricaine Nord Équatoriale qui couvre les deux tiers du territoire depuis le groupe de Yaoundé jusqu'à l'extrême Nord du Cameroun et (2) le complexe du Ntem qui est la partie camerounaise du craton du Congo (constitué des formations d'âge archéen à paléoproterozoïque).

I.3.1 Aperçu sur la Chaîne Panafricaine Nord Équatoriale (CPNE) au Cameroun

Les particularités des domaines de la chaîne ont été mises en évidence dans les travaux de Ngnotué *et al.* (2000) et Toteu *et al.* (2022) qui subdivisent la CPNE au Cameroun en trois (03) domaines géodynamiques distincts (Fig. 7) : (1) le domaine Nord, (2) le domaine Central, (3) le domaine Sud.

i) Domaine Nord Cameroun

Ce domaine s'étend du Sud de Poli à l'extrémité ouest du Cameroun et est à évolution polyphasée et polycyclique (Toteu *et al.*, 2001). Les formations du domaine nord ont subi une évolution crustale Néoproterozoïque (620-580 Ma), (âges U/Pb sur zircon et Sm/Nd sur minéraux et sur roche totale) et marquée par trois (03) phases de déformations :

- **la phase de déformation D₁**, précoce et tangentielle (datée à 800-700 Ma, âge U/Pb sur zircon, Toteu *et al.*, 2001) associée à un métamorphisme du faciès amphibolite (650°C, 6-7 Kb, Nzenti, 1992) d'âge Néoproterozoïque ;
- **la phase de déformation D₂**, datée à 600-580 Ma (âge U/Pb sur zircon, Toteu *et al.*,

2001), est synchronique d'une migmatitisation intense et d'une granitisation (granitoïdes calco-alcalins syntectoniques D₃). Cette phase D₂ a une évolution métamorphique dans le faciès amphibolite (600°C, 5-7 Kb) et schiste vert (550°C, 5 Kb). La phase de déformation D₂ développe également des décrochements senestres N-S ou NW-SE, et correspond aussi à une période de déformation intense (Nzenti, 1992).

- la phase de déformation D₃ est marquée par des décrochements dextres E-W et des plis E-W et N-S. Des granitoïdes syn-D₃ sont datés à 545 Ma (U/Pb sur zircon).

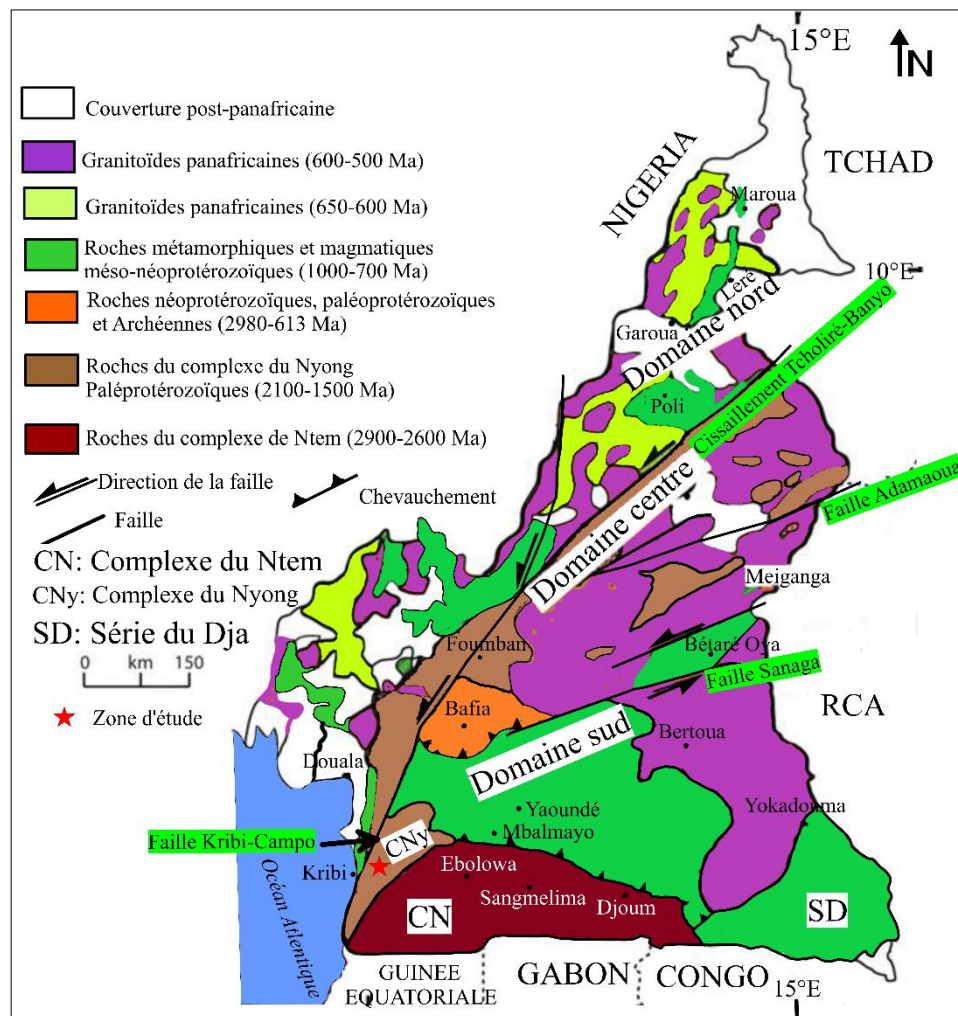


Figure 7. Carte géologique du Cameroun (modifiée après Tchakounté *et al.*, 2017) montrant la localisation de la localité de Toko-Nlokeng et les principaux domaines lithotectoniques : domaine sud ; domaine centre ; domaine nord ; Cisaillement de l'Adamawa, Cisaillement Centre Camerounais ; Faille de la Sanaga ; Faille de Tibati-Banyo ; Complexe du Ntem ; Série du Dja ; complexe du Nyong ; Faille d'Adamaoua

ii)- *Domaine centre*

Il est un vaste domaine essentiellement polycyclique qui s'étend du Sud de Bafia au Sud de

Poli (Fig. 7). Il est marqué par : (1) des grands décrochements parmi lesquels le cisaillement centre camerounais, la faille de Fouban-Tibati-Banyo qui sont des accidents transcurrents ductiles (Nzenti *et al.*, 2006), la Faille de Bétaré-Oya qui est un accident ductilo-fragile (Kankeu *et al.*, 2010) et la faille de la Sanaga (FS) qui est un accident fragile. (2) l'abondance des granitoïdes pour la plupart sont anté à post-tectoniques et orthogneissifiés (leucogranites, granites et syénites) de nature calco-alcaline hyperpotassique à alumineuse (Nzenti *et al.*, 2011 ; Azeuda Ndonfack *et al.*, 2022, Fossi *et al.*, 2022), des granulites (850-900°C, 10-12 Kb) d'âge Archéen à Néoprotérozoïque (Tchakounté *et al.*, 2017 ; Assomo *et al.*, 2021) intrudées par des roches plutoniques potassiques à affinité calco-alcaline.

Trois (03) phases de déformation panafricaine accompagnée des recristallisations métamorphiques dans le faciès amphibolite de degré faible à fort ont été mises en évidence par les travaux de Fossi *et al.* (2021). Par contre les travaux de Fuh *et al.* (2021) ont identifiés (04) phases de déformation liées aux phases magmatiques de l'orogénèse panafricaine à savoir la D₁ > 640 Ma phase magmatique pré-collision, la D₂ syn-collision (620-600 Ma migmatisation et anatexie), la D₃ post-collision (590-580 Ma) et la D₄ intrusion magmatique (580-560 Ma granites porphyritique à biotite et granites à muscovite-biotite).

iii)- Domaine sud

Il est essentiellement représenté par le groupe de Yaoundé. Il est limité dans sa partie australe par le craton du Congo et comprend les séries de Yaoundé au centre, de Mbalmayo-Bengbis-Ayos au sud, de Yokadouma à l'Est. Ces différentes séries sont constituées des formations volcano-sédimentaires d'âge Néoprotérozoïque chevauchant vers le Sud le craton du Congo (Nzenti *et al.*, 1988). Ce domaine est à évolution polyphasée et monocyclique (Nzenti *et al.*, 1988) avec deux phases principales de déformation synchrones des recristallisations métamorphiques dans le faciès des granulites.

L'on y rencontre des assemblages granulitiques de haute pression et des migmatites (T = 800°C, P = 12 Kb ; Nzenti *et al.*, 1988). Quatre (04) phases de déformation sont proposées dans cette partie sud par Mvondo Ondo (2009). Les phase D₁ et D₃ correspondent à un raccourcissement (ou contraction) E-W à NW-SE et à un épaissement crustal par empilement de nappes. La phase D₂ correspond à une extension NS à NE-SW survenant lors de l'effondrement orogénique et de l'exhumation de la série de Yaoundé. La D₁ représente une phase d'empilement de la nappe associée à un métamorphisme prograde qui culmine dans des conditions de granulite à haute pression. À l'inverse, la D₂ représente une phase de décompression qui s'est produite lors de l'extension parallèle de l'orogène. Elle est associée à un sous-placage magmatique intense et à une boudinisation de la foliation à grande échelle et (ou) gneissique qui a fortement transposé les

structures de la D₁ pour former des structures régionales aplaties. Ces dernières ont été repliées par la déformation D₃ en plis P₃ représentant le modèle de déformation régional développé de manière cohérente avec le système convergent transsaharien E-W. La phase de plissement D₄ est provisoirement attribué à un écoulement latéral consécutif à une extension crustale diachronique. On pense que les plis P₃ et P₄ sont des événements contemporains définissant une constriction verticale globale.

En résumé, la CPNE est faite de formations panafricaines (granitoïdes alumineux) comportant des formations juvéniles néoprotérozoïques et des formations paléoprotérozoïques (Ganwa *et al.*, 2016 ; Kamani *et al.*, 2021, Toteu *et al.*, 2022). Elle s'intègre dans un modèle tectonique transpressif au cours de la convergence oblique entre le craton du Congo/ São Francisco et le bloc Est Saharien (Ganno *et al.*, 2016 ; Mvondo *et al.*, 2023). La CPNE rapportée semble être le résultat d'un processus tectonométamorphique et magmatique prolongé qui a débuté à la fin du Mésoprotérozoïque (vers 1167 Ma) et s'est poursuivi au cours du Néoprotérozoïque jusqu'au Cambrien (vers 500 Ma ; Mvondo *et al.*, 2023).

I.3.2. Domaine cratonique

Le craton du Congo et sa contrepartie brésilienne, le craton de São-Francisco étaient soudés en un seul ensemble appelé le grand craton du Congo/ São-Francisco (Agrella Filho *et al.*, 1996, Santos *et al.*, 2021). Le craton du Congo/ São-Francisco s'est disloqué en deux blocs séparés entre eux par l'océan Atlantique durant l'ouverture de l'Atlantique Sud : (i) le craton de São-Francisco au Brésil et (ii) le craton du Congo en Afrique centrale et dont la bordure NW affleure au Cameroun et forme les complexes du Ntem et du Nyong (Fig. 8).

Ces deux complexes sont chevauchés au Nord par le groupe de Yaoundé. Il est composé de formations charnockitiques paléo, méso et tardi-archéennes (Pouclet *et al.*, 2007) ; de TTGs ; de dykes doléritiques et de granites potassiques Néoarchéennes (Shang *et al.*, 2010). L'évolution géodynamique du craton NW du Congo est définie à travers des événements tectonométamorphiques et magmatiques entre 2950 et 2850 Ma (Akame *et al.*, 2021). Ces formations intrudent la ceinture des roches vertes. Plusieurs étapes des épisodes de magmatisme et de croissance crustale se sont produites à ~3750 - 3310 Ma, ~3260 - 3000 Ma, ~2920 - 2850 Ma, et ~2750 - 2720 Ma de l'Éoarchéen au Néoarchéen dans le craton du Congo occidental (Akame *et al.*, 2023).

Le complexe du Ntem se caractérise par : (i) le cycle orogénique libérien qui est marqué par la mise en place entre 3600 et 3300 Ma des protolithes des roches vertes, suivie par l'intrusion de TTG (Tonalite, Trondhjemite, Granodiorite) entre 2900 et 2800 Ma (âge U/Pb sur zircon ; Li *et*

al., 2016, Ndime *et al.*, 2019 ; Akame *et al.*, 2020, 2023). Ce cycle s'achève par l'intrusion entre 2600 et 2500 Ma (âges U-Pb sur zircon) de granitoïdes anatectiques de nature potassique (Shang *et al.*, 2010) ;(ii) une évolution paléoprotérozoïque ou cycle éburnéen. Ce dernier comporte trois étapes successives à savoir : un épisode magmatique caractérisée 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 amphibolite à granulite vers 2050 Ma. Ce cycle s'achève par des évènements thermiques et hydrothermaux autour de 1800 Ma (âges U-Pb sur zircon ; Tchameni *et al.*, 2001).

Le complexe du Nyong est constitué des matériaux à la fois archéens et paléoprotérozoïques d'origine métasédimentaire et métavolcanique (Ndema *et al.*, 2014 ; Owona *et al.*, 2020b ; Kamguia Woguia *et al.*, 2022) mis en place au cours d'un évènement tectono-métamorphique de haut degré vers 2050 Ma. Il a été défini comme une unité de gneiss de haut degré réactivée sur la bordure NW du craton du Congo au Néoprotérozoïque. Ces roches affleurent principalement dans le bassin inférieur du complexe du Nyong entre Eséka - Lolodorf et dans la région d'Edéa-Kribi, et reposent sur le craton du Congo comme une nappe éburnéenne (Maurizot *et al.*, 1986; Toteu *et al.*, 2004) Ces matériaux sont marqués dans la région d'Eséka par trois phases de déformation associées à un métamorphisme polycyclique, avec des assemblages granulitiques soulignés dans la partie ouest de la série par des recristallisations panafricaines (600 Ma) de haut degré (Toteu *et al.*, 1994; Nga Essomba *et al.*, 2020):

- la phase D₁ soulignée par une foliation S₁ horizontale à caractère régional et associée à une linéation d'étirement d'orientation variable, de larges plis ouverts et des décrochements senestres N-S ;
- la phase D₂ à caractère transluent 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 d'exsudats de quartz.

I.3.3. Travaux antérieurs

La zone de Toko-Nlokeng a été initialement cartographiée dans les années 1980 par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), qui dans les années 1990 a commandé un levé magnétique aéroporté axé sur l'étude du potentiel des minéralisations aurifères. Sur la base de ces travaux menés par le BRGM dans les années 1980 et 1990, la compagnie minière African Aura Mining Inc. (*African Aura*) a obtenu en 2007, un permis de recherche dénommé « Ntem »

sur ledit secteur.

Des travaux de Binam *et al.* (2018), Odigui *et al.* (2019), Kouankap Nono *et al.* (2021), Swiffa Fajong *et al.* (2022) et de la recherche minière de la société Caminex S.A. dans la région de Toko-Nlokeng, montrent que des formations ferrifères affleurent et des indices de minéralisations aurifères se trouvent dans les sédiments des cours d'eau. Les travaux préliminaires Evina Aboula (2018) ont montré que la région de Toko-Nlokeng est composée du point de vue pétrographique, d'un ensemble métamorphique représenté par des hornblendites ; des pyrigarnites à amphibolites à magnétites ; des gneiss à grenat et à biotite ; des gneiss leucocrates à biotite, des hornblendites à pyroxène, enfin des formations ferrifères rubanées (FFR) et granulaires (FFG). Toutes ces roches ont des textures granoblastiques hétérogranulaire. Sur le plan structural, les éléments structuraux enregistrés par les entités rocheuses permettent de distinguer quatre (04) phases de déformation.

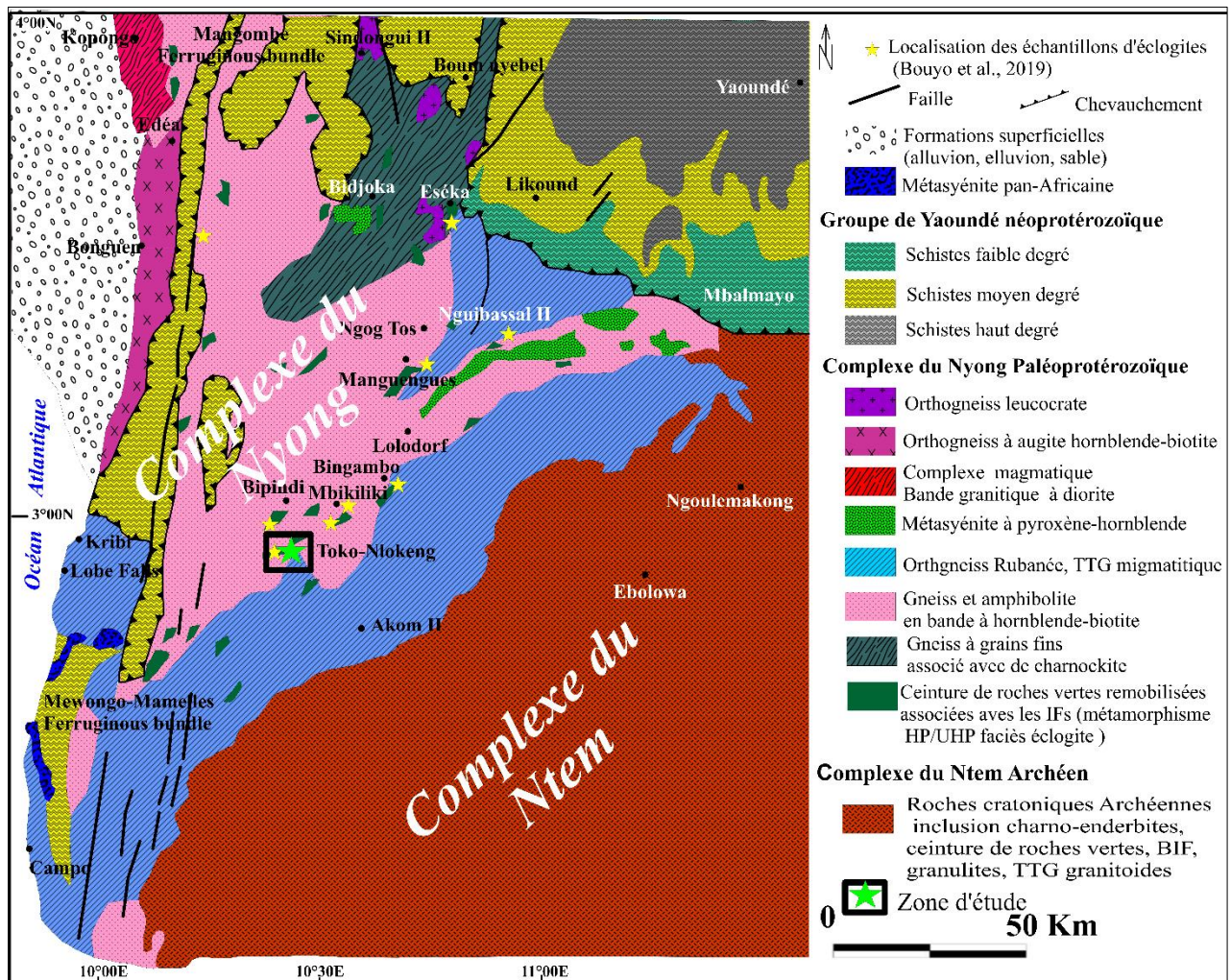


Figure 8. Carte géologique du Sud-Ouest Cameroun (Lerouge *et al.*, 2006)

Les FF de Toko-Nlokeng sont relativement peu économiques à cause de leur faible teneur en fer (30-35 % Fe) sur la roche fraîche (Odigui *et al.*, 2019). En revanche les zones d'altération qui, sont peu magnétiques, concentrent le fer sous forme d'hématite et donnent naissance à des masses de minerai très riche (> 60 % Fe) qui ont un intérêt économique. En dehors de ces zones d'altération, l'on note également des enrichissements au niveau des charnières des plis et des plans de faille. De plus, les couches d'altérations se développent en surface et peuvent atteindre 50 m de puissance à la faveur des fractures. La meilleure compréhension des formations du complexe du Nyong et des différents processus de minéralisations qui y sont associés nécessite une approche pluridisciplinaire. Les caractères pétrogénétiques de ces formations ne sont pas connus. Ces travaux doivent intégrer la cartographie, la pétrologie, l'analyse structurale, la métallogénie, et la géochimie.

Sur le plan métallogénique, le minerai de fer, ces dernières années a fait l'objet de nombreuses prospections dans la région du Sud. Quelques gisements y sont rencontrés, notamment : (i) le gisement de Mbalam, (Suh *et al.*, 2008; Chombong et Suh, 2013; Ilouga *et al.*, 2013) au Sud de l'arrondissement de Ngoila avec 220 millions de tonnes de minerai riche à plus à 60% de fer et plus de 2,4 milliards de tonnes de minerai pauvre de 25 à 40% de fer; (ii) le gisement de fer de Nkout, avec 2,4 milliards de tonnes de fer à 32% (Ndime *et al.*, 2018, 2019) (iii) le gisement de Bikoula (Teutsong *et al.*, 2017), (iv) le gîte d'Elom (Ganno *et al.*, 2015) le gîte de Grand-Zambi (Ganno *et al.*, 2017 ; Moudioh *et al.*, 2020) (v) le gisement des Mamelles au Sud de Kribi avec 350 millions de tonnes de minerai d'une teneur moyenne de 30% de fer; (vi) les gîtes de Nkom-Akak, Mewengo. Les travaux de Moudioh *et al.* (2020) et Nzepang *et al.* (2021) signalent des occurrences de fer dans le secteur de Kelle Bidjoka. Ngo Bidjeck (2004) et Kouankap Nono *et al.* (2021) signalent des indices de minéralisation en Au, Ni, Cr, Co respectivement à Abiété-Yenjok et Abiété-Toko non exploitable économiquement.

Malgré tous ces travaux, de nombreux secteurs du socle précambrien du Sud Cameroun restent encore en discussion, d'où la nécessité de ces études : lithostratigraphiques, et structurale des formations ferrifères de Toko-Nlokeng à travers les données de forage et de surface.



CHAPITRE II :
MATÉRIELS ET MÉTHODES

Pour atteindre les objectifs de la présente étude, le matériel et les méthodes utilisés ont été fonction de deux phases : une campagne de terrain de six mois dans l'entreprise minière Caminex S.A et un travail de laboratoire effectué au laboratoire Géosciences des Formations Profondes et Application de l'Université de Yaoundé I, et au Laboratoire Acme Lab à Vancouver au Canada.

II.1. MATÉRIELS

II.1.1. Matériels et équipements géologiques de terrain

Les travaux de terrain sont primordiaux pour une meilleure étude géologique et exigent un matériel approprié tels que : le GPS (*global positioning System*), la boussole à clinomètre, le marteau, l'appareil de mesure de susceptibilité magnétique Magsus SM 30, le stylo magnétique, la balance, (*Sartorius GW6 202 Max 6200 g, d = 0,01 g*), la machette, le mètre ruban, le carnet de terrain, le sac de géologue, les cartes diverses et les sacs d'échantillonnage.

II.1.2. Matériels de laboratoire

Le travail au laboratoire a nécessité : un ordinateur portable pour la création des bases de données et les fiches de terrain, une image *SRTM* (*Shuttle Radar Topography Mission*) d'Ebolowa ayant 30 m de résolution et la carte topographique de la même zone à l'échelle 1/200 000 pour générer des cartes orographiques et hydrographiques du secteur d'étude, des images géotifs SIG, des courbes de niveau numériques et des cartes numériques issues des données géophysiques aéromagnétiques, radiométriques et magnétométriques ainsi que des coordonnées des points (de forage et des affleurements), les logiciels de traitements de cartes tels que Arcgis 10.2.2, *Erdas Imagine 2015*, *Global Mapper 14*, *Géomatica 2012*, *Rockworks 16*, et *Surfer 13*, de (DAO) Dessin Assisté à l'Ordinateur (*Adobe Illustrator*), et de projection stéréographique.

II.2. MÉTHODES

II.2.1. Méthodes géophysiques aéroportées

Le levé aéromagnétique et radiométrique a été effectué en mars 2010 par la société contractuelle nommée *New Resolution Geophysics* (NRG). Ce levé a été réalisé à l'aide des appareils embarqués à bord de l'hélicoptère AS350B, entre les lignes d'attache et un dégagement moyen du terrain de 30 m, avec un espacement de 100 m entre les lignes transversales, un sens de 000° et 180° pour les lignes transversales, un espacement de 1000 m. Diverses dérivations et améliorations de l'imagerie et des contours ont été produites avec les logiciels appropriés. Ces données géophysiques ont été traitées et interprétées en termes de structure sur la zone d'étude. L'objectif était de produire une carte géologique à travers l'interprétation des données aéroportées

combinées aux données de terrain. À cette fin, le maximum d'informations pertinentes disponibles a été rassemblé : géologie, échantillonnage géochimique et converti au format SIG. Les données numériques aéromagnétiques utilisées dans cette étude était une compilation de diverses cartes de contour numérisées de larges levés aéromagnétiques locaux. Les données des fichiers SIG de contours, de trajectoires de vol et de profils ont généré des cartes d'intensité magnétique optimisées pour une échelle de 1 :50 000.

II.2.2. Méthodes d'analyse géomorpho-structurale

La méthode en géomorphologie consiste à tracer et à interpréter les linéaments réalisés à partir des images *SRTM*. L'étude du relief et de l'hydrographie a permis de produire respectivement les cartes orographiques et hydrographiques. Cette méthode suffisait de trouver les relations entre les cours d'eau, les lignes de crêtes et les linéaments géologiques. Il s'agit de géoréférencier, de générer le modèle numérique de terrain, de produire les cartes thématiques orographique, linéamentaire, hydrographique, à partir de l'image *SRTM*. Cette étude est couplée à l'extraction des courbes de niveaux et du réseau hydrographique à partir de la carte topographique.

En intégrant l'extraction manuelle et automatique de l'information géologique et structurale, cette méthode a pour objectif principal la cartographie structurale de la région explorée par le biais des linéaments majeurs mis en évidence. Pour y parvenir, nous avons utilisé des logiciels de traitement d'image et de cartographie tels que *ArcGIS 10.4.1*, *ERDAS IMAGINE 2014*, et *Geomatica 2012*, notamment pour l'extraction automatique des linéaments.

II.2.2.1. Données

Les images présentées ici sont de la scène 210-913 acquises par le satellite Landsat-7 ETM+/SRTM en date du 22 décembre 2003 dans des conditions climatiques favorables à la visualisation des éléments géologiques au sol (saison sèche). Le choix de ces images a été fait pour leurs caractéristiques spectrales qui permettent une bonne analyse structurale. Leur bonne résolution spatiale (30 m), permet une cartographie de précision à grande échelle.

II.2.2.2. Traitements spécifiques

Les traitements spécifiques ont pour but principal d'améliorer le contraste des images pour les rendre plus expressives et ainsi conduire à une meilleure visualisation des discontinuités. Ces traitements sont rendus possibles grâce au format numérique des images satellitaires qui offre de multiples possibilités d'analyse. Les images numériques sont riches en informations de diverses natures sur des objets au sol et ne peuvent de ce fait être directement exploitées. Pour faciliter les

opérations d'interprétation et mieux discriminer les éléments d'analyse structurale, des traitements spécifiques (ACP, filtres directionnels) à la cartographie structurale ont été utilisés.

II.2.3. Méthodes de terrain

Le travail de terrain s'est réalisé pendant et après les activités d'exploration de la zone d'étude située dans le permis Ntem détenu par la société Caminex.S.A. Les travaux de terrain pendant la campagne de forage ont permis d'échantillonner des carottes de roches fraîches pour la pétrographie et la géochimie des formations ferrifères et des roches hôtes. Cette campagne a aussi permis de récolter des données structurales prises sur les carottes de forage orienté de plusieurs sondages réalisés dans la zone et a permis de faire la reconnaissance du site d'étude, de répertorier les affleurements ensuite d'apprécier les ensembles lithostratigraphiques et la mesure des structures sur affleurements.

II.2.3.1. Technique de forage

Le sondage carottier ou forage au diamant a permis de collecter des échantillons de roches cylindriques ou carotte orientées à partir desquelles de nombreuses informations géologiques ont été relevées à une profondeur de 410 m. Le positionnement de la foreuse s'est fait par rapport aux mesures des structures (direction, pendage des couches ou des foliations) prises pendant la phase de cartographie détaillée (Fig. 9a). L'angle de forage est calculé afin de traverser l'épaisseur réelle de la couche perpendiculairement. Les outils utilisés : un *GPS* pour vérifier les coordonnées géographiques du point, une Boussole à clinomètre, pour contrôler l'azimut et mettre l'angle à l'aide de son clinomètre. L'orientation des carottes uniquement sur roches fraîches se faisait à l'aide d'un appareil *ACTII* (Fig. 9b).



Figure 9. Site de sondage inclinés : a) Foreuse *Christensen 1400's©* ; b) Technique d'orientation à l'aide de *Reflex ACTII* et une foreuse *Hydracore*

II.2.3.2. Filmage du trou de forage (Down-Hole Surveying)

Les forages de plus de 50 m de profondeur étaient examinés pour déterminer les déviations afin de reconstituer la position réelle des entités géologiques (lithologies et structures). Ceci a été réalisé grâce à l'outil de récupérer les données d'orientation de fond de trou (*ACT II RD*). Le capuchon de l'outil *ACT II RD* était ôté afin d'exposer le port infrarouge magnétique contrôleur de l'*ACT II RD* (Fig. 10a). La sonde magnétique et l'inclinomètre (*Reflex, ACTII*) un appareil-photo particulièrement conçu connecté à un ordinateur (Fig. 10a-d).

Avec un simple projectile d'installation, l'appareil-photo, logé dans une caisse spéciale de laiton ou d'aluminium, est introduite dans le trou à la profondeur exigée. Cette opération a permis de reconstituer l'attitude exact, (azimut, et inclination de l'axe de la carotte) à chaque niveau de la profondeur du trou. Les résultats de l'appareil-*ACT II* sont transférés sur ordinateur portable sous la forme de base de données afin de réaliser les vues de section et de plans de coupe des forages (Fig. 10e).

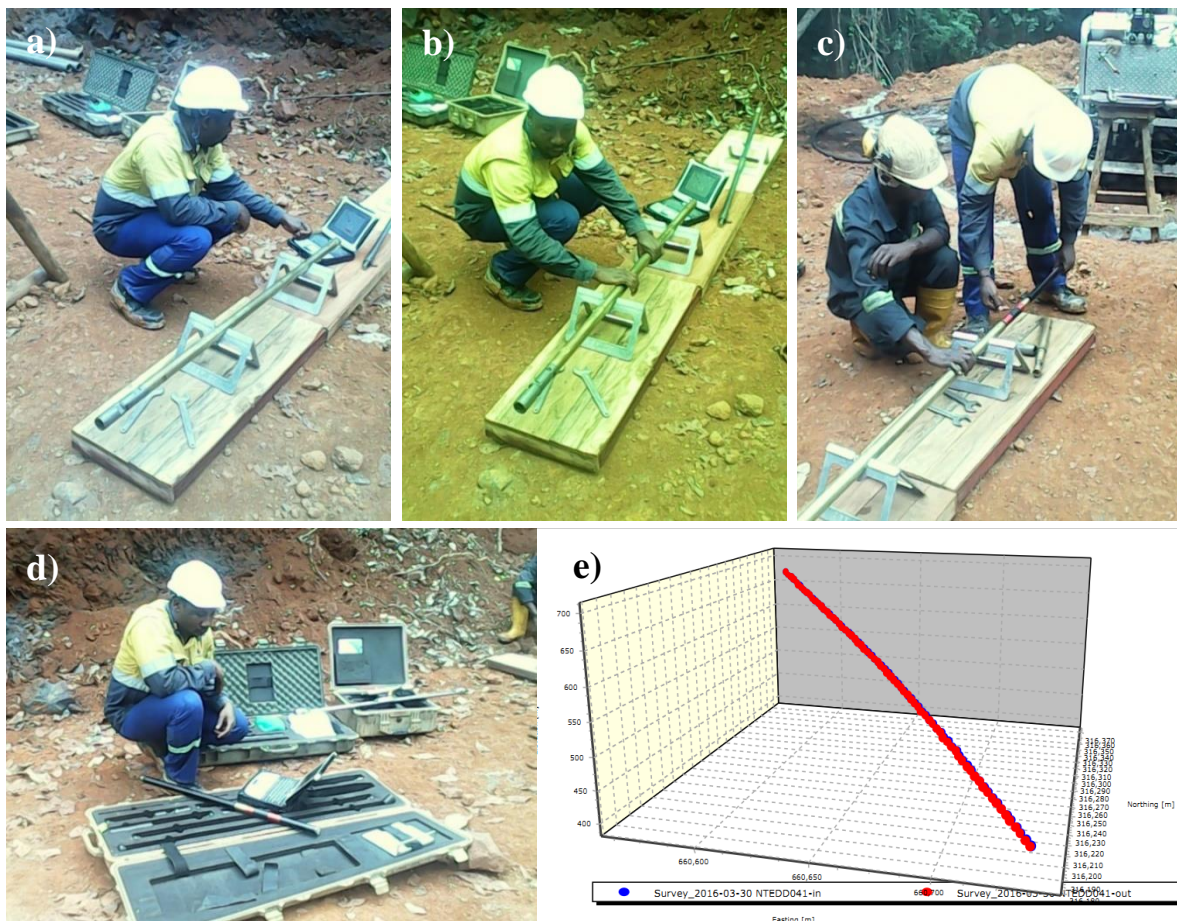


Figure 10. Etapes de récupération des données par *ACT II* : **a, b)** Procédure d'alignement ; **c)** Récupération de la sonde ; **d)** Exportation des données l'ordinateur ; **e)** Image en section du trou (*Down-Hole Survey*) du forage d'étude

II.2.3.3. Méthodes de description et échantillonnage

Un protocole des opérations de description et de prélèvement (*Sampling*) était mis en place pour guider ces descriptions. La nomenclature de la notation est appropriée aux logiciels et est également plus commune dans la norme de l'industrie minière. La description des échantillons s'est faite progressivement suivant ce protocole pour la géologie, les minéralisations potentielles, la qualité de roche et d'autres paramètres géotechniques (densité, joints de remplissage, dureté de la roche, et degré d'altération). Les codes standards ont été développés pour harmoniser ces descriptions.

II.2.3.4. Description géotechnique

Le protocole de description géotechnique a été conçu pour rassembler des données pour la caractérisation de la masse de roche. Les paramètres spécifiques notés à chaque profondeur sont la lithologie, le taux de récupération (*TCR*), la désignation de qualité de l'échantillon (*RQD* et *SCR*), les fabriques, la résistance, la pénétrométrie, la couleur du matériau, les joints, les minéraux d'infiltration, le degré d'altération, les *JWS* (*Joint Wall Strength*), la fréquence des discontinuités et la mesure des orientations des joints (des angles Alpha et Bêta).

II.2.3.5. Description structurale

Plusieurs méthodes ont été utilisées pour déterminer les orientations des structures à partir des carottes de sondage.

La méthode des angles (alpha et Bêta)

La méthode des angles (α et β) est la plus largement répandue pour la mesure des orientations des structures des carottes de sondage (Zimmer, 1963 ; Stanley et Hooper, 2003 ; Holcombe, 2008 ; Blenkinsop et Doyle, 2010). Tous les plans interceptant la carotte de forage ont une section transversale elliptique sur la carotte. La trace apicale de cette ellipse est la ligne allant le long de l'axe de la carotte, constituée par l'intersection du plan qui contient le long axe d'ellipse, la normale d'ellipse, et l'axe de la carotte (Fig. 11a et b). De même, la trace apicale d'une ligne, est définie par l'intersection avec le carotte d'un plan contenant l'axe et la parallèle de carotte à la ligne (c.-à-d., passant par l'axe central de la carotte).

Les conventions de mesure utilisées calibrées avec des rapporteurs sont :

- **angle alpha** (α) l'angle aigu entre l'axe de la carotte et le long de l'axe de l'ellipse (0-90°). L'angle alpha peut également se rapporter à l'angle entre l'axe de la carotte et une ligne de passages par le centre de la carotte (Fig. 12a).

- **angle bêta** (β) l'angle bêta est l'angle entre une ligne de référence par rapport à l'orientation du forage (couleur jaune) le long de la carotte et l'ellipse apicale, dans le sens des aiguilles d'une montre (0-360°). La ligne de référence est la marque d'orientation mesurée dans le sens des aiguilles d'une montre à partir de cette ligne. Sur la carotte partiellement orientée la ligne de référence est la trace apicale du plan de référence de l'ellipse, et l'angle bêta est l'angle entre cette trace apicale et la trace apicale d'un plan ou une ligne inconnue (Fig. 12b).

- **angle gamma d'une ligne** : c'est une ligne se trouvant en dessous d'un plan suspendu, mesuré dans le plan, entre le long de l'axe de l'ellipse et de la ligne.

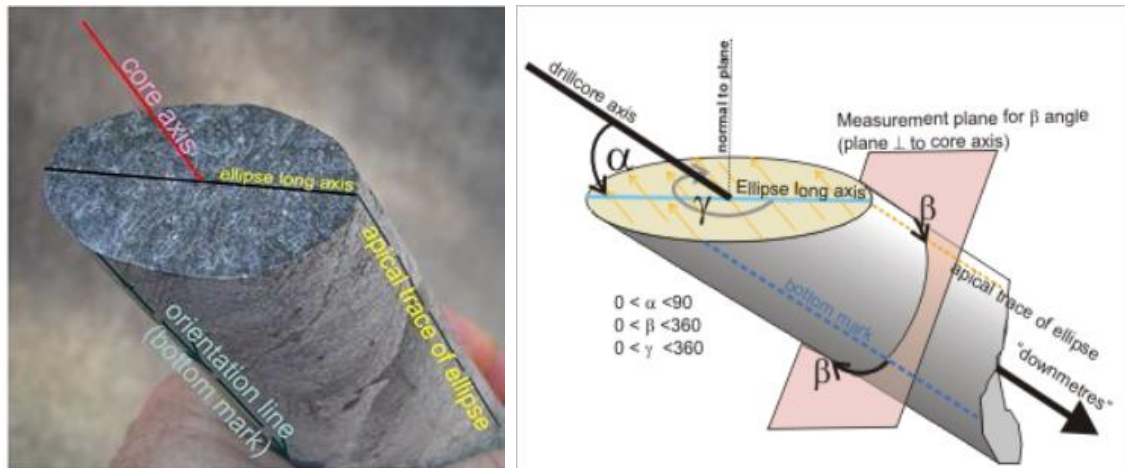


Figure 11. Convention des différents angles mesurés sur les carottes de sondage au diamant

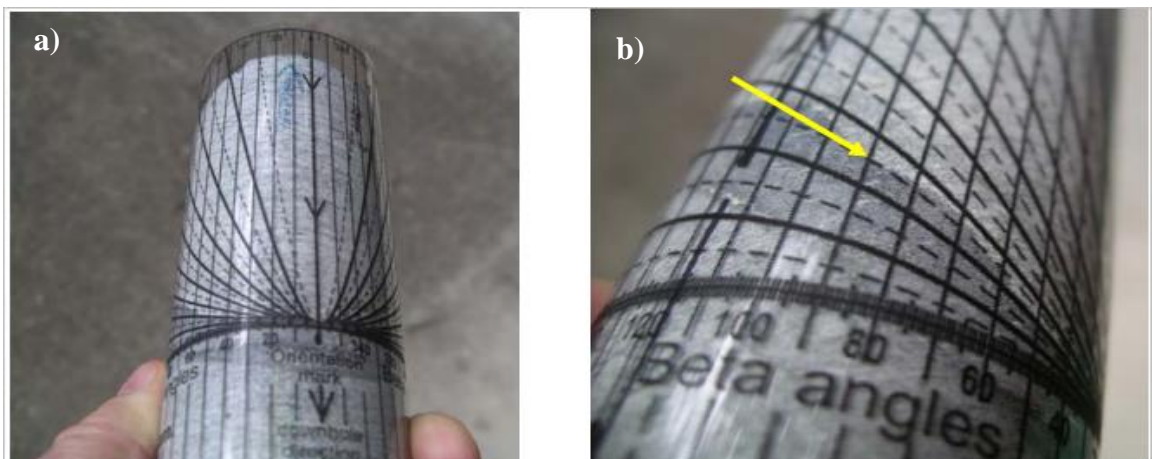


Figure 12. Mesure des angles sur les carottes : **a)** Orientation de l'abaque de mesure de l'angle alpha alignée avec la base d'une ellipse du litage ; **b)** Angle alpha de 65° lu à partir de la trace du litage parallèle à la courbe alpha

La carotte orientée a une marque d'orientation marquant l'un ou l'autre la ligne la plus basse ou la plus élevée le long du trou incliné (appelé la marque du fond de ('BM ') ou marque supérieure respectivement (Fig. 12).

La méthode de mesure de la carotte de sondage sur table structurale consiste à placer la carotte sur une table fabriquée pour repositionner les carottes orientées identique au site de sondage. La table doit respecter la direction et l'angle de forage comme dans le puits de forage pour bien interpréter les mesures structurales in situ (Fig. 13).



Figure 13. Méthode de mesure structurale sur table

II.2.3.6. Mesures des paramètres pétrophysiques

La susceptibilité magnétique a été mesurée à l'aide d'un appareil SM 30. Cet appareil permettait de stocker en mémoire 3 valeurs de susceptibilité mesurée et d'en calculer la moyenne arithmétique. La susceptibilité mesurable par cet appareil s'étend de 10^{-5} SI à $999 \cdot 10^{-3}$ SI. Pour ces mesures, la valeur de susceptibilité acquise est la moyenne de trois observations faites en divers points de la carotte. Ces mesures de susceptibilités confirment des vraies lithologies avec une marge d'erreur de 10%.

Les paramètres pétrophysiques (densité et susceptibilité magnétique) ont permis de confirmer les types pétrographiques interceptés par les forages dans la zone Toko-Nlokeng.

II.3. TECHNIQUES DE LABORATOIRE

Les techniques utilisées pour cette phase en vue de l'obtention des résultats ont été fonction de chaque étape, en occurrence l'étude pétrographique, géomorphologique, structurale et géochimique.

II.3.1. Pétrographie

L'étude pétrographique a permis de préciser des traits pétrographiques, minéralogiques, des altérations hydrothermales et des surfaces indicatrices des minéralisations sur le plan d'étude macroscopique et microscopique des échantillons de formations ferrifères et l'encaissant. Les échantillons prélevés ont été soumis à l'atelier des lames minces de l'Université de Yaoundé 1 pour la fabrication des sucres des roches. Ces sucres ont été expédiés en Chine, à « *China University of Mining and Technology à Xuzhou* » pour la conception des lames minces, les sections polies, la séparation des minéraux (Zircon, quartz et magnétite) et l'obtention des photos des minéraux opaques au microscope en lumière polarisée non analysée (LPNA), en lumière polarisée et analysée (LPA) et en lumière de réfléchie (LR). Ainsi, un total de cinquante-trois (53) lames minces standards de 30 µm et douze (12) lames polies de 10 µm ont été confectionnées à partir des échantillons représentatifs. D'autres roches ont été expédiées pour la fabrication et l'observation des sections polies des sucres des FF en Allemagne à l'Institut de Minéralogie et Pétrographie, de l'Université de Hamburg en utilisant les techniques conventionnelles.

L'étude des lames standards ont été complété à l'aide du microscope polarisant au Laboratoire de Géosciences des Formations Profondes et Applications du Département de Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I. les microphotographes y ont également été effectuées.

II.3.2. Analyse structurale et microstructurale

L'analyse structurale combinée à la microstructurale a permis de décrire et de confirmer les structures observées par la géophysique et la géomorphologie à l'échelle régionale. L'analyse structurale s'est faite à travers des structures observées sur les affleurements et sur les carottes de sondage dans le but de ressortir la chronologie de leur mise en place et partant des différentes phases de déformation. Les différents éléments structuraux observés ont été illustrés à l'aide d'un appareil de photos numériques de marque *Canon Ixus 185*. Les mesures des structures ont été regroupées par types avant d'être traités dans les logiciel *Stereonet* et *RockWorks16* dans l'optique de la reconstitution des axes principaux de déformation et la détermination des attitudes moyennes des plans. Ces éléments structuraux ont ensuite été classés pour la caractérisation des

phases de déformation identifiées sur le terrain.

II.4. MÉTHODE GÉOCHIMIQUE SUR ROCHE TOTALE

II.4.1. Préparation des échantillons

Cinquante-deux (52) échantillons de carotte de sondage d'environ 200 g ont été prélevés à différentes profondeurs des sondages TNDF11_01 et TNDF11_02 dans le projet d'exploration du permis de Caminex.S. A. Des précautions ont été prises lors de l'échantillonnage et durant le transport des échantillons au laboratoire pour minimiser les contaminations. Ces échantillons ont été préparés au Laboratoire AFRIGEOLABS GROUP LTD à Mvan (Yaoundé). Ici, le protocole de préparation comprend plusieurs étapes qui sont le séchage au four à 120° pendant 24h, suivie de broyage à 2 mm et enfin de la pulvérisation pour obtenir une poudre d'environ 75 µm de diamètre. La zone à potentielle minérale au Nord de la zone d'étude (TNDF08) a fait l'objet d'étude géochimique de [Swiffa Fajong *et al.* \(2022\)](#).

II.4.2. Géochimie sur roche totale

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

L'échantillon préparé est mélangé par le flux $\text{LiBO}_2 / \text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$, plus tard fondus dans un four. Le produit refroidi est dissous dans l'acide nitrique de qualité ACS et analysé par ICP et / ou ICP-MS. La perte au feu a été déterminée par soustraction du poids de l'échantillon avant le chauffage par poids après chauffage 1000°C. Le carbone total et le soufre pouvaient être inclus et étaient déterminés par Méthode Leco (TC003). Le paquet LF_2O_2 comprend 14 éléments supplémentaires d'une digestion par aqua regia AQ200 pour fournir des éléments volatils et Au qui ne font pas rapport en tant que partie du paquet LF200. Les incertitudes analytiques varient de 0,1% à 0,04% pour les éléments majeurs et de 0,1 à 0,5% pour les éléments traces. La perte au feu était déterminée par différence pondérale après fusion à 1000°C. Les standards ont été utilisés et l'assurance de la qualité des données a été vérifiée suivant les normes des standards internationaux. Les limites de détection étaient de 0,01 ppm pour les *REE* et Y.

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

**CHAPITRE III :
LITHOSTRATIGRAPHIE ET ÉTUDE
PÉTROGRAPHIQUE**

Ce chapitre est consacré à la lithostratigraphie et à l'étude pétrographique des formations géologiques du secteur Toko-Nlokeng. Le secteur d'étude est subdivisé en deux zones à minéralisations potentielles (prospect) à savoir, la zone de TNF08 au Nord et la zone de TNF11 au Sud (Fig. 14). Les études lithostratigraphiques ont été réalisées à travers (04) sondages représentatifs à TNF08 (TNDF08_01, TNDF08_02, TNDF08_03 et TNDF08_04) et (02) sondages à TNF11 (TNDF11_01 et TNDF11_02) choisis sur la base du critère de proximité pour les corrélations. L'étude de succession lithologique des unités à travers les travaux d'exploration minière a favorisé de décrire des unités géologiques et a permis de récolter des échantillons frais des carottes de sondage extraites des forages TNDF11_02 d'une profondeur totale de 356,85 m et TNDF11_01 d'une profondeur totale de 410,65 m. L'étude pétrographique sera faite uniquement dans les deux puits de forage de TNF11 au sud du secteur Toko-Nlokeng à travers l'échantillonnage systématique de chaque lithologie traversée par ces deux forages (Fig. 14).

III.1. INVENTAIRE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

Cette partie présente la lithostratigraphie du secteur de Toko-Nlokeng. La description détaillée de (04) forages au Nord et (02) forages au Sud et les observations sur les affleurements ont permis d'identifier tous les ensembles lithologiques en profondeur et les unités géologiques de surface cartographiables dans l'ensemble du gisement. Le secteur d'étude est constitué de deux unités géologiques tous métamorphiques interceptés par les forages au diamant et observés sur les affleurements dans la zone : (i) les FF (rubanées et granulaires) riches en hématite-magnétite, (ii) les roches hôtes (gneiss et roches métavolcaniques de caractère mafique et ultramafique massif) et (iii) la partie superficielle altérée composée des FF et l'encaissant altérés (FF altérées riche en hématite HMB et saprolite). Ces ensembles se distinguent par la composition minéralogique, la structure, la couleur et le degré métamorphique.

III.1.1 Prospect TNF08

La description des données basées sur les résultats de quatre forages (Annexe I.1) représentatifs (TNDF08_01, TNDF08_02, TNDF08_03 et TNDF08_04) choisis parmi les puits de forage au diamant réalisés dans zone d'intérêt TNF08. Les profondeurs des différents trous sont de 108,62 m, 80,14 m, 70,80 m et 53,50 m respectivement pour TNDF08_01, TNDF08_02, TNDF08_03 et TNDF08_04 (Fig. 15a-b).

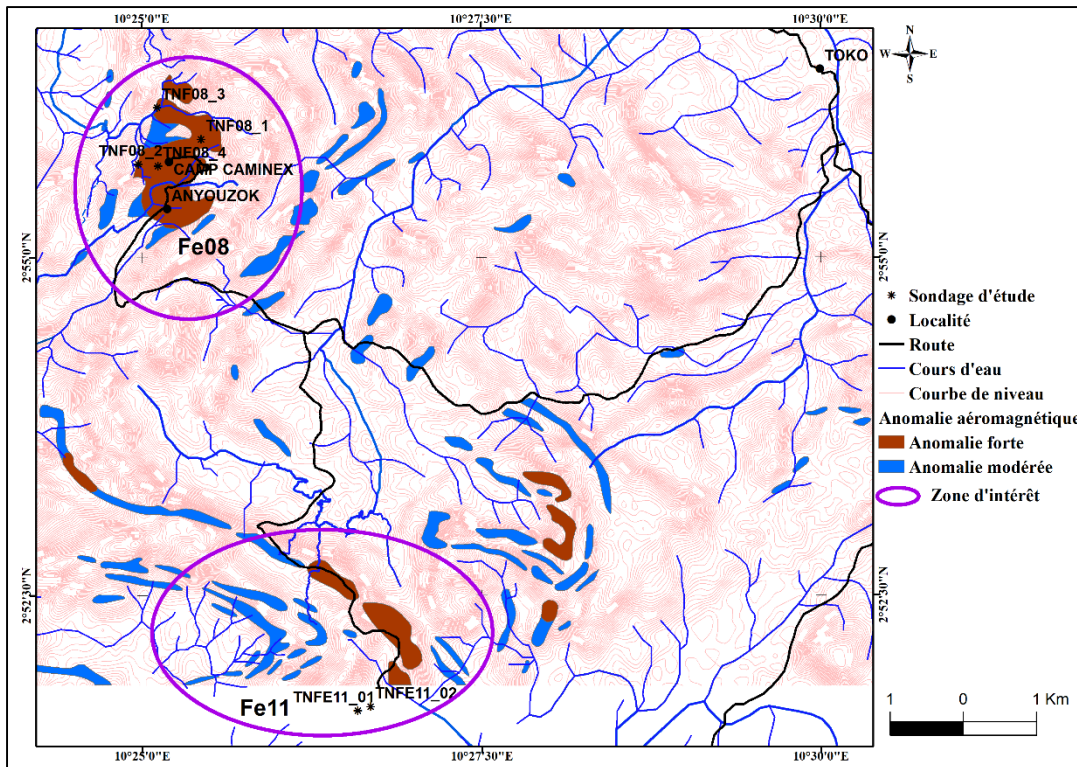


Figure 14. Carte de localisation des sondages étudiés dans la zone d'étude (SRTM 1, feuille Ebolowa)

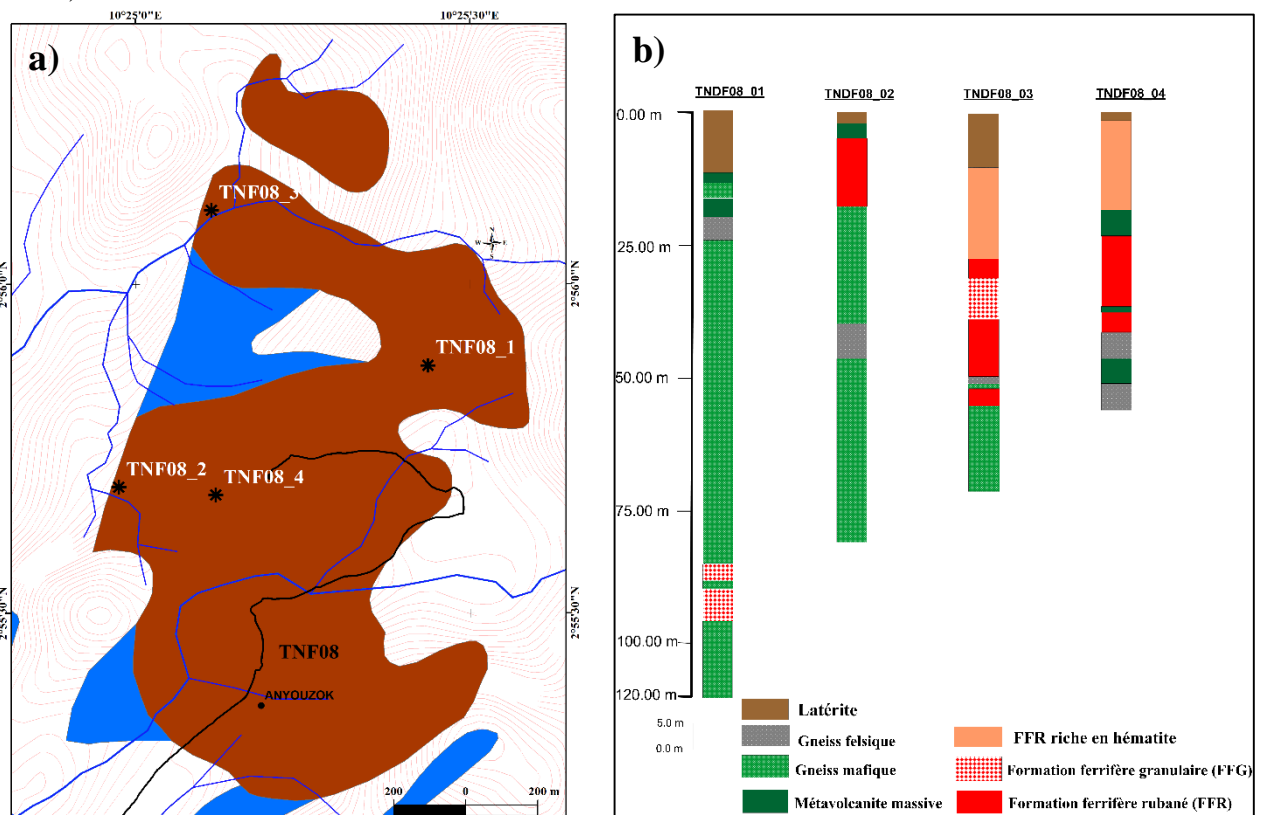


Figure 15. Reconstitution des puits de carottage : a) Zone à potentielles minéralisations de TNF08 ; b) Profils lithologiques

III.1.1.1. Formations ferrifères

Les **FF** sont composées de deux lithologies différenciées sur la base de leurs structures : les FF rubanées (FFR) et les FF granulaires (FFG). Les épaisseurs de ces formations interceptées par des forages varient d'un point à l'autre (9,30 m, 16,86 m, 12,41 m, et 39,8 m) respectivement pour les forages TNDF08_01, TNDF08_04, TNDF08_02 et TNDF08_03 ([Annexe I.2, I.3, I.4 et I.5](#)). La première interception des FF est située à 5,16 m de profondeur. Les épaisseurs totales le long des sections varient entre 9,30-53,10 m (TNDF08_01, TNDF08_03) leur plus grande épaisseur étant ~ 50 m.

Les FFG se distinguent des FFR par leur structure granulaire massive. Ces formations se trouvent en contact étroit avec les gneiss et affleurent en majorité dans le secteur d'étude. Les FFG sont à grains moyens à grossiers, avec une extension latérale moindre ou limitée et composée principalement de quartz, d'oxyde de fer (magnétite, hématite), de pyroxène, pyrite, d'amphibole et de chlorite avec une faible intensité de déformation. Les FFG ont été interceptés dans les forages TNDF08_01, TNDF08_02, et TNDF08_03 avec les épaisseurs de 9,30 m, 2,20 m, 8,40 m respectivement. Les FFG sont observées à des profondeurs de : 85,27-92,00 m et 93,33-95,9 m pour le sondage TNDF08_01 ; 15,47-17,57 m dans le sondage TNDF08_2 ; 27,50-28,30 m et 30-39,20 m pour le sondage TNDF08_03 ([Annexe I.2, I.4 et I.5](#)).

Les FFR sont caractérisées par des bandes sombres comprenant des minéraux riches en fer (magnétite, hématite, chlorite, amphibole et pyroxène) alternant avec les bandes claires composées de chert (quartz et feldspaths). La roche est rencontrée à diverses profondeurs de la stratigraphie du gisement et présente des contacts directs avec l'encaissant montrant un enrichissement en grenat au niveau de la transition. Les FFR se trouvent en intercalation avec les amphibolites à grenat, et sont généralement en contact direct avec le mur du gisement composé de gneiss à grenat et à biotite ([Fig. 16](#)). Ces formations montrent des contacts graduels avec les FFG et montrent des fortes intensités de déformation aboutissant aux FFR mylonitiques. Les FFR de la zone d'étude sont classifiées en 04 groupes : les FFR gneissiques (FFGN), les FFR à chlorite, les FFR à amphibole et les FFR à amphibole et à biotite. Ce sont des roches à grain moyen à fins variant entre (0,5 à 5 mm), elles se retrouvent généralement sous forme mylonitisée au niveau des zones de cisaillement (exemple du forage TNDF08_03 à 27,50 mètres de profondeur ([Annexe I.1](#))).

III.1.1.2. Roches hôtes de la zone

Les roches hôtes associées aux FF sont classées en deux unités lithologiques sur la base de la composition minéralogique, de la structure et de la couleur. Il s'agit des gneiss caractérisés par

la foliation gneissique et des roches métavolcaniques massives (amphibolite à grenat, granulites mafiques, granulites ultramafiques, amphibolites à magnétite, hornblendites). Les gneiss à caractère sombre (mafiques) sont issus des métavolcanites métamorphosées riches en minéraux ferromagnésiens tandis que les gneiss clairs ou leucocrates (felsiques) sont riches en quartz et feldspaths. L'unité des gneiss se trouve sur le mur supérieur intercepté juste en dessous de la couche latéritique (à des profondeurs variables de 1,60 à 52 m).



Figure 16. Unité des FF du forage TNDF08_03 à l'intervalle de 32,20 à 39,75 m de profondeur.

Les contacts entre ces gneiss et le mur inférieur du gisement se trouvent à 15,47 m et 95,90 m respectivement dans les forages (TNDF08_01, TNDF08_03). Les gneiss mafiques forment généralement le mur inférieur (footwall) intercepté en dessous de l'unité des FF, tandis que les gneiss felsiques sont abondants sur le mur supérieur (hanginwall) du gisement et sur la majorité des affleurements. Les gneiss se trouvent également en intercalation dans les couches des FF formant le stérile internes, avec des contacts parallèles à la foliation des FF (Fig. 17).

Les gneiss felsiques (GNF) caractérisent les gneiss de couleur claire ; à savoir les gneiss à grenat, les gneiss granitiques, les gneiss leucocrates à biotite et sulfure avec peu de minéraux ferromagnésiens. Ces formations sont en intercalation et à faibles épaisseurs (1,20 à 6,42 m) avec les FF interceptées à 51,00 m et 40,03 m de profondeurs dans la zone à minéralisations potentielles TNF08. Les épaisseurs totales de gneiss felsiques varient entre 1,20 m et 7,38 m (TNDF08_03, TNDF08_04), la plus grande épaisseur étant ~7 m.

Les gneiss mafiques (GNM) sont foliés de couleur sombre riches en minéraux ferromagnésiens (amphibole, pyroxène, biotite, grenat, épidote). Il s'agit des gneiss à grenat et biotite, des gneiss à amphibole et des gneiss à grenat et pyroxène, des gneiss à grenat et amphibole. Des intercalations des épaisseurs varient entre 0,92 et 61,37 m interceptées à 23,90 m et 51 m de

profondeur. Leurs épaisseurs totales varient entre 11,20 m et 82,92 m (TNDF08_04, TNDF08_01), la plus grande épaisseur est ~80 m.



Figure 17. Illustration d'un contact graduel (38,50 m et 41 m) entre les FFG et les gneiss mafiques ainsi que le contact direct entre les gneiss mafiques (44 m) et les gneiss felsiques dans le forage TNDF08_04 à l'intervalle 37,65 à 45, 80 m

Les métavolcanites massives (MVM) sont des roches mélanocrates à structures massives non foliées. Ces roches sont en intercalation avec les FF dans le complexe du Nyong. Il s'agit des amphibolites à grenat, des pyroxénites, des hornblendites, des granulites mafiques et ultramafiques, des épidotites, des granulites à magnétite et des grenatites). Ces formations sont interceptées dans les forages TNDF08_01 et TNDF08_04 à des profondeurs (11,5-13 m ; 16-19 m ; et 92-93,33m) et (18,24-23,5 m ; 37,18-37,82 m et 46-51,12 m) respectivement. Les épaisseurs varient de 0,64-5,26 m à TNF08 (Fig. 15). Leur intensité de déformation est faible et la structure est massive avec la taille des grains variant entre 2 et 5 m. Elles montrent des contacts nets avec les unités de gneiss et les formations ferrifères.

III.1.1.3. Matériau d'altération

Le profil d'altération à TNF08 montre les transitions entre les matériaux altérés enrichis près de la surface jusqu'aux formations non altérées en profondeur (Fig. 18). Ces profils sont relativement peu profonds et immatures par rapport à d'autres dépôts des FF dans la région, étant principalement dominés par des matériaux de transition frais - oxyde, avec un remplacement variable de la magnétite par de l'hématite et plus rarement de la goethite.

Les variations minéralogiques et physiques internes au sein de l'ensemble des matériaux oxydés ont été défini par un programme de caractérisation minérale de tous les forages de TNF08. On distingue les colluvions, le chapeau d'oxyde de fer oxydé, le matériau de transition à prédominance de l'hématite et le matériau de transition à prédominance de la magnétite, répartis

en catégories de dureté élevée, moyenne et faible (Fig. 18). La couche superficielle grise du profil de la figure 18 caractérise les matériaux associés aux FF altérées.

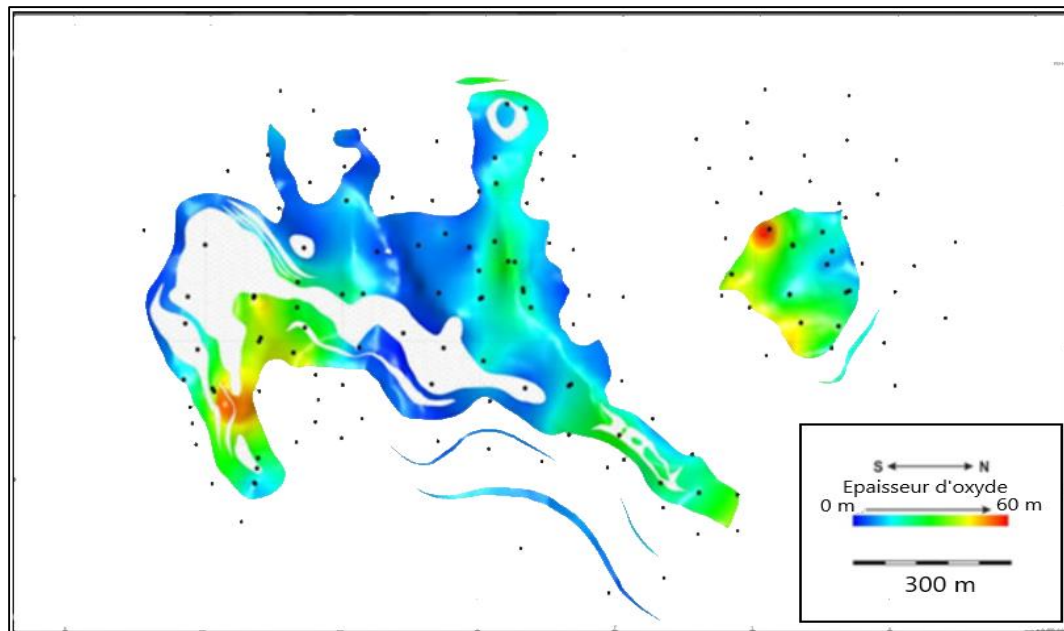


Figure 18. Vue en plan, orientée vers l'Ouest du matériau d'oxyde à TNF08 codées par couleur en fonction de l'épaisseur

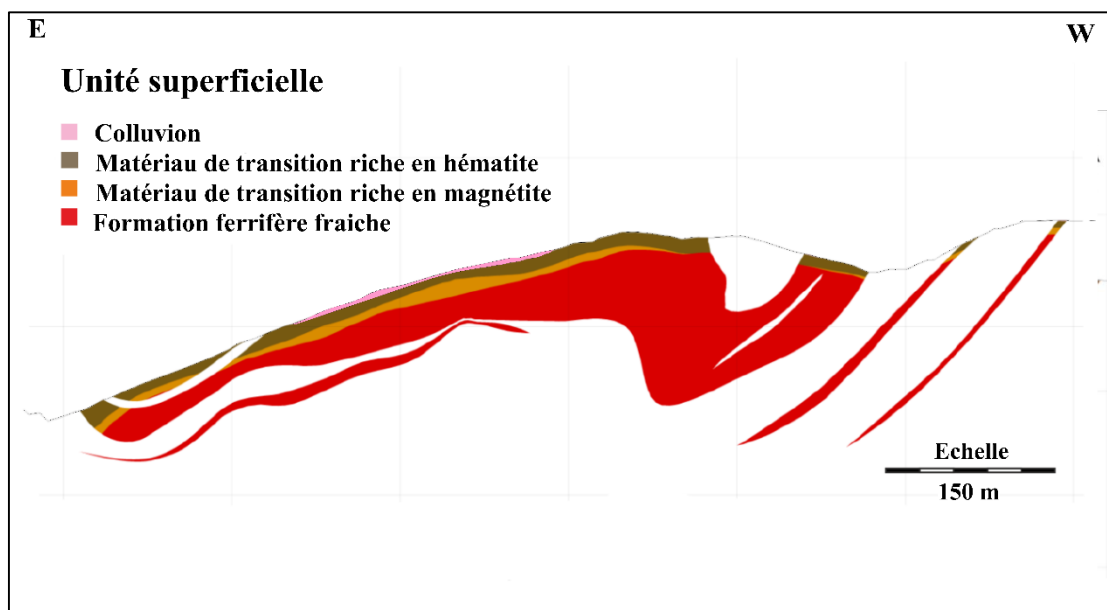


Figure 19. Coupe transversale E-W à travers le modèle TNF08 FF, mettant en évidence les domaines d'oxyde définis sur la base du profil de caractérisation des matériaux

Les codes ont été utilisés pour définir (03) domaines d'oxydes à savoir : le matériau de transition à dominante magnétite, le matériau de transition à dominante hématite et la colluvion. Les subdivisions des zones de transition à hématite et à magnétite par le paramètre de dureté ont échoué en raison d'une continuité latérale et de fond insuffisante de la dureté du matériau de transition. Les domaines des matériaux oxydés de TNF08 ont été modélisés avec le logiciel

Leapfrog Geo, en utilisant une fonction de maillage décalé basée sur la surface topographique, afin d'honorer le contrôle topographique sur la géométrie du profil d'altération. Dans cette étude, les FF sont sous les domaines d'oxyde et sont considérées comme frais pour l'estimation des ressources.

III.2.2. Prospect TNF11

Deux (02) forages nommés TNDF11_01 et TNDF11_02 représentatifs ont été choisis pour la description systématique de la succession lithologique de la surface jusqu'à 410,65 m et 356,85 m de profondeurs respectivement ([Annexe I.6](#) et [I.7](#)). Les échantillons pour les études pétrographiques et géochimiques ont été prélevés dans ces forages pour cette thèse ([Fig. 23](#)).

III.1.2.1. Formations ferrifères

Les formations ferrifères à TNF11 ont des épaisseurs qui varient d'un forage à l'autre. Contrairement à TNF08, la première interception des FF est à 72,00 m de profondeur par rapport à la surface. Les épaisseurs totales des deux sections varient entre 104,71-171,22 m (TNDF11_01, TNDF11_02). La plus grande épaisseur est ~ 170 m ([Fig. 20](#)). Les FF de la zone à minéralisation potentielle de TNF11 sont composés aussi de deux unités lithologiques sur la base de la structure et de la minéralogie. Ces unités comprennent également des FFG et des FFR.

Les FFG se distinguent des autres unités par l'abondance du pourcentage en magnétite et sa structure massive. Ces formations se trouvent en contact étroit du mur du gisement avec l'unité des gneiss mafiques. Les FFG sont à grains grossiers à moyens, avec une extension latérale affaiblie ou limitée et composées principalement de quartz, d'oxyde de fer (magnétite, hématite) de pyroxène, d'amphibole, de grenat et de chlorite.



Figure 20. FF du sondage TNDF11_1, profondeur 275,10 à 284,65 m

Les FFR sont composées principalement des bandes claires composées du quartz-feldspaths et les bandes sombres riches en oxyde de fer (magnétite, hématite) associées aux ferromagnésiens (chlorite, clinopyroxène, amphibole et biotite) et aux minéraux secondaires (pyrite). Cette unité se trouve au contact avec le mur du gisement composé de à gneiss grenat et à amphibole et présente un contact net avec le gneiss à biotite en profondeur. Les FFR à grenat-amphibole et les FFR à amphibole se trouvent en contact avec le toit du gisement (compartiment inférieur) et les gneiss mafiques (Fig. 23). Ce sont des roches à grain moyen à grossier, de couleur gris foncé.

III.1.2.2. Roches hôtes

Les roches hôtes à TNF11 sont aussi subdivisées en 02 groupes comme dans le secteur TNF08. Les formations géologiques du mur supérieur du gisement sont en majorité constituées des gneiss mafiques riches en grenat. Les épaisseurs des gneiss à TNF11 sont supérieures à celles du secteur TNF08. Ces formations sont interceptées à des profondeurs variables de 72,00 à 214,90 m avant d'atteindre les FFG. Les contacts du mur inférieur du gisement sont interceptés à des profondeurs de 323,62 m et 394,20 m respectivement dans les forages (TNDF11_02, TNDF11_01 ; Annexe I.7 et I.8). Les roches hôtes associées aux FF sont composées de deux unités lithologiques toujours sur la base de la composition du minéral dominant et la structure. Ces roches se trouvent sous forme de gangue intercalées à l'intérieur des couches des FF. Les roches hôtes du secteur de TNF11 comprennent également l'ensemble gneissique (felsique et mafique) et l'ensemble des roches métavolcaniques massives (granulites mafiques-ultramafiques, amphibolites à grenat, grenatites, pyroxénites et les hornblendites). De manière générale, les gneiss à amphibole forment le mur inférieur (*footwall*) avec les FF, tandis que les gneiss felsiques sont la lithologie dominante dans le mur supérieur (*hanginwall*). Les roches métavolcanites sont les parties stériles internes en contacts parallèles à la foliation des FF.

Les gneiss felsiques (GNF) sont composées de gneiss leucocrates à grenat, gneiss granitiques, gneiss à grenat, gneiss leucocrates à biotite et sulfure. Leur intercalation suivant le profil du forage a les épaisseurs qui varient de 6,70 à 118,17 m (Fig. 21). Ces roches sont interceptées en surface et à 182,90 m de profondeur dans les forages (NTED41, TNDF11_01) respectivement. Les épaisseurs totales des gneiss felsiques varient entre 30,96 m et 118,17 m (NTED41, TNDF11_01), avec une épaisseur maximale de ~118 m.

Les gneiss mafiques (GNM) sont composés de gneiss de couleur sombre et riches en ferromagnésiens (gneiss à amphibole et à grenat, gneiss granitiques). Des intercalations variant (0,92 à 61,37 m) ont été interceptées à différentes profondeurs, 51 m et 23,90 m. Les épaisseurs

totales de formation de gneiss mafique le long de la section varient entre 1,00 m et 109,88 m (TNDF11_02, TNDF11_01), la plus grande épaisseur étant ~110 m.



Figure 21. Carotte des gneiss felsiques dans sondage TNDF11_01 à l'intervalle 9,20 m à 16, 90 m

Les roches métavolcaniques massives (MVM) constituent un ensemble des roches volcaniques métamorphisées massives associées aux FF. Ce sont des amphibolites à grenat, amphibolites à magnétite, granulites mafiques, granulites à sulfure, granulites ultramafiques, des hornblendites. Ces roches sont généralement mafiques et ultramafiques et s'intercalent avec les FF présentant des épaisseurs variables de quelques centimètres aux dizaines de mètres.

III.1.2.3. Matériau d'altération

Une surface de base d'oxydation a été générée à l'aide du logiciel *Leapfrog Mining* en effectuant une interpolation de surface (à l'aide d'une tendance basée sur le profil topographique) de la base d'altération dans chaque trou de forage, définie sur la base de la coupe géologique. On constate que la couche d'altération constituée des matériaux d'oxyde est plus importante vers le Sud de TNF11 (Fig. 22). Le modèle de coupe géologique des FF a été réalisé à partir des oxydes en surface afin de diviser chaque unité des FF en zones fraîches et oxydées.

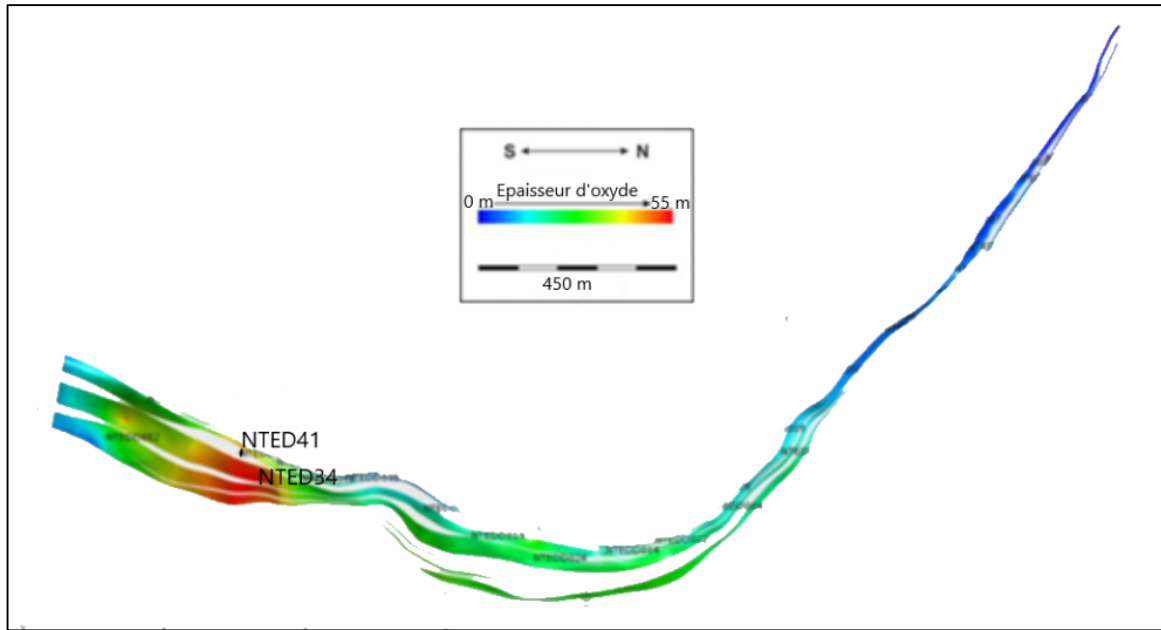


Figure 22. Vue en plan, orientée vers l'Ouest, du matériau d'oxyde TNF11 codées par couleur en fonction de l'épaisseur

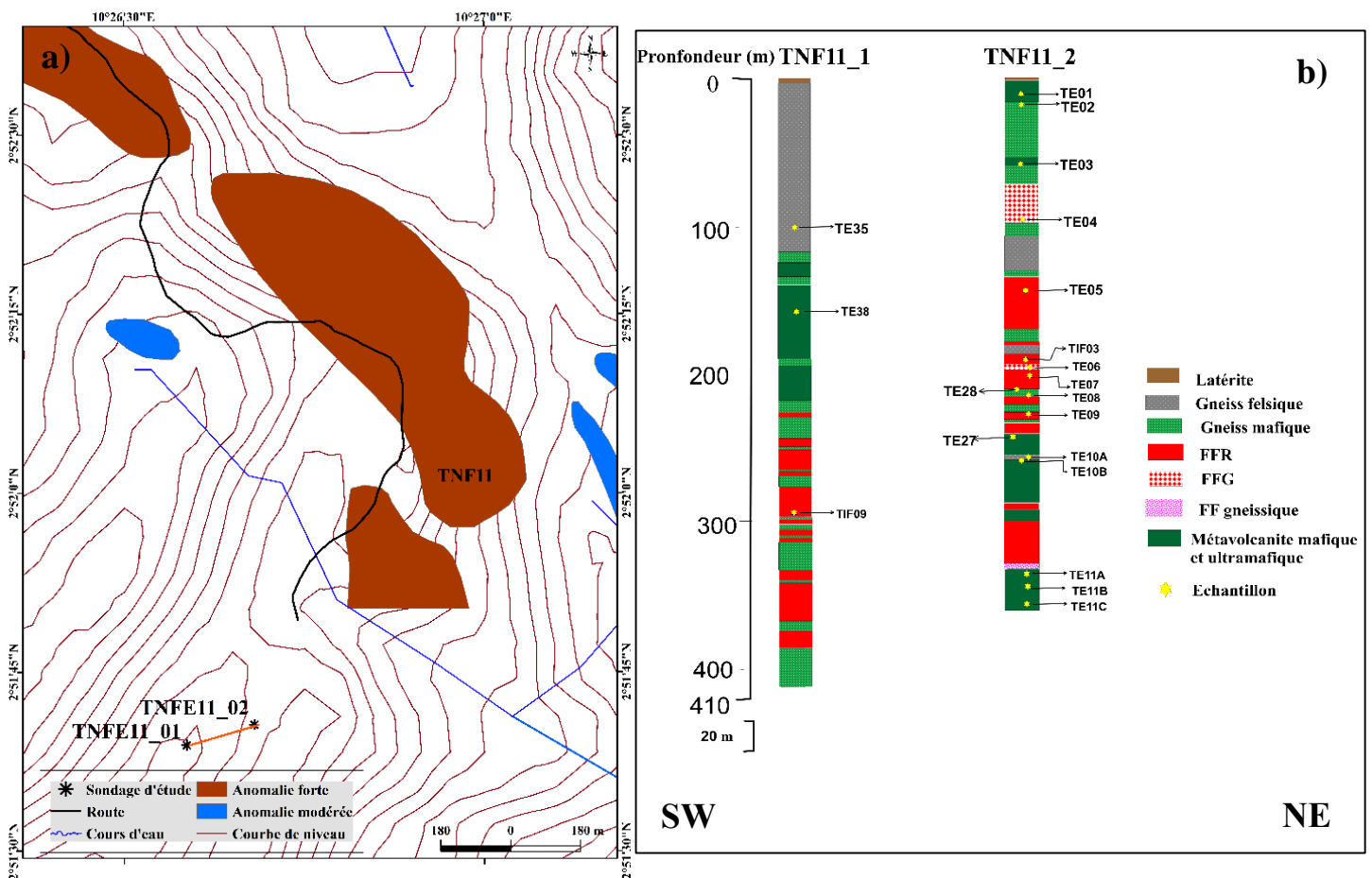
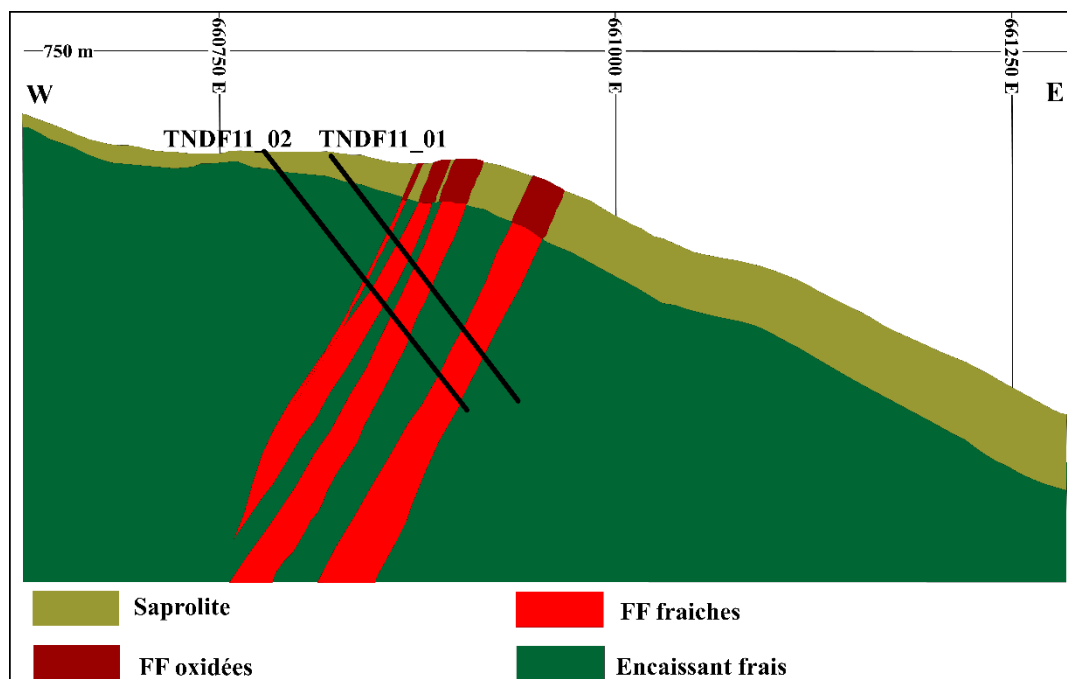
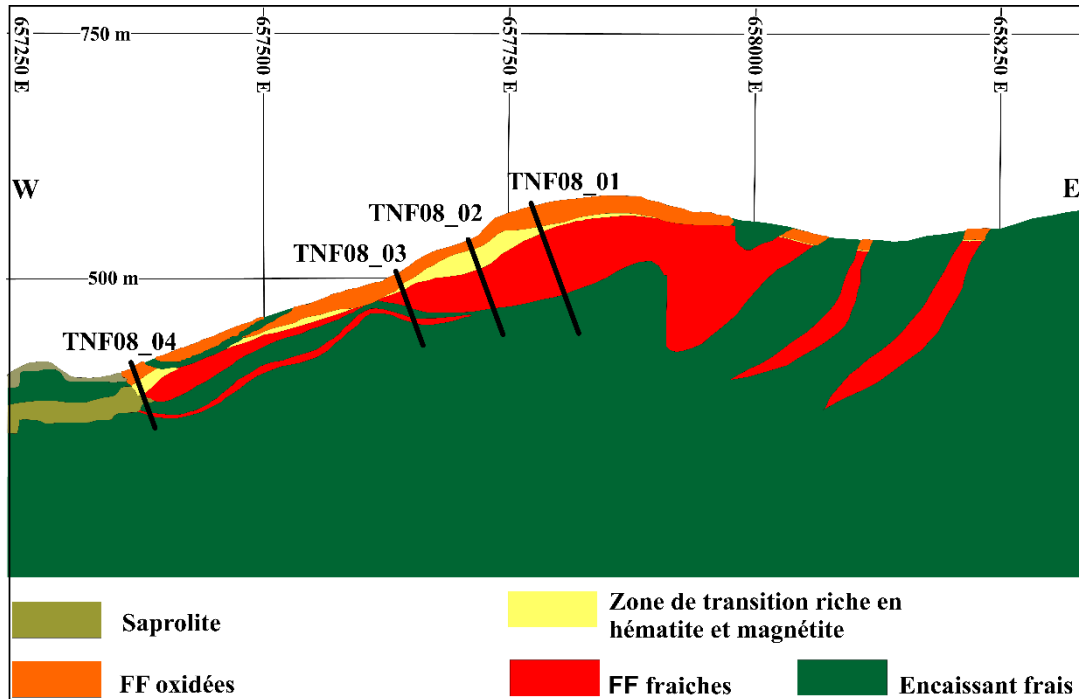


Figure 23. Reconstitution des puits de carottage : a) Zone à potentielles minéralisations de TNF11 ; b) Profils lithologiques

III.1.3. Coupes géologiques

Les coupes géologiques des zones à potentielles minéralisations de TNF08 et TNF11 ont été générés à travers des images filaires solides des domaines géologiques compilés pendant les campagnes d'exploration.



Les surfaces topographiques ont été utilisées pour délimiter l'étendue de ces modèles des coupes géologiques. De plus, des modèles de blocs de stérile ont été également générés sous la topographie et en excluant tous les domaines minéralisés.

Les [Figures 24](#) et [25](#) présentent des sections transversales des modèles de coupes géologiques des zones à potentielles de minéralisations TNF08 et TNF11 respectivement dans le gisement de Toko-Nlokeng. Ces modèles de bloc ont été générés en utilisant des blocs de 25 m X par 35 m Y par 5 mZ à TNF08 et des blocs de 5 mX par 25 mY par 10 mZ pour TNF11. L'utilisation des modèles de blocs pour cette étude montre la disposition des unités géologiques en profondeur, reflétant un pendage faible et l'épaisseur relativement moyenne des FF à TNF08 tandis que les formations géologiques à TNF11 présentent un fort pendage et une épaisseur faible.

La séquence lithostratigraphique à Toko-Nlokeng est définie par deux ou trois couches des FF relativement continues et rapprochées, avec des intercalations gneissiques discontinues et des amas des FF détachés occasionnels. Les FF plissées sont séparées par une unité centrale continue composée des gneiss mafiques et délimitée sur les côtés du mur supérieur et du mur inférieur par des gneiss à faciès granulites de composition variable. Les épaisseurs des FF augmentent vers le sud, les épaisseurs totales varient de 10 m au Nord à 180 m au Sud de la zone d'étude. Selon la position longitudinale, les FF renferment 20 à 60 % de stériles d'encaissants internes. Les gneiss observés à TNF11 sont comparables à ceux décrits à TNF08. La différence se trouve sur la profondeur d'interception plus importante et l'angle de pendage plus fort 60-75° des FF à TNF11 par rapport à TNF08.

III.2. ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE

L'inventaire et l'étude pétrographique des différentes formations géologiques du secteur de Toko-Nlokeng sont consacrés uniquement sur les carottes de forage de zone d'intérêt TNF11. Les observations macroscopiques couplées à l'étude pétrographique au microscope des dites carottes ont permis de distinguer un seul ensemble lithologique exclusivement métamorphique composé de formations ferrifères (dont le type rubané ou Banded Iron Formation (FFR) et le type massif ou Granular Iron Formation (FFG); des gneiss felsiques à biotite (gneiss leucocrates), gneiss à grenat et amphibole, des granulites mafiques; des amphibolites à grenat; des gneiss à biotite et grenat; des granulites ultramafiques et des hornblendites.

III.2.1. Roches hôtes

III.2.1.1. Gneiss leucocrates

Les gneiss leucocrates (Ech. TE10) du forage TNDF11_02 ont été prélevés à une profondeur de 278 m. La roche est foliée, à grains fins (millimétrique) et blanchâtre avec des taches brun-rouge représentées par les cristaux de grenat (Fig. 26a).

Au microscope, la roche a une microtexture granoblastique hétérogranulaire à mylonitique. Elle est composée de quartz, feldspath alcalin, biotite, grenat, plagioclase et accessoirement de la biotite, chlorite, magnétite et des oxydes opaques (Fig. 26b).

Le quartz (30-40%) est en grains de forme mosaïque ou en cristaux ovoïdes de taille variable (0,2 à 0,4 mm) et à extinction roulante. L'on note que certains cristaux de quartz sont en inclusion dans le feldspath potassique. Le quartz est associé au feldspath et à la biotite (Fig. 26c et 26d).

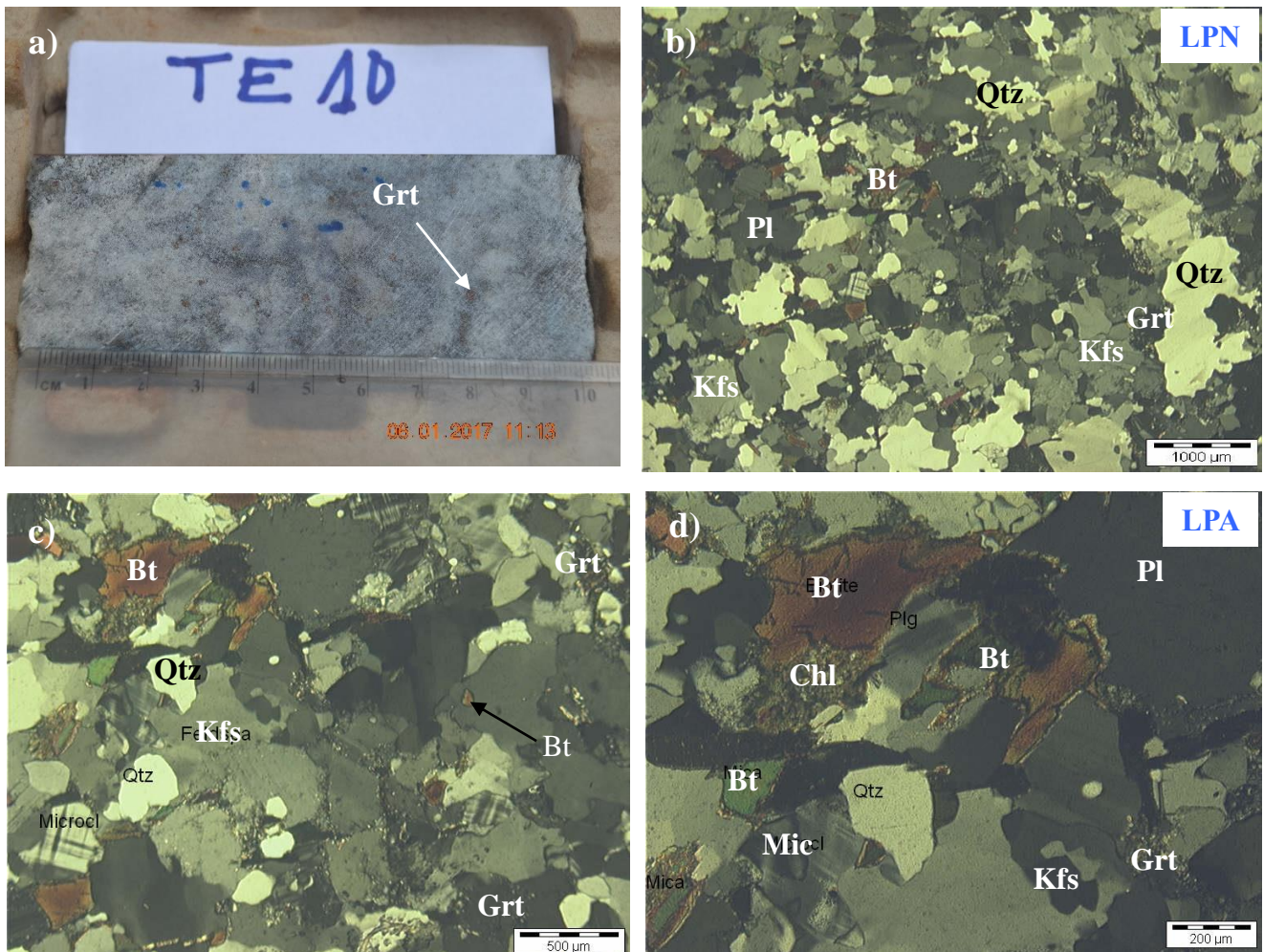


Figure 26. Caractères macroscopiques et microscopiques des gneiss leucocrates de Toko-Nlokeng : **a)** Détail macroscopique des gneiss leucocrates ; **b)** et **c)** Texture granoblastique hétérogranulaire et composition minéralogique ; **d)** Microtexture granoblastique hétérogranulaire et association minérale Qtz + Kfs + Pl + Bt + Grt

Le feldspath-K (20-30%) est xénomorphe et subautomorphe de dimension variable (0,1 et 0,5 mm). Les grands cristaux sont en amandes, asymétriques dont la plupart sont moulés par la biotite. Le feldspath alcalin est représenté aussi bien par l'orthose que le microcline et est en association fréquente avec le quartz et le grenat (Fig. 26c).

La biotite (5-10%) est sous forme de cristaux xénomorphes avec des bordures parfois effilochées montrant l'orientation de la foliation. La taille des cristaux varie de 0,3 à 0,6 mm. C'est le seul minéral ferromagnésien observé dans la roche. Les cristaux sont disséminés (Fig. 26c), on observe également la déstabilisation de certains cristaux en chlorite (Fig. 26d) et leur formation à travers la déstabilisation des feldspaths (Fig. 26c).

Le grenat (<10%) présente des cristaux subautomorphes de taille variant entre 1 et 2 mm. Certains cristaux montrent des couronnes de Pl + Qtz.

Les minéraux opaques sont xénomorphes et disséminés, parfois en inclusion dans la biotite et le feldspath.

Les minéraux secondaires sont le quartz 2, la chlorite et la séricite.

III.2.1.2. Gneiss à grenat et amphibole

Les gneiss à grenat et amphibole ou gneiss mafiques (Ech. TE03) du forage TNDF11_02 ont été échantillonnés à 56,30 mètres de profondeur. À l'échelle macroscopique, la roche est foliée et présente un aspect gris sombre (Fig. 27a). Les minéraux perceptibles sont le grenat, le quartz, les feldspaths, les amphiboles et la biotite.

À l'échelle microscopique, la roche présente une texture granoblastique orientée (Fig. 27b) avec de microstructures réactionnelles (coronites) (Fig. 27c, d). Ils sont constitués de biotite, de feldspath alcalin, de grenat du quartz et de séricite.

Le grenat (30-34%) est xénomorphe et se présente sous forme de cristaux (Fig. 27c) de dimension variable (0,5 à 1,5 mm). Les porphyroblastes de grenat présentent les inclusions de Bt + Qtz et entourées par une couronne de Qtz + Pl + Bt entourée par une couronne de Qtz + Pl (Fig. 27c, e). Le grenat est en association fréquente avec la biotite et le feldspath potassique (Fig. 27c).

Le quartz (20-30%) est sous forme des cristaux sub-automorphes et xénomorphes de taille variable, comprise entre 0,2 et 0,4 mm. Certains cristaux de quartz ont des formes allongées indiquant l'orientation de la foliation tandis que d'autres sont sous forme de grains en inclusion dans les paillettes d'amphibole. Le quartz est associé au feldspath alcalin, à l'amphibole, à la biotite et au grenat (Fig. 27d).

L'amphibole (10-15%) est subautomorphe de taille comprise entre 0,3 et 0,6 mm. Elle est en association fréquente avec les feldspaths-K al et la biotite. Certains cristaux d'amphibole

sont de couleur verte et d'autres en inclusions dans les grenats (Fig. 27e).

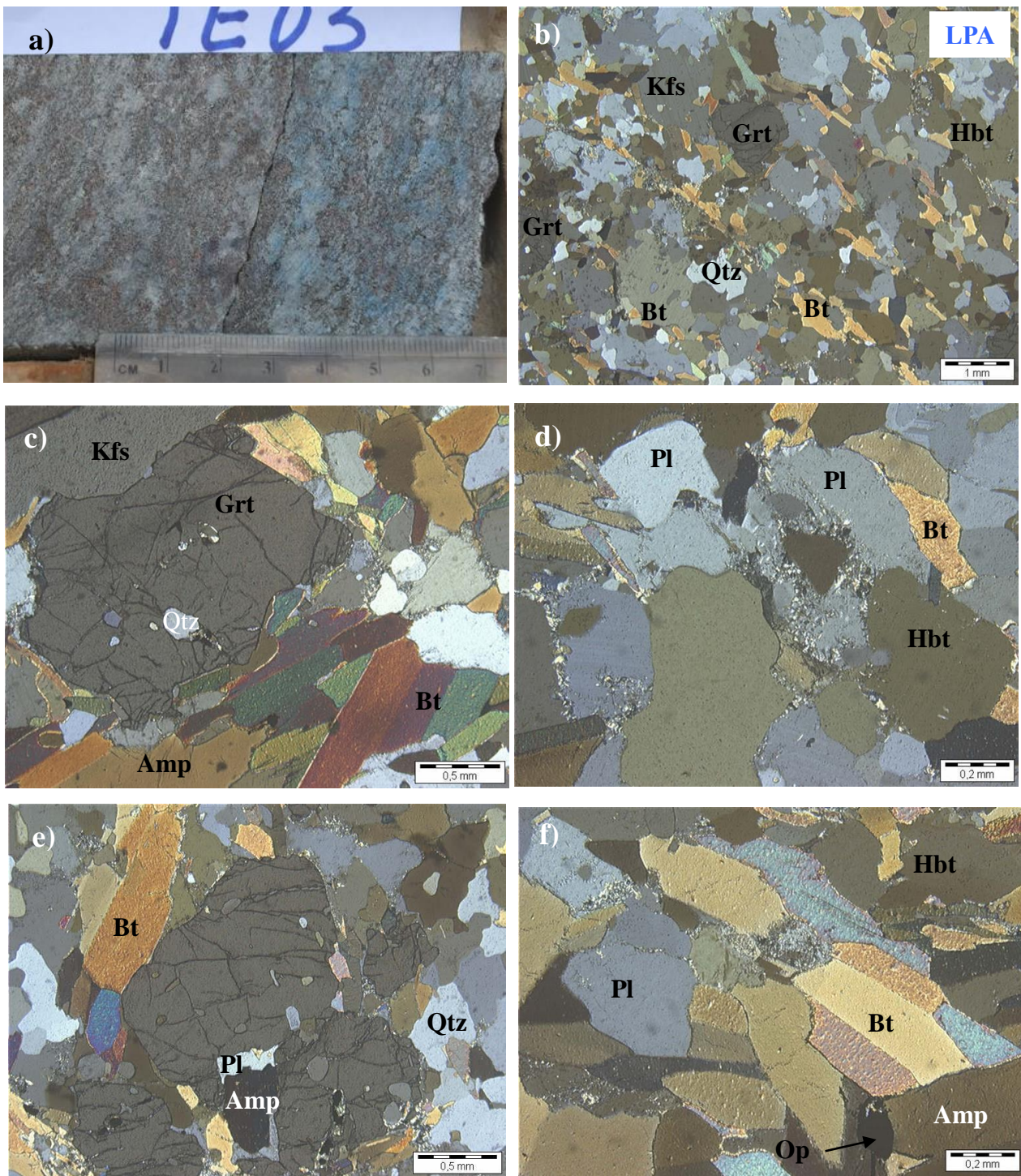


Figure 27. Caractères macroscopiques et microscopiques (LPA) des gneiss à grenat et amphibole de Toko-Nlokeng: **a)** Détail macroscopique d'un échantillon; **b)** Texture granoblastique hétérogranulaire et composition minéralogique des gneiss à biotite et grenat; **c)** Inclusion des grains de quartz dans le grenat; **d)** Déstabilisation des feldspaths en séricite début de fusion partielle; **e)** Porphyroblaste de grenat contenant les inclusions de Bt + Qtz et entourée par une couronne de Qtz + Pl + Bt; Associations minérales Qtz-Amp-Kfs-Bt-Grt; **f)** Lamelles enchevêtrées de biotite et déstabilisation de biotite en minéraux opaques

Le feldspath alcalin (5-15%) est sous forme de plages sub-xénomorphes et xénomorphes. La taille de ces feldspaths est variable, comprise entre 0,3 mm et 1 mm. Certains cristaux de feldspaths se transforment en séricite (Fig. 27d). Le feldspath alcalin s'associe fréquemment au quartz pour former les niveaux quartzo-feldspathique qui alternent avec les niveaux riches en biotite.

Le plagioclase (5-10%) montre des plages xénomorphes de longueur 0,12 à 0,24 mm. Il est associé au Qtz + Hbl + Bt (Fig. 27d). Certains cristaux se transforment en séricite et d'autres en inclusion dans les porphyroblaste de grenat (Fig. 27e).

La biotite (≈ 5%) est sous forme de lamelles enchevêtrées de taille comprise entre 0,1 mm et 0,5 mm (Fig. 27f). C'est le principal minéral ferromagnésien dans la roche. Certains cristaux de biotite se déstabilisent en minéraux opaques (Fig. 27d). L'on note également le moulage de certains cristaux de grenat par la biotite (Fig. 27c). La biotite est en association avec le quartz, le feldspath alcalin, le plagioclase et souvent le grenat (Fig. 27c).

III.2.1.3. Amphibolites à grenat

Les amphibolites à grenat (Ech. TE02) ont été récoltées à 24,5 m de profondeur dans le forage TNDF11_02. A l'œil nu la roche est massive, sombre et mouchetée de gros cristaux de grenat et de plagioclase (Fig. 28a).

Au microscope, les amphibolites à grenat présentent une texture coronitique (Fig. 28b) et de cumulât. Elles sont constituées d'amphiboles, de grenats, de pyroxènes, des plagioclases et du quartz. On note l'omniprésence de microstructures réactionnelles (coronites, symplectites) et des granulations de bordure ou sous-grain. Les microstructures coronitiques lorsqu'elles sont préservées, sont intéressantes car témoignent l'étape transitoire lors de l'évolution P-T de la roche (Nicollet, 2009).

L'amphibole (50-60%) se présente sous forme de cristaux subautomorphes et xénomorphes de taille comprise entre 0,2 et 0,5 mm. C'est une hornblende verte souvent associée à Px + Pl ± Qtz avec lesquels elle souligne la schistosité de la roche (Fig. 28b). L'amphibole est associée au Px+Pl +Qtz (Fig. 28c, d) et renferme des inclusions le quartz.

Le grenat (20-30%) est sous forme de cristaux squelettiques dont la taille varie entre 0,2 et 5 mm. Certains cristaux de grenat présentent des couronnes réactionnelles à quartz et plagioclase (Fig. 28c et 28d). Tous les cristaux de grenat montrent une déstabilisation en bordure de contact avec le pyroxène (Fig. 28b, d). Le grenat est associé au plagioclase et au quartz (Fig. 28d). Toutefois, il est important de signaler que le grenat et le pyroxène appartiennent à une même une

paragenèse.

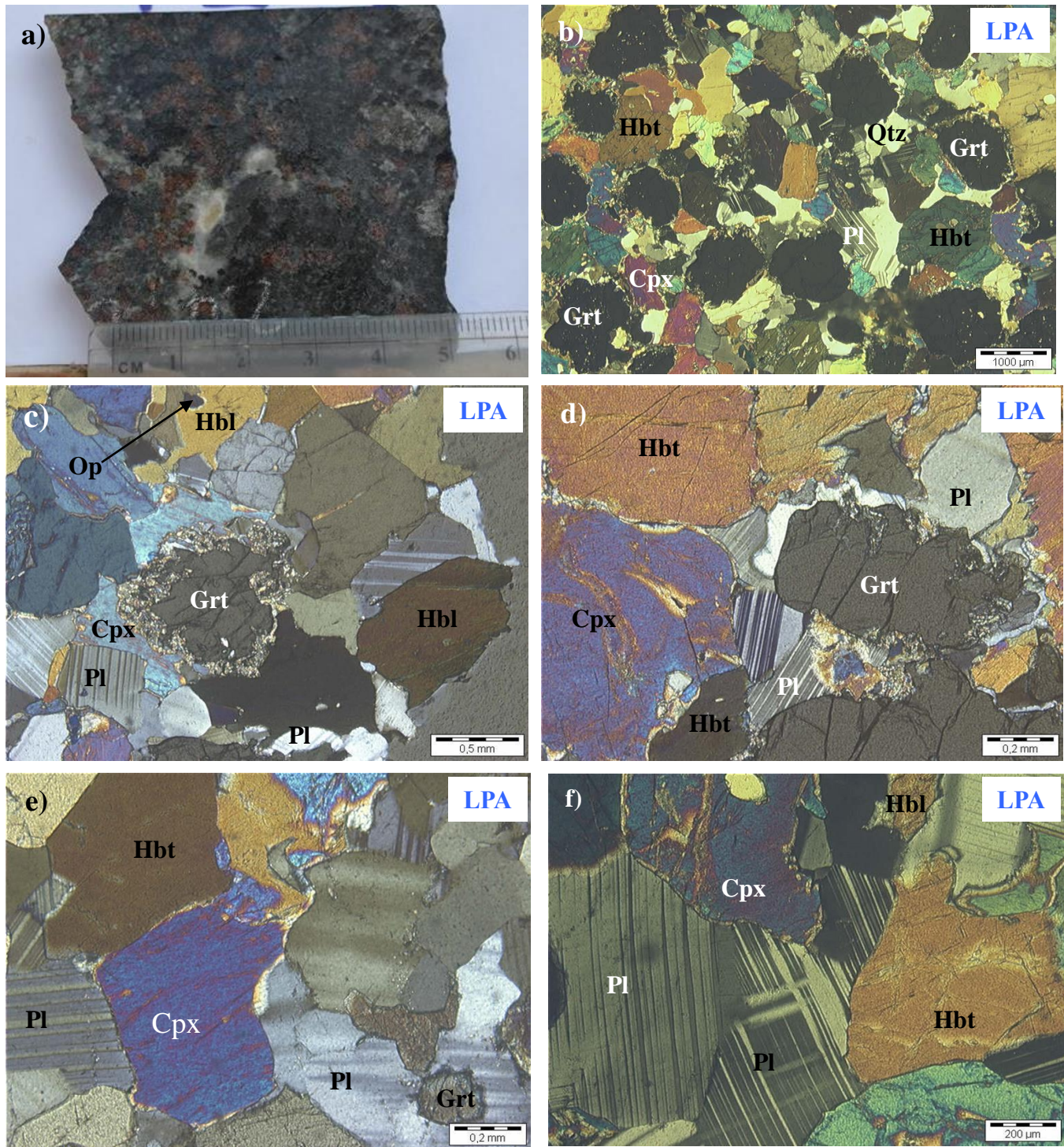


Figure 28. Caractères macroscopique et microscopique des amphibolites à grenat de Toko-Nlokeng : a) Détail macroscopique ; b) Texture granoblastique hétérogranulaire et composition minéralogique ; c) Déstabilisation du grenat de la bordure vers le cœur du cristal ; e et f) Paragenèses ; P_1 : Grt + Cpx + Pl₁ + Amp₁ + Qtz ± Op ; P_2 : Qtz + Amp₂ (ouralite) + Pl₂ + Op.

Le clinopyroxène (10-20%) présente des cristaux subautomorphes ou xénomorphes de taille

pouvant atteindre 4 mm de grand d'axe (Fig. 28d). Il est associé avec l'amphibole, le plagioclase et le quartz (Fig. 28e, f). Certains cristaux de pyroxène se déstabilisent en amphibole (Figs. 28d et 28e).

Le plagioclase (5-10%) est abondant et montre des cristaux subautomorphes de taille moyenne (0,5mm de long). Il est entouré par une couronne réactionnelle formée de Bt + Qtz + Op et est associé au Px +Hbt + Qtz. Certains cristaux de plagioclase présentent des macles polysynthétiques (Fig. 34f).

Le quartz (<10%) est soit sous forme de grains de taille variable (0,1 à 0,5 mm) en bordure des grains de grenat, soit sous forme de rubans polycristallins (Fig. 28c). Il est rare dans la roche.

Les opaques sont automorphes ou xénomorphes, disséminés dans la roche ou en inclusion dans les minéraux ferromagnésiens (Fig. 28c).

III.2.1.4. Granulites mafiques

Les granulites mafiques (Ech. TE027) ont été récoltés à 235,25 m de profondeur sur la carotte étudiée du puits TNDF11_02. A l'œil nu la roche est massive, sombre et mouchetée de gros cristaux brun-rouge de grenat et les paillettes de sulfures (Fig. 29a).

Au microscope, les granulites mafiques présentent une microtexture granoblastique hétérogranulaire (Fig. 29b) avec ubiquité réactionnelle de déstabilisation des pyroxènes en chlorite (Fig. 29d). Elles sont constituées de grenat, d'amphibole, de pyrite, de clinopyroxène, de biotite, du quartz et de chlorite.

Le grenat (30-35%) est sous forme de cristaux squelettiques dont la taille varie entre 0,2 et 5 mm. Certains cristaux de grenat présentent des couronnes réactionnelles à quartz et pyrite (Fig. 29d). Tous les cristaux de grenat montrent une déstabilisation en bordure, surtout lorsqu'ils sont en contact avec le pyroxène (Fig. 29d). Le grenat est associé à la pyrite et au quartz (Fig. 29b). Toutefois, il est important de signaler que le grenat n'est pas en paragenèse avec le pyroxène.

Le pyroxène (20-25%) présente des cristaux subautomorphes ou xénomorphes de taille pouvant atteindre 2 mm de grand d'axe (Fig. 29d). Certains cristaux de clinopyroxène se déstabilisent en amphibole (Fig. 29d).

L'amphibole (10-15%) est la hornblende verte. Elle se présente sous forme de cristaux subautomorphes et xénomorphes de taille comprise entre 0,2 et 2 mm et s'altère au niveau des bordures en chlorite (Fig. 29d). L'amphibole est associée au pyroxène, à la biotite, au quartz et au pyrite (Fig. 29d). Elle renferme des inclusions de quartz, de biotite et de pyrite.

La biotite (10-15%) se présente en paillettes xénomorphes de taille variable (0,2 à 1,2 mm). Elle est issue principalement de la déstabilisation de l'amphibole et du clinopyroxène. Les cristaux

de biotite sont en association avec l'amphibole, le pyroxène et se trouvent en bordure du grenat (Fig. 29c, 29d).

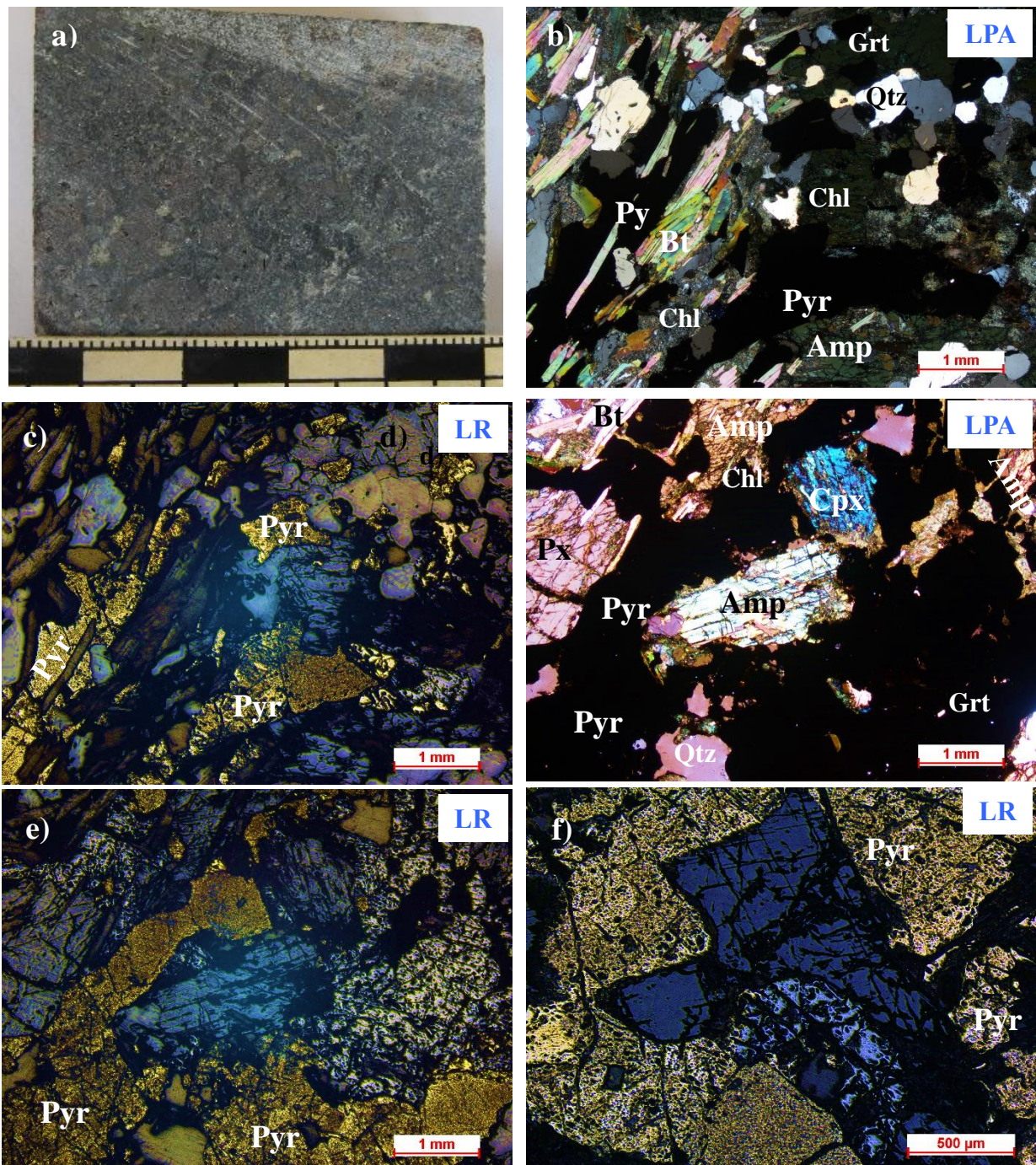


Figure 29. Caractères macroscopiques et microscopiques en LPA et LPNA des granulites mafiques de Toko-Nlokeng : **a)** Détail macroscopique des carottes de sondage prélevées à 235,25 m de profondeur ; **b)** Texture granoblastique hétérogranulaire et composition minéralogique en LPA ; **c-d)** Altération de l'amphibole de la bordure vers le cœur du cristal ; **e-f)** Association minérale **Grt + Cpx + Amp + Pyr** (faciès granulite).

La pyrite (sulfure) (10-15%) se présente sous forme de cristaux subautomorphes à automorphes interstitiels entre la biotite, le grenat et le quartz. Elle présente des contacts légèrement droits à courbes avec ces derniers minéraux (Fig. 29c). Les grains de pyrite sont de forme irrégulière, leur taille peut atteindre 3 mm de diamètre et renferment les palettes de biotite en inclusion (Fig. 29b).

La chlorite (5%) est peu abondante et montre des cristaux subautomorphes de petite taille (0,2 mm de long) en forme d'amas. Elle est issue de la destabilisation de pyroxène, de biotite et d'hornblende (Fig. 29d). Certains cristaux de chlorite sont en inclusion dans les amas de pyrite (Fig. 29d).

Le quartz (<5%) est soit en grains de taille variable (0,1 à 0,5 mm), soit sous forme de rubans polycristallins (Fig. 29b). Il est en inclusion à la pyrite dans la roche.

II.2.1.5. Granulites ultramafiques

Les granulites ultramafiques (Ech. TE01) ont été prélevées à une profondeur de 17 m dans le forage TNDF11_02. La roche est massive, d'aspect gris foncé et à grain grossier à moyen (Fig. 30a). On note macroscopiquement une prédominance du grenat et des minéraux ferromagnésiens (amphibole et les pyroxènes). Au microscope, la roche présente une texture granoblastique hétérogranulaire coronitique composée principalement de grenats de couleur rose (pyrope), de pyroxènes, d'hornblendes, de plagioclase, et accessoirement le zircon et les minéraux opaques (Fig. 30b).

Le grenat (40-50%) est subautomorphe, de taille comprise entre 0,02 et 0,6 mm de diamètre. La plupart des cristaux sont coronitiques et les couronnes sont riches en plagioclase (Fig. 30c).

Le pyroxène (20-30%) est le second minéral en termes d'abondance dans la roche. Il xénomorphe de taille comprise entre 0,3 mm et 3 mm de grand axe. Certains cristaux sont généralement verts-bleutés et lobés au contact avec le grenat (Fig. 30c). Les grains de pyroxènes montrent une transformation en amphibole et en minéraux opaques en leurs bordures et le long de leurs clivages. Le pyroxène réagit avec le grenat conduisant au développement du plagioclase et du quartz (Figs. 30c et 30d).

La hornblende (10-20%) est subautomorphe de taille comprise entre 0,2 et 1 mm. Elle est et est en association fréquente avec le pyroxène. Certains cristaux d'amphibole sont en inclusions dans les pyroxènes (Fig. 30c).

Le quartz ($\leq 5\%$) est à grain fin à grossier et apparaît généralement sous forme d'agrégats mélangés à des minéraux opaques et plagioclase ou comme occupant des interstices entre les

minéraux (Fig. 30c) ou autour du grenat. On observe la réaction $\text{Cpx} + \text{Grt} \rightarrow \text{Qtz} + \text{Pl}$

Le plagioclase (< 5%) est xénomorphe et forme des couronnes autour du grenat (Fig. 30d) et se transforme en séricite.

Les minéraux opaques se développent aux dépens des minéraux ferromagnésiens (Fig. 30c).

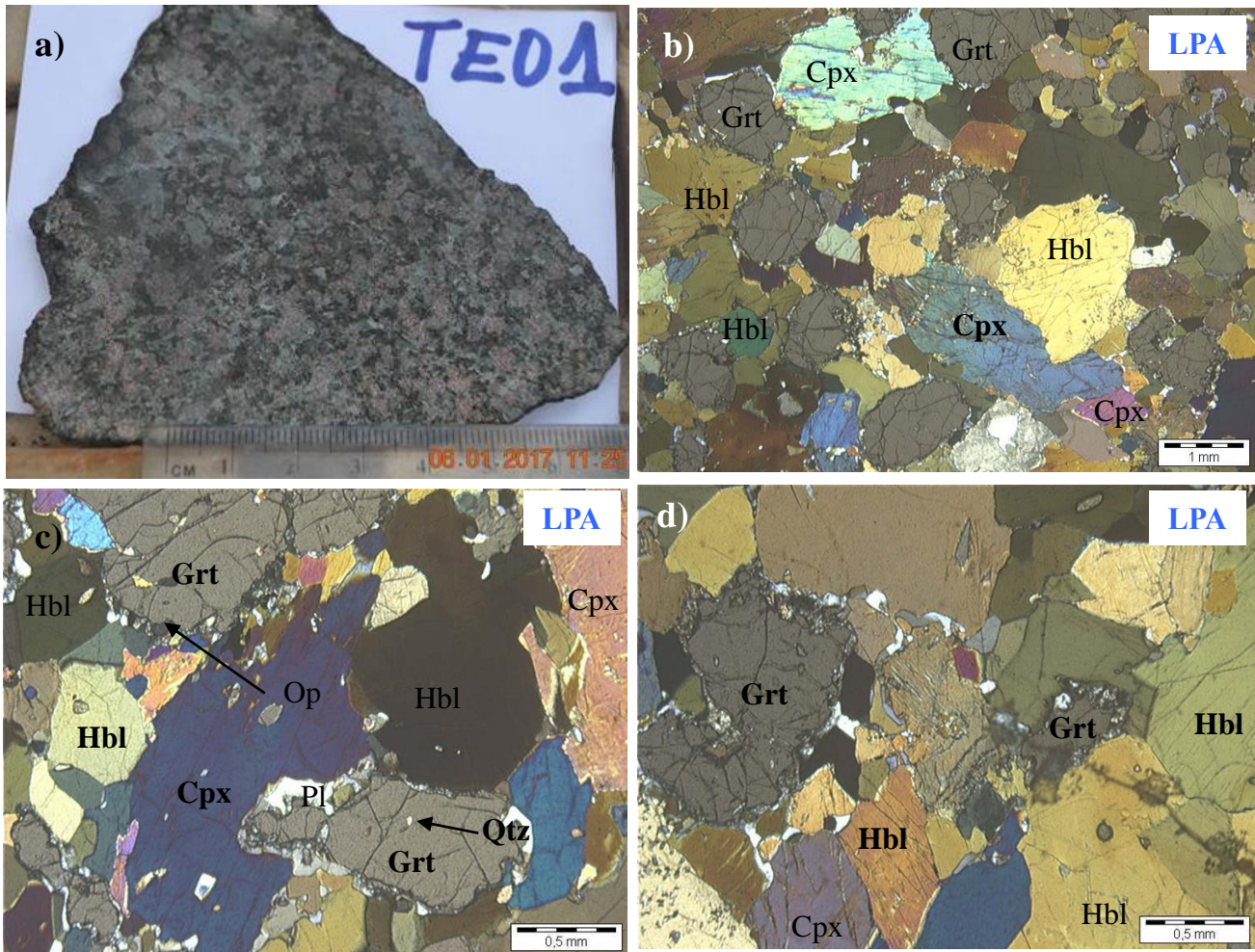


Figure 30. Caractères macroscopiques et microscopiques granulites ultramafiques de Toko-Nlokeng : **a)** Détail macroscopique ; **b)** Texture granoblastique hétérogranulaire coronitique et composition minéralogique ; **c)** Réaction grenat + pyroxène conduisant à la formation du plagioclase ; Associations minérales **Grt + Cpx + Hbl + Pl** ; **d)** Porphyroblaste de grenat lobé et association minéralogique pyroxène et amphibole

III.2.1.6. Hornblendites

Les hornblendites (Ech. TE11) ont été échantillonnées à une profondeur de 335,85 m dans le forage NTED011. À l'œil nu, la roche est massive, d'aspect sombre, à granulométrie moyenne à grossière et composée des cristaux d'amphibole de couleur vert foncé et les cristaux de pyroxène de couleur noire (Fig. 31a). Microscopiquement, la roche montre une texture cumulée (Fig. 31b) et est composée principalement d'hornblende et de pyroxène, avec des accessoires comme le plagioclase, la biotite, la chlorite la calcite et les opaques.

La hornblende (80-90%) est fine à grossière (0,5-3 mm de grand axe) et xénoblastique. Certains cristaux renferment des inclusions de minéraux opaques. La hornblende verte est en association avec le pyroxène (Fig. 31c).

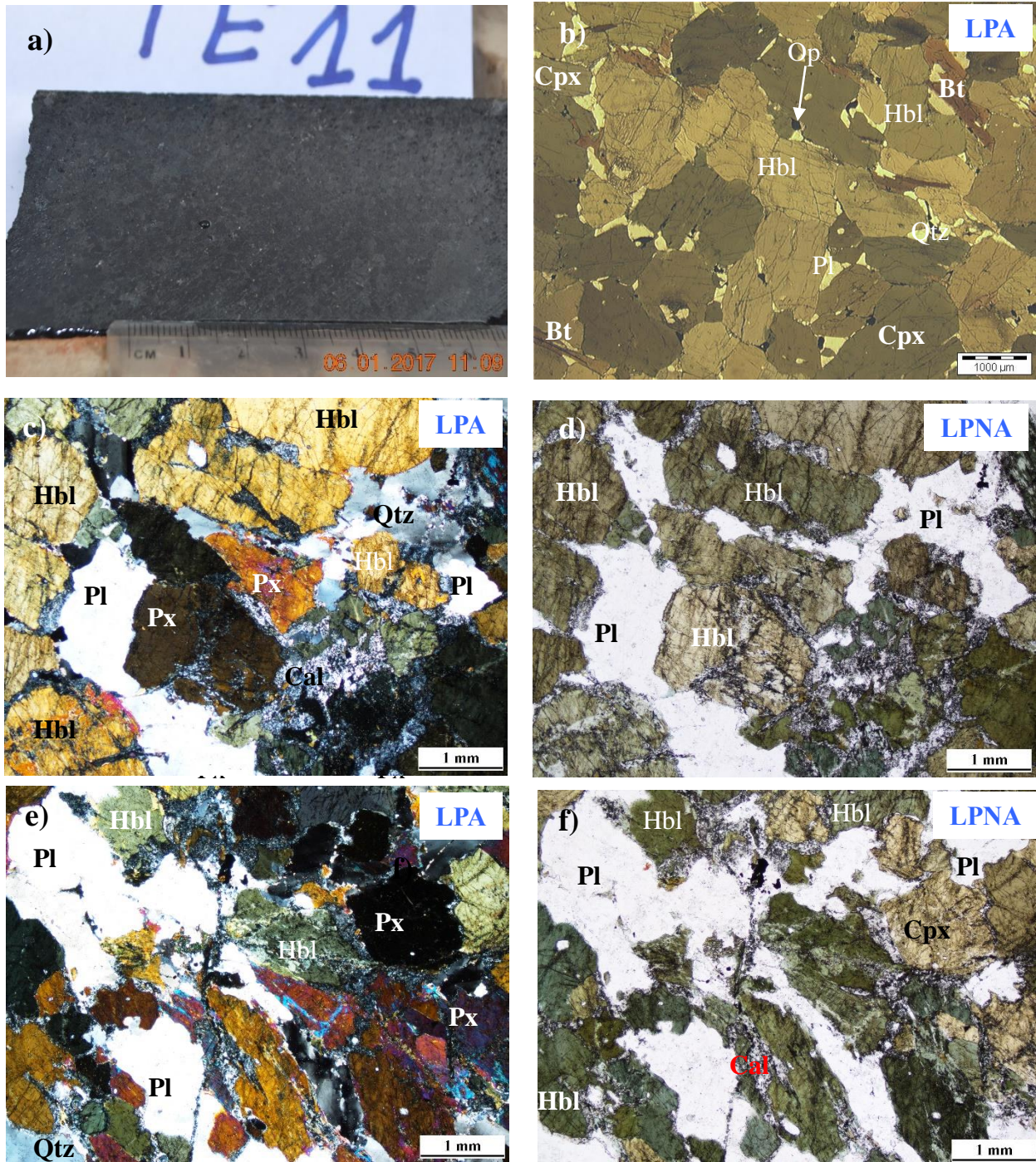


Figure 31. Caractères macroscopique et microscopique en LPA et LPNA des hornblendites de Toko-Nlokeng : **a)** Échantillon prélevé à une profondeur de 335,85 m ; **b) et c)** Texture granoblastique hétérogranulaire ; **e) et f)** Association minérale **Hbl + Cpx + Pl + Bt + Op**

Le clinopyroxène (30-20%) est le second minéral ferromagnésien le plus abondant dans la roche après l'amphibole. Les cristaux de pyroxène ont des tailles variables, pouvant atteindre 2,1 mm de long. Ils sont subautomorphes pour la plupart. Certains cristaux de pyroxène sont fracturés, et les fractures sont colmatées par des minéraux opaques ; tandis que la plupart des grains de pyroxènes sont transformés en hornblende (Fig. 31c, d). L'on y note également des cristaux de pyroxène avec des inclusions des minéraux opaques. L'association minérale Hbl-Cpx est fréquente (Fig. 31c).

Le plagioclase (20-10%) est à grain fin (jusqu'à 0,1 mm) et est présent comme relique à proximité de l'orthopyroxène à gros grain. Cette texture suggère que l'amphibole a probablement été formée par la réaction de décompression/hydratation suivante : $\text{Cpx} + \text{Pl} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Amp}$. Le plagioclase est présent le long de la limite du grain des amphiboles et présente une texture xénoblastique.

Le quartz (<5%) se trouve en interstitiel ou dans les microfracture en équilibre avec le plagioclase.

III.2.2. Formations ferrifères

III.2.2.1. Formations ferrifères rubanées (FFR)

Les formations ferrifères rubanées ont été interceptées et prélevées dans les carottes du forage TNDF11_02 à des profondeurs variées. Elles sont caractérisées par un rubanement souligné par l'alternance de lits sombres de dimension comprise entre 2 et 10 mm composés des minéraux ferrifères, des lits verdâtres d'épaisseur comprise entre 5 et 7 mm riches en ferromagnésiens (chlorite) et des lits clairs (1-6 mm d'épaisseur) composés essentiellement de quartz.

III.2.2.1.1. FFR à calcite

La roche (Ech. TE05) a été récoltée à 145,76 m de profondeur et est fortement magnétique. La susceptibilité magnétique mesurée à l'aide du *Magsus SM 30* a révélé des valeurs $> 1000 \text{ SI}$ montrant des bandes riches en fer (Fig. 32a).

Au microscope, les FFR à calcite présentent une microtexture granoblastique hétérogranulaire composée d'oxyde de fer (magnétite), du quartz, de sulfures (pyrite), de la calcite et de la chlorite (Fig. 32b).

Le quartz (40-50%) se présente sous forme de rubans polycristallins formant des bandes claires associées aux oxydes de fer. Les cristaux ont des dimensions millimétriques et certains sont parfois en inclusion dans la magnétite.

La magnétite (30-40%) est le principal minéral ferrifère des FFR à calcite de Toko-Nlokeng.

Elle est sous forme de cristaux xénomorphes. Au sein des bandes riches en magnétite où les observations ont été faites principalement, les grains de magnétite sont interconnectés et de taille comprise entre 0,1 à 0,6 mm (Fig. 32b et 32c). Ces grains sont subautomorphes, certains renferment les inclusions de quartz. Les limites de grains de magnétite avec les autres minéraux sont nettes et l'association magnétite + quartz + chlorite est fréquente (Fig. 32c).

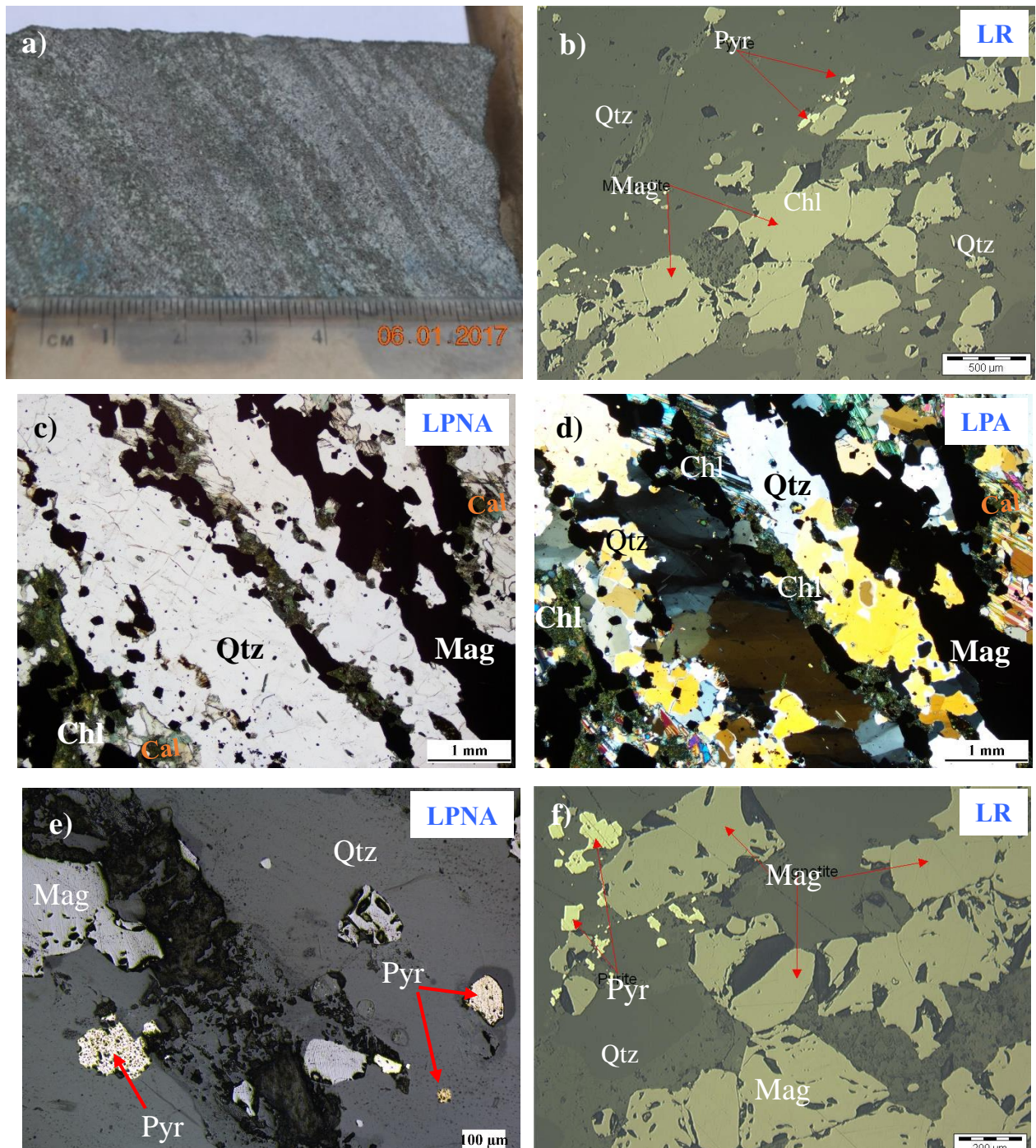


Figure 32. Caractères macroscopiques et microscopiques de FFR à chlorite : **a)** Échantillon prélevé à une profondeur de 335,85 m ; **b)** Texture granoblastique hétérogranulaire en LR (lumière réfléchie) ; Texture granoblastique hétérogranulaire ; **c)** En LPNA (lumière polarisée non analysée) ; **d)** En LPA (lumière polarisée analysée) ; **e-f)** Association minérale : **Mag + Qtz + Hbl + Py + Chl + Op**

La pyrite (sulfure) (5-10%) se présente sous forme de cristaux subautomorphes à automorphes interstitiels entre la magnétite et le quartz. Elle présente des contacts légèrement droits à courbes avec ces deux derniers minéraux (Fig. 32e, f). Les grains de pyrite sont de forme irrégulière et leur taille peut atteindre 0,2 mm de diamètre.

La calcite (<10%) se présente sous forme de cristaux xénomorphes allongés et de petites tailles (0,7 mm). Ces cristaux se développent sur la zone fracturée associés au Qtz + Mag + Chl (Fig. 32c, d).

La chlorite (<5%) est secondaire dans la roche. Ces cristaux sont automorphes, de taille micrométrique. Elle se rencontre soit en position interstitielle entre la magnétite et le quartz, soit en inclusion dans la magnétite (Fig. 32c, d).

III.2.2.1.2. FFR à pyroxène

Les formations ferrifères rubanées à pyroxène échantillonnées (Ech.TE09) dans le forage NTDE041 à une profondeur de 227,35 m vers une zone contact avec l'encaissant. Ces formations ferrifères sont d'aspect gris-clair (Fig. 33a) à gris sombre (Fig. 33b). Ces roches sont très denses et fortement magnétiques.

Au microscope, les FFR à pyroxène présentent une microtexture granoblastique hétérogranulaire composée de quartz, d'oxyde de fer, de limonite (hématite) secondaire, de clinopyroxène et de chlorite. Le clinopyroxène et le chlorite sont des minéraux secondaires.

Le quartz est sous forme de cristaux xénomorphes à automorphes. Ces cristaux se présentent sous forme de rubans monocristallins (Fig. 33b et 33d) associés à la magnétite et à la clinopyroxène (Fig. 33f). Les cristaux de quartz présentent des formes angulaires. Ces cristaux sont fins et moyens avec des tailles variant d'une bande à une autre (0,2 à 3 mm de diamètre). Ces cristaux montrent l'architecture des points triples ; ce qui suggère une recristallisation statique dans la trame.

La magnétite est très abondante dans la roche et se présentent sous forme de rubans formant des bandes sombres (Fig. 33b). Les cristaux de magnétite se présentent sous plusieurs formes : automorphe, xénomorphe et subautomorphe. Ils sont associés au quartz. Les cristaux de magnétite sont de dimensions variables comprises entre 0,4 et 1,5 mm environ. La taille et la forme de ces cristaux indiquent une recristallisation métamorphique (Fig. 33d). L'on note également la transformation de la magnétite en hématite. Cette transformation est probablement liée à l'hydrothermalisme à une profondeur de 227,25 m.

L'observation microscopique montre des inclusions de quartz et de clinopyroxène dans les bandes sombres riches en magnétite (Fig. 33b).

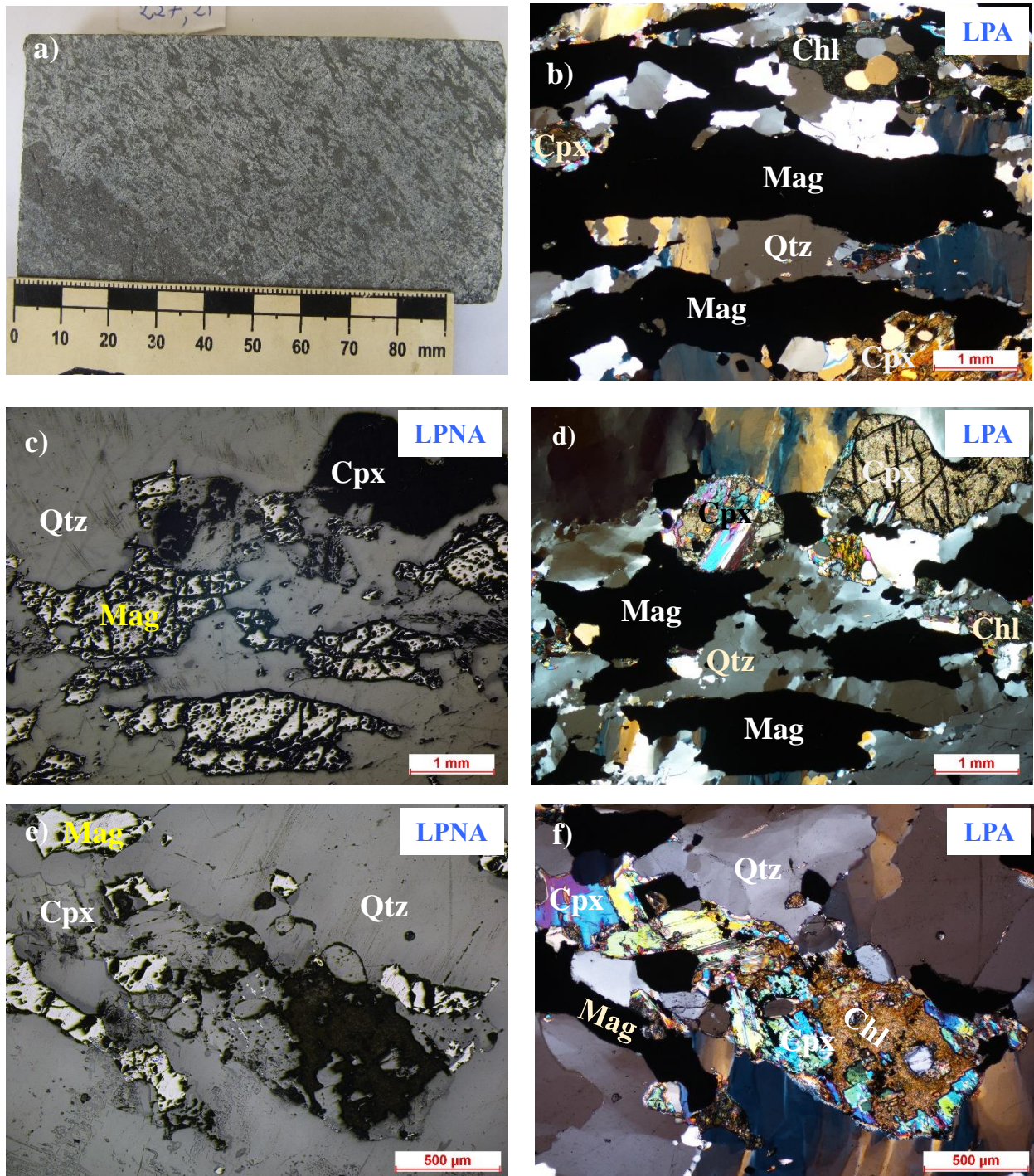


Figure 33. Caractères macroscopique et microscopique de FFR à pyroxène de Toko-Nlokeng : a) Échantillon de carotte de FFR à pyroxène de Toko-Nlokeng prélevé à 227,35 m ; b et c) Texture granoblastique hétérogranulaire ; d et e) Les inclusions de quartz dans la magnétite ; association minérale Mag + Qtz + Cpx ; f) Déstabilisation du clinopyroxène en chlorite et l'inclusion de la magnétite dans le clinopyroxène

Le pyroxène est le clinopyroxène et se présente sous forme de cristaux xénomorphes. Les cristaux sont de très petites (0,01 mm) et de grande taille (0,3 x 3 mm). Il se trouve en inclusion dans la magnétite et le quartz (Fig. 33b, f). Le pyroxène se destabilise en chlorite et est en inclusion dans la magnétite et le quartz.

La chlorite est sous forme de cristaux xénomorphes, de formes soit subarrondies, soit plus ou moins allongées (Fig. 33c) ; ces cristaux sont de petites tailles (0,3 x 0,7 mm). La chlorite développe en bordure des cristaux de la magnétite, du quartz et du clinopyroxène. L'assemblage minéral mis en évidence est **Qtz + Mag + Cpx+ Chl**

III.2.2.1.3. FFR à biotite

Le BIF à biotite (Ech. TIF09) a été échantillonné à 299 m de profondeur à travers les carottes de sondage du puits TNDF11_01. La roche est à grains fins et d'aspect gris et est fortement magnétique (Fig. 34a). Les minéraux visibles à l'affleurement sont les oxydes de fer et le quartz. Au microscope, la roche a une Texture granoblastique hétérogranulaire (Fig. 34b) composée du quartz, des oxydes de fer, de l'amphibole, de la biotite et de clinopyroxène. (Fig. 34f). Les oxydes de fer sont opaques en lumière polarisée.

Le quartz (50-55%) se présente sous forme de rubans polycristallins constituant les bandes claires (Fig. 34d). Ses cristaux ont une taille moyenne 0,05 mm x 2 mm. Certains cristaux de quartz ont les inclusion des oxydes de fer et la biotite (Fig. 34d).

La magnétite (40-45%) sont xénomorphes et forment des bandes sombres d'épaisseur moyenne 1,5 mm, associés aux rubans de quartz (0,3 mm d'épaisseur) (Fig. 34d). Les plus grands cristaux ont des dimensions variant entre 2,2 mm x 1,1 mm et 3,5 mm x 0,3 mm au sein desquels l'on note parfois des inclusions de quartz (Fig. 34d).

les cristaux de biotite (15-10%) se rencontrent en bordure de certains cristaux de magnétite (Fig. 34f). Ceci traduit le métamorphisme de faible à moyen degré qui a affecté ces FFR.

Le clinopyroxène (10-5%) est sous forme de cristaux xénomorphes. Les cristaux sont de très petits (0,01 mm) et de grande taille (0,3 x 2 mm). Il se trouve en inclusion dans la magnétite (Fig. 34b). Le clinopyroxène est destabilisé en biotite.

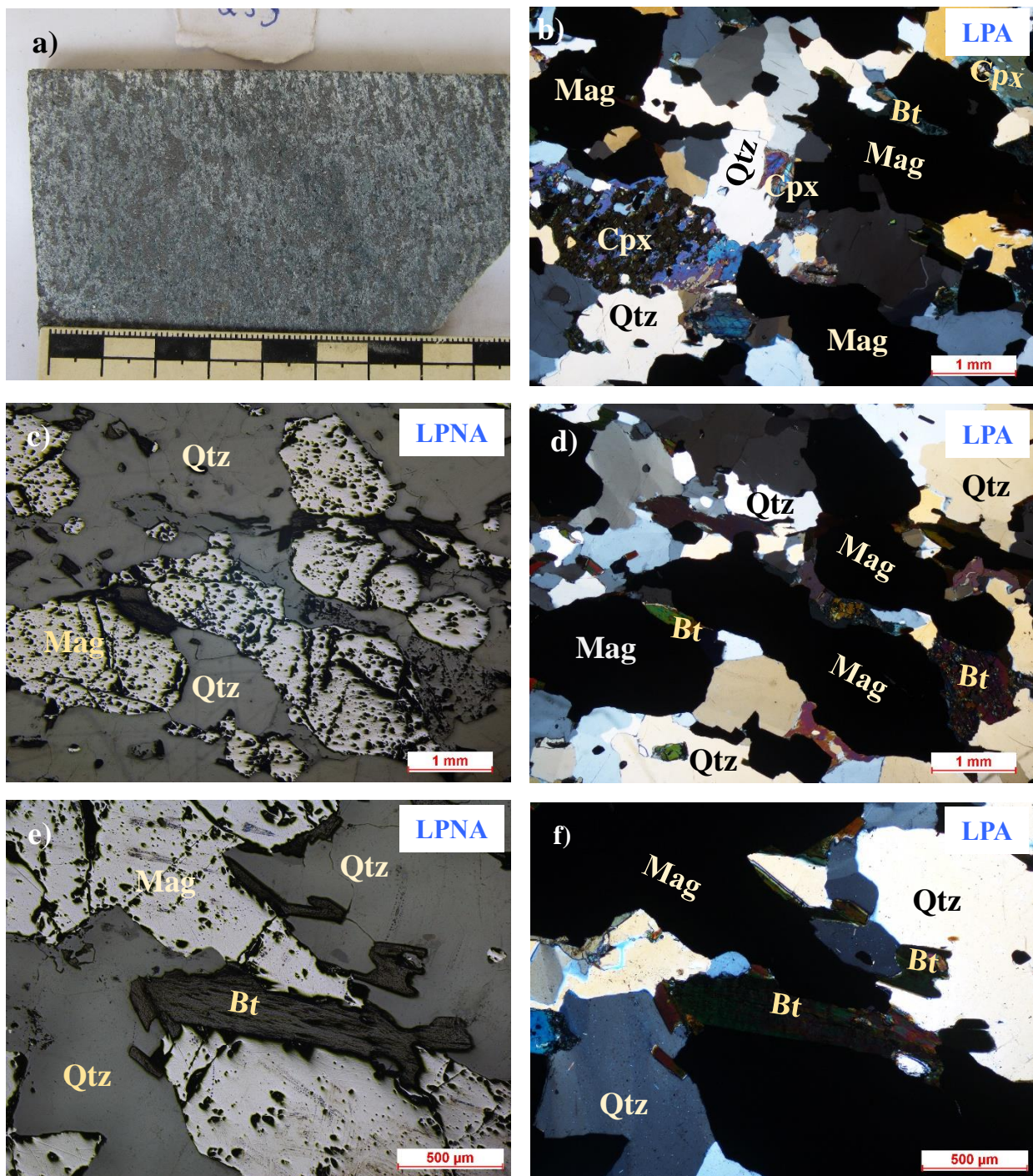


Figure 34. Caractères macroscopique et microscopique de FFR à biotite de Toko-Nlokeng : **a)** Échantillon prélevé à 299 m de profondeur ; **b) et c)** Texture granoblastique hétérogranulaire et composition minéralogique des FFR ; **d)** Inclusions de biotite dans la magnétite ; **e) et f)** Association minérale **Mag + Qtz + Cpx + Bt** et les inclusions de la magnétite dans le quartz

III.2.2.2. Formations ferrifères granulaires (FFG)

Les FFG peuvent être décrites comme des roches à chert, grises et massives. Elles contiennent d'abondants granulés noirs, ronds et ovales recouverts de magnétite (Figs. 35a, 36a et

37a) d'une taille de 0,2-2 mm. Les grains enrobés ont un contour irrégulier et ne présentent pas de texture interne concentrique.

III.2.2.2.1. FFG mylonitisées

Les FFG mylonitisées (Ech. TE06) ont été échantillonnées à une profondeur de 196,50 m dans le forage TNDF11_02. Dans l'ensemble, elles ont un aspect sombre et se distinguent par la présence d'une schistosité mylonitique soulignée par orientation préférentielle des cristaux de magnétite de dimension comprise entre 1 et 2 mm. Le quartz et les minéraux ferrifères sont les seuls minéraux visibles à l'œil nu (Fig. 35a). La roche est fortement magnétique et sa susceptibilité magnétique est supérieure à 1000 SI.

Au microscope, les FFG présentent une texture granoblastique hétérogranulaire à tendance mylonitique. Elles sont composées principalement des oxydes de fer (magnétite, hématite) et du quartz (Fig. 35b).

La magnétite (40-50%) est sous forme de cristaux xénomorphes, interconnectés et de taille pouvant atteindre 0,7 mm de long (Fig. 35b et c). Les bordures de grains sont rectilignes et courbes, les contacts sont nets avec le quartz. Certains cristaux de magnétite et les fractures sont remplis de quartz (Fig. 35c). La magnétite renferme également de nombreuses inclusions de quartz.

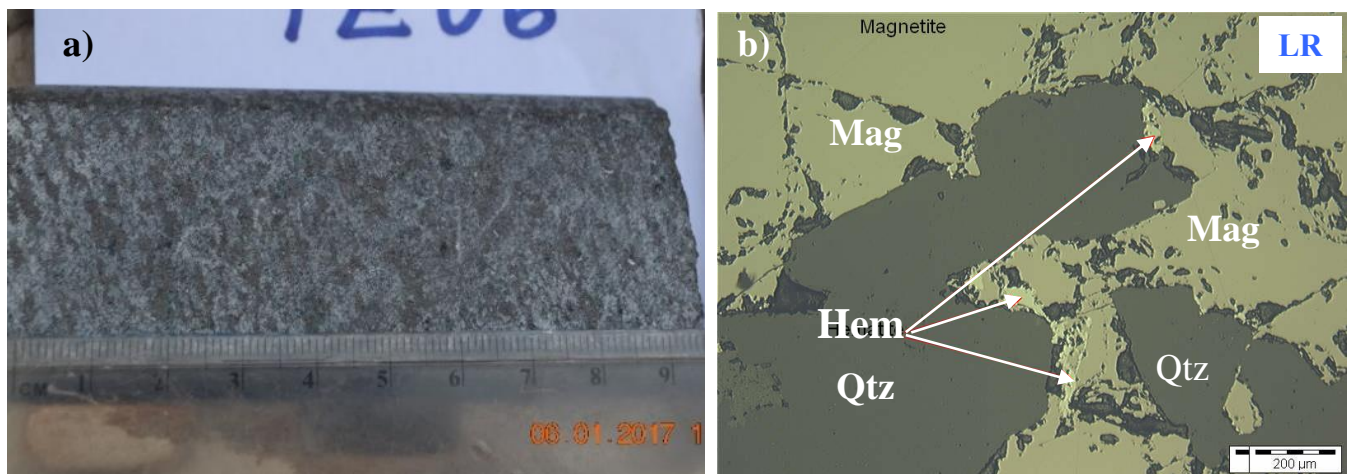


Figure 35. Caractères macroscopique et microscopique de FFG de Toko-Nlokeng : a) Échantillon de carotte prélevé à 196,50 m de profondeur ; b) Texture granoblastique hétérogranulaire et composition minéralogique des FFG (Lumière réfléchie). On note les inclusions de quartz dans la magnétite et la transformation de la magnétite en hématite.

Le quartz (35-45%) est le deuxième constituant majeur de la roche après les oxydes de fer. Il se présente sous forme de rubans xénomorphes, de taille millimétrique. Le quartz apparaît également en inclusion dans la magnétite (Fig. 35c).

L'hématite (>5%) est secondaire dans la roche car elle provient de la transformation de la

magnétite. Il s'agit en fait de la martite, pseudomorphe de la magnétite. Les cristaux de martite sont xénomorphes de très petite taille (inférieure à 0,1 mm), aux contours frustres et curvilignes avec la magnétite (Fig. 35b et c).

III.2.2.2.2. FFG à calcite et amphibole

Les formations ferrifères granulaires carbonatées à amphibole (Ech. TIF03) ont été échantillonnées à une profondeur de 197,20 m dans le forage TNDF11_02. C'est une roche de couleur sombre et gris de faible intensité de déformation. L'observation macroscopique nous permet d'observer les grains de magnétite de couleur sombre avec une couronne de couleur gris clair composé de quartz liant les grains de magnétite (Fig. 36a). La roche est fortement magnétique et sa susceptibilité magnétique est supérieure à 1000 SI.

Au microscope, ces formations présentent une microtexture granoblastique hétérogranulaire. Elles sont composées principalement de la magnétite du quartz, de la pyrite de l'amphibole, le clinopyroxène et la biotite (Fig. 36b).

La magnétite (40-45%) est sous forme de cristaux xénomorphes, interconnectés et de taille pouvant atteindre 0,7 mm de long (Fig. 36b et c). Les bordures de grains sont droites et courbes, les contacts sont nets avec le quartz. Certains cristaux de magnétite et les fractures sont remplis de quartz (Fig. 36 b). La magnétite renferme également de nombreuses inclusions de quartz.

Le quartz (30-40%) est le deuxième constituant majeur de la roche après les oxydes de fer. Il se présente sous forme de rubans xénomorphes, de taille millimétrique. Le quartz apparaît également en inclusion dans la magnétite (Fig. 36c).

La calcite (20-10%) est abondante dans la roche et se présente sous forme de cristaux (environ 1 mm de long et 0,6 mm à 0,5 de large) xénomorphes. Elle se développe dans les fractures et est en contact avec le quartz, la magnétite et la pyrite (Fig. 36b, d).

L'amphibole (5-10%) est la hornblende verte. Elle se présente sous forme de cristaux subautomorphes et xénomorphes de taille comprise entre 0,1 et 0,5 mm. L'amphibole est associée au quartz, à la magnétite (Fig. 36f). Elle renferme des inclusions de magnétite.

La pyrite (>5%) se présente sous forme de cristaux subautomorphes à automorphes interstitiels entre la magnétite, l'amphibole et le quartz. Elle présente des contacts légèrement rectilignes à courbes avec ces derniers minéraux (Fig. 36f). Les grains de pyrite sont de forme irrégulière et leur taille peut atteindre 1 mm de diamètre.

La chlorite se présente sous forme de cristaux microlitiques. Ces cristaux sont de tailles millimétriques (Fig. 36f). Elle est issue de la déstabilisation de l'amphibole.

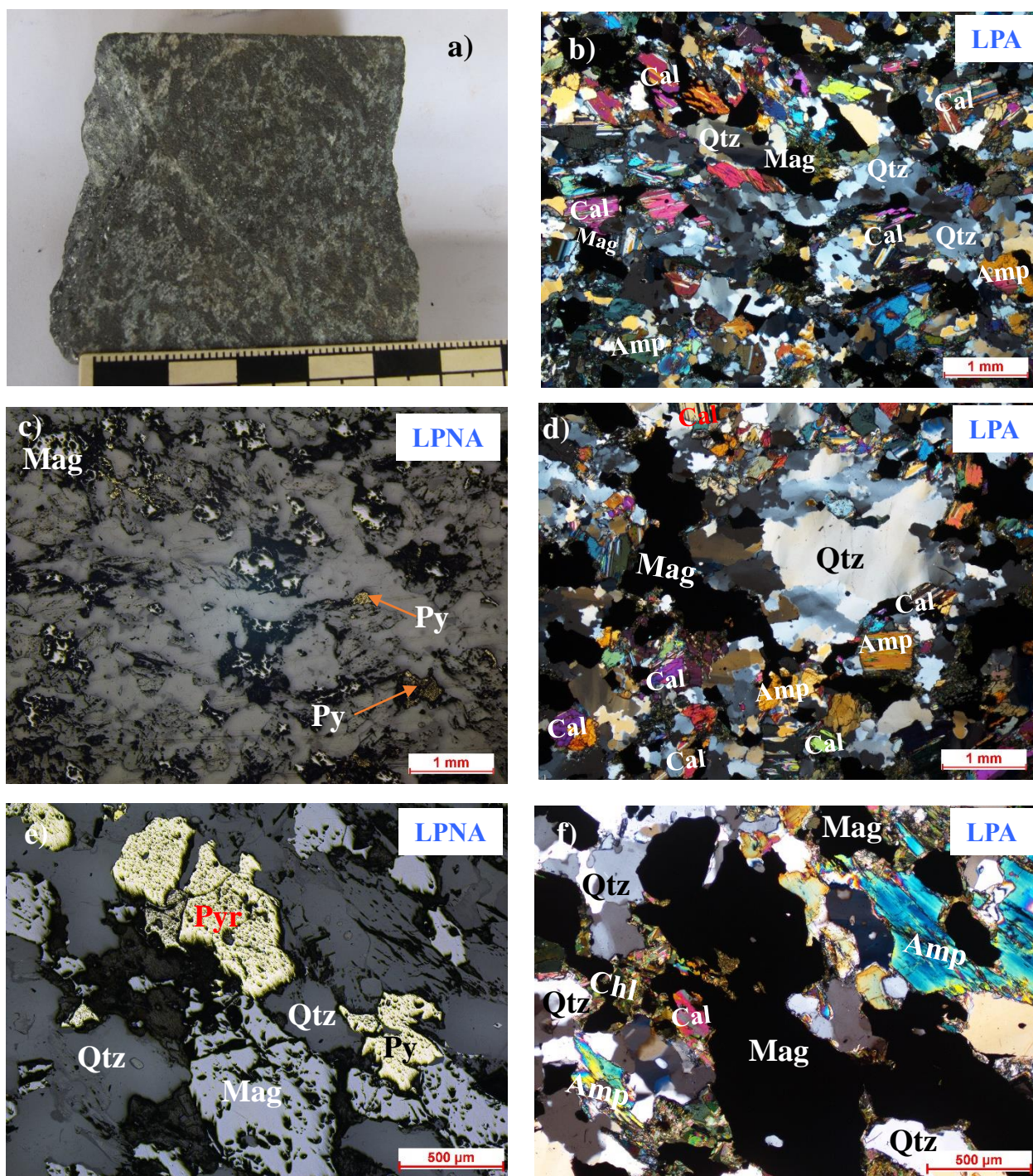


Figure 36. Caractères macroscopique et microscopique de FFG à amphibole de Toko-Nlokeng : **a)** Échantillon récolté à 197,20 m de profondeur du puits d TNDF11_02 ; **b** et **c)** Texture granoblastique hétérogranulaire et composition minéralogique avec les inclusions de pyrite dans le quartz et la magnétite ; **d** et **e)** Inclusions de pyrite dans la magnétite et association minérale **Mag + Qtz + Amp + Cal+ Py** ; **f)** Déstabilisation minérale de l'amphibole en chlorite et l'inclusion de grains de magnétite dans l'amphibole

III.2.2.2.3. FFG à chlorite

La formation ferrifère granulaire à chlorite (Ech. TE04) du secteur d'étude est échantillonnée dans le puits de forage TNDF11_02 sous forme de carotte de sondage prélevée à 114 m de profondeur. A l'échelle macroscopique, cette formation est d'aspect gris-clair (Fig. 37a) à gris sombre avec une structure massive composée des grains de magnétite de diamètres variant entre (0,2-5) mm associés au chlorite et le ciments blanchâtre composé de quartz liant ces gains. La roche est très dense et fortement magnétique.

Au microscope, les FFG aurifères à chlorite présentent une microtexture granoblastique hétérogranulaire composée de quartz, d'oxyde de fer, (hématite) secondaire, de chlorite, et de l'or. La chlorite et l'hématite sont des minéraux secondaires.

La magnétite (45-55%) est très abondante dans la roche et se présentent sous forme de grains formant des points sombres (Fig. 37b). Les cristaux de magnétite se présentent sous plusieurs formes : automorphe, xénomorphe et sub-automorphe. Ils sont associés au quartz. Les cristaux de magnétite sont de dimensions variables comprises entre 0,3 et 0,8 mm environ. La taille et la forme de ces cristaux indiquent une recristallisation métamorphique (Fig. 37c). L'on note également la transformation de la magnétite en hématite. Cette transformation est probablement liée à la nouvelle surface d'oxydation. La plupart des cristaux de magnétite montrent des degrés de martitisation variables.

Le quartz (30-40%) est sous forme de cristaux xénomorphes à automorphes. Ces cristaux se présentent sous forme de rubans monocristallins associés à la magnétite et à la chlorite (Fig. 37c). Les cristaux de quartz présentent des formes angulaires. Ces cristaux sont fins et moyens avec des tailles variant de (0,2 à 5 mm de diamètre). Ces cristaux montrent l'architecture des points triples ; ce qui suggère une recristallisation statique dans la trame.

L'observation microscopique montre des inclusions de chlorite et de grains d'or dans les bandes sombres riches en magnétite et de quartz (Fig. 37b).

La chlorite (>5%) est sous forme de cristaux xénomorphes, de formes soit sub-arrondies, soit plus ou moins allongées (Fig. 37b, e) ; ces cristaux sont de petites tailles (0,1 x 3 mm). La chlorite est cristallisée dans les fissures qui affectent la magnétite.

L'or se trouve sous forme disséminée dans le quartz et la magnétite. Certains grains se trouvent sur le contact des grains de magnétite et de quartz ainsi que dans les microfractures de la roche. Ces cristaux sont de petites taille sub-arrondies de couleur jaune dans cette formation.

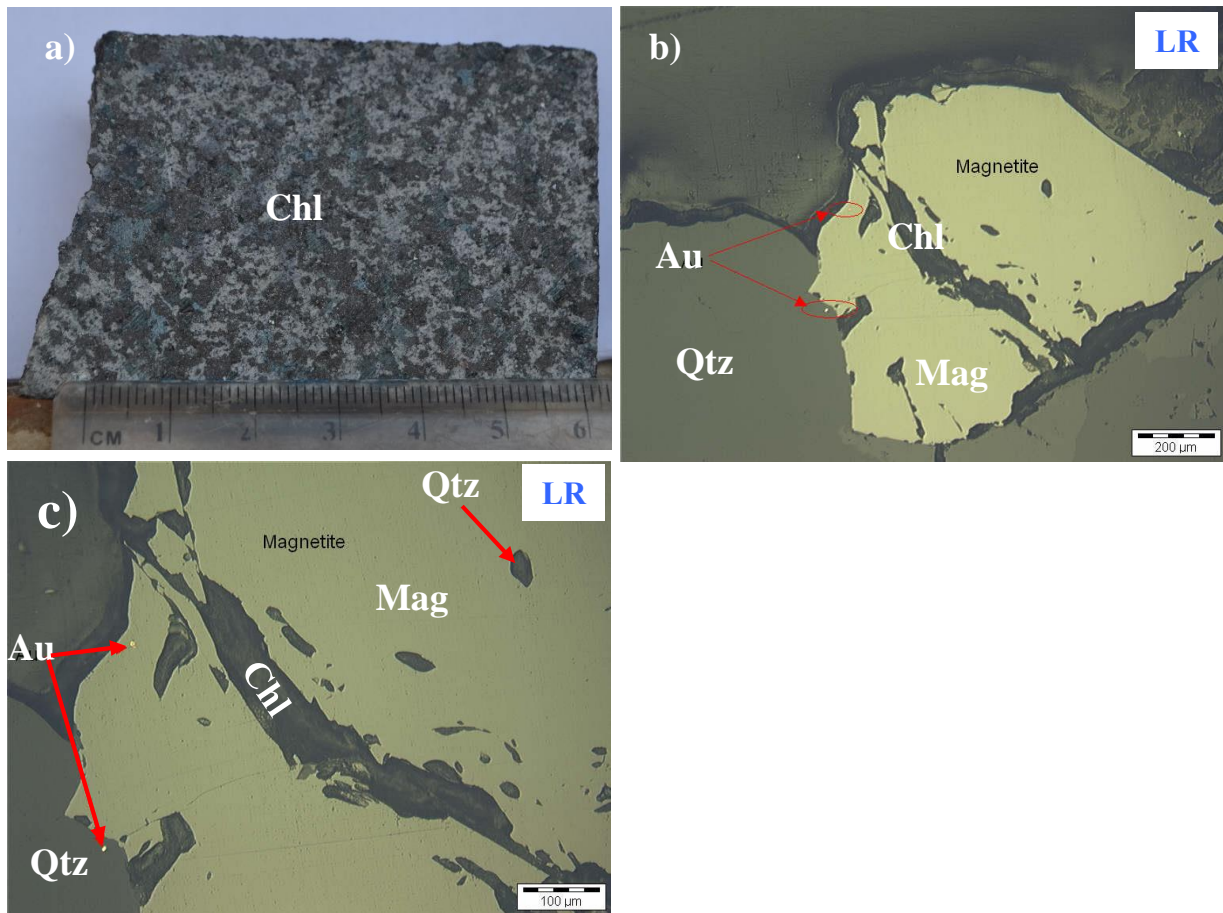


Figure 37. Caractères macroscopique et microscopique de FFG à chlorite de Toko-Nlokeng : **a)** Échantillon récolté à 114,20 m de profondeur ; **b** et **c)** Texture granoblastique hétérogranulaire et composition minéralogique des FFG avec les inclusions d’or dans le quartz et la magnétite ; et les inclusions de chlorite dans la magnétite et l’assemblage minéral **Mag + Qtz + Chl + Au**

Tableau III Caractères pétrographiques des formations géologiques du secteur Toko-Nlokeng

Types Pétrographiques	Profondeur de prélèvement (m)	Texture	Paragenèse	Faciès
Granulites ultramafiques	17,16	Granoblastique hétérogranulaire	Hbl+Grt+Cpx±Pl±Op	Granulite
Amphibolites à grenat	24,50	Granoblastique hétérogranulaire	Hbl+ Grt+Cpx+Pl+Qtz	Amphibolite
Gneiss à grenat et amphibole	53,30	Granoblastique hétérogranulaire	Qtz+Kfs+Bt+Grt±Op	Amphibolite
Gneiss leucocrates	278	Granoblastique hétérogranulaire	Kfs+Qtz+Bt	Amphibolite
Hornblendites	335,85	Granoblastique hétérogranulaire	Hbl+Px+Bt	Amphibolite
Granulites mafiques	235,25	Granoblastique Hétérogranulaire et coronitique	Hbl + Cpx+ Grt + Pyr	Granulite
FFR à calcite	145,76	Granoblastique Hétérogranulaire et mylonitique	Mag +Qtz ±Cal ± Chl	Schiste vert

FFR à amphibole et pyroxène	227,35	Granoblastique hétérogranulaire	Mag + Qtz + Amp + Cpx+ Chl	Amphibolite
FFR à biotite	299	Granoblastique hétérogranulaire	Mag + Qtz +Cpx+Bt	Amphibolite
FFG mylonitisées	196,50	Granoblastique hétérogranulaire	Mag + Qtz ± Hem	Schiste vert
FFG à amphibole	197,20	Granoblastique hétérogranulaire	Mag + Qtz + Amp + Cal+ Pyr	Amphibolite
FFG à chlorite	114	Granoblastique hétérogranulaire	Mag + Qtz + Chl	Schiste vert

CONCLUSION

Au terme de l'étude pétrographique, plusieurs points méritent d'être retenus à l'échelle régionale ([Tableau 11](#)). Les formations géologiques de Toko-Nlokeng sont constituées d'un ensemble lithologique plurifacial et polyphasé fait de gneiss (gneiss leucocrates, gneiss à grenat et amphibole), d'amphibolites (amphibolites à grenat), de granulites (granulites mafiques, granulites ultramafiques), d'hornblendites, de FFR (FFR à chlorite, FFR à amphibole, FFR à biotite) et de FFG (FFG mylonitisées, FFG carbonatées à amphibole, FFG à chlorite). Ces roches ont en général une microtexture granoblastique hétérogranulaire, avec omniprésence des microstructures réactionnelles (coronites, symplectiques) interprétant une évolution tectonométamorphique complexe. Les roches du secteur d'étude possèdent les traces d'une histoire ancienne avec une succession de paragenèses témoignant des stades prograde (Qtz + Kfs + Bt + Grt ± Op; Hbl + Cpx+ Grt + Py) pour les gneiss à grenat et amphibole et les granulites mafiques dans le faciès des granulites, paroxysmal granulitique (Grt + Cpx + Pl + Qtz ; Grt + Cpx + Pl + Qtz + Op) pour les gneiss à grenat et amphibole et les amphibolites à grenat et rétrograde (Hbl + Qtz + Pl + Op ; Qtz + Pl + Op) dans les granulites ultramafiques et les hornblendites. Il s'agit (i) d'un cycle complet anté-S₁ caractérisé par un métamorphisme de type HP-HT, (ii) un métamorphisme granulitique S₁ souligné par des assemblages à Qtz + Pl + Cpx + Grt ; Qtz + Pl + Cpx + Grt + Bt + Op ± Hbl, (iii) un métamorphisme S₂ de faciès amphibolite caractérisé par les assemblages à Hbl + Bt+ Qtz + Pl +Kfs ; Qtz + Pl + Grt + Bt + Hbl et Hbl + Bt+ Qtz + Pl +Kfs et (iv) un métamorphisme S₃ souligné par des assemblages Mag + Qtz + Amp + Cpx+ Chl, Mag + Qtz +Cpx + Bt, Mag + Qtz + Amp + Cal+ Py et Mag + Qtz + Chl de faciès schiste vert. Les caractères de ce métamorphisme qui correspond à quatre (04) cycles métamorphiques (anté-S₁, S₁, S₂ et S₃) associés à leur déformation respective montrent que l'évolution tectonique et métamorphique de la région d'étude est aussi polyphasée. Le [Tableau 3](#) récapitule les caractères pétrographiques des roches étudiées.

**CHAPITRE IV :
ANALYSE DE LA DÉFORMATION DANS
LES DIFFÉRENTS ENSEMBLES
LITHOLOGIQUES**

L'étude de la déformation a été ponctuée à plusieurs : (i) à l'échelle régionale à travers l'interprétation des données géomorphologiques et géophysiques ; (ii) à l'échelle locale par le biais de l'identification et la mesure des éléments structuraux des affleurements et des carottes de forage et (iii) à l'échelle microscopique à travers des observations des microstructures sur lame minces. Le présent chapitre se propose de procéder à une analyse morfo-structurale dont le but est de mettre en évidence la relation entre le relief et les éléments géologiques (lithologie et structure) à l'échelle régionale. Ce chapitre se poursuit avec une interprétation des données géophysiques (aéroportées et radiométriques) qui sera abordée en vue de cartographier les éléments structuraux et lithologiques à l'échelle régionale, et identifier les zones potentielles pour les minéralisations. L'analyse structurale permettra non seulement de décrire et inventorier les structures du site, mais aussi de définir et de caractériser les différents épisodes de déformation ayant affecté les formations géologiques du secteur exploré et partant d'esquisser une carte géologique du secteur d'étude à l'échelle locale. Enfin, l'étude microstructurale aidera à dégager les phénomènes de métamorphisme à travers la thermobarométrie quantitative et la reconstitution de la tectonique polyphasique du complexe du Nyong.

IV.1. ANALYSE MORPHOSTRUCTURALE

Par le biais des cartes topographiques, géologiques et à travers l'établissement des lois morphologiques, la géomorphologie fournit une vision immédiate et complète des formes de terrain pour comprendre les principales articulations du paysage. Dans cet ordre d'idée, l'analyse morfo -structurale intègre l'étude des formes de paysage en tant que résultat du remodelage de la surface terrestre par des agents géodynamiques externes. C'est dans cette optique que l'approche morfo -structurale sera abordée ici à travers les volets orographique (relief) et hydrographique (réseau hydrographique) aussi bien sur carte topographique que sur image satellitaire.

IV.1.1. Analyse de la carte topographique et de l'image SRTM

L'analyse topographique consiste à examiner sur la carte topographique (Fig. 38) l'orographie et le réseau hydrographique par rapport à l'anomalie aéromagnétique. Les courbes de niveau et le réseau hydrographique présentent un caractère linéaire avec des courbures localement marquées. L'anomalie aéromagnétique se conforme à la configuration du relief sur la carte topographique au niveau des collines. Cette conformité pourrait servir de guide pour la prospection du minerai de fer.

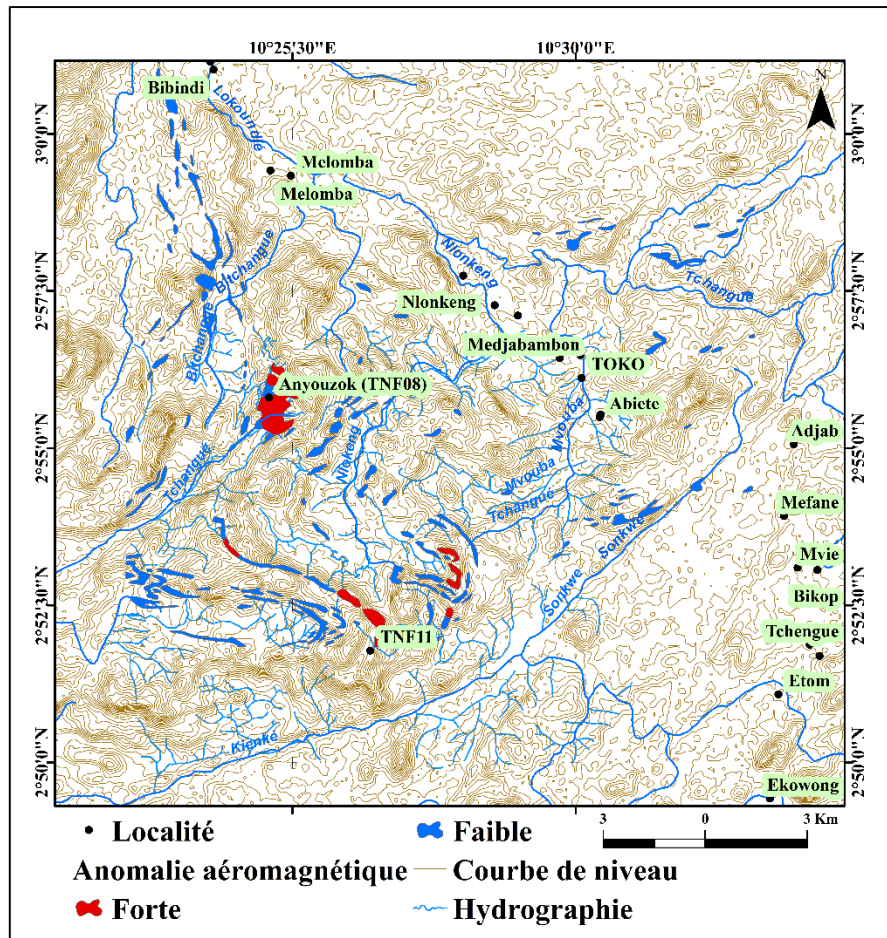


Figure 38. Carte topographique de Toko-Nlokeng digitalisée et vectorisée à partir de l'image SRTM et des feuilles topographiques Ebolowa et Kribi

IV.1.1.2. Traitement de l'image SRTM

L'image *SRTM* brute du secteur d'étude a été traitée à l'aide des logiciels *Surfer 13* et *ArcGIS 10.3* afin de générer le bloc diagramme de la [figure 39](#). Le modèle numérique de terrain (MNT) permet d'avoir une représentation tridimensionnelle du terrain, la disposition des reliefs vus d'en haut ou des unités morphologiques.

IV.1.1.3. Orographie

IV.1.1.3.1. Unités morphotectoniques

Le secteur de Toko-Nlokeng est situé dans la zone de transition entre le plateau Sud Camerounais d'altitude moyenne 700 m et la plaine littorale d'altitude moyenne inférieure à 300 m. L'analyse géomorphologique du secteur Toko-Nlokeng a permis d'identifier trois unités morphotectoniques dont les altitudes décroissent en escalier d'Est en Ouest ([Fig. 39](#)). L'unité supérieure à 600 m est constituée essentiellement des formations ferrifères et de gneiss et est tectoniquement caractérisée localement par des structures plicatives. L'unité 600-400 m est formée

essentiellement de gneiss mylonitisés et subsidiairement des FF ; cette unité est affectée par des déformations ductiles et fragiles. L'unité inférieure à 400 m est dominée par la présence des mylonites et des gneiss avec des traces des formations ferrifères et affectée par la déformation plus fragile que ductile.

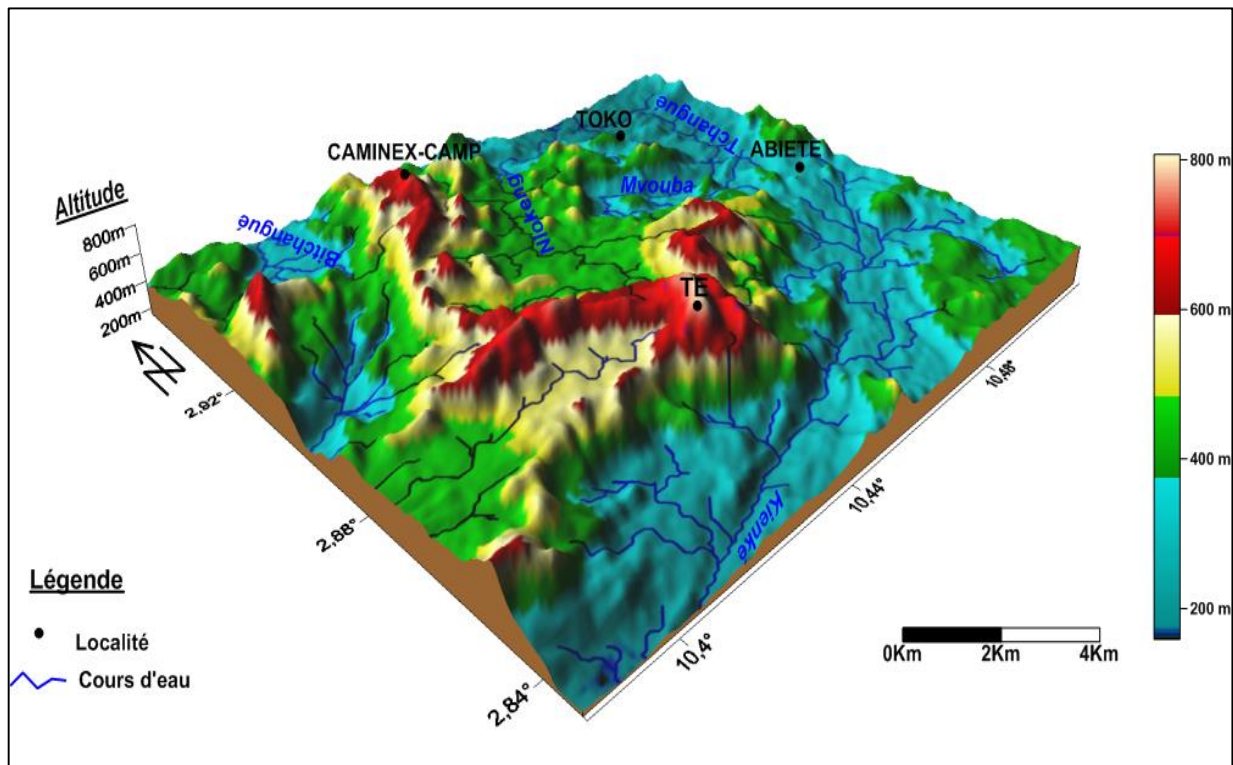


Figure 39. Modèle numérique de terrain extrait de la carte topographique du secteur de Toko-Nlokeng et digitalisée à partir des feuilles topographiques d'Ebolowa et Kribi

IV.1.1.3.2. Modelé des reliefs

De l'analyse de la carte topographique, il ressort que le type de relief dominant dans le secteur d'étude est représenté par des collines. Selon le modelé en plan, deux variétés de colline s'y distinguent à savoir : les collines subcirculaires (en demi-orange) et les collines allongées. Les collines allongées sont les plus représentées, elles sont inégalement réparties de part et d'autre des cours d'eau. Elles sont caractérisées par leur tracé linéaire à subcirculaire et présentent un alignement suivant la direction NNE-SSW. Les collines subcirculaires quant à elles, sont rencontrées sur les rives (droite et gauche) du cours d'eau *Nlokeng* et sont orientées suivant la direction NE-SW ; elles jalonnent aussi la *Kienké* à travers ses rives droite et gauche.

Le modelé en coupe (Fig. 40) présente des versants à pentes symétriques relatifs aux collines arrondies et les versants à pentes dissymétriques relatifs aux collines allongées. Les versants à pentes symétriques sont faibles tandis que les versants à pentes dissymétriques sont abrupts.

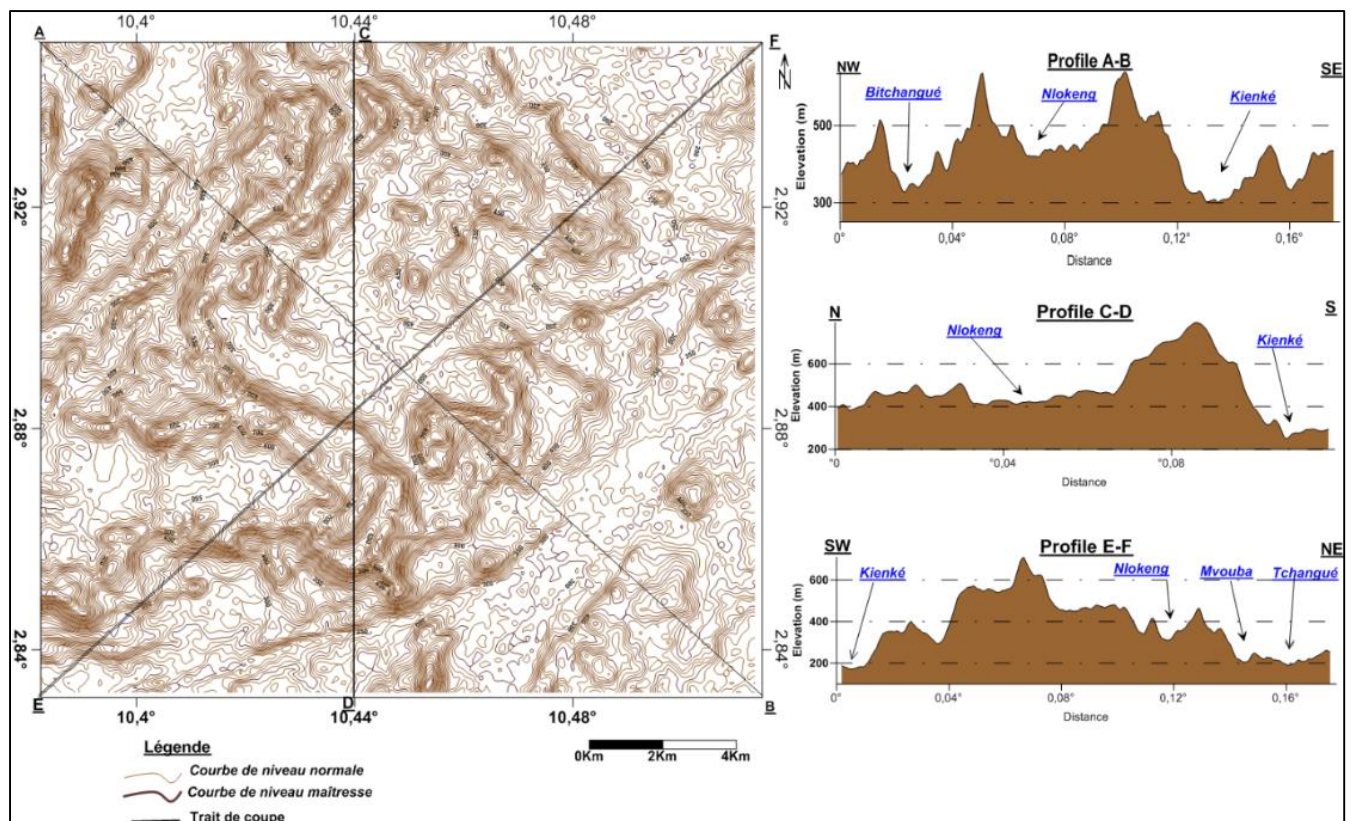


Figure 40. Profils topographiques suivant les traits de coupe AB, CD, EF (échelle des hauteurs en m et échelle des longueurs en degré) de Toko-Nlokeng

La carte des unités géomorphologiques couplée à la carte orographique, mettent en évidence la présence d'une zone de reliefs élevés du Nord à la bordure Sud, et une dépression qui se prononce de plus en plus vers le Sud-Est du secteur d'étude et qui est sillonnée par les cours d'eau *Kienké* de direction moyenne NNE –SSW, *Tchangué* et *Nlokeng* de direction moyenne variant entre NNE-SSW et W-E. Les courbes de niveau d'altitude 600 m sont réparties de manière spatiale au Nord, Sud et à l'Est du secteur d'étude. Par contre, les courbes de niveau d'altitude inférieure à 600 m se retrouvent concentrées au Sud, SE et au NW du secteur d'étude et s'ordonnent quelques fois de manière linéaire suivant la direction NNE-SSW. La succession des reliefs ainsi que l'alternance des formes dans le paysage permettent de tracer les lignes de crête dont les directions préférentielles dans l'ordre d'importance sont NNE-SSW, ENE-WSW et N-S (Fig. 41) et la mise en évidence de trois unités morphologiques dans l'ensemble du secteur d'étude.

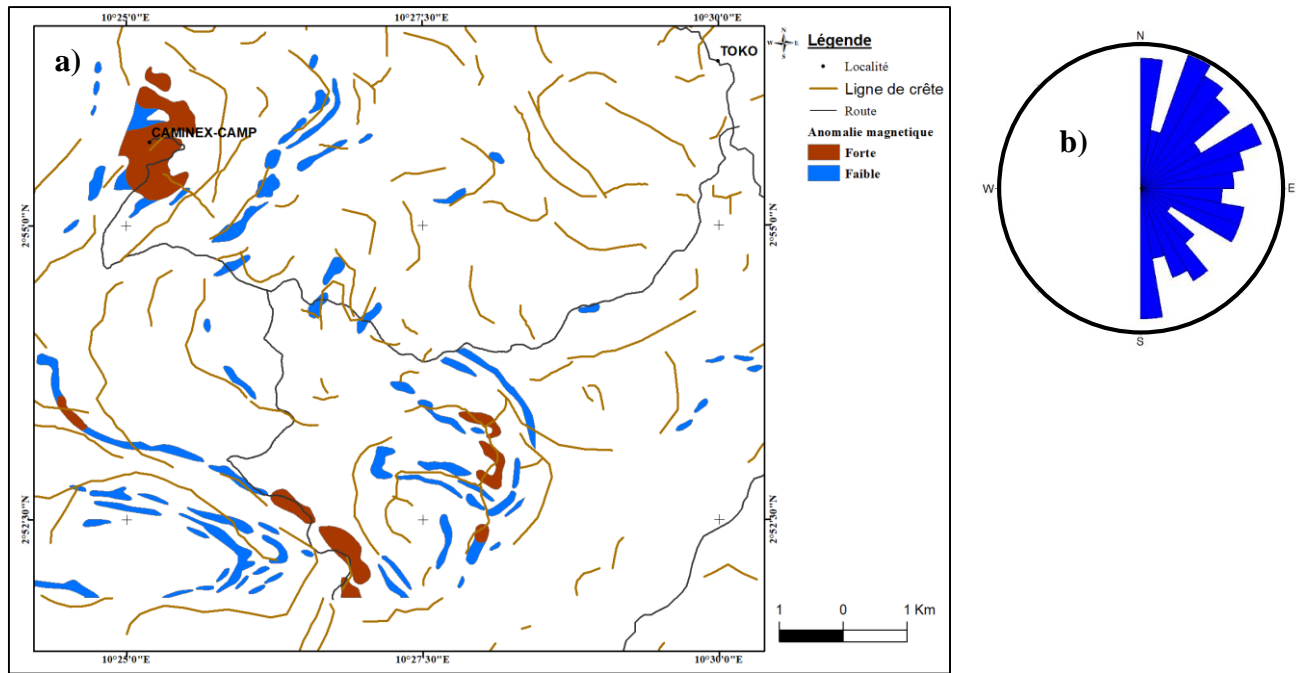


Figure 41. Orographie : a) Carte des lignes de crêtes du secteur d'étude ; b) Rosace directionnelle des lignes de crête

IV.1.1.4. Hydrographie

La région de Toko-Nlokeng s'étend à l'interfluve de deux grands fleuves : la *Lokoundjé* au Nord et la *Kienké* au Sud. Tous les deux appartiennent au bassin versant des fleuves côtiers et présentent un cours général Est-Ouest. Le bassin de la *Lokoundjé* couvre une superficie totale de 5200 km², tandis que celui de la *Kienké* s'étend sur 1435 km² (Olivry, 1986). Cette zone est abondamment drainée par une multitude de rivières et de ruisseaux temporaires alimentant les cours d'eau de ces deux sous-bassins.

La *Lokoundjé* au Nord est alimentée par *Mvouba* et *Nlonkeng*, principaux affluents de la *Tchangué*. Le réseau est dense avec des cours d'eau d'ordres 1, 2, 3 à tendance parallèle et de formes curvilignes avec peu de portions linéaires. La *Kienké* au Sud a pour principaux affluents la *Sonkwé* et la *Minkolo*. Le réseau hydrographique est plus dense avec des cours d'eau d'ordre supérieur à tendance perpendiculaire et de formes linéaires. La hiérarchisation hydrographique permet de quantifier les écoulements régionaux à l'aide de la méthode de *Strahler*. En effet, les ordres des cours d'eau sont compris entre 1 et 4 comme l'illustre la carte hiérarchisée du réseau hydrographique du secteur d'étude (Fig. 42). Tous les cours d'eau forment un vaste réseau dendritique de directions préférentielles NE-SW, NW-SE, WNW-ESE et ENE-WSW (Fig. 43a-d, Tableau 4).

La figure 44a présente les linéaments hydrographiques déduits de la carte hiérarchisée du réseau hydrographique du secteur d'étude (Fig. 42). Ces linéaments diversement orientés représentent les trajectoires des cours d'eau d'ordre 1, 2, 3 et 4. Une étude statistique des cours d'eau d'ordres 1, 2 et 3 ainsi que des linéaments hydrographiques a permis d'établir leurs différentes rosaces (Fig. 44b) afin d'en déduire aisément l'effectif et la fréquence de chaque ordre de cours d'eau ainsi que leurs directions majeures, moyennes et mineures (Tableau 4). La rosace des linéaments hydrographiques montre les directions préférentielles ENE-WNW, ESE-WNW, SE-NW et les directions secondaires N-S et NNE-SSW par ordre d'importance.

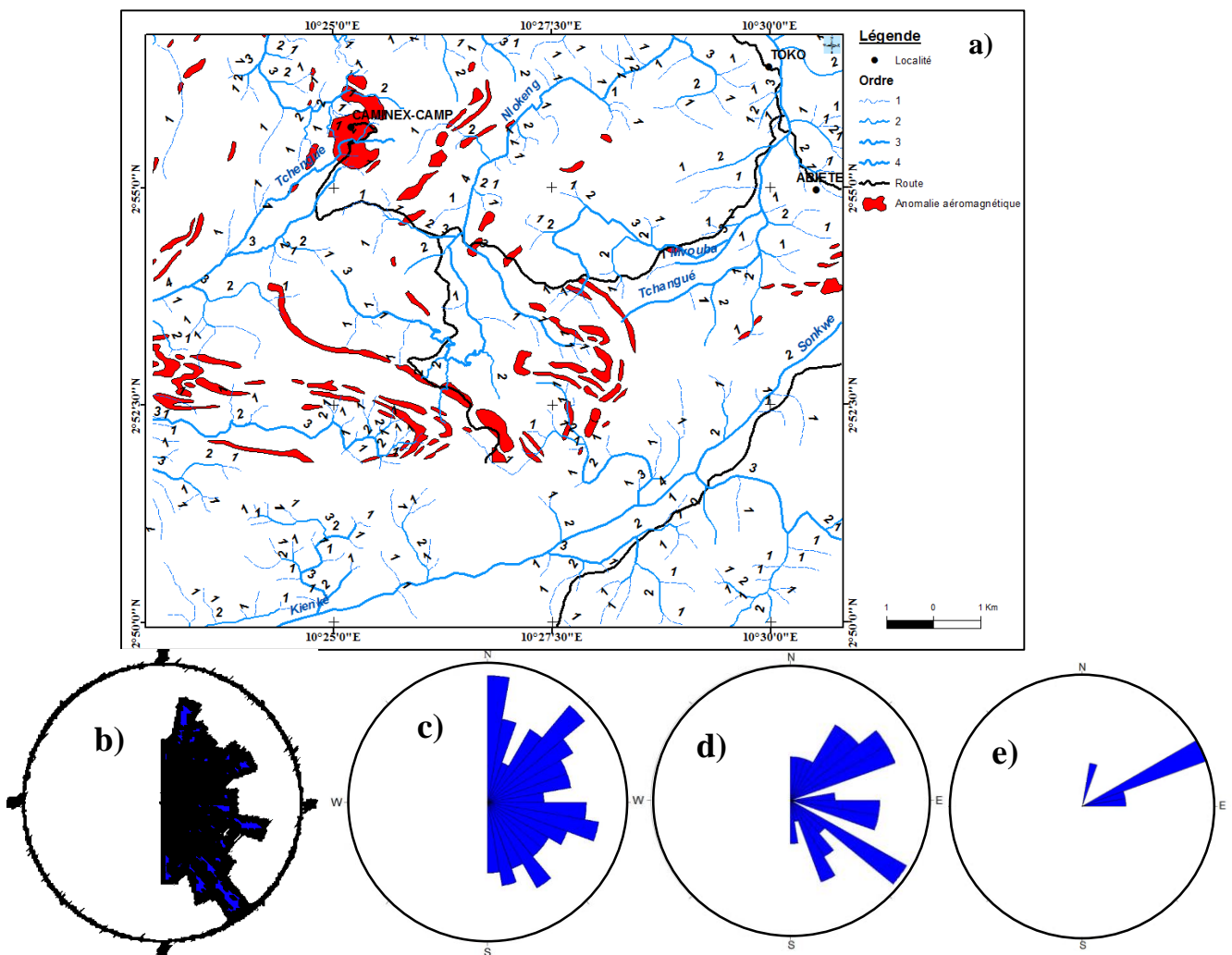


Figure 42. Réseau hydrographique : a) hiérarchisé du secteur d'étude : Rosace de direction des ordres de cours d'eaux ; b) Ordre 1 ; c) Ordre 2 ; d) et e) Ordre 3 et Ordre 4

Tableau IV. Récapitulatif des directions d'écoulement des cours d'eau d'ordre 1, 2, 3 et 4

	Ordre 1	Ordre 2	Ordre 3	Ordre 4
Directions majeures	NW-SE, NNE-SSW ESE-WNW	N-S, NE-SW, ESE-WNW	SE-NW, NNE-SSW	ENE-WSW
Direction moyenne	E-W	E-W	E-W	NNE-WSW

Directions mineures	N-S	SE-NW	SSE-NNW	E-W
Fréquence (%)	60	26	12	2
Effectif	250	110	52	6

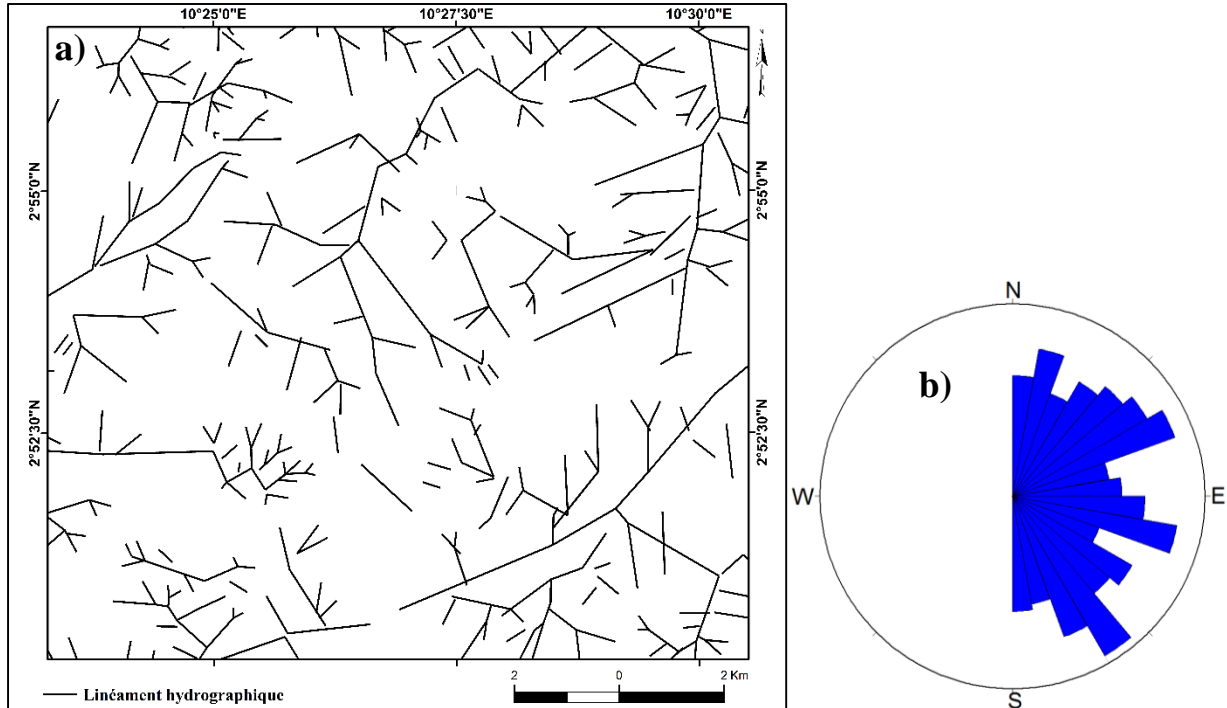


Figure 43. Carte des secteurs lineaires des cours d'eau : **a)** Linéaments hydrographiques ; **b)** Rosace directionnelle des linéaments hydrographiques

Les directions d'écoulement des cours d'eau du secteur d'étude suivent souvent les plans structuraux (fractures et foliation) est ainsi le réseau hydrographique à guidage structural, comme l'illustre la [figure 43a](#).

IV.1.3 Cartographie des linéaments

La cartographie par les méthodes classiques de levés géologiques sur le terrain et l'interprétation des photographies aériennes ne permet pas d'identifier tous les linéaments existants dans une région. C'est pourquoi l'analyse des images satellitaires qui améliore le tracé de ceux-ci peut conduire à une cartographie structurale approfondie. En effet, les linéaments représentent des objets géologiques linéaires ou des alignements d'objets géologiques suffisamment proches, des discontinuités topographiques ou des structures géomorphologiques héritées d'anciennes topographies.

Dans le cadre du présent travail, l'image *SRTM* et la carte des anomalies aéromagnétiques ont fait l'objet d'une interprétation visuelle où les linéaments et leurs jonctions curvilignes ont été

mis en évidence. La superposition des linéaments avec les anomalies permet d'identifier leur conformité avec leurs portions curvilignes (Fig. 44a).

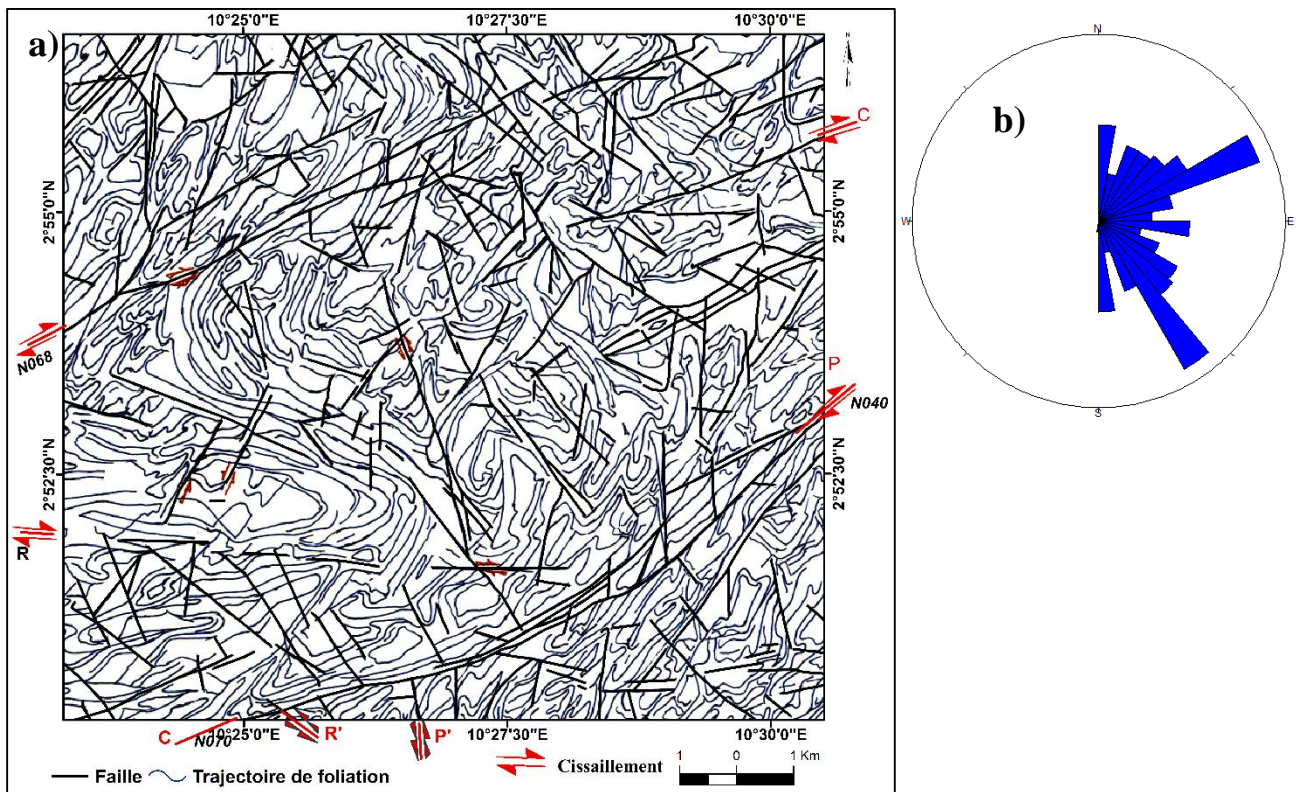


Figure 44. Carte des linéaments : **a)** Synthèse des linéaments couplée aux anomalies aéromagnétiques ; **b)** Rosace des directions des linéaments extraits des images *SRTM*

Dans le but d'étudier la géométrie du réseau des linéaments et d'en dégager les directions dominantes, une analyse statistique a été réalisée. Cette analyse a permis de dénombrer 300 éléments linéaires. Les linéaments présentent tour à tour des caractères pénétratifs (type I) et non pénétratifs (type II). Les linéaments de type I du fait de leur pénétrativité correspondent à des trajectoires de foliation. Cette interprétation est confirmée par les données de terrain qui ont mis en évidence des plans de foliation orientés ENE-WSW. La structure foliée ainsi mise en évidence conformément à la direction prédominante des linéaments extraits des images satellites (Fig. 45a) est par endroit rebroussée de part et d'autre par des linéaments au tracé cartographique plus continu et non pénétratif ; les linéaments de type II ou linéaments non pénétratifs se caractérisent par une continuité cartographique plus accentuée, et une densité spatiale plus lâche. Ces linéaments induisent également le décalage de la foliation à leur contact et représentent ainsi la fracturation du secteur d'étude. Sept (07) grandes familles ont été distinguées : la première correspond à un réseau de plans de cisaillement principaux et décrochements dextres de direction ENE -WSW ; les

failles satellites de ce réseau principal considérées dans le système de Riedel sont représentées par ordre d'importance par :

- famille de direction (N-S) correspondant aux fractures P' senestres ;
- famille de direction NW-SE, équivalente des R' senestres ;
- famille orientée E-W ou fractures R dextres ;
- famille de direction NE-SW (fractures de Riedel P dextres).

Ces derniers présentent des trajectoires rectilignes sporadiquement relayées par des courbures. Les premiers (type I) représentent plus de 80% affectés par des épisodes de plissement alors que les seconds (type II) représentent environ 20%. Ainsi, des courbures se dégagent une direction principale NE-SW.

La [figure 44b](#) représente des linéaments rectilignes. Elle met en évidence leurs directions principales qui sont ENE-WSW et SE-NW.

IV.2. ANALYSE DU LEVÉ AÉROMAGNÉTIQUE - RADIOMÉTRIQUE

IV.2.1. Traitement des données aéromagnétiques et radiométriques

L'image de la [figure 45a](#) du champ magnétique total (*TMI*) non linéaire étirée en couleur donne une vision agréable avec plus de variation de couleur que l'autre image linéaire étirée en couleur ([Fig. 45b](#)). Elle a cependant tendance à masquer les magnitudes magnétiques réelles des anomalies par rapport aux images à étirement linéaire en couleur. Par ailleurs, l'image du champ magnétique total de la première dérivée verticale (*TMI IVD*) en gris ([Fig. 45c](#)) montre des détails subtils qui ne sont pas visibles en couleur. De plus, l'image couleur de la réduction à l'équateur (*RTP IVD*) montre beaucoup de détails et les caractéristiques nord-sud sont mal résolues ([Fig. 45d](#)). L'image *RTP 2VD* en gris ([Fig. 45a](#)) montre encore plus de détails que l'image *RTP IVD*. Elle tend à accentuer et à séparer davantage les caractéristiques magnétiques, mais elle perd la plupart des informations sur l'amplitude plus profonde à grande longueur d'onde. Pour améliorer les caractéristiques linéaires magnétiques associées aux structures, des opérateurs de filtrage de fréquence ont été appliqués sur le *RTE* pour créer l'image de la première dérivée verticale, le signal analytique et les cartes d'angle d'inclinaison. Cette image d'inclinaison permet de montrer les détails fins des caractéristiques anormales, quelle que soit leur amplitude. Elle peut avoir tendance à allonger les unités et donc à enchaîner les tendances magnétiques en masquant les décalages des failles. L'image radiométrique ternaire ([Fig. 45b](#)) montre les détails stratigraphiques et de

discrimination lithologique. Les données radiométriques sont probablement encore plus utiles que les données magnétiques pour cartographier la lithologie et les structurales ductiles globales. L'image du signal analytique (Fig. 45c) produit principalement des sommets sur les corps magnétiques, indépendamment de l'inclinaison et de la rémanence magnétiques. Ce rehaussement permet de cartographier assez bien la stratigraphie de la zone d'étude. L'image MNT (Fig. 45d) donne une vision claire de la topographie et peut être utilisée pour l'interprétation structurale.

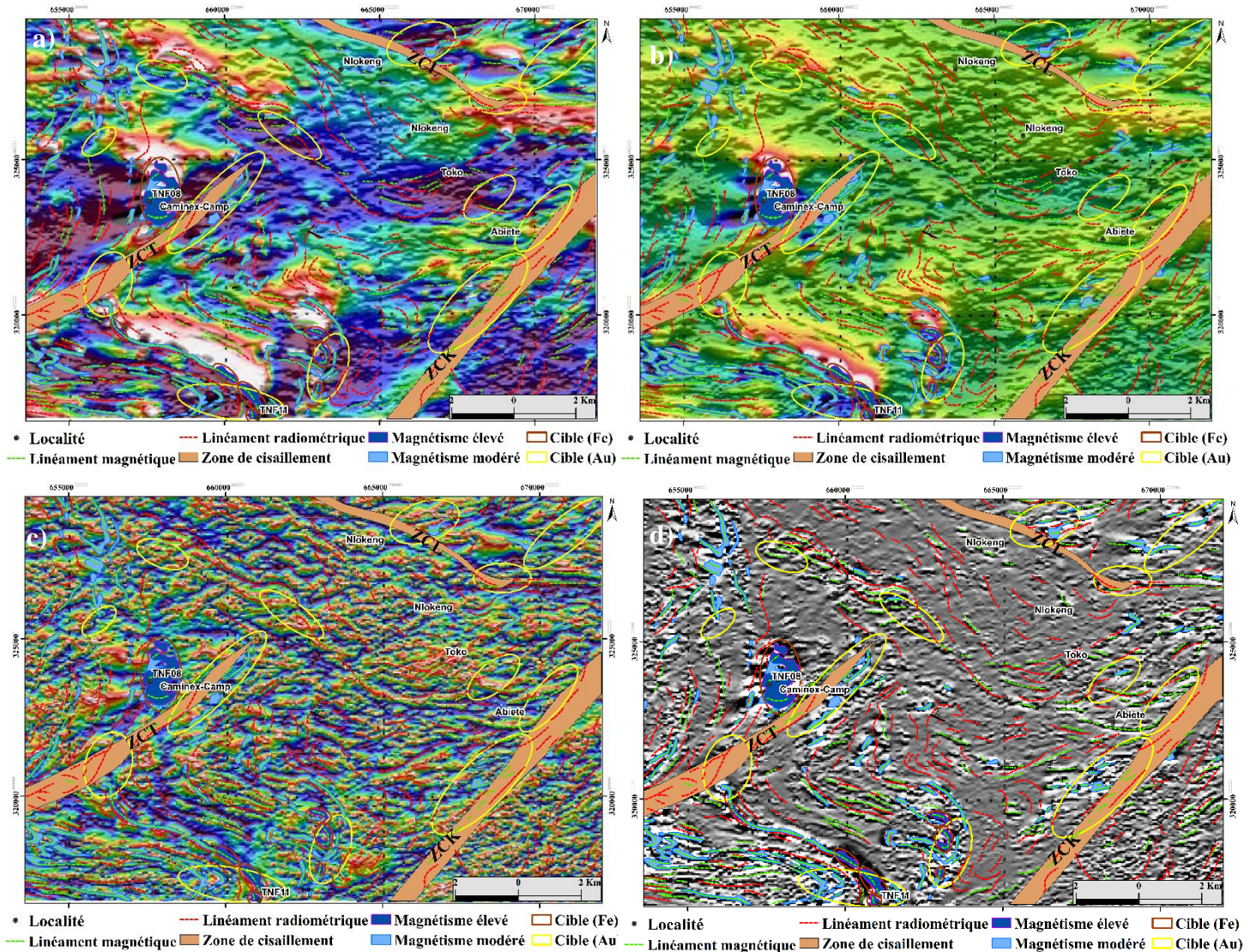


Figure 45. Images géophysiques du secteur d'étude : **a-b)** Image *TMI* (intensité du champ magnétique total) colorée non-linéaire ; **c)** Image *RTP IVD* (première dérivée verticale) coloré ; **d)** Images *RTP 2VD* (dérivée seconde verticale) grises

En général, l'intensité magnétique dans la zone est de 25000 nT sur la marge occidentale de la zone d'étude due aux FF. Il existe plusieurs anomalies magnétiques isolées dans la zone centrale, dont l'amplitude peut atteindre 3000 nT et le reste de la zone d'environ 500 nT. Les chevauchements et les plis sont mieux illustrés par l'image radiométrique (Fig. 46). Celle-ci

montre que la majeure partie de la zone a une orientation approximativement E-W mais avec une série de plis complexes interférents. La marge occidentale de la zone a une orientation Nord-Sud.

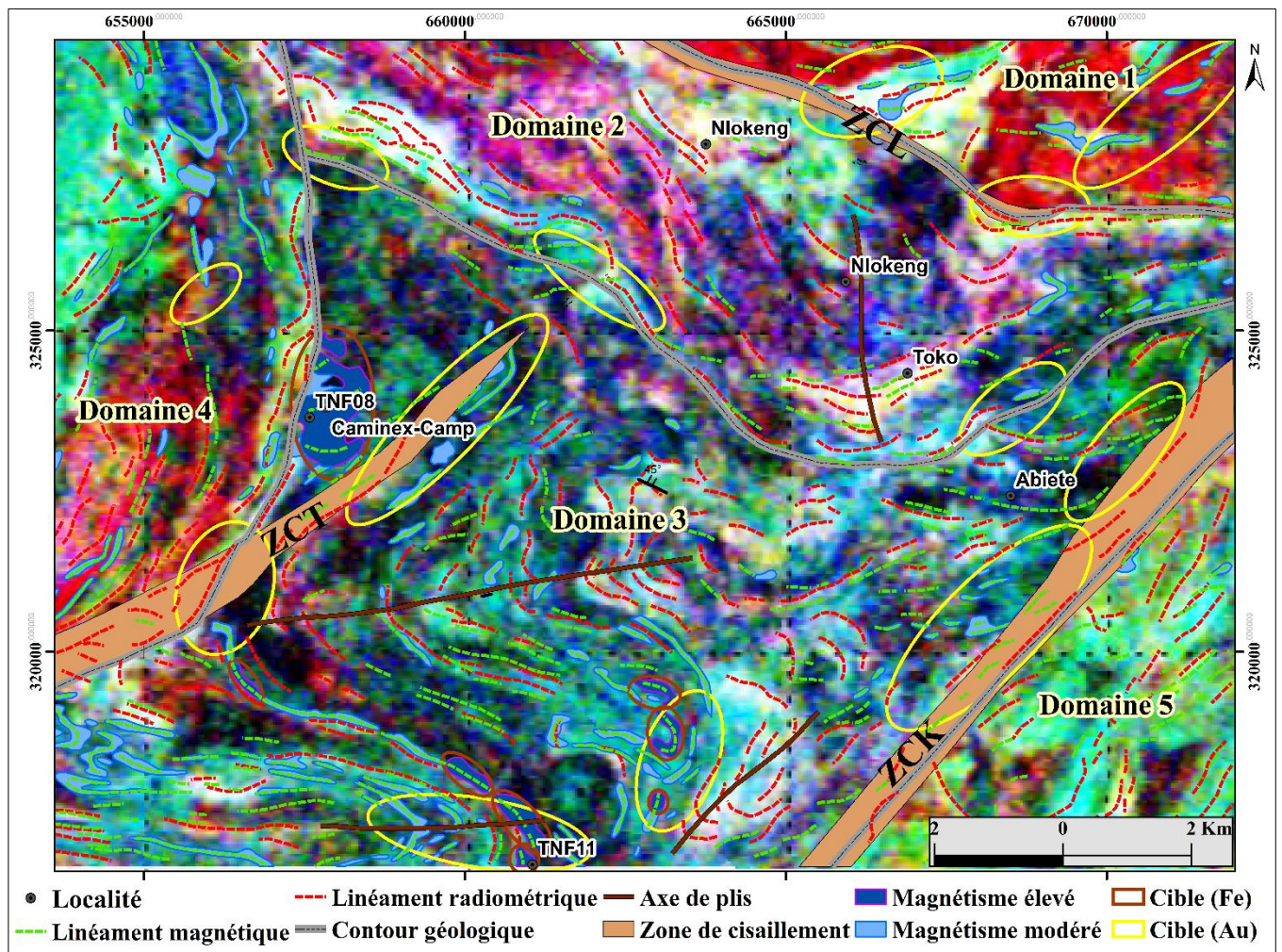


Figure 46. Image radiométrique montrant différents domaines

IV.2.2. Failles et cisaillements à l'échelle régionale

L'analyse des linéaments radiométriques et magnétiques montre une corrélation spatiale systématique avec les failles à l'échelle régionale. Presque chaque trace de l'axe de pli cartographiée est associée à des anomalies magnétiques élevées dans le prospect TNF08. Les failles ne peuvent être interprétées directement que par le décalage ou la troncature des unités magnétiques ainsi, toutes les failles interprétées dans les zones à anomalies magnétiques faibles ne le sont que par déduction.

Les zones de cisaillement ont été interprétées et annotées comme une surimpression de l'interprétation sous-jacente, comme le montre la figure 47. Ce sont des systèmes de failles avec une largeur significative de déformation ductile. Elles sont souvent presque parallèles et ont été

interprétées à partir d'un certain nombre de facteurs tels que la troncature des unités magnétiques, la formation de bandes linéaires due à la déformation dans la direction du cisaillement et une faible réponse magnétique due à la destruction de la magnétite. La discordance très marquée entre les roches d'orientation N-S sur la marge occidentale et les roches d'orientation principalement Est-Ouest dans le reste de la zone suggère une faille de chevauchement majeure Nord-Sud.

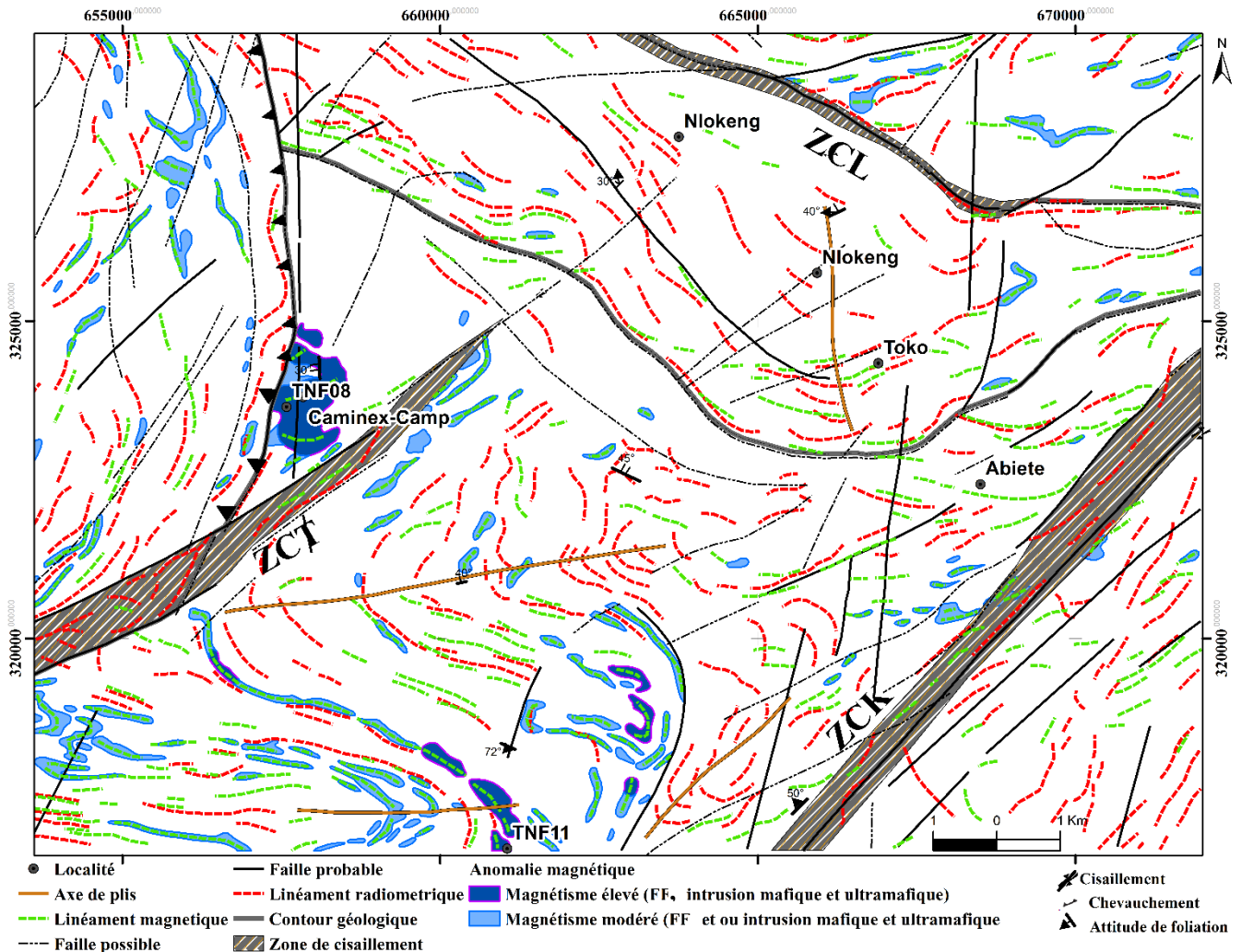


Figure 47. Carte structurale réalisée à partir des données géophysiques et du terrain

IV.2.3. Synthèse morpho-structurale et géophysique aéroportée

L'esquisse de la carte structurale (Fig. 48) réalisée à travers des données aéromagnétiques-radiométriques couplées à l'analyse conjointe des images satellites, aéromagnétiques et de la carte topographique, montre d'une part, la configuration du réseau de décrochements principaux ENE-WSW avec les failles satellites associées, et d'autre part, l'allure des trajectoires de foliation de direction prédominante NE-SW dans le secteur d'étude et ses environs. En effet, les trajectoires de foliation dessinent des méga -plis résultant d'un raccourcissement WNW-ESE à NW-SE. Le réseau hydrographie est tributaire à la structurale. L'analyse structurale détaillée du secteur d'étude

est l'objet de la suite du chapitre développé à travers les lignes qui suivent. Les cartes des linéaments radiométriques (Fig. 48a) et linéaments magnétiques (Fig. 48b) montrent les directions des cisaillements majeurs dans la zone d'étude. Les rosaces de direction des linéaments radiométriques montrent l'orientation moyenne des axes de plis E-W (Fig. 48c).

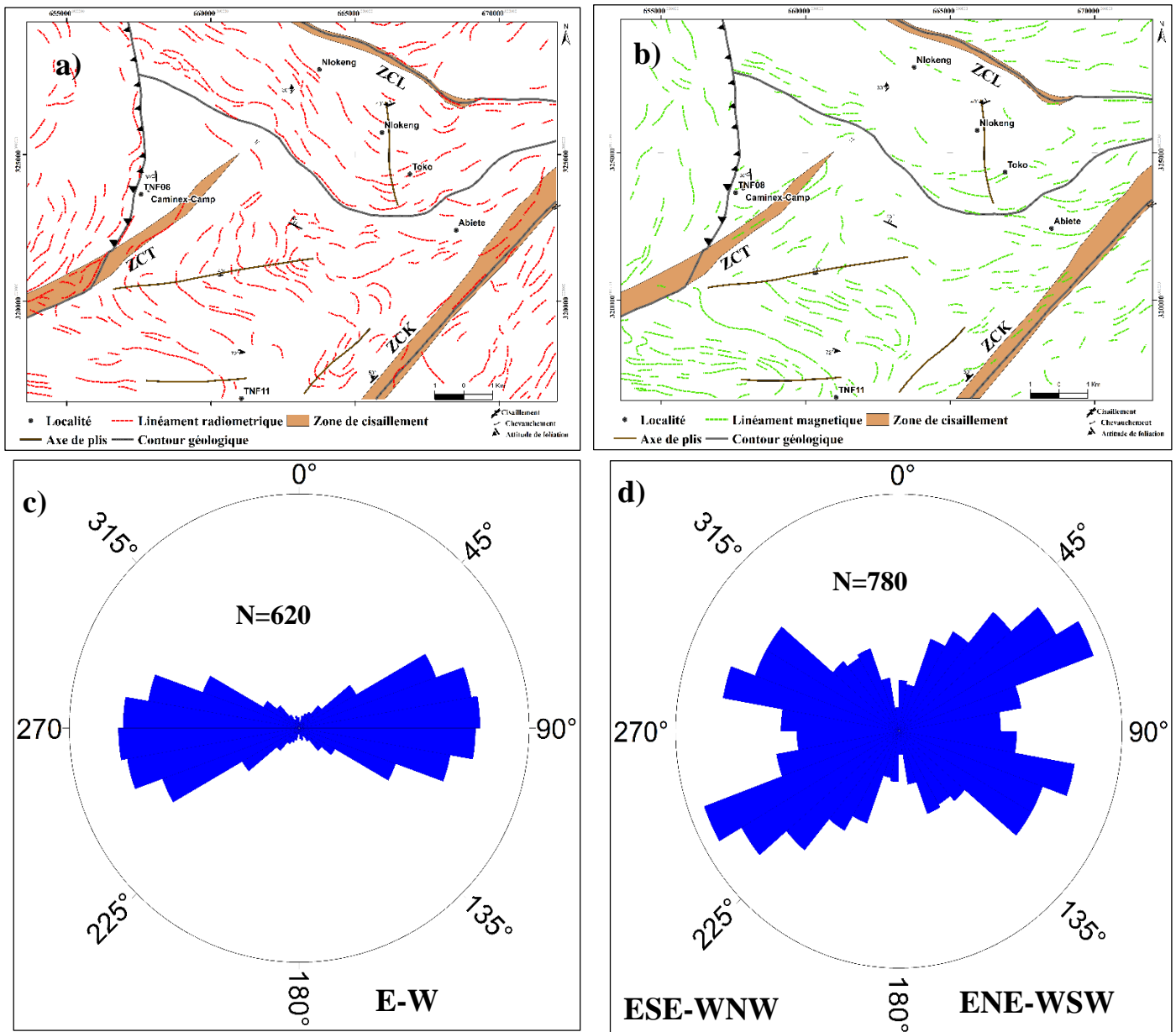


Figure 48. Carte des linéaments géophysiques : **a)** Linéaments radiométriques ; **b)** Linéaments magnétiques ; **c)** Rosace de direction des linéaments radiométriques ; **d)** Rosace de direction des linéaments magnétiques

Par ailleurs, les linéaments magnétiques montrent les directions de deux familles des zones de cisaillement dans le secteur d'étude (Fig. 48d). La famille ENE-WSW correspond à l'orientation des zones de cisaillement de Kiénké (ZCK) et de Tchangué (ZCT). La famille ESE-WNW correspond aux cisaillements de Nlokeng (ZCNL).

IV.3. ANALYSE MÉSCOPIQUE

Les observations de terrain sur les affleurements ([Annexe II.1](#)) ainsi que sur les carottes de sondage orientées ([Annexe II.2](#)) et l'étude pétrographique ont permis de mettre en évidence, à différentes échelles, plusieurs éléments structuraux parmi lesquels les structures planaires (foliations, plans de cisaillements, diaclases, failles), plicatives (plis), linéaires (axe des plis, linéations d'étirement) et d'extension (boudins). Les formations géologiques de Toko-Nlokeng portent logiquement les marques de plusieurs épisodes structuraux dont la chronologie relative permet de distinguer quatre phases principales notées D₁, D₂, D₃ et D₄.

IV.3.1. Première phase de déformation D₁

Le premier événement de déformation D₁ est caractérisé par des structures planaires (foliation), les structures d'extension (boudins) et des structures plicatives (plis).

IV.3.1.1. Foliation S₁

La stratification S₀ est définie en affleurement par l'intercalation des gneiss et des formations ferrifères contemporains ainsi que des métavolcanites. La foliation S₀ est complètement transposée par la déformation D₁ en une foliation S₀/S₁ composite pénétrative soulignée mésoscopiquement par l'alternance sporadique des gneiss/FF et ou amphibolites, macroscopiquement (échantillon) par le litage gneissique ([Fig. 49a](#)) où la schistosité S₁ associée est soulignée par l'orientation préférentielle des cristaux de la magnétite dans les FF ([Fig. 49b](#)) et de la biotite dans les gneiss.

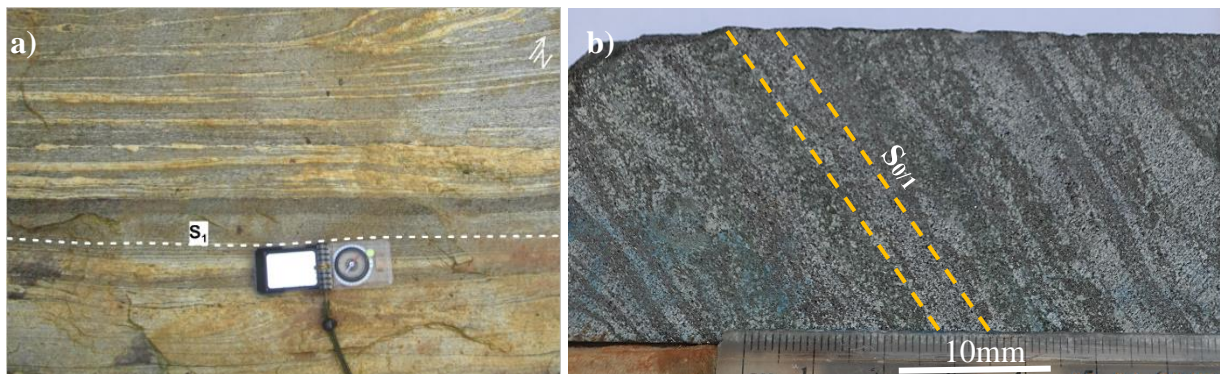


Figure 49. a) Foliation S₀/S₁ composite dans le rubanement lithologique (gneiss/granulites mafiques et ultramafiques) ; b) Orientation préférentielle de la magnétite dans les FF

IV.3.1.2. Plis P₁

L'intensité des épisodes de déformation ultérieurs D₂ et D₃ rend impossible l'observation des plis P₁ à l'affleurement. Par contre, des charnières P₁ en forme d'hameçon sont localement identifiées sur la carte des trajectoires de foliation ([Fig. 50](#)).

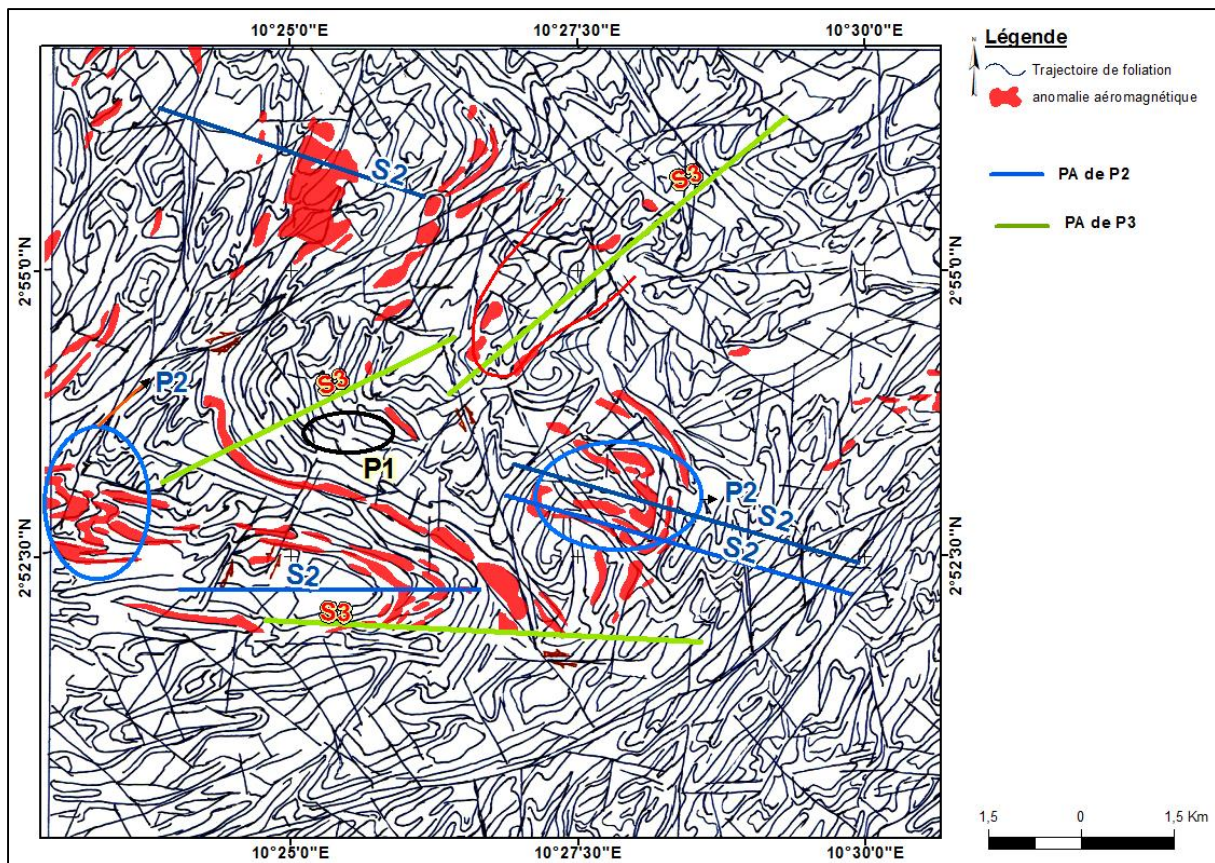


Figure 50. Esquisse structurale à l'échelle du gisement de Toko-Nlokeng

IV.3.1.3. Boudinage $\beta 1$

Goscombe *et al.* (2004) définissent le boudin comme étant un corps résultant d'un processus de rupture des couches ou des plans de foliation d'une masse rocheuse en réponse à un étirement. Dans le secteur d'étude les boudins sont complets ou incomplets et parfois imbriqués.

Sur la carte d'anomalie aéromagnétique (Fig. 50) des charnières rembourrées de FF correspondent à des boudins isolés et désolidarisés des boudins de flancs par les phases tectoniques post-D₁. A l'affleurement, le boudinage est matérialisé par le tronçonnement des niveaux d'amphibolites interstratifiées avec les gneiss leucocrates. L'envergure dépend de l'épaisseur des bancs souvent variable de quelques centimètres à plusieurs décimètres. Ce sont des structures d'étirement qui sont accompagnées de rubanement. L'on note dans certains cas l'alternance compositionnelle c'est -à-dire une foliation par rubanement avec un boudinage intrafolial (Fig. 51a) dans d'autres cas, une foliation par orientation préférentielle des minéraux dans des boudins d'amphibolites/granulites et les boudins repris par des structures des phases ultérieures ; le dernier cas étant un faciès mafique boudiné au sein du faciès trame, l'ensemble présentant une ondulation qui correspond à l'axe de raccourcissement (Fig. 51a). Dans les formations ferrifères, les boudins $\beta 1$ affectent les niveaux riches en magnétite et sont moulés par la S₁. Ce sont des boudins complets

et incomplets (Fig. 51b). Leurs axes ont des dimensions comprises 2 et 5 cm pour le grand axe et entre 1 et 2 cm pour le petit axe. Le rapport grand axe sur petit axe compris entre 3,33 et 4,5 est caractéristique des boudins des zones de cisaillement tels que décrits par Gascombe et Passchier (2003).

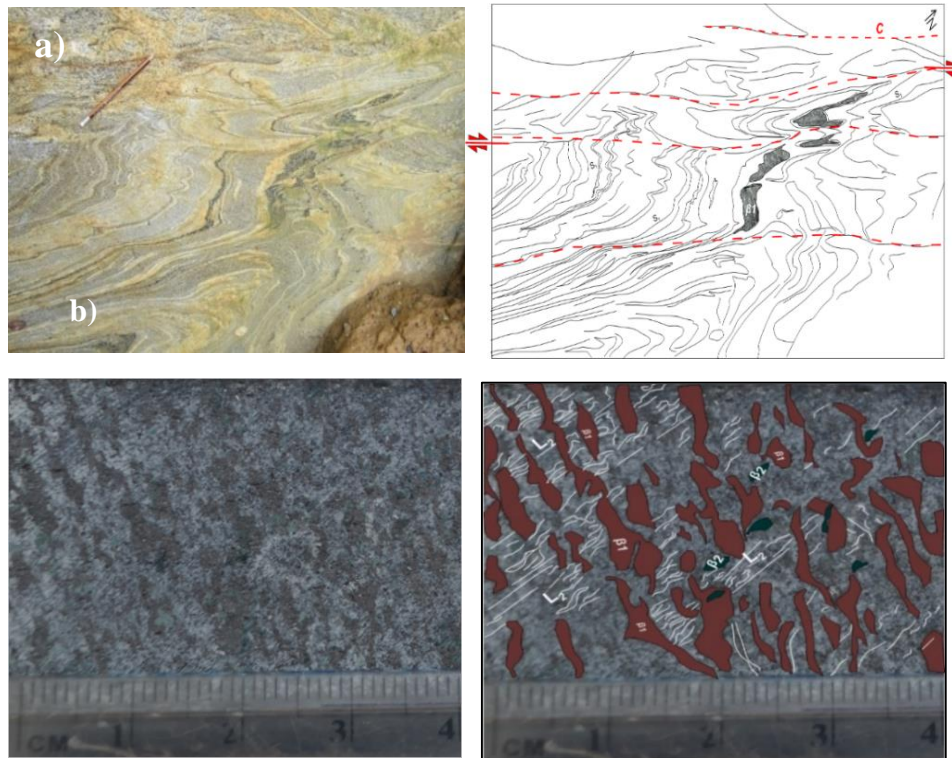


Figure 51. Marqueurs de déformation D_1 : a) Boudins d'amphibolites encaissées dans une foliation des gneiss migmatitiques ; b) Boudinage dans les formations ferrifères

La D_1 est donc une phase relique perturbées par les épisodes ultérieurs. La figure 51a montrent les migmatite rubanées (litage gneissique et le rubanement lithologique), avec alternance gneiss, amphibolites et métatexitiques (mobilisâts quartzo-feldspathiques). Ce rubanement intensément déformé met en évidence un plissement disharmonique avec charnières localement bien individualisées amorties par la séquence plissée, les boudins plissés et imbriqués des amphibolites à grenat et un shear-zone de direction NE-SW et de polarité dextre. Tandis que la figure 51b présente une foliation par orientation préférentielle avec boudinage intrafolial de la magnétite.

IV.3.1.4. Caractérisations de l'ellipsoïde de déformation finie D_1

À cause de la forte empreinte des phases tectoniques D_2 et D_3 , il est difficile de définir le type, le régime et l'orientation axiale de la déformation finie D_1 . Toutefois, le boudinage qui lui est associé montre que D_1 comporte une composante d'extension.

IV.3.2. Deuxième phase de déformation D₂

L'épisode tectonique D₂ marquée par des caractéristiques structurales sub-verticales est responsable non seulement de la foliation régionale porteuse d'une linéation d'étirement, mais aussi d'un plissement P₂. Elle a transposé S_{0/1}, produisant S_{0/1/2} la foliation dominante dans les FF et la foliation S₂ dans les gneiss felsiques, les gneiss à grenat et amphibole et les métaгранulites constituant des stratifications métatexiques dans leurs roches hôtes respectives.

IV.3.2.1. Foliation S_{0/1/2}

La foliation S_{0/1} a été transposée par la déformation D₂ avec formation d'une fabrique planaire pénétrative S_{1/2} définie par l'alternance lithologique gneiss /amphibolite/mobilisât quartzo-feldspathique, le litage sous forme de lits plus ou moins continus ferromagnésiens et quartzo-feldspathiques dans les gneiss et par l'orientation préférentielle de la magnétite dans les formations ferrifères. Comme schistosité plan-axiale des plis à l'échelle cartographique, S₁ et S₂ sont difficiles à discerner en dehors des zones de charnière des plis P₂ des S₁, soulignant ainsi le caractère composite de la foliation S₁/S₂ régionale. Cette foliation a un pendage généralement redressé à sub-vertical vers le SW (Fig. 52 a et b) dans un large éventail de directions ; mais des pendages subhorizontaux de S₁/S₂ sont localement observés.



Figure 52. Structures de la D₂ : a) Foliation S₂ dans les formations ferrifères à pendage raide vers le SW ; b) Foliation S₂ à pendage raide dans les gneiss

IV.3.2.2. Linéation L₂

La linéation L₂ d'étirement est illustrée sur le plan de foliation S₁/S₂ boudinés de feldspaths et par des veines quartzofeldspathiques de mobilisâts des gneiss migmatitiques. Dans les FFR, elle est définie par des agrégats allongés de cristaux de quartz sur le plan de foliation (Fig. 53a). Les deux linéations observées sur le terrain sont parallèles et orientées WSW-ENE à WNW-ESE

pour une orientation moyenne N078°/30° (Fig. 53a, b). Elles sont parallèles aux axes A_2 (Fig. 53c).

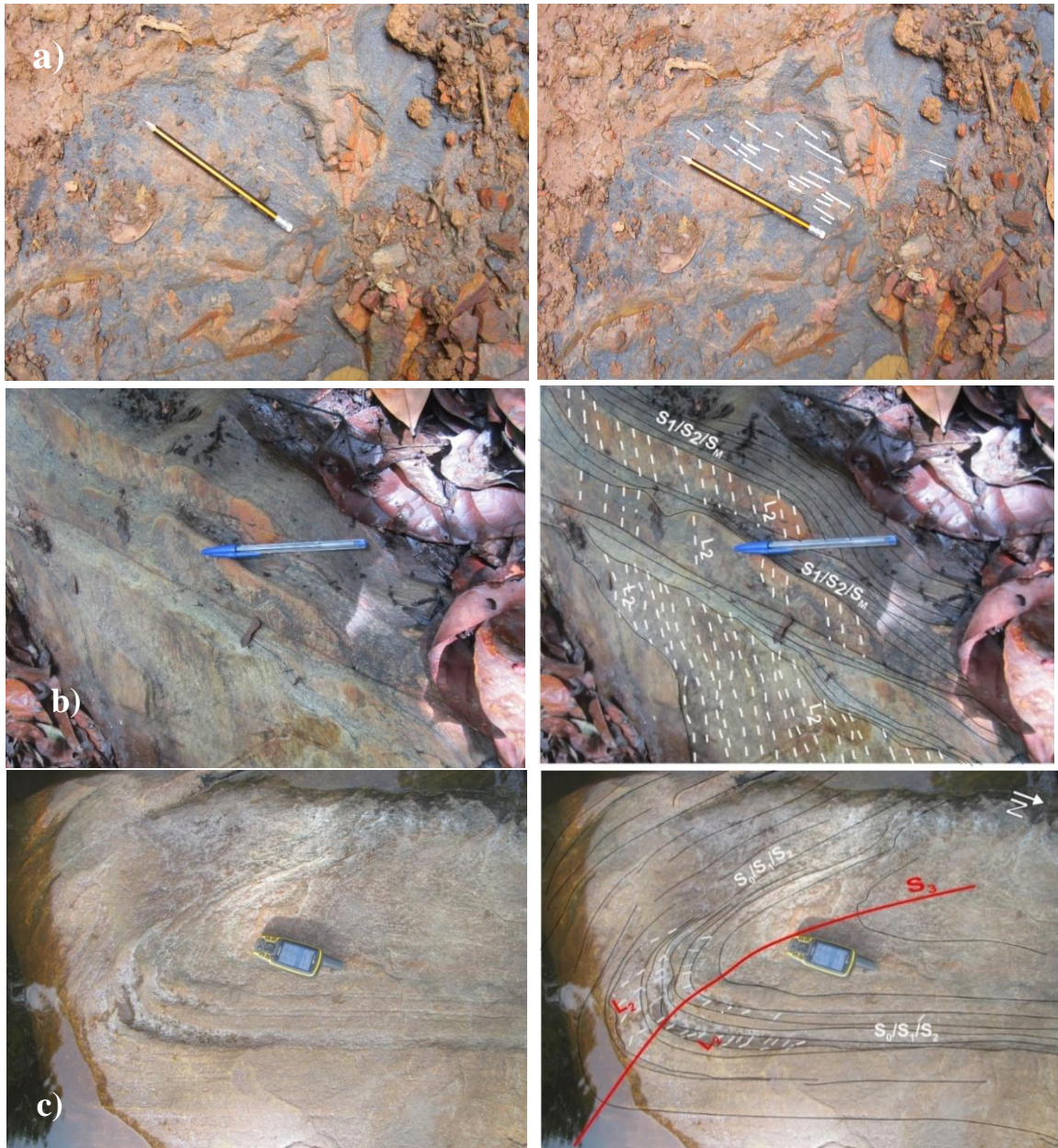


Figure 53. Linéation d'étirement minéral L_2 : a) Dans les FF ; b et c) Dans les gneiss

IV.3.2.3. Boudins β_2

Les boudins associés à l'épisode tectonique D_2 sont cartographiquement observés sur les flancs étirés des méga-plis P_2 isoclinaux (Fig. 50) affectant les formations ferrifères.

A l'affleurement, le boudinage β_2 est observé dans les formations ferrifères sous forme de cristaux et d'agrégat de cristaux de magnétite étirés (Fig. 53a) et dans les gneiss migmatiques sous

forme de veines et mobilisats quartzo-feldspathiques (Fig. 53b) étirés en pinch and swell sur les plans de foliation de déformation XZ sub-verticaux et YZ sub-horizontaux.

IV.3.2.4. Plis P_2

Les plis P_2 se rencontrent dans les gneiss et les formations ferrifères. De nature diverse, certains forment des charnières intrafoliales isolées au sein du rubanement S_1/S_2 . D'autres forment des trains en accordéon et se caractérisent par une grande variabilité de leur degré d'ouverture. Les plus ouverts permettent de distinguer les surfaces S_1 et S_2 . Ces plis sont dissymétriques et ayant l'axe de raccourcissement E-W (Fig. 54).

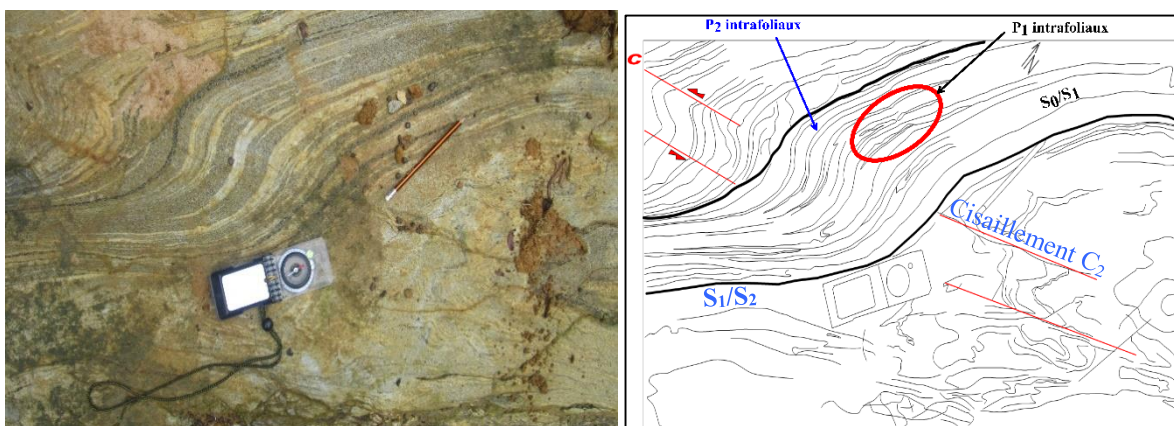


Figure 54. Plis P_2 dans les gneiss

L'interprétation du diagramme de projection stéréographique des plans de foliation S_1 dans les gneiss et les FF ressort une bonne corrélation entre les plis P_2 identifiés à l'échelle cartographique. Les P_2 ont un plan axial E-W.

Les méso-plis P_2 sont intrafoliés avec des plans axiaux S_2 orientés WSW-ENE à E-W, et parallèles aux foliations $S_{0/1/2}$ et S_2 . Ils affectent invariablement les méta-sédiments et les métaplutonites. Ces m méso-plis P_2 sont également isoclinaux, dissymétriques aux types verticaux suggérant un raccourcissement sub-horizontale.

IV.3.2.5. Schistosité de plan axial (S_2)

La schistosité plan-axial accompagne le plissement P_2 . Sa mise en place est contemporaine de la transposition de la surface S_1 et a abouti à la formation de la surface composite S_{1-2} . Cette schistosité est mise en évidence dans les charnières de plis P_2 où elle est nettement sécante à la foliation S_1 . C'est une structure pénétrative marquée par une orientation préférentielle de minéraux. La foliation S_{1-2} est nettement redressée (40 à 70°) dans les couloirs de Toko-Nlokeng,

où les plis serrés affectant la foliation et dont la schistosité plan axial forme un angle faible avec les plans des cisaillements synchrones. Par ailleurs, la foliation S_2 dominante est typiquement parallèle à la foliation par alternance compositionnel S_1 dans les gneiss à grenat (Fig. 55a).

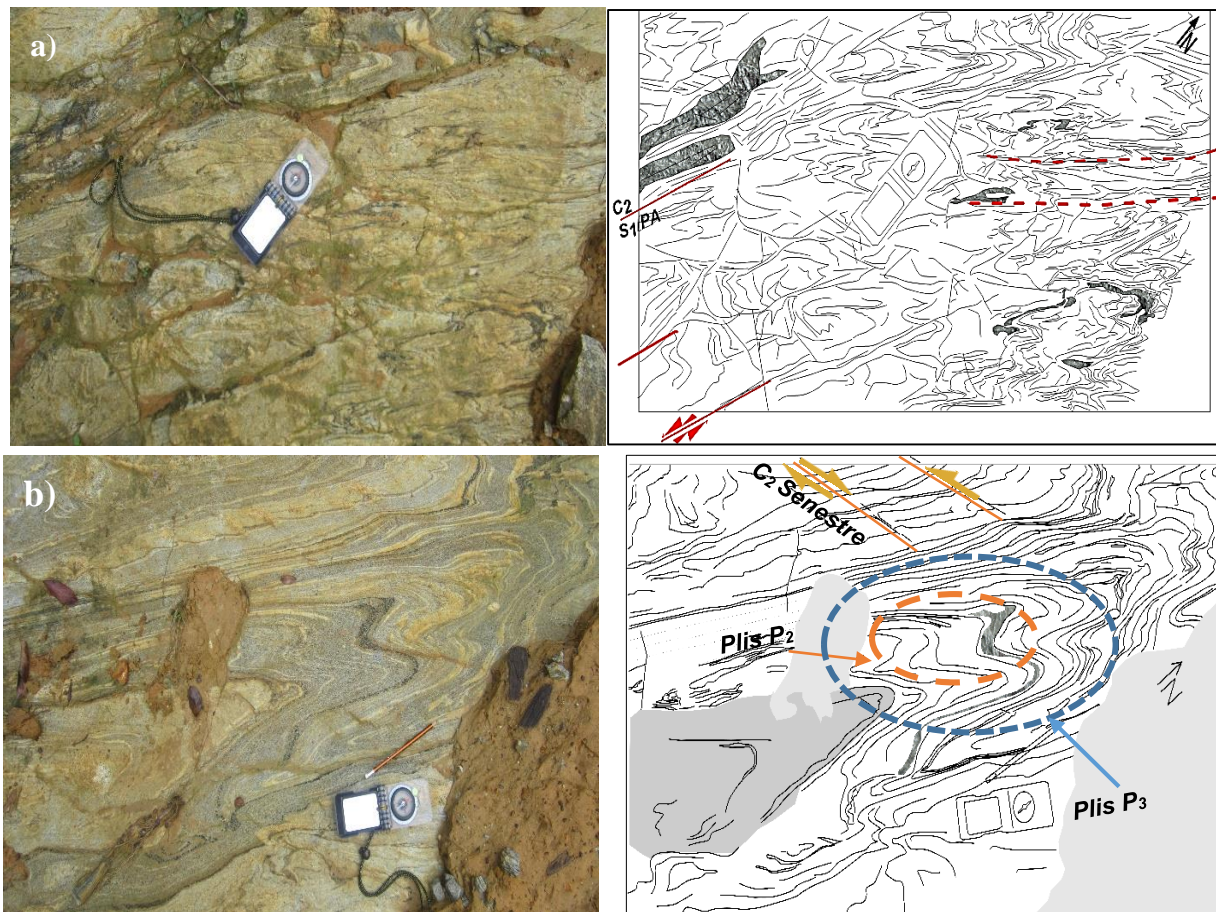


Figure 55. Structures de D_2 : a) Schistosité S_2 de plan axial dans les gneiss ; b) Cisaillements C_2

IV.3.2.6. Plans de cisaillement C_2

Les plans de cisaillement C_2 sont ductiles et de largeur centimétrique à métrique observés dans les formations ferrifères que l'encaissant. Ils sont confondus à la surface S_{1-2} et soulignés par des joints secs et nourris qui rebroussement les structures antérieures. Dans ces roches, les plans de cisaillement C_2 portent les critères de polarité, ils reprennent certains mobilisats et le décalage des compartiments est senestre. La schistosité y est de façon légèrement oblique dextre de direction moyenne $N063E$ (Fig. 55b).

IV.3.3. Phase de déformation D_3

La troisième phase de déformation D_3 est caractérisée par des plis P_3 la schistosité de plan axial S_3 , les cisaillements décrochants C_3 et des failles F_3 .

IV.3.3.1. Plis P₃

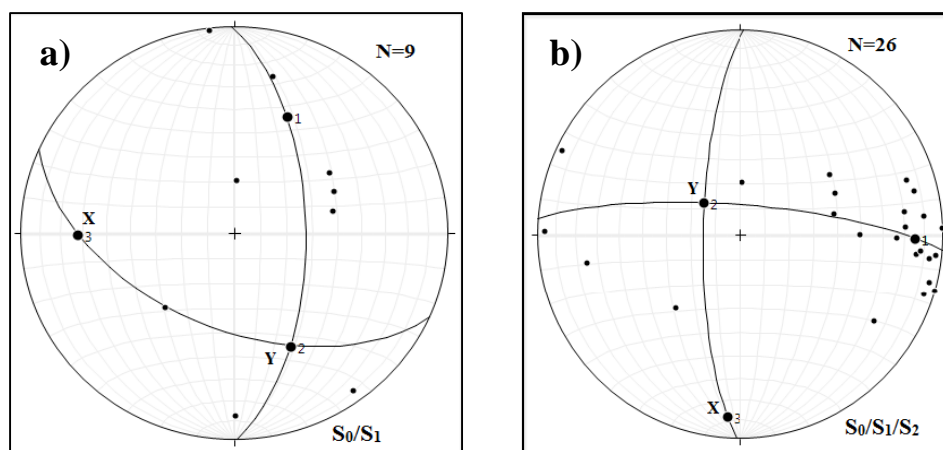
- À l'échelle cartographique

Les trajectoires de la foliation S₁/S₂ et la configuration cartographique des formations ferrifères (marqueurs initialement étiré et boudinés) révélées par des anomalies aéromagnétiques montrent des courbures qui représentent des méga-P₃. Les plans axiaux de ces derniers qui sont associés localement à des décrochements épousent deux directions perpendiculaires : N-S à NE-SW et E-W à NW-SE.

Les méga-P₃ de plans axiaux orientés N-S à NE-SW sont des plis serrés à ouverts (Fig. 50). Ceux de plans axiaux orientés E-W à NW-SE, correspondent à des véritables ondulations de faible amplitude et grande longueur d'onde. Ce double plissement P₃ est par ailleurs indiqué par la distribution des pôles de la foliation S₁/S₂ (Fig. 56a, b), des formations ferrifères (Fig. 56c, d) et le long des grands cercles des stéréogrammes des données des forages et d'affleurements des gneiss (Fig. 56e, f). Dans chacune de ces trois séries de données, il se dégage en effet :

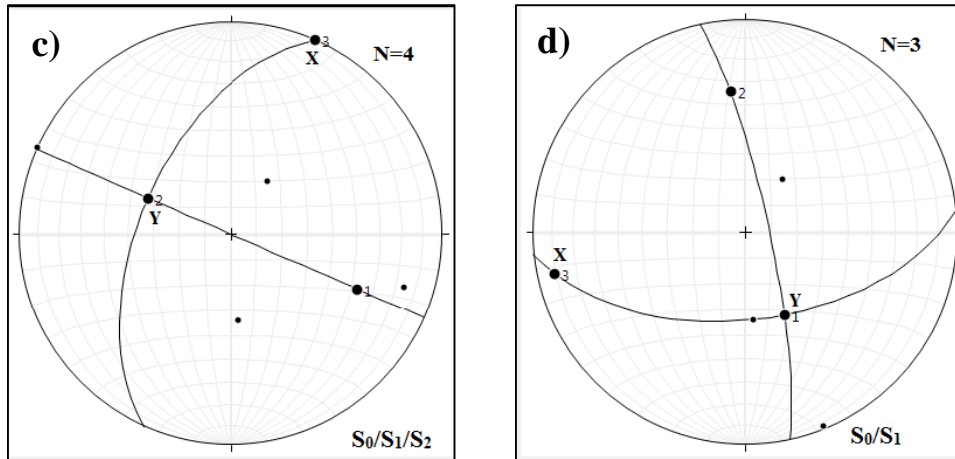
- Un raccourcissement Est –Ouest à SE-NW induisant des plis P₃ déjetés d'axes de faible plongement Sud (00° à 12°S) avec des traces de plan axiaux de direction N-S et de pendage moyen 64°W (plis de vergence Est) ;

- Un raccourcissement Nord-Sud à NE-SW, induisant des P₃ ouverts d'axes de faible plongement Ouest (09° à 27°) avec des traces de plans axiaux E-W et de pendage moyen de 61°N et 54°S.

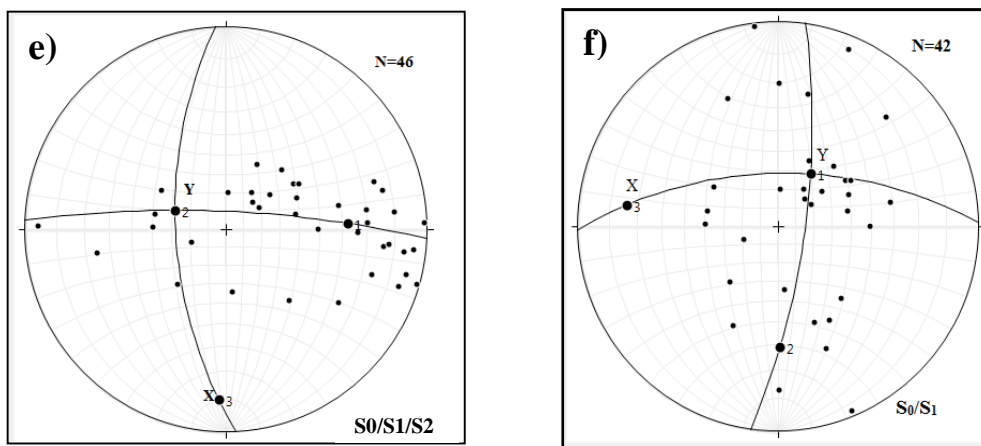


a) Répartition des pôles de S₀/S₁/S₂ des gneiss le long du forage d'étude avec le meilleur grand cercle qui illustre un méga-P₃ (PA : N114.52°SW) ouvert, déjeté de vergence NNE induit par un raccourcissement N-S. $\varphi_{\sigma 2} > \varphi_{\sigma 1} > \varphi_{\sigma 3}$;

b) Répartition des pôles de S₀/S₁/S₂ des gneiss le long du forage d'étude avec le meilleur grand cercle qui illustre un méga-P₃ (PA : N001E.75°W) ouvert, déjeté de vergence E-W induit par un raccourcissement E-W. $\varphi_{\sigma 2} > \varphi_{\sigma 1} > \varphi_{\sigma 3}$;



c) Répartition des pôles de $S_0/S_1/S_2$ des formations ferrifères le long du forage d'étude avec le meilleur grand cercle qui illustre un méga- P_3 (PA : $N113.55^\circ SW$) ouvert, déjeté de vergence E-W induit par un raccourcissement E-W. $\varphi_{\sigma 2} > \varphi_{\sigma 1} > \varphi_{\sigma 3}$;



d) Répartition des pôles de $S_0/S_1/S_2$ des formations ferrifères le long du forage d'étude avec le meilleur grand cercle qui illustre un méga- P_3 (PA : $N168.56^\circ SW$) ouvert, déjeté de vergence S' induit par un raccourcissement N-S. $\varphi_{\sigma 2} > \varphi_{\sigma 1} > \varphi_{\sigma 3}$;

e) Stéréogramme montrant la foliation $S_0/S_1/S_2$ des mesures de forage et d'affleurements avec le meilleur grand cercle des pôles qui illustrent un méga- P_3 (à trace PA : $N177.62^\circ W$) ouvert, déjeté de vergence Est induit par un raccourcissement E-W : $\varphi_{\sigma 1} > \varphi_{\sigma 2} > \varphi_{\sigma 3}$.

f) Stéréogramme montrant la foliation $S_0/S_1/S_2$ des mesures de forage et d'affleurements avec le meilleur grand cercle des pôles qui illustrent un méga- P_3 (à trace PA : $N089.61^\circ W$ i.e. redressé) ouvert, déjeté de vergence Est induit par un raccourcissement N-S. $\varphi_{\sigma 2} > \varphi_{\sigma 1} > \varphi_{\sigma}$.

Figure 56. Stéréogrammes des pôles des plans $S_0/S_1/S_2$ données de forage et des affleurements

- *A l'échelle mésoscopique*

Les plans de foliations S_1/S_2 et S_2 sont affectés par des plissements P_3 qui à l'affleurement, présentent une morphologie variée. Liées à la compétence de la lithologie plissée, une telle variabilité morphologique est par ailleurs influencée par les plans de cisaillements qui

accompagnent généralement ces plis. En effet, les observations faites sur les affleurements en dalles montrent :

- *des plis P_3 à double charnières* à schistosité plan axial virtuelle N00E et N040E (Fig. 57a) ;

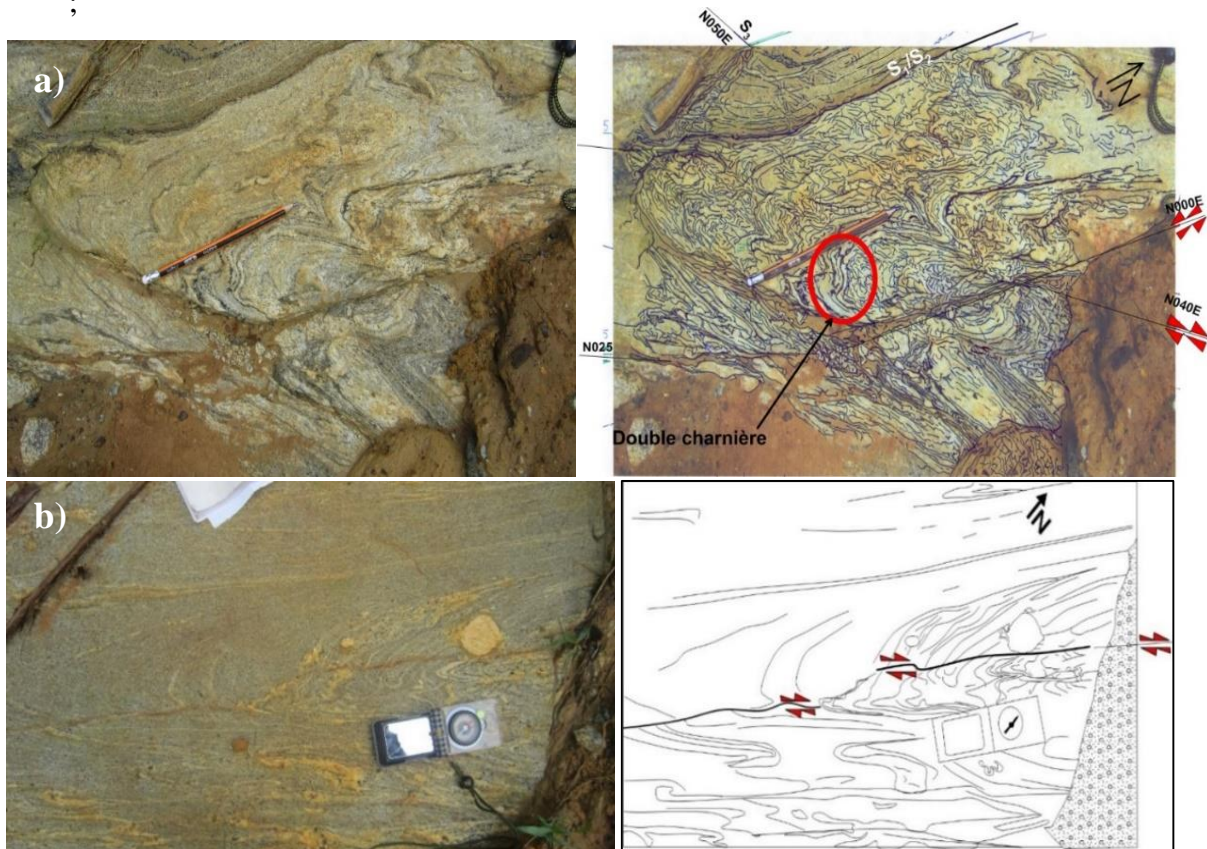


Figure 57. Différents plis P_3 : a) Plis P_3 à double charnières à schistosité plan axial virtuelle N00E et N040E ; b) flancs opposés cisailés.

- *des plis P_3 à charnières rembourrées* (épaisses) et flancs opposés cisailés selon une polarité contraire (c.-à-d. dextre et senestre : Fig. 55b) ;
- *des plis P_3 fermés et ouverts* affectant des mobilisâts quartzo-feldspathiques dans les migmatites dont certains leucosomes forment des charnières P_2 isoclinales (rootle fold) intrafoliales (Fig. 57b).

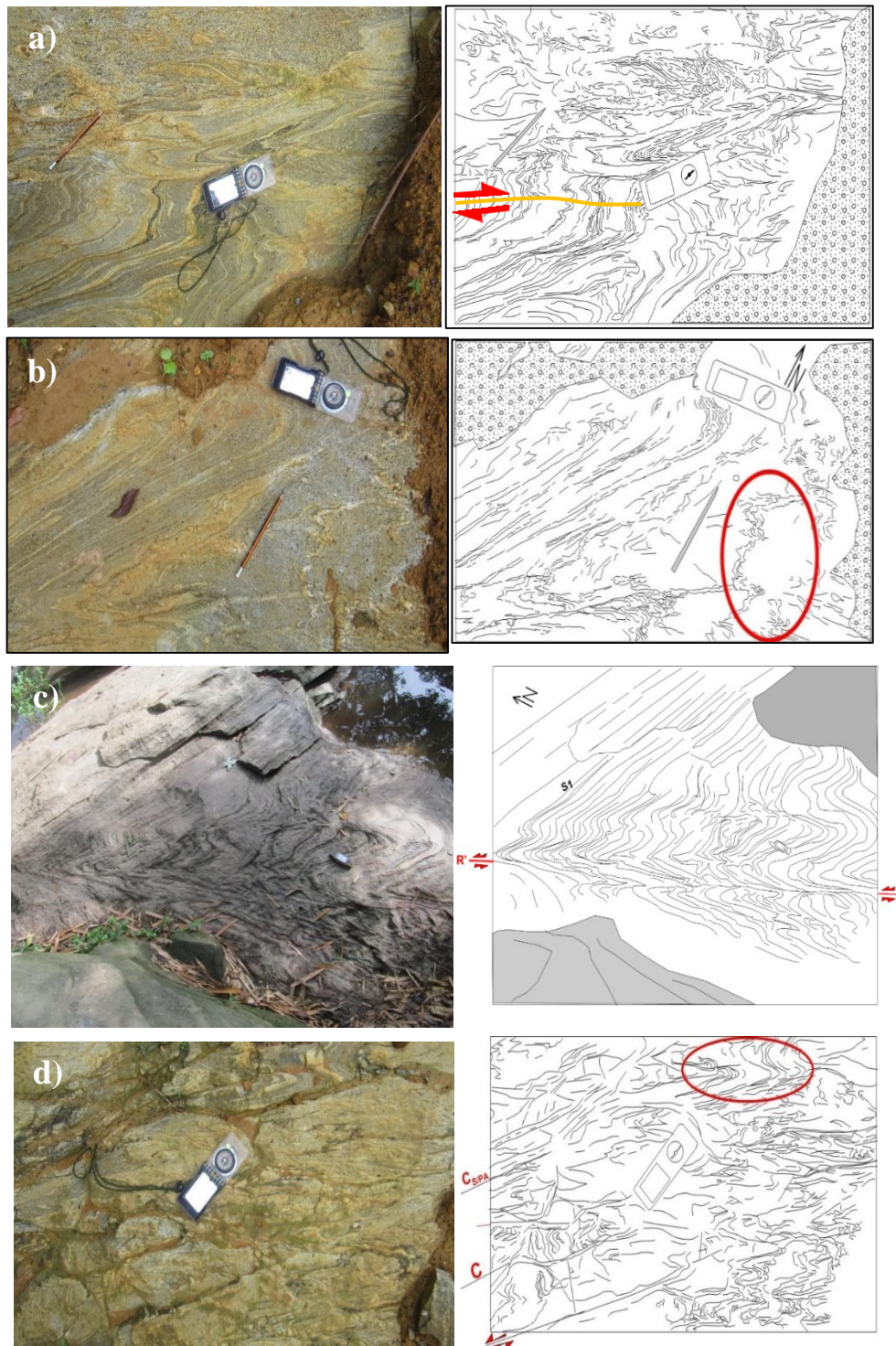


Figure 58. Différents types de plis : **a)** Pli disharmonique ; **b)** Pli ptymatique ; **c)** Pli en chevron ; **d)** Plis ouvert, fermé et flexuraux

- **un plissement P_3 disharmonique** souligné par des charnières rembourrées de boudins plissés d'amphibolite qui, dans la séquence, s'amortissent à travers des plis flexuraux, puis des replis de charnières secondaires plus ou moins décalés par une schistosité de strain-slip plan-axiale (figure 58a);
- **des P_3 ptymatiques ou par bouclage** dans les gneiss migmatitiques (figure 58b);

- **des plis P_3 en chevron**, anguleux, dissymétriques, à flancs courts cisailés à cinématique senestre (Fig. 58c);
- **des plis P_3 ouverts, fermés et flexuraux**, observés entre les couloirs de cisaillement par opposition aux plis fermés intra-shear zone (Fig. 58d).

IV.3.3.2. Schistosité S_3

- Ces plis P_3 aux formes si variées présentent au niveau de leur charnières une schistosité de plan axial diversement orientée.

À l'échelle de la carte, la schistosité S_3 ne forme pas une fabrique planaire visible, elle est virtuelle et correspond au plan axial des méga- P_3 dans les directions NE-SW à N-S et E-W à NW-SE. À l'affleurement, la schistosité S_3 plan-axial des méso- P_3 , tend à se paralléliser aux plans de cisaillement blastomyloniques dans la direction prédominante NE-SW (N040E-N050E) comme l'illustre les figures 50. Par endroits, elle définit avec les cisaillements C_3 des structures C_3/S_3 ou se présente sous forme de schistosité de strain-slip. Sur les figures 58a-d, elle montre une allure courbe passant progressivement des directions N000E à N040E.

IV.3.3.3. Cisaillements C_3 et failles associées

L'épisode tectonique régional D_3 est également ponctué par des méga-cisaillements souvent doublées de failles et des bandes et plans de cisaillement affectant les flancs des méso-plis P_3 .

Au niveau de la carte, deux shear zones plurikilométriques dextres orientées globalement ENE-WSW ; au Nord, le long du cours d'eau *Tchengué* ; et au Sud le long de la *Kienké*. Ces méga-shear zones sont renforcées par des décrochements dextres qui représentent les cisaillements principaux caractéristiques de la D_3 . Elles sont hachées par des décrochements satellites formant le système de Riedel dont se dégagent :

- **décrochements synthétiques :**

P dextre N040-050E et N020E

R dextre N080-090E

- **décrochements antithétiques :**

P' senestre N170-180E et N150E

R' senestre N130-140E et N110E

Le système ainsi défini est induit par un raccourcissement E-W à ESE-WNW.

A l'affleurement, s'observent entre autres des :

- plan P dextre N040E ;

- plans de cisaillement sub-parallèles à la schistosité de plan-axial des méso-P₃, alternativement dextres et senestres dans la direction NE-SW (N040-N050E) sur les figures 58 :

- plans R dextres N085E;
- plans P' senestres N150E;
- plans P dextres N025E (Fig. 58);

Ces cisaillements sont illustrés par une foliation mylonitique observées à travers les carottes de forage (Fig. 59a, b, c et d) et les affleurements au niveau des cours d'eau du secteur d'étude (*Kienké* dont l'attitude de la foliation à fort pendage pris sur cet affleurement est N048E70°NW).

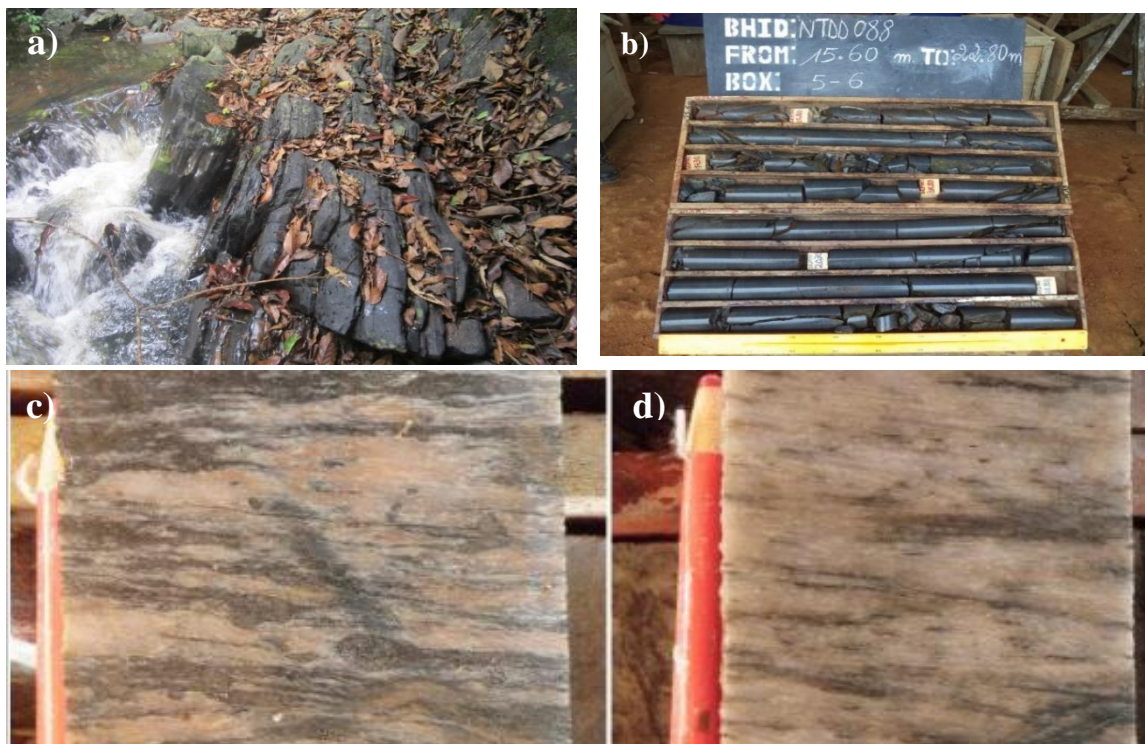


Figure 59. Foliation mylonitique : **a)** Affleurement de la *Kienké* ; **b)** Carottes de forage des formations ferrifères de 15,60 à 22,80 m de profondeur ; **c)** Dans les gneiss à amphibole biotite ; **d)** Dans les gneiss leucocrates à biotite

IV.3.3.4. Caractérisation de l'ellipsoïde de l'épisode D₃

L'analyse du plissement P₃ stéréographiquement montre un double raccourcissement maximal E-W à NW-SE (axe Z) et minimal N-S à NE-SW (axe Y). La configuration dans ces deux cas des axes principaux de contrainte telle que $\varphi_{\sigma 2} > \varphi_{\sigma 1} > \varphi_{\sigma 3}$, significative d'un régime tectonique décrochant. Ce dernier étant justifié par les décrochements du système de Riedel induit par le raccourcissement maximal E-W.

Les cisaillements majeurs sont larges de plus de 100 m et de longueur plurikilométrique. Ces cisaillements dextres, sont concaves vers le Nord à pendage redressé ($> 60^\circ$) vers le NW au sein

des gneiss interstratifiés avec les structures principalement ductiles caractérisées par une foliation et une linéation plus ou moins intense que dans les roches environnantes. Ces cisaillements sont segmentés par des failles remplies du matériel hydrothermal fait de quartz, calcite, sulfure, magnétite, chlorite et épidote ; et les veines de leucosomes injectées sont localement observées. On observe zones de cisaillements qui apparaissent parallèlement aux plans S_1/S_2 sur les dalles sub-horizontales, (affleurement YZ) presque perpendiculaire à la L_2 . Les affleurements en plan (XZ) perpendiculaires à S_1/S_2 et parallèles à la linéation L_2 montrent un faible angle entre C_3 et S_2 ($\leq 30^\circ$), reboursent la foliation S_1/S_2 indiquant la polarité du cisaillement (sens de mouvement) ; ce dernier n'est pas parallèle à la L_2 , suggérant que les shear zones sont post- D_2 .

IV.3.4. Phase de déformation D_4

La D_4 représente la déformation cassante. Il présente des directions NE-SW, NNE-SSW, ENE WSW et E-W, des glissements verticaux, des failles dextrogyres et sinistroyres, des failles de tension et des fractures de tension enregistrées de l'échelle cartographique à l'échelle microscopique. Plusieurs épisodes discontinus de déformation semblent avoir marqué la fin de la troisième phase de déformation et sont à l'origine de plusieurs générations de fractures F_4 . La dernière phase de déformation est principalement fragile. Bien que des failles F_4 mineures soient parfois recoupées dans les carottes de forage TNF08 et TNF11, il y a peu de preuves d'une faille F_4 à grande échelle. Les zones de faille observées sont caractérisées par une augmentation localisée mais significative de la densité des fractures, souvent accompagnée d'une oxydation le long des fractures, ce qui indique une connectivité hydraulique avec la surface actuelle (Fig. 60a, c et d). Au centre de chacune de ces failles interprétées se trouve une zone riche en brèches considérée comme une gouge de faille, ce qui témoigne de leur formation près de la surface, donc probablement tardive. Plusieurs générations de fractures F_4 montrant globalement deux familles distinctes (N120-130E et N030-050E) (Fig. 60a-d).

Il existe deux types de fractures classés dans le système de Riedel dans notre région d'étude :

Les fractures rétroverses R ou fractures antithétiques et les fractures proverses P . Les fractures rétroverses R ont un angle faible de 20° environ ; c'est l'angle compris entre le pôle du plan de cisaillement C_i et les linéations d'étirement. Ici le regard est opposé à la polarité du cisaillement et fait un angle aigu 20° avec C_i . Il s'agit d'un cisaillement dextre (Fig. 60f).

Les fractures proverses P' ont un angle très fort ($\approx 54^\circ$) ; ici, la vergence est conforme à la polarité du cisaillement et forme un angle de 54° avec le plan de cisaillement C_i' .

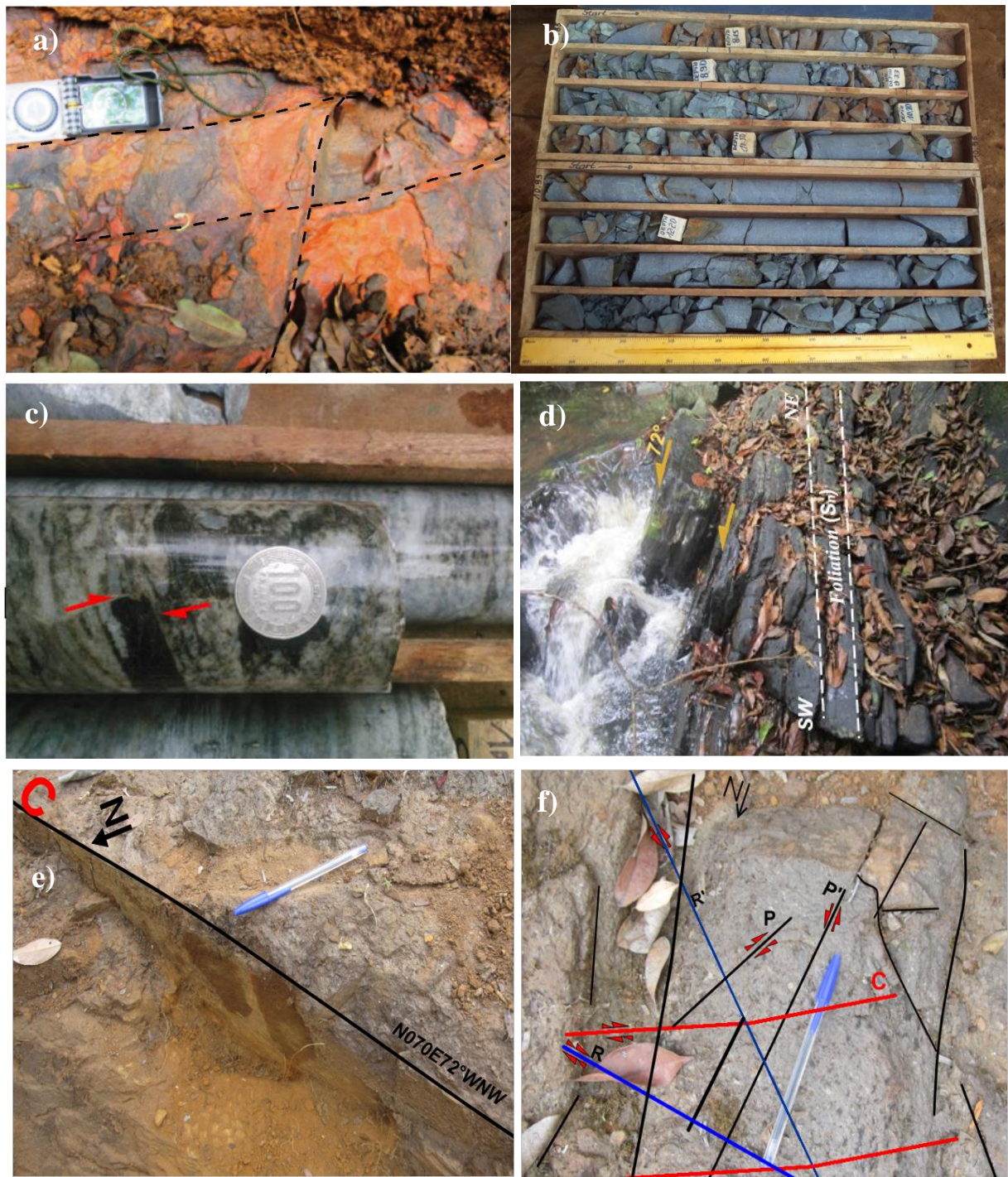


Figure 60. Marques de déformation de la D₄ : **a)** Faille de Reidel dans les FF ; **b)** Zone de fracturation interceptée par le forage ; **c)** Faille inverse F₄ observée sur la carotte de sondage ; **d)** Zone fracturation F₄ observée sur la rivière Kiénké ; **e** et **f)** Plan en coupe des failles C du Reidel à pendage fort sur les FF

Il s'agit d'un cisaillement dextre ; les failles à l'échelle cartographique de ce réseau principal considérées dans le système de Riedel sont représentées sur les affleurements en dalle des FF par ordre d'importance par :

- famille de direction (N-S) correspondant aux fractures P' senestres ;

- famille de direction NW-SE, équivalente des R' senestres ;
- famille orientée E-W ou fractures R dextres ;
- famille NE-SW (fractures de Riedel P dextres)

L'étude pétrographique et structurale nous a permis de construire l'esquisse structurale la carte géologique régionale et locale du secteur de Toko-Nlokeng.

Les failles de tension observées dans le secteur d'étude représentent les derniers événements magmatiques. Les fractures de tension et les failles à glissement inverse, à glissement vertical, dextro- à sinistro-normales correspondent à des caractéristiques tectoniques sèches et cassantes. Le type de faille, qu'il s'agisse de failles inverses ou normales, indique une variation du régime tectonique de raccourcissement et d'extension. Les axes des contraintes principaux σ_1 , σ_2 et σ_3 montrent ces occurrences anachroniques (Fig. 61). Le régime de contrainte le plus dominant a induit des types de failles de déchirure. La nature multiple des lithoclastes de la D₄ montre que le complexe de Nyong a enregistré diverses phases tectoniques cassantes post-orogéniques.

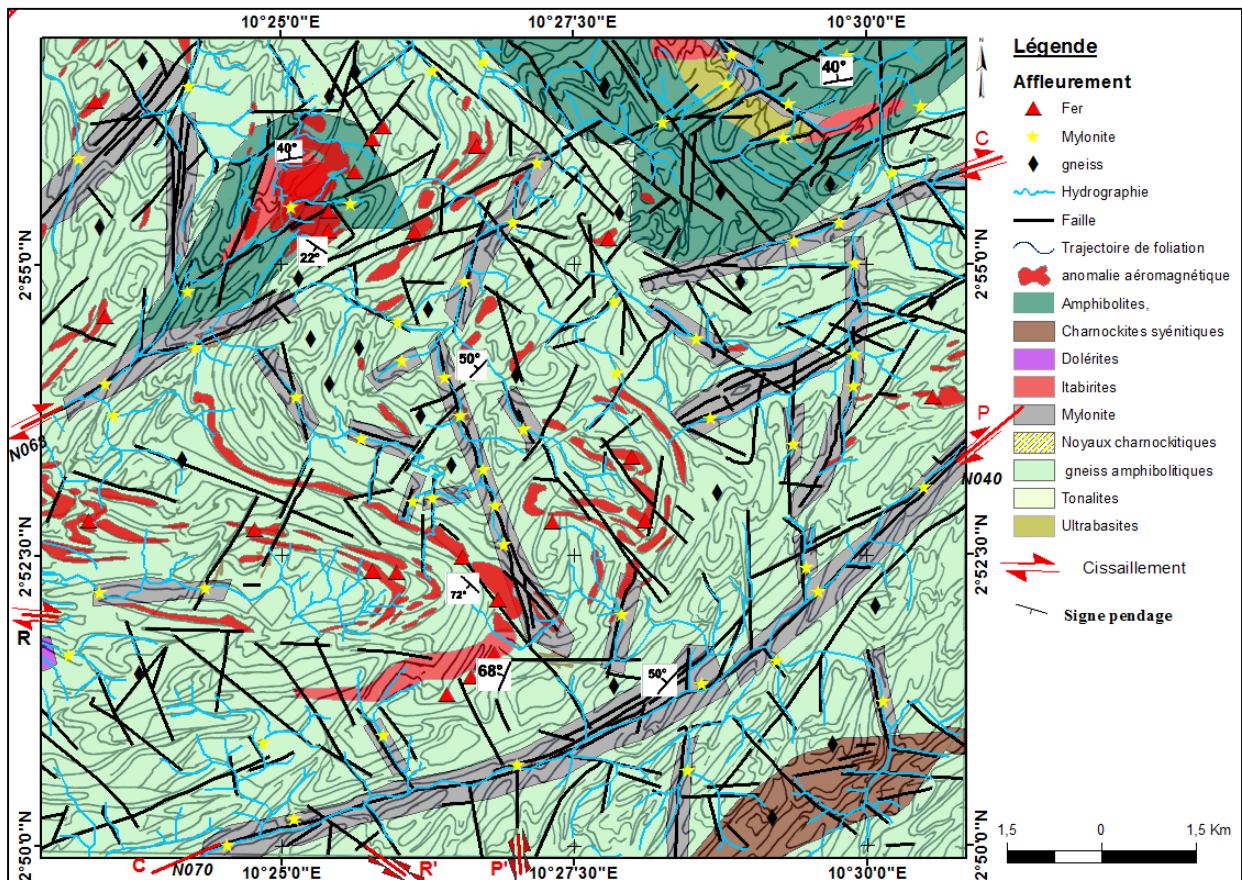


Figure 61. Carte géologique détaillée du secteur Toko-Nlokeng

IV.4. ANALYSE MICROSTRUCTURALE

IV.4.1. Mécanisme de la microstructure

Les observations de déformation à micro-échelle ont été faites principalement dans les échantillons des zones à potentielles minéralisation de TNF11. Pour la présente étude, une attention particulière a été accordée aux mécanismes de déformation du quartz et aux indicateurs cinématiques. Des valeurs représentatives de la taille des grains recristallisés de manière dynamique sont notées pour chaque lame mince. Le principal mécanisme de recristallisation dynamique du quartz est la migration aux limites des grains (GBM), par laquelle des rubans de quartz se forment respectivement dans les FFR (Fig. 62a) et dans la roche hôte (Fig. 63a). Les grains qui les composent ont des bords irréguliers (Fig. 64a). Les microstructures typiques des GBM observées sont le pinch-out, où la migration des limites des grains par passage d'autres minéraux, et les extinctions de type échiquier (microtectonique). Une recristallisation dynamique par rotation des sous-grains (SGR) est également présente. Elle se manifeste par une microstructure de polygonisation (Fig. 64a, b) où se forment des sous-grains polygonaux et de nouveaux grains de même forme. Les bords entre les grains sont alors droits. Ce mécanisme affecte non seulement les limites des grains, mais aussi l'intérieur, comme l'illustrent les figures 62a, 63a et b. Plusieurs sections de lames minces montrent des grains ayant subi divers degrés de réduction de la surface des joints de grains (GBAR), ce qui rend les joints de grains incurvés et forme une microstructure partiellement granoblastique de grains à extinction nette. Ces microstructures sont la preuve d'une recristallisation statique, qui est fréquente dans les roches déformées à haute température. Il y a également la présence d'amphiboles post-cinématiques et syn-cinématiques qui indiquent des températures élevées pendant la déformation qui aurait été prolongée. Les indicateurs cinématiques présentes dans ces lames sont dextres dans les granulites mafiques (Fig. 62d) et sénestres dans les orthogneiss mylonitisés (Fig. 63a). La déformation à micro-échelle a permis de démêler les structures de déformation identifiables à l'échelle locale et régionale. Les structures des épisodes tectoniques successifs (O4) dans l'évolution de la déformation et du métamorphisme de Toko-Nlokeng est communément préservé et l'interprétation correcte de ces structures est essentielle pour la compréhension de cette évolution.

L'analyse des échantillons de FFR révèle que le dépôt de la magnétite a été soumis à une déformation considérable (D_1). Ceci est démontré par la présence d'une foliation bien définie de microbandes de quartz et de magnétite à travers certains échantillons (Fig. 62a, b) et de caractéristiques de déformation dans les grains de quartz (Fig. 62c). La figure 63a montre la foliation lithologique reprise par le cisaillement sénestre dans la roche hôte gneissique caractéristique de la D_1 . La deuxième phase est marquée par la foliation S_1/S_2 dans les formations

ferrifères et la roche hôte portant la linéation d'extension, mais aussi par les plis P₂ avec des plans axiaux sub-verticaux de direction moyenne E-W (Fig. 62c). La troisième phase D₃ est marquée par des zones de cisaillement (Fig. 62d, 63a), des failles aurifères et sulfurées (Fig. 62b, c) et des joints. Cette phase montre un double raccourcissement. La quatrième phase de déformation D₄ est illustrée par une fracturation sèche affectant les formations ferrifères et la roche hôte (Fig. 62c, d et 64c, d). Les minéraux mineurs des formations ferrifères comprennent le sulfure, la chlorite, et la calcite. La pyrite se présente associée aux microbandes de magnétite disséminées, de grands cristaux automorphes, d'amas ou de bandes décimétriques. En plus des caractéristiques des déformations, on observe une altération hydrothermale de la ferri-winchite en clinochlore, et de la magnétite en hématite (Fig. 62c), une fusion partielle (Fig. 62d), et une effusion verticale associée aux zones de subduction.

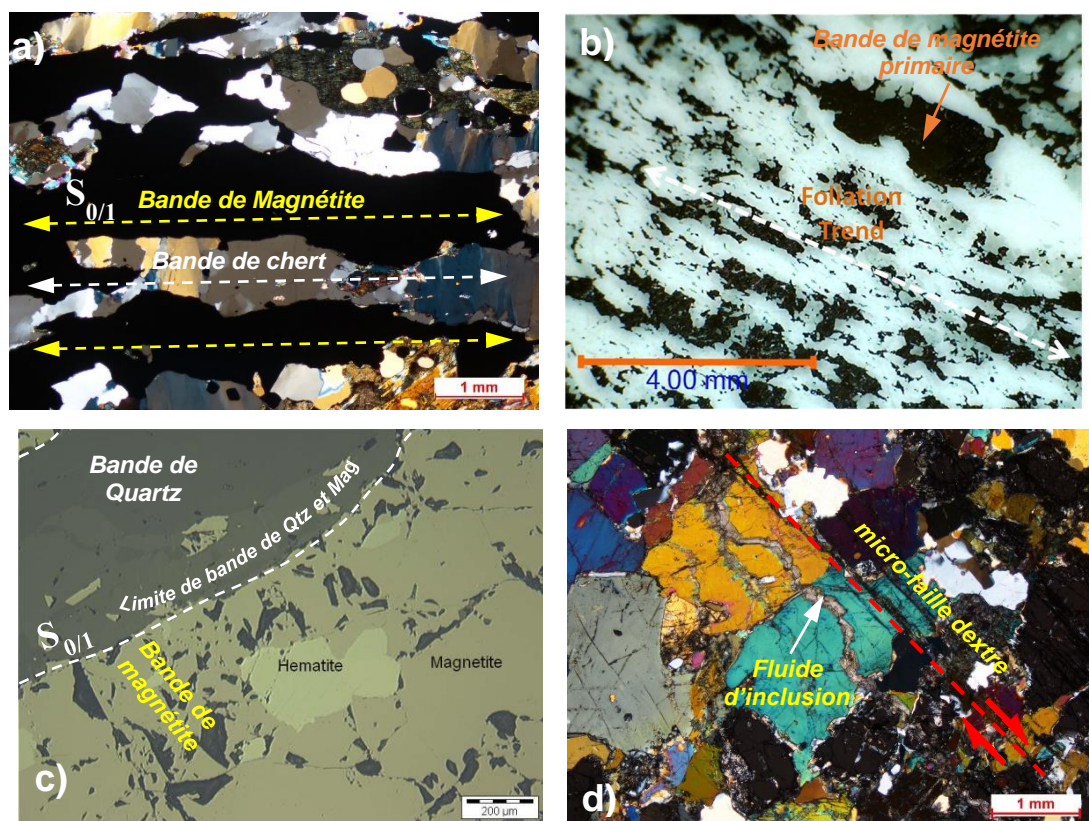


Figure 62. Microstructures dans les FF et la roche hôte de Toko-Nlokeng : **a, b**) Echantillon de FF caractérisé par une foliation bien définie marquée par des amphiboles vert pâle (ferri-winchite) et de la magnétite noire ; **c**) Microphotographie montrant de la magnétite anhédrique avec remplacement de l'hématite et inclusions fluides; couche primaire méso; couche de magnétite cataclastique; couche primaire Mag; limite de la couche dans la zone cataclastique ; **d**) Microfailles dans les granulites mafiques montrent une faille cimentée par des injections de plagioclase

L'ouraltisation du pyroxène en amphibole qui définit le minéral indique que la déformation D₂ a culminé sous le faciès amphibolite. La phase de déformation D₃ est marquée par des structures

S-C ainsi que par des zones de cisaillement blastomylonite presque marquées par des amphiboles, des feldspaths et des éclats de quartz recristallisés de façon dynamique (Fig. 63a). Les fentes de tension représentent les derniers événements magmatiques dans les roches mafiques et ultramafiques, tandis que les fractures de tension et les failles à glissement inverse, à glissement vertical, dextro- à sinistronormales correspondent à des caractéristiques tectoniques sèches et cassantes et à leur nature complexe de failles inverses et normales qui peuvent être liées à un régime tectonique de raccourcissement et d'extension, respectivement.

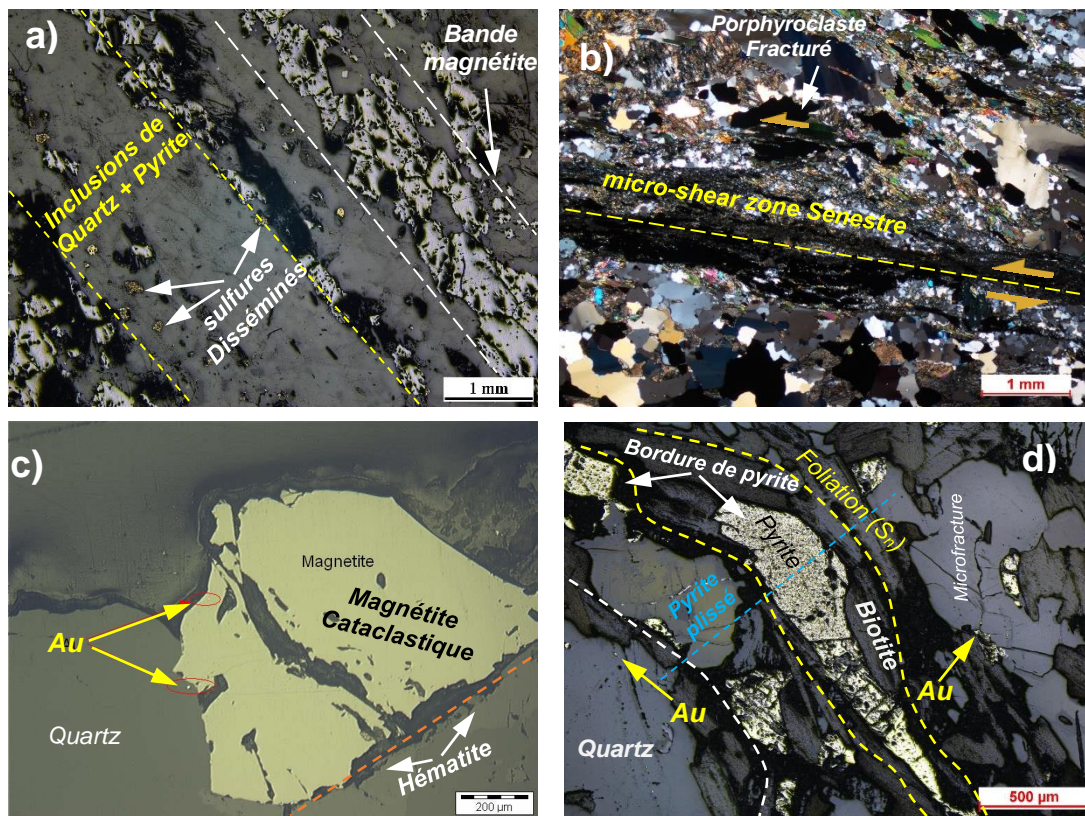


Figure 63. Microstructures des entités géologiques de Toko-Nlokeng : **a)** Magnétite stratifié ; **b)** Textures cataclastiques ; **c)** Microphotographies de magnétite granulaire montrant des mégacrytes de Mag entourés de grains d'or en bordure dans une zone cataclastique ; **d)** Amphibolites avec inclusion de grains d'or dans une zone de micro-fractures montrant de pinch en bordure de grains de sulfures plissés

IV.4.2. Thermométrie qualitative de déformation

Les microstructures de quartz observés dans la région de Toko-Nlokeng indiquent que les températures de déformation sont comprises entre 400 et 700 °C. L'échantillon de granulite ultramafique montre des extinctions de type tablier qui peuvent être associées à une déformation entre 630 °C et 700 °C. Ceci est cohérent avec la présence de grenat couronné. En revanche, l'échantillon de FFG contient de la calcite, mais est dominé par le SGR. Ce cas illustre la limite

de précision de cette méthode qualitative qui est entièrement dépendante de l'identification des mécanismes de déformation. Surtout lorsque le mécanisme de recristallisation dominant est difficile à identifier. Les microstructures de déformation du quartz pour l'ensemble du gneiss dans la [figure 64a](#) indiquent une recristallisation du quartz à des températures supérieures à 630 °C. Ceci est cohérent avec des tailles de grains dépassant souvent le millimètre. Selon [Stipp et al. \(2002\)](#), une augmentation de la taille des grains est attendue lors de la recristallisation à haute température. Les cinq échantillons suggèrent une température de déformation généralement supérieure à 630 °C et par endroits comprise entre 500 °C et 630 °C. Le GBM est dominant et souvent accompagné d'une extinction de type échiquier. A TNF08, les échantillons montrent une grande variété de microstructures de recristallisation dynamique. Les échantillons montrent des mécanismes de recristallisation du quartz associés à une variation de température élevée (500-630°C) ;([Fig. 64d](#)) et d'autres associés à des températures plus basses (300-400°C) dans les FFG riches en calcite ([Fig. 64c](#)).

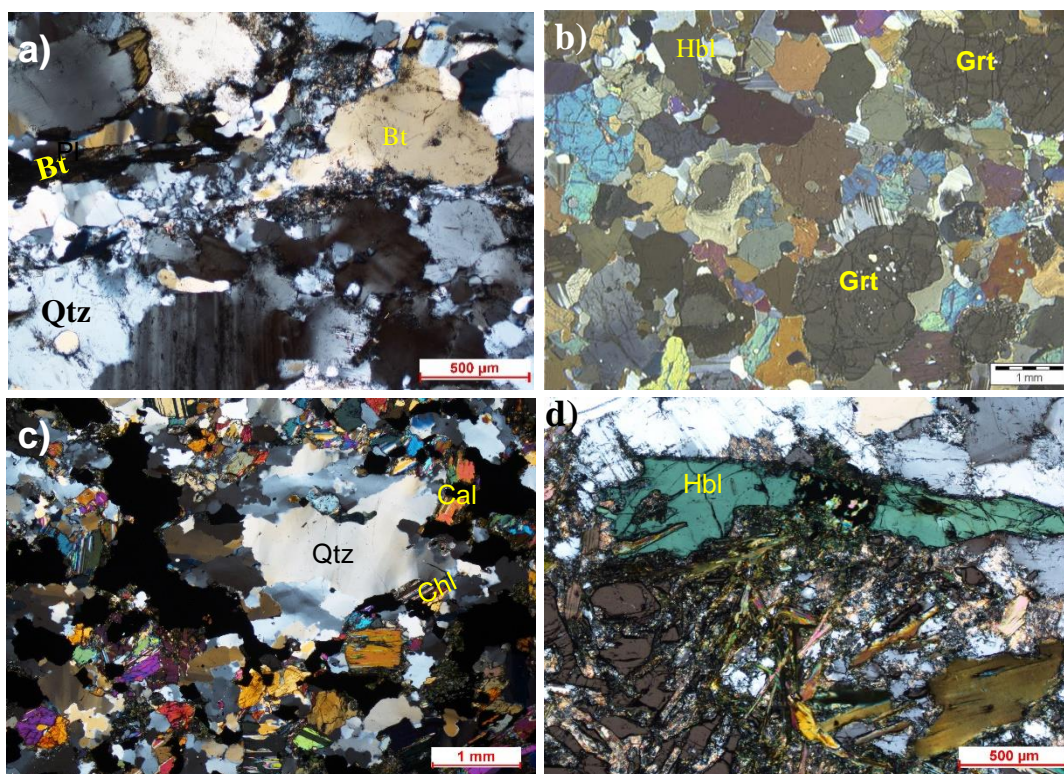


Figure 64. Microstructures de déformation de la zone d'étude : **a)** Phénomènes métamorphiques recristallisation par rotation sous-grain (SGR) ; **b)** Granulite ultramafique avec une microstructure qui suggère un faciès de métamorphisme granulitique rétrograde ; **c)** Echantillons montrant des zones de cisaillement blastomylonitiques ; **d)** Granulites montrant l'amphibole et les grains de biotite dans la zone de cisaillement avec les phénocristaux indiquant le faciès granulite de basse température

CHAPITRE V :
GÉOCHIMIE DES FORMATIONS
FERRIFÈRES ET DES ROCHES HÔTES

L'étude géochimique abordée dans ce chapitre vise à déterminer les caractères géochimiques des formations ferrifères et des roches hôtes de Toko-Nlokeng en vue de déceler leur origine, le paléoenvironnement, le contexte géotectonique et géodynamique de ces formations.

Les analyses géochimiques sur roche totale ont été réalisées sur huit (08) échantillons de formations ferrifères et (09) échantillons représentatifs de roches hôtes des forages de TNF11.

Les données analytiques des FF sont présentées dans le [Tableau 5](#). Les éléments majeurs sont exprimés en pourcentage en poids d'oxydes (%) et les éléments traces et les terres rares en partie pour million (ppm). Pour contraindre l'évolution géodynamique du Complexe de Nyong nos données ont été comparées à celles existantes dans la littérature. C'est ainsi que six (06) de gneiss à grenat et pyroxène et trois (03) échantillons de granulites mafiques de [Moudioh et al. \(2020\)](#), huit (08) amphibolites à grenat de [Kwamou et al. \(2021\)](#), neuf (09) gneiss granitiques de [Kouankap Nono et al. \(2022\)](#), dix-sept échantillons (07 granulites mafiques, 05 gneiss à grenat-amphibole et (05) gneiss à grenat-amphibole) de [Mvodo et al. \(2022\)](#), quatre (04) échantillons de métabasites) de [Owona et al. \(2022\)](#) et onze échantillons (8 granulites mafiques, et 11 amphibolites à grenat) de [Swiffa Fajong et al. \(2022\)](#) ont été intégrées à nos données dans les diagrammes de discriminations. Les données analytiques analysées sont présentées dans les [Annexe III.1](#), [III.2](#), [III.3](#) et [III.4](#).

IV.1. CARACTÈRES GÉOCHIMIQUES DES FORMATIONS FERRIFÈRES

IV.1.1. Formations ferrifères granulaires

IV.1.1.1. Éléments majeurs

Les données analytiques des éléments majeurs des FFG sont présentées dans le [Tableau 5](#). Ces analyses révèlent que les teneurs en Fe_2O_3 varient entre 57,76 % et 60,38 % (moyenne : 58,84 %) d'où une teneur en Fe comprise entre 40,43 % et 42,26 %. Le Fe_2O_3 et la SiO_2 forment l'essentiel des éléments majeurs des FFG car ces deux éléments correspondent à 98,10 % de la roche et les autres 0,9 à 1,90 %. Les teneurs en SiO_2 sont élevées et varient entre 37,77 % et 40,64 % (moyenne : 39,26 %). Les concentrations en Al_2O_3 sont très faibles et varient entre 0,26 % et 0,41 % (moyenne : 0,32 %), et les teneurs en alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) sont extrêmement faibles (0,35 %). Le P_2O_5 a une concentration faible entre 0,08 et 0,11 %. La roche est caractérisée par des teneurs très faibles en CaO, MnO, MgO et TiO_2 , en général inférieures à 1% ; à l'exception de MgO dont la teneur est comprise entre 2,01 % et 1,72 %.

V.1.1.2. *Éléments en traces*

Les résultats analytiques des éléments en traces des formations ferrifères granulaires de Toko-Nlokeng sont présentés dans le [tableau 5](#). Les teneurs en Rb (8,7-10,04 ppm), Sr (12,4-16 ppm), Cs (0,2-0,4 ppm), Co (0,7-1,1 ppm), Zr (1,6-2,3 ppm) et Y (5,4-7 ppm) sont très faibles et montrent une légère variation. Les formations ferrifères granulaires de Toko-Nlokeng présentent des teneurs inférieures à la limite de détection pour ce qui est des éléments thorium, hafnium, vanadium, gallium, nickel, uranium ; niobium et tungstène en High Field Strength Element (éléments à fort potentiel ionique) à l'exception du zirconium et les teneurs en LILE (Large Ion Lithophile Element) sur toutes les roches à l'exception de l'échantillon TE04B qui a une très faible teneur en Uranium (0,2 ppm). Les seuls éléments en trace qui montrent des faibles enrichissements sont les éléments lithophiles (Rb, Ba et Sr) avec des teneurs moyennes respectives de 0,60 ppm ; 14,00 ppm et 12,40 ppm.

V.1.1.3. *Terres rares*

Les résultats analytiques des terres rares (REE) des FFG de Toko-Nlokeng sont présentés dans le [Tableau 5](#). Les REE ont été normalisées par rapport au PAAS (Post-Archean Australian Shale) et à la chondrite ; en utilisant respectivement les valeurs de normalisation de [McLennan \(1989\)](#) et d'[Evensen et al. \(1978\)](#). Le fractionnement des terres rares légères (LREE) par rapport aux terres rares lourdes (HREE) est exprimé par les rapports LREE/HREE d'une part et par les rapports $(La/Yb)_{PAAS}$ et $(Tb/Yb)_{PAAS}$ d'autre part. Les anomalies en Ce, Y et en Eu sont définies par les rapports $(Ce/Ce^*)_{PAAS}$, $(Eu/Eu^*)_{PAAS}$ et $(Y/Y^*)_{PAAS}$ respectivement et calculées par les formules suivantes : $(Eu/Eu^*)_{PAAS} = [2Eu / (Sm + Gd)]_{PAAS}$; $(Ce/Ce^*)_{PAAS} = [2Ce / (La + Pr)]_{PAAS}$; $(Y/Y^*)_{PAAS}$ ([Bolhar et al., 2004](#)). Les indices SN et CN désignent respectivement que la normalisation s'est faite par rapport aux shales ($_{SN}$) et par rapport à la chondrite.

Dans l'ensemble, les FFG montrent des teneurs faibles en REE (moyenne $\Sigma REE = 18,94 ppm$). Les spectres normalisés par rapport à la chondrites ([Fig. 65a](#)) sont très peu fractionnés ($La_{PAAS}/Yb_{PAAS} = 0,42$) et sont caractérisés par un appauvrissement en terres rares légères (LREE), par rapport aux terres rares lourdes ($Tb_{PAAS}/Yb_{PAAS} = 0,10$) et une anomalie positive en Eu ($Eu/Eu^* = 1,79$). Par ailleurs, les spectres des terres rares normalisées par rapport à PAAS ([Fig. 65b](#)) sont très homogènes avec des anomalies nulles en cérium ($Ce/Ce^* : 0,90$) et positives en Eu ($Eu/Eu^* : 2,32$). Ces spectres sont plats pour les HREE et peu fractionnés. Les rapports Y/Ho varient de 36,84 à 38,57 avec une moyenne de 37,69 tandis que les rapports Eu/Sm sont faibles (moyenne = 3,64 ppm).

Tableau V. Composition géochimique sur roche totale représentative des formations ferrifères de Toko-Nlokeng (ld : limite de détection)

N° d'ech.	Formations ferrifères granulaires				Formations ferrifères rubanées					
	TE4A	TE4B	TE4C	Moy	TE05	TE6A	TE6B	TE07	TE09	Moy
SiO ₂	39,38	37,77	40,64	39,26	46,79	45,18	44,96	51,94	50,88	47,95
Al ₂ O ₃	0,41	0,30	0,26	0,32	1,12	0,51	0,44	1,36	0,36	0,76
Fe ₂ O ₃	58,39	60,38	57,76	58,84	47,49	52,86	53,37	41,18	46,91	48,36
MgO	2,01	2,00	1,72	1,91	3,19	1,47	1,41	2,91	1,64	2,12
MnO	0,04	0,04	0,03	0,04	0,08	0,03	0,03	0,09	0,05	0,06
CaO	1,06	1,01	0,82	0,96	1,51	1,06	1,05	2,27	1,09	1,40
Na ₂ O	0,22	0,21	0,16	0,20	0,06	0,21	0,18	0,42	0,02	0,18
K ₂ O	0,18	0,17	0,14	0,16	0,71	0,15	0,13	0,50	<ld	0,37
TiO ₂	<ld	<ld	0,10	0,10	0,04	0,01	0,01	0,08	0,23	0,07
P ₂ O ₅	0,11	0,10	0,08	0,10	0,16	0,10	0,10	0,14	0,17	0,13
LOI	-1,80	-2,0	-1,70	-1,83	-1,20	-1,60	-1,70	-1,00	-1,40	-1,38
Total	99,97	99,96	99,97	99,97	99,94	99,98	99,98	99,94	99,98	99,96
Fe	40,87	42,26	40,43	41,19	33,24	37,00	37,35	28,82	32,84	33,85
Nb	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld
Ba	15,00	11,00	16,00	14,00	179,00	100,00	97,00	139,00	23,00	107,60
Sc	<ld	<ld	<ld	<ld	1,00	<ld	<ld	5,00	<ld	3,00
Ni	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	30,00	<ld	30,00
Co	1,10	0,90	0,70	0,90	3,20	1,10	1,30	10,40	30	9,20
V	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld
Cs	0,40	0,30	0,20	0,30	2,60	<ld	<ld	0,60	<ld	1,60
Ga	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	0,70	0,80	5,20	<ld	2,23
Rb	10,4	9,70	8,70	9,60	35,40	5,90	5,20	23,50	<ld	17,50
Sr	16,00	14,50	12,40	14,30	32,50	20,50	22,70	17,40	23,40	23,30
U	<ld	0,20	<ld	0,20	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	#<ld
Th	<ld	<ld	<ld	<ld	0,5	<ld	<ld	<ld	<ld	0,50
Hf	<ld	<ld	<ld	<ld	0,2	<ld	<ld	<ld	<ld	0,20
Zr	2,30	1,80	1,60	1,90	6,20	2,00	2,20	11,10	1,40	4,58
Y	7,00	6,40	5,40	6,27	7,10	4,90	5,80	10,90	8,50	7,44
W	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld
La	2,70	2,80	2,97	2,82	4,40	3,10	3,30	7,10	3,70	4,32
Ce	5,00	4,80	5,17	4,99	8,40	5,00	5,50	12,90	6,40	7,64
Pr	0,58	0,52	0,58	0,56	0,90	0,56	0,62	1,44	0,81	0,87
Nd	2,60	2,40	2,50	2,50	4,00	2,30	2,60	6,10	3,30	3,66
Sm	0,53	0,42	0,51	0,49	0,83	0,45	0,41	1,18	0,71	0,72
Eu	0,36	0,32	0,36	0,35	0,53	0,34	0,33	0,66	0,56	0,48
Gd	0,78	0,67	0,74	0,73	1,06	0,65	0,72	1,63	1,19	1,05
Tb	0,10	0,10	0,11	0,10	0,16	0,10	0,10	0,26	0,18	0,16
Dy	0,75	0,66	0,73	0,71	1,05	0,71	0,73	1,70	1,26	1,09
Y	6,40	5,40	6,27	6,02	7,10	4,90	5,80	10,90	8,5	7,44

Tableau V (suite et fin)

Ho	0,17	0,14	0,17	0,16	0,24	0,15	0,15	0,38	0,29	0,24
Er	0,56	0,47	0,56	0,53	0,72	0,41	0,55	1,07	0,81	0,71
Tm	0,07	0,07	0,07	0,07	0,09	0,05	0,06	0,15	0,12	0,09
Yb	0,55	0,39	0,48	0,47	0,65	0,37	0,38	1	0,7	0,62
Lu	0,09	0,07	0,08	0,08	0,12	0,06	0,06	0,16	0,10	0,10
ΣLREE	12,55	11,93	12,56	12,35	20,12	12,4	13,48	31,01	16,67	18,74
ΣHREE	8,69	7,30	6,39	7,46	10,13	6,75	7,83	15,62	11,96	10,46
ΣREE	21,24	19,23	18,94	19,80	30,25	19,15	21,31	46,63	28,63	29,19
ΣREE-Y	27,64	24,63	25,21	25,83	37,35	24,05	27,11	57,53	37,13	36,63
Y/P ₂ O ₅	19,39	16,36	18,99	18,25	21,52	14,85	17,58	33,03	25,76	22,55
Y/Ho	37,65	38,57	37,69	37,97	29,58	32,67	38,67	28,68	29,31	31,78
(Sm/Yb) _{PAAS}	0,38	0,43	0,42	0,41	0,51	0,48	0,43	0,47	0,40	0,46
(Eu/Sm) _{PAAS}	3,49	3,92	3,64	3,68	3,28	3,88	4,14	2,87	4,05	3,64
(Sm/Yb) _{PAAS}	0,10	0,12	0,11	0,11	0,14	0,13	0,12	0,13	0,11	0,13
(Pr/Yb) _{PAAS}	0,26	0,33	0,30	0,30	0,35	0,38	0,40	0,36	0,29	0,36
(Tb/Yb) _{PAAS}	0,63	0,88	0,80	0,77	0,85	0,93	0,91	0,89	0,88	0,89
(Eu/Eu*) _{PAAS}	2,22	2,35	2,32	2,30	2,29	2,50	2,32	1,91	2,35	2,27
(Ce/Ce*) _{PAAS}	0,92	0,91	0,91	0,91	0,97	0,87	0,88	0,92	0,85	0,90
(Y/Y*) _{PAAS}	1,11	1,10	1,11	1,11	0,88	0,93	1,09	0,84	0,87	0,92
(La/Yb) _{PAAS}	0,28	0,41	0,36	0,35	0,39	0,48	0,50	0,41	0,30	0,42
(Tb/Yb) _{PAAS}	0,08	0,11	0,10	0,10	0,11	0,12	0,12	0,12	0,11	0,12
(Eu/Eu*) _{PAAS}	1,95	2,04	1,95	1,98	1,82	2,06	2,13	1,53	2,07	1,92
(La/Yb) _{PAAS}	0,33	0,49	0,43	0,42	0,46	0,57	0,59	0,48	0,36	0,49

V.1.2. Formations ferrifères rubanées ou FFR

V.1.2.1-Éléments majeurs

Les données géochimiques des éléments majeurs de (05) échantillons représentatifs des FFR du secteur Toko-Nlokeng sont consignées dans le même [Tableau 5](#) que celui des FFG. Ces roches sont riches en SiO₂ et en Fe₂O₃ avec des teneurs comprises entre 44,96 % et 51,94 % (moy : 47,95 %) et entre 41,18 % et 53,37 % (moy : 48,36 %) respectivement ; la teneur en fer natif (Fe) est comprise entre 28,82 % et 37,33 % (moy : 33,85 %). Par rapport aux FFG, les FFR ont des teneurs en Al₂O₃, MgO et CaO légèrement plus élevés (0,75 % ; 2,12 % et 1,39 % respectivement). Par contre le Na₂O a une teneur faible (0,17 %) comparativement aux FFG (0,19 %). Les autres éléments majeurs (K₂O, P₂O₅, MnO et TiO₂) ont des teneurs très faibles, proches de zéro.

V.1.2.2. Éléments en traces

Les résultats analytiques des éléments en trace des formations ferrifères de FFR de Toko-Nlokeng sont représentés dans le [Tableau 5](#). Les teneurs en rubidium (5,2-35,4 ppm, moy= 17,5

ppm), Sr (17,4-32,5 ppm, moy = 23,3 ppm), Ce (0,6-2,6 ppm, moy = 1,6 ppm), Co (1,1-10,4 ppm, moy = 3,8 ppm), Zr (1,4-11,1 ppm, moyenne = 4,58ppm) et yttrium (4,9-10,9 ppm, moy = 7,44 ppm), sont supérieures aux teneurs en éléments traces des FFG et montrent une légère variation. Le Ni, le Rb et le Sr ont des teneurs supérieures à 10 ppm. Les autres éléments présentent des teneurs inférieures à la limite de détection. Les éléments thorium, hafnium, baryum, vanadium, gallium, nickel, uranium ; niobium et tungstène étant inférieures à la limite de détermination dans tous les échantillons à l'exception de l'échantillon TE07 qui a une teneur en nickel de 30 ppm. Les FFR de Toko-Nlokeng sont plus enrichis en éléments lithophiles (moy ; Rb = 17,5 ppm et Sr = 23,2 ppm) que dans les FFG (moy ; Rb =12,36 ppm et Sr = 19,92 ppm).

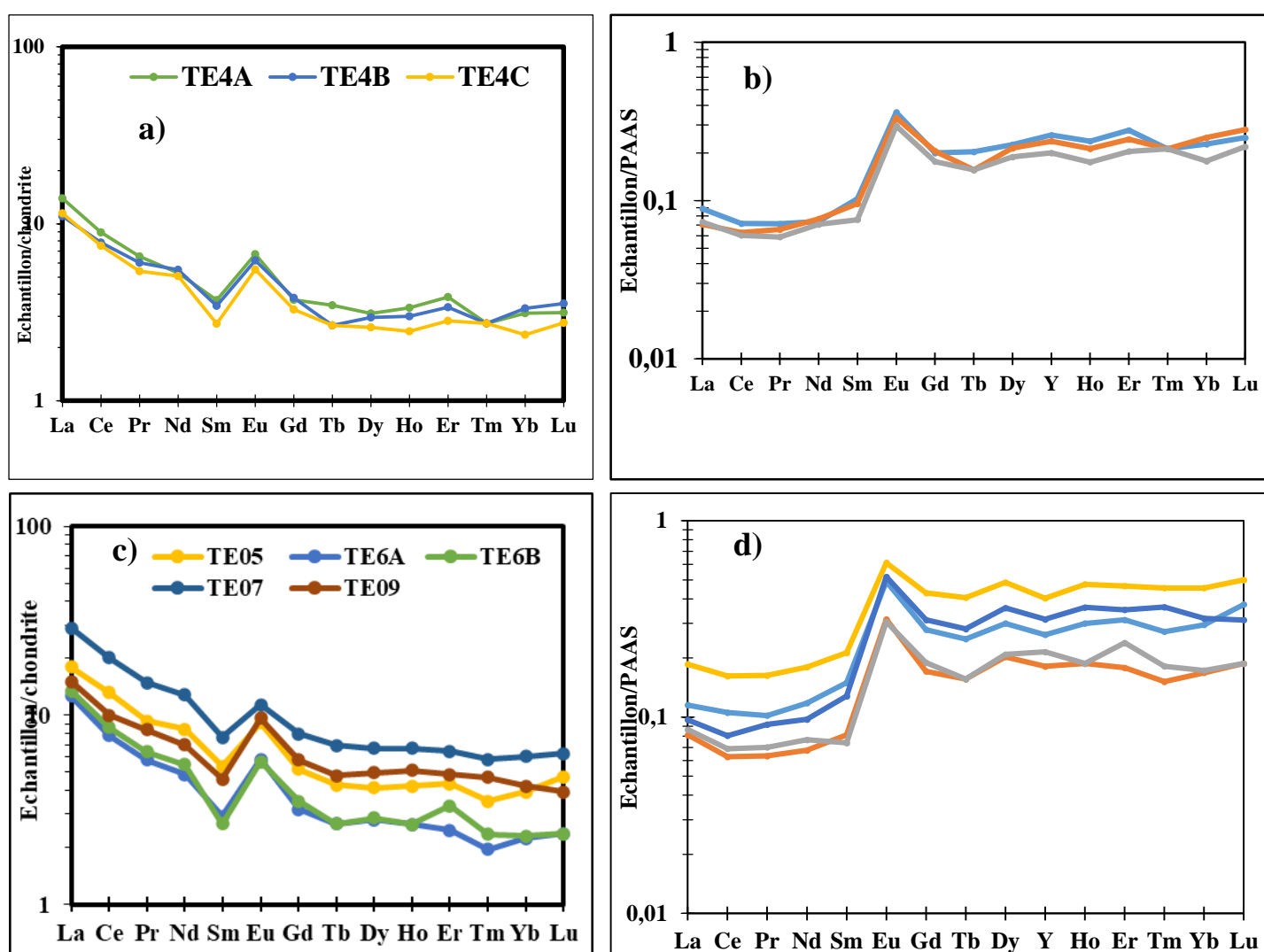


Figure 65. Spectres des terres rares des FF normalisés par rapport à la chondrite (Evensen *et al.*, 1978) et spectres des terres rares normalisés par rapport au PAAS (Mc Lennan, 1989) : a et c) FFG ; b et d) FFR

V.1.2.3. Terres rares

Les résultats analytiques des terres rares des FFR sont présentés dans le [Tableau 5](#). Les valeurs de normalisation de celles de [McLennan \(1989\)](#). Dans l'ensemble, les FFR montrent des teneurs en REE plus élevées que dans les FFG (moyenne $\Sigma\text{REE} = 28,63$ ppm). Ces roches sont riches en terres rares légères ($\Sigma\text{LREE} = 16,67$ ppm) par rapport aux terres rares lourdes ($\Sigma\text{HREE} = 11,96$ ppm).

Les spectres normalisés par rapport à la chondrite ([Fig. 65c](#)) montrent des anomalies positives en Eu dans ces formations ($\text{Eu}/\text{Eu}^* : 1,946$ dans les FFG et $1,923$ dans les FFR) Ces spectres sont fractionnés, avec un léger enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes. Ces derniers montrent des spectres plats.

Les spectres des terres rares normalisés par rapport au PAAS ([Fig. 65d](#)) et à la chondrite sont aussi homogènes. Ils montrent des anomalies négatives en cérium ($\text{Ce}/\text{Ce}^* : 0,93$) et positives en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* : 2,21 - 3,02$). Ces spectres sont plats pour les HREE et peu fractionnés. Les rapports Y/Ho varient de $36,84$ à $38,57$ avec une moyenne de $37,69$ tandis que les rapports Eu/Sm sont assez forts (moy = $4,05$ ppm).

V.2. CARACTÈRES GÉOCHIMIQUES DES ROCHES HÔTES

Les données géochimiques sur roches totales des éléments majeurs (%), traces et terres rares (ppm) des roches associées aux FF avec les données géochimiques des travaux antérieurs d'Anyouzok (TNF08) dans la partie nord de Toko-Nlokeng ([Swiffa Fajong et al., 2022](#)) ont été combinées. Nous avons associé ces données géochimiques avec les nouvelles données de roches hôtes associées aux formations ferrifères dans le complexe du Nyong, notamment dans le gîte de fer de Mewengo ([Kwamou et al., 2021](#) ; [Kouankap Nono et al., 2022](#)), de Bipindi ([Moudioh et al., 2020](#) ; [Owona et al., 2022](#)) et les roches métavolcaniques de Kribi ([Mvodo et al., 2022](#)). Ces données géochimiques sont présentées dans les [Annexe III](#).

V.2.1. Roches acides (gneiss granitiques)

V.2.1.1. Éléments majeurs

L'[Annexe III.1](#) présente les résultats des analyses des éléments des éléments majeurs (% en poids) des gneiss leucocrates de Toko-Nlokeng et de Mewengo.

Les roches hôtes gneissiques acides associées aux FF de Toko-Nlokeng sont des orthogneiss. Les diagrammes de classification géochimique des éléments majeurs $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ([Werner et al., 1987](#)) et [Middlemost \(1994\)](#) révèlent que le protolithe des gneiss correspond à une roche ignée de composition granitique ([Fig. 66a, b](#)). Les échantillons de gneiss granitiques

montrent des teneurs élevées en SiO_2 (73,93-74,45 %) et un taux élevé en alcalin total ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,72$ à 6,15 %).

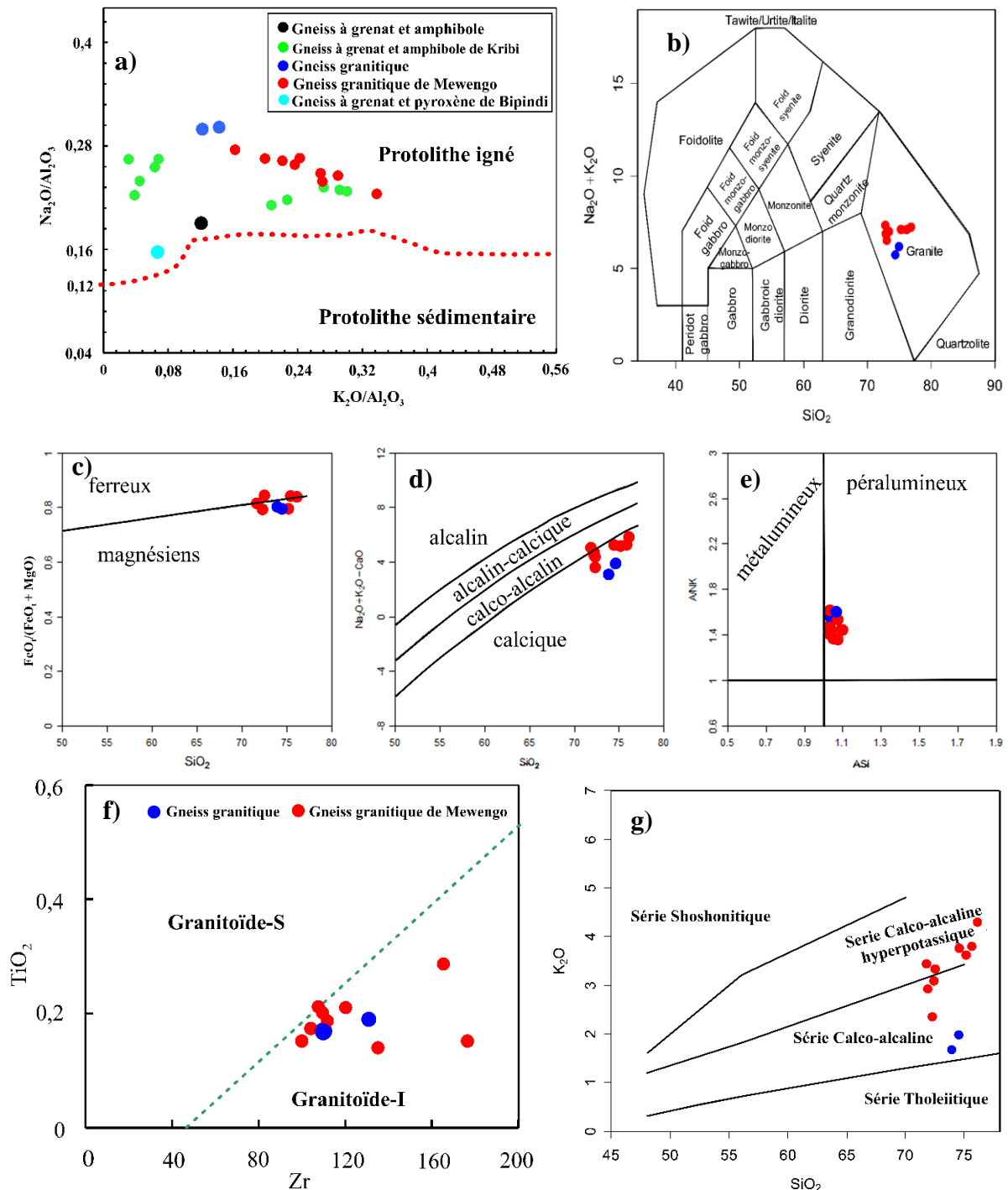


Figure 66. Caractéristiques géochimiques des roches hôtes associées aux FF. **a)** Diagramme de classification de $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Werner *et al.*, 1987) révélant un protolithe igné ; **b)** Diagramme de TAS, (SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) d'après Le Bas *et al.* (1986), montrant une composition granitique ; **c**, **d** et **e)** Diagramme de classification de Frost *et al.* (2001), les échantillons présentent des signatures magnésiennes, calciques et péralumineuses ; **f)** Diagramme TiO_2 vs. Zr (Muller *et al.*, 1997) montrant le caractère de granitoïde de type I (Werner *et al.*, 1987) ; **g)** Diagramme de variation SiO_2 vs. K_2O montrant l'affinité calco-alcaline à calco-alcaline hyperpotassique des gneiss granitiques (Peccerillo et Taylor, 1976)

Les gneiss granitiques de Toko-Nlokeng sont caractérisées par de légères variations dans la plupart des éléments majeurs : Al_2O_3 , (13,57-13,83 %), CaO (2,44-2,53 %) et Fe_2O_3 (1,94-2,16%).

D'après la classification géochimique des gneiss leucocrates de [Frost *et al.* \(2001\)](#), les échantillons présentent des signatures magnésiennes, calciques et peralumineuses ([Fig. 66c, d et e](#)) comme celles décrites par [Kouankap Nono *et al.* \(2022\)](#) dans le complexe du Nyong. Ces roches caractérisent des plutons sur les parties extérieures des batholites de la Cordillère, des plutons dans les arcs insulaires et des plagiogranites ([Johnson *et al.*, 2008](#)). Les oxydes ferromagnésiens et les valeurs de Mg# sont différentes de ceux décrits par [Shang *et al.* \(2004\)](#). Tous les gneiss leucocrates échantillonnés dans les deux localités, Toko-Nlokeng et Mewengo sont riches en alcalins et tombent dans le champ des granites de type I ([Fig. 66f](#) ; [Muller *et al.*, 1997](#)). Ce protolithe est peralumineux et appartient à la série calco-alkaline hyperpotassique ([Fig. 66g](#)).

V.2.1.2 Éléments traces et Terres rares

Les concentrations en éléments traces des gneiss granitiques de Toko-Nlokeng et de Mewengo sont présentées dans l'[Annexe III.1](#). Les gneiss granitiques de Toko-Nlokeng présentent un enrichissement en terres rares légères (La/Yb_N : 11,58-20,81) et un fort appauvrissement en HREE ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 1,31-2,06$) avec des anomalies négatives en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,81-0,88$) ([Fig. 68a](#)). Dans les spectres multi-éléments normalisés par rapport au manteau primitif, les gneiss granitiques définissent des anomalies positives prononcées en LILE et des anomalies négatives en Nb, P et Ti ([Fig. 68b](#)). Nous pouvons remarquer la similarité des spectres des gneiss granitiques de Toko-Nlokeng et de Mewengo ([Fig. 68a, b](#)).

Les concentrations en terres rares des orthogneiss normalisées par rapport à la chondrites ([McDonough et Sun, 1995](#)) montrent un fort enrichissement en terres rares légères (LREE) par rapport aux terres rares lourdes (HREE) ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 9,34-20,96$). De plus, tous les échantillons montrent une faible anomalie négative en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,87-0,91$). En résumé, la distribution des terres rares normalisées par rapport à la chondrite est homogène et le schéma global est relativement plat, avec un faible enrichissement en éléments de terres rares légères par rapport aux HREE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 9,34-20,96$).

V.2.2. Orthogneiss intermédiaires (Gneiss à grenat et amphibole)

V.2.2.1. Éléments majeurs

En comparaison avec les gneiss granitiques (SiO_2 : 73,93-74,45 % ; Al_2O_3 : 13,54-13,83 %), l'échantillon de gneiss à grenat et amphibole a des teneurs plus faibles en SiO_2 (61,65 %) et Al_2O_3 (14,31 %). Les gneiss à grenat et amphibole présentent des teneurs élevées en MgO (3,53 %), CaO

(3,18 %) et Fe_2O_3 (12,68 %). La combinaison des nouvelles données géochimiques des gneiss à grenat et amphibole de Toko-Nlokeng avec ceux de Kribi permettent d'observer les similitudes de ces gneiss dans le complexe de Nyong ([Annexe III.2](#)). La concentration en TiO_2 varie de 0,46 à 1,68% dans l'ensemble des échantillons analysés. Leurs valeurs moyennes A/CNK, pour des gneiss granitiques et les gneiss à grenat et amphibole sont respectivement de 115,38 et 101,74. Les valeurs molaires moyennes $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ sont un peu élevées, à 81,34 pour les gneiss granitiques et 51,23 pour les gneiss à grenat et amphibole. Mg\# [$\text{Mg\#} = 100 * (\text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO}))$] dans les gneiss granitiques est de 18,42 et 21,73 dans les gneiss à grenat et amphibole.

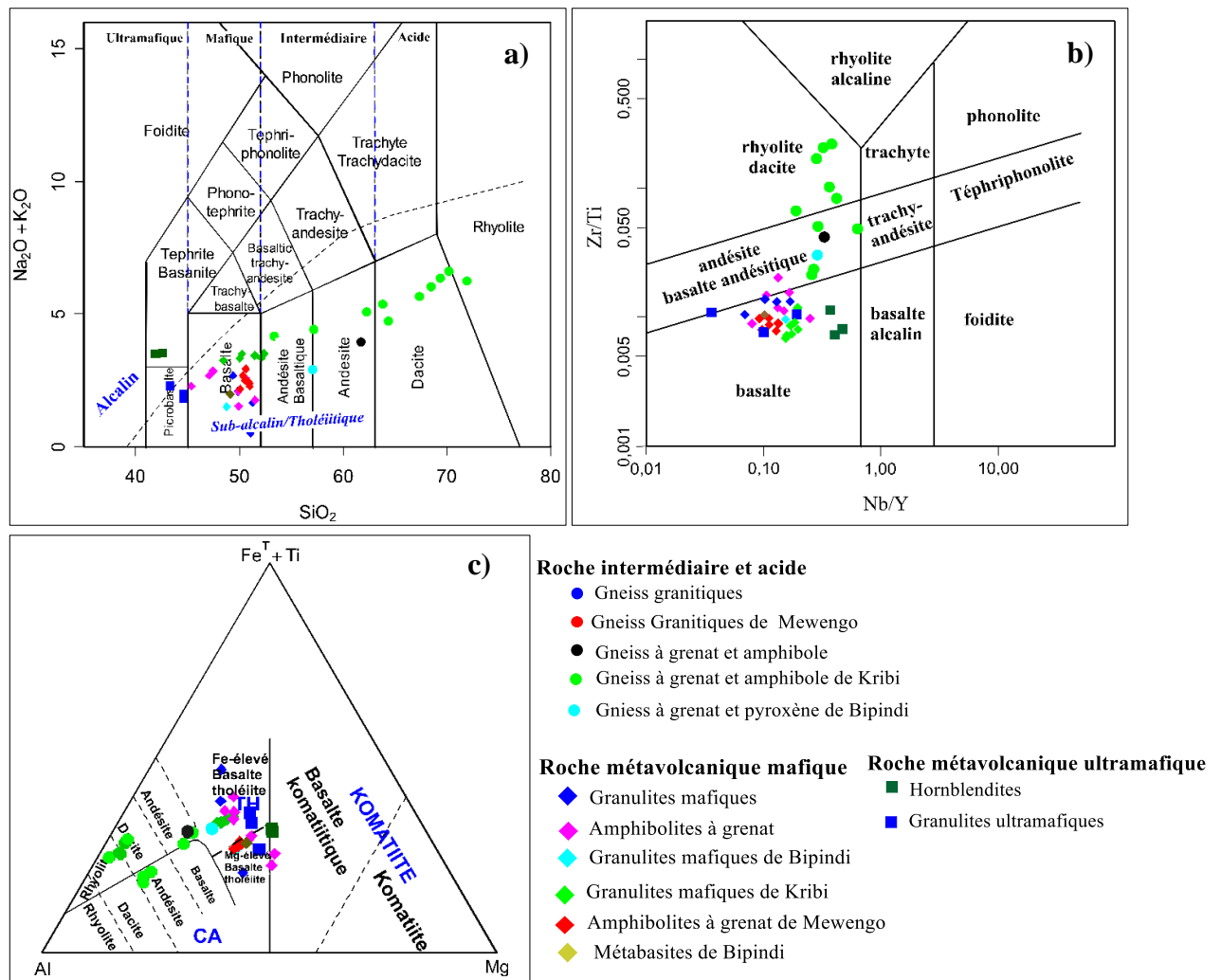


Figure 67. Diagrammes de caractérisation du magma des roches métavolcaniques mafiques-ultramafiques associées aux formations ferrifères : **a)** Diagramme des alcalins totaux en fonction de SiO_2 pour la classification des métavolcanites mafiques-ultramafiques d'après [Le Bas et al. \(1986\)](#) ; **b)** Zr/Ti vs. Nb/Y ([Winchester et Floyd, 1977](#)) ; **c)** Diagramme ternaire $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{+TiO}_2\text{-MgO}$ ([Jenson, 1976](#))

Le diagramme de TAS révèle un protolithe andésitique avec une signature subalcaline/Tholeiite ([Fig. 67a, b](#)). Le diagramme binaire des rapports de Zr/Ti en fonction de

Nb/Y (Winchester et Floyd, 1977) et le diagramme ternaire cationique $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{+TiO}_2 + \text{MgO}$ (Jenson, 1976) confirment la composition andésitique à basalte-andésitique (Fig. 67b, c).

V.2.2.2. *Éléments traces*

Les concentrations en éléments lithophiles à grands ions (LILE) tels que Ba, Rb, Cs, K et Sr, ainsi que des éléments (HFSE) tels que Nb, Ta, Zr et Hf, augmentent progressivement dans les gneiss mafiques dans le complexe Nyong. Les gneiss à grenat et amphibole associés aux formations ferrifères de Toko-Nlokeng montrent des valeurs (Nb = 5,00 ppm ; Hf = 3,1 ppm ; Th = 7,7 ppm ; Zr = 113,5 ppm et Ba = 379 ppm). Les spectres multi-éléments des gneiss à grenat et amphibole de Toko-Nlokeng présentent des anomalies positives en LILE (Ba et K) et LREE (La et Nd), ainsi que des anomalies négatives en HFSE (Nb, P et Ti). Des pics en Rb, Ba, K et Zr et des creux en Th, Nb, P et Ti peuvent être observés dans les échantillons de gneiss grenat et amphibole de Kribi. Cette signature géochimique suggère un contexte de subduction (Deschamps *et al.*, 2013).

V.2.2.3. *Terres rares (REE)*

Les spectres de terres rares des gneiss grenat-amphibole présentent un fractionnement léger à fort ($\text{La}_N/\text{Yb}_N=9,30$), un enrichissement mineur en LREE ($\text{La}_{CN}/\text{Sm}_{CN}= 4,50$) par rapport aux HREE ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N=1,68$), et des anomalies négatives considérables en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,86$; Fig. 68c). Les spectres multi-éléments normalisé par rapport au manteau primitif montrent des anomalies négatives en Nb et P, de petites anomalies négatives en Ti, et un enrichissement en LILE par rapport aux HFSE (Fig. 68c).

Dans l'ensemble, les schémas de distribution des éléments traces des gneiss à grenat et amphiboles de Kribi sont comparables à ceux des gneiss à grenat et amphiboles de Toko-Nlokeng (Fig. 68c, d).

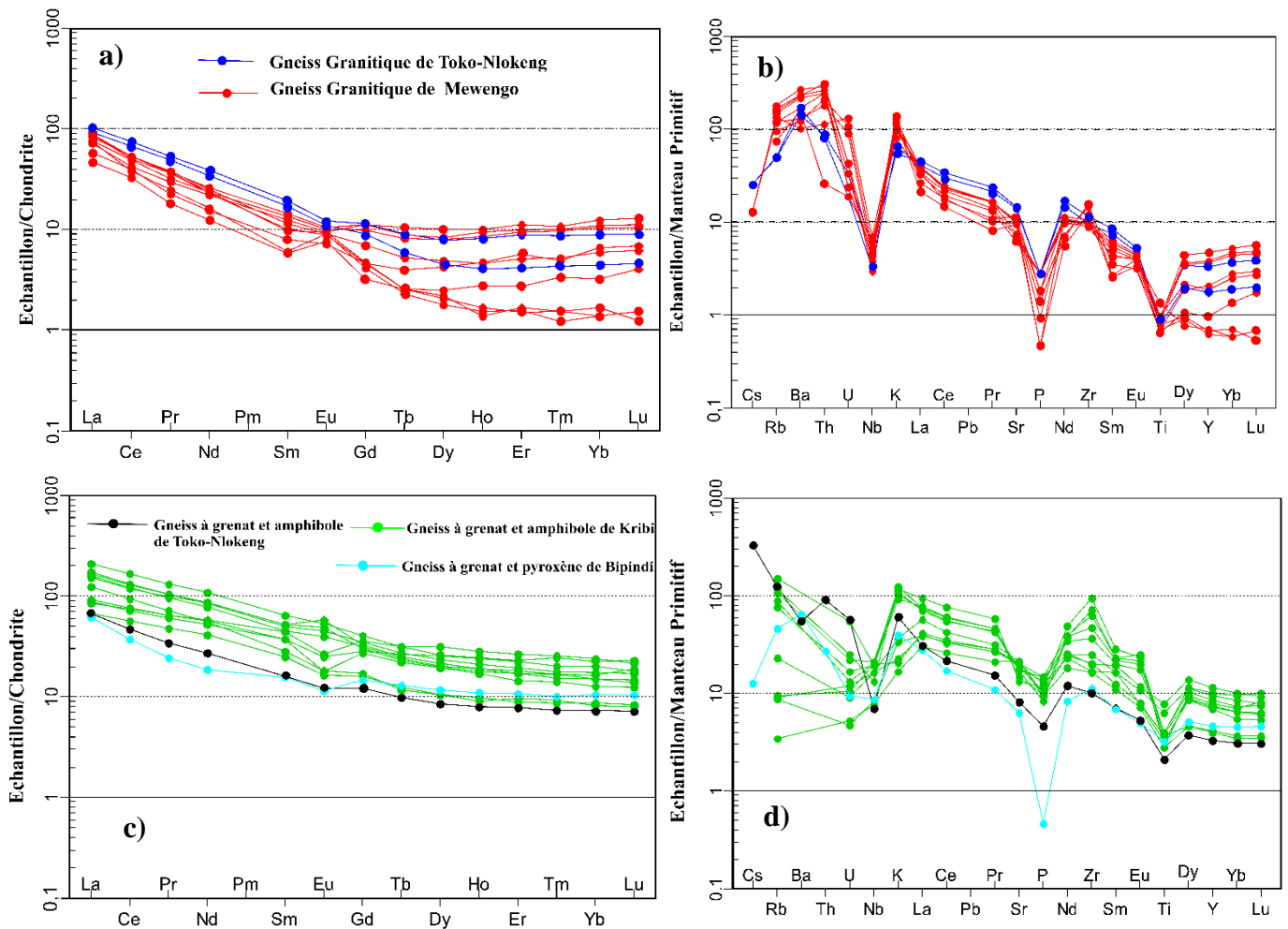


Figure 68. Spectres des terres rares des orthogneiss : **a** et **c**) Spectres des terres rares normalisés par rapport à la chondrite (McDonough et Sun, 1995) ; **b** et **d**) Spectres multi-éléments normalisés par rapport au manteau primitif (Sun et McDonough 1989)

V.2.3. ROCHES HÔTES MAFIQUES ET ULTRAMAFIQUES

Ces roches sont étroitement associées aux gneiss et aux formations ferrifères de Toko-Nlokeng. D'après les observations pétrographiques et les données géochimiques, ces roches ont été divisées en deux lithologies : (a) les roches mafiques composées de granulites mafiques et des amphibolites à grenat ; et (b) les roches ultramafiques composées des granulites ultramafiques et des hornblendites. La figure 67 des diagrammes de classification montre que ces roches proviennent des basaltes alcalins, tholéïtiques subalcalins pour les roches ultramafiques et mafiques, respectivement. On peut voir que les hornblendites et certaines roches hôtes mafiques présentent une affinité avec les basaltes tholéïtiques (Fig. 67c).

V.2.3.1. Roches hôtes mafiques

V.2.3.1.1. Éléments majeurs

Les échantillons de roches mafiques TE02 et TE08 prélevés dans le sondage TNDF11_01 sont formées d'amphibolites à grenat et de granulites mafiques. Ces roches sont caractérisées par des teneurs variables en SiO₂ (48,8-51,2 % ; 46,5-50,38 %), Fe₂O₃ (1,13-21,5 % ; 12,25-18,6 %), MgO (0,14-0,27 % ; 0,43-0,91 % ; [Annexe III.3](#)).

Les roches mafiques associées aux formations ferrifères de Toko-Nlokeng ainsi que la plupart des metabasites du complexe du Nyong sont de composition basaltique ([Fig. 67a, b](#)), à affinité tholéïitique à forte teneur en Fe et en Mg ([Fig. 67c](#)). D'après le diagramme binaire de discrimination Zr vs. MgO, les échantillons de gneiss à grenat et amphibole, d'amphibolite à grenat de Toko-Nlokeng de Mewongo sont des ortho-amphibolites comme celles définies par [Aye et al. \(2017\)](#) au sein du complexe de Nyong.

V.2.3.1.2. Éléments traces et Terres rares

En général, les éléments HFSE (Nb, Zr, Pb, Th, U) dans les échantillons de granulite mafique et d'amphibolite à grenat sont inférieurs à 10 ppm, à l'exception de Zr (39,6-140 ppm ; 34-125 ppm) et Y (14,3-53,1 ppm ; 16,2-39,6 ppm). Le Rb (1,2-15 ppm ; 2,9-10,6 ppm) a des concentrations extrêmement faibles, alors que les éléments Sr (20,7-147 ppm ; 32,3-151,8 ppm) et le Ba (6-103,5 ppm ; 31,6-126,5 ppm) ont des valeurs légèrement plus élevées. Les granulites mafiques et les amphibolites à grenat ont des teneurs en Cr qui varient de 20 à 460 ppm et de 80 à 820 ppm. Les échantillons de granulites mafiques ont des concentrations variables en terres rares (Σ REE : 37,86-100,74 ppm) que les échantillons d'amphibolites à grenat (Σ REE : 27,1-97,44 ppm). Les spectres des REE des roches mafiques de Toko-Nlokeng et des roches métavolcaniques de Kribi normalisés par rapport à la chondrite sont uniformes et cohérents ([Fig. 69a](#)). Les valeurs des spectres en multi-éléments normalisées par rapport au manteau primitif ([Fig. 69b](#)) d'après [Sun et McDonough \(1989\)](#) des granulites mafiques, présentent des pics des anomalies positives en K et U et des anomalies négatives en Nb, Ta, Sr et Ti, tandis que les échantillons d'amphibolites à grenat présentent des pics en Th, Nb, Ta et Sr.

Par rapport aux spectres des terres rares des amphibolites à grenat de Mewongo, des granulites mafiques de Kribi et ceux de Bipindi, les échantillons de granulites mafiques et des amphibolites à grenat de Toko-Nlokeng présentent des spectres plutôt plats ([Fig. 69a, b](#)). Les spectres des amphibolites à grenat sont plus fractionnés et présentent des enrichissements en LREE

et HREE. Les échantillons des métavolcanites de Toko-Nlokeng montrent des anomalies légèrement négatives en Eu ou nulles et ne présentent pas d'anomalies en Ce.

V.2.3.2. Roches hôtes ultramafiques

V.2.3.2.1. Éléments majeurs

Les échantillons des roches hôtes ultramafiques se distinguent des roches hôtes mafiques par leur teneur moyenne plus élevée en Fe_2O_3 (14,65-18,1 % ; 16,92-17,57 %), CaO (11,85-13,95 % ; 10,66-10,83 %), MgO (7,72-9,91 % ; 10,46-10,57 %) pour les granulites ultramafiques et les hornblendites de respectivement. Les diagrammes de classification de TAS (Le Bas *et al.*, 1986 ; Fig. 67a), montrent que ces roches se plotent sur le champ des picrobasaltes et des téphrites basanites subalcalins/tholéitiques et alcalins pour les granulites ultramafiques et les hornblendites respectivement. Le diagramme ternaire cationique $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2\text{-MgO}$ de Jenson (1976 ; Fig. 67c), présente tous les échantillons des granulites ultramafiques ayant une signature de basalte tholéitique à forte teneur en magnésium. Presque tous les échantillons des roches mafiques-ultramafiques de Toko-Nlokeng présentent une signature claire liée à la subduction, indiquée par les concentrations en $\text{TiO}_2 < 1,5$; $\text{Ba/La} > 15$ et des rapports de La/Nb relativement élevés (Annexe II.4). Une telle signature est également confirmée par l'anomalie négative en Nb sur les diagrammes des spectres normalisés par rapport au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989 ; Fig. 69d).

V.2.3.2.2. Éléments traces et terres rares (REE)

En ce qui concerne les éléments traces, les roches hôtes ultramafiques montrent une concentration plus élevée en éléments compatibles (V, Sc, Zr et Cu) et une concentration modérément plus faible en Sr (moy. 58,06-105,43 ppm) pour les granulites ultramafiques et les hornblendites. Les compositions en éléments traces des échantillons des hornblendites sont significativement enrichies en LILE, Pb et LREE mais appauvrie en HFSE et HREE par rapport au N-MORB. Ils ont également des spectres des terres rares normalisés par rapport à la chondrite plus élevés et montrent également un profil légèrement fractionné avec une moyenne de $(\text{La/Yb})_N = 8,16$. Les hornblendites présentent un très léger enrichissement en LREE avec une moyenne de $(\text{La/Sm})_N = 0,76$ et un fractionnement moyen en HREE avec une moyenne de $(\text{Gd/Yb})_N = 7,56$ et les éléments de terres rares moyens sont presque plats (Fig. 69c, d). Dans l'ensemble, les roches ultramafiques ont des concentrations en terres rares plus faibles avec une moyenne de $\Sigma\text{REE} = 66,15$ ppm. La nature de ces roches peut être confirmée à l'aide de ce paramètre. Les spectres multi-élémentaires normalisés par rapport au manteau primitif ont des anomalies négatives en Sr,

de faibles anomalies négatives en Rb et un enrichissement en LILE par rapport à HFSE (Fig. 69c). Les échantillons de granulites ultramafiques montrent un enrichissement en terres rares légères par rapport aux HFSE. Ils montrent un fractionnement plus élevé des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes avec des anomalies négatives en Eu. Les spectres des terres rares et des multiéléments sont homogènes et presque parallèles.

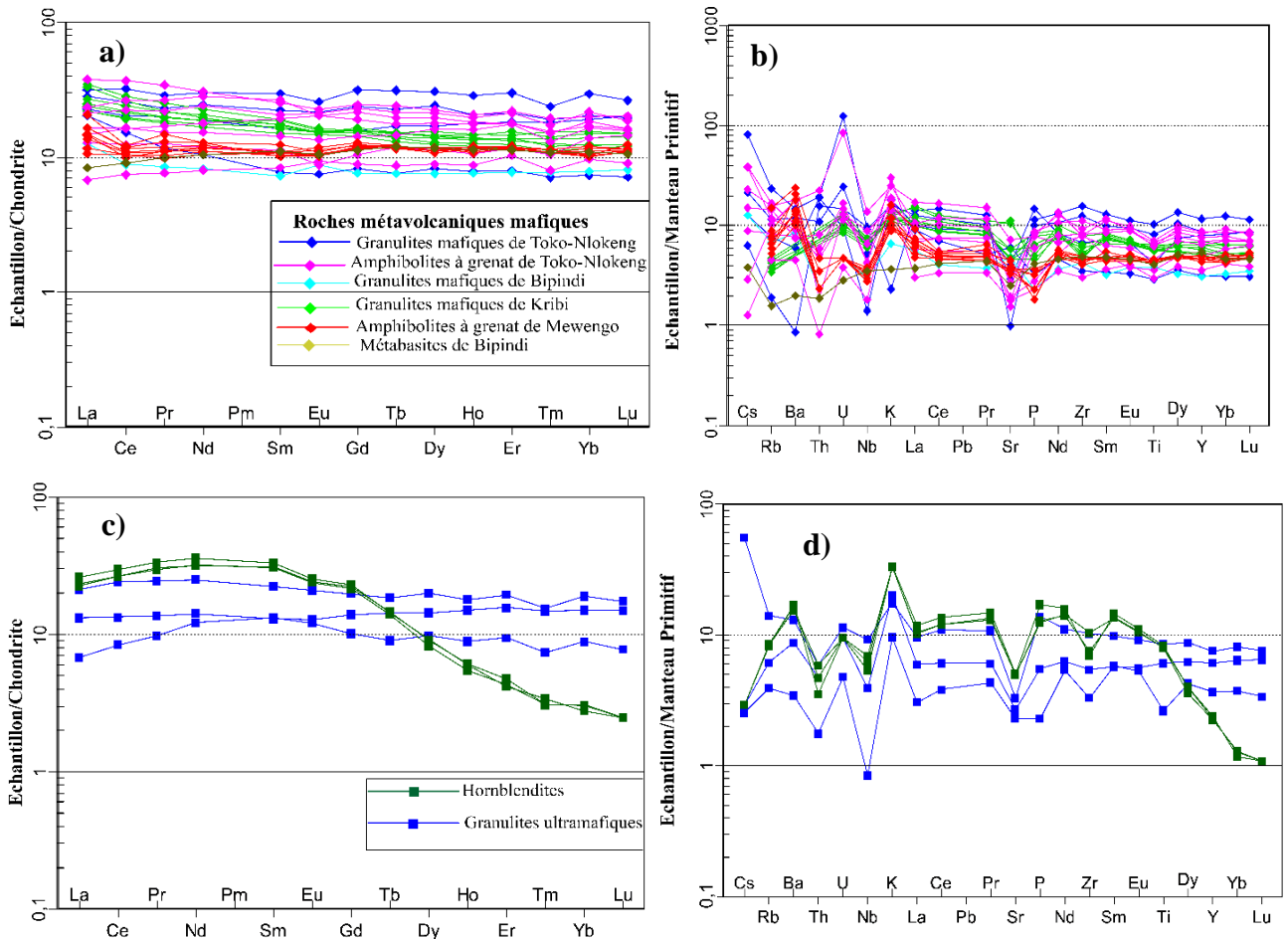


Figure 69. Spectres des terres rares des métavolcanites mafiques et ultramafiques : **a** et **c**) Normalisés par rapport à la chondrite (McDonough et Sun, 1995) ; **b** et **d**) Multi-éléments normalisés par rapport au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989)

Conclusion

Dans l'ensemble, des FF sont pauvres en terres rares. Les spectres des REE sont homogènes, peu fractionnés et montrent des anomalies positives en Eu. La classification des gneiss révèle un protolithe ignée et une composition granitique. Les roches mafiques et ultramafiques proviennent des basaltes et les roches intermédiaires proviennent des andésites basaltes andésitiques et les rhyolites dacites. Les spectres des terres rares normalisées par rapport à la chondrite sont parallèles uniformes et cohérents. Par ailleurs, les spectres des multi-élémentaires des roches mafiques normalisés par rapport au manteau primitif montre des anomalies négative en Nb Sr et P.



**CHAPITRE VI :
INTERPRÉTATION ET DISCUSSION
DES RÉSULTATS**

Ce chapitre interprète et discute les principaux résultats obtenus dans le secteur de Toko-Nlokeng. Il intègre les aspects lithostratigraphique, structural et géochimique.

VI.1. LITHOSTRATIGRAPHIE

VI.1.1. Stratigraphie

VI.1.1.1. Zone à minéralisation potentielle TNF08

Les FF sont délimitées par des gneiss amphibolitiques et felsiques et occasionnellement par d'autres lithologies constituées des roches métavolcaniques de pendage raide (Fig. 70a). De manière générale, les gneiss mafiques forment la base (*footwall*) à la minéralisation de fer, tandis que les gneiss felsiques sont les roches dominantes au toit (*hangingwall*). Les gneiss se trouvent également intercalés dans les couches de FF en tant que stériles internes, avec des contacts parallèles à la foliation des FF. Cela suggère que, bien qu'il soit possible qu'une partie de ces gneiss interstratifiés pourraient correspondre aux dykes métamorphisés et transposés. La majorité des stériles internes sont susceptibles de représenter une stratification lithologique primaire ou des miroirs des failles délimitées par des épontes inférieures/mur pendant la collision du complexe du Nyong (Fig. 70c) et le craton de São Francisco pendant l'orogénèse transamazonienne (Ledru *et al.*, 1994 ; Owona *et al.*, 2020a).

L'épaisseur réelle des FF à TNF08 varie entre 35 et 70 m, bien que l'épaisseur apparente au niveau des charnières des plis puisse atteindre 140 m. Certaines couches de FF supplémentaires d'épaisseur inférieure à 15 m se trouvent également dans les gneiss. Les travaux de Swiffa Fajong *et al.* (2022) ont montré que l'épaisseur des FF varient entre 10,30 m et 147,3 m. Ces résultats confirment que les FF n'atteignent pas 150 m de puissance dans la partie Nord de Toko-Nlokeng (TNF08).

VI.1.1.2 Zone à minéralisation potentielle TNF11

La séquence stratigraphique à TNF11 est définie par deux ou trois couches de FF relativement continues et rapprochées de pendage fort, avec des stériles internes discontinus et des amas des FF détachés occasionnellement (Fig. 70a, b). Les FF plissées sont séparées par une unité centrale continue de gneiss mafique et délimitées sur les côtés de l'éponte supérieure et de l'éponte inférieure par des gneiss à faciès granulite de composition variable. L'ensemble des FF augmente en épaisseur vers le Sud avec une épaisseur totale variant de 10 m au Nord à 180 m au Sud (Fig. 70e). Les unités gneissiques observées à TNF11 sont comparables du point de vue de la texture et de la composition minéralogique et géochimique à celles documentées à TNF08 par Swiffa Fajong *et al.* (2022).

Les résultats obtenus par [Swiffa Fajong et al. \(2022\)](#) montrent que l'épaisseur des FF dans la partie Sud de la zone d'étude varie entre 46 m et 92,6 m. Ce résultat est similaire à l'épaisseur moyenne obtenue dans notre travail.

L'épaisseur moyenne des FF dans le complexe du Nyong varie de (25,3 m à 112,5 m) en comparaison et à celle de Nkout dans le complexe du Ntem qui varie entre 98 m et 488,5 m ([Ndime et al., 2018](#)). Ceci montre que les FF dans le complexe de Ntem ont une épaisseur quatre fois plus grande que celles du complexe du Nyong. Nous suggérons que l'épaississement des FF est non seulement lié à la morphologie ([Odigui et al., 2019](#)) mais aussi à l'âge de dépôt de ces formations. Les travaux de [Soh Tamehe et al. \(2021\)](#) ont trouvé l'âge de dépôt des FF de Gouap à 2422 ± 50 Ma, ceux de [Nzepang Tankwa et al. \(2020\)](#) sur les FF de Kelle Bidjoka à 2423 Ma et ceux de [Deassou et al. \(2022\)](#) entre 2100 et 2000 Ma dans le complexe du Nyong tandis que l'âge de dépôt des FF de Nkout dans le complexe de Ntem est estimé à 2679 Ma ([Ndime et al., 2019](#)).

VI.1.2 Évolution métamorphique

Les FF de Toko-Nlokeng sont interstratifiées avec des roches hôtes mafiques et ultramafiques qui ont été affectées par le métamorphisme régional. Les assemblages minéralogiques des FF sont typiques du faciès schiste vert, tandis que les roches hôtes présentent des assemblages de faciès amphibolite à granulite. Des travaux antérieurs ont montré que le complexe du Nyong a subi un métamorphisme de différents degrés, allant du faciès des granulites au faciès des schistes verts ([Toteu et al., 1994](#) ; [Lerouge et al., 2006](#) ; [Ganno et al., 2017](#) ; [Loose et Schenk, 2018](#) ; [Moudioh et al., 2020](#) ; [Owona et al., 2020,2022](#) ; [Kwamou et al., 2021](#) ; [Soh Tamehe et al., 2021](#) ; [Deassou et al., 2022](#) ; [Kouankap Nono et al., 2022](#) ; [Mvodo et al., 2022](#) ; [Swiffa Fajong et al., 2022](#)). La magnétite est le principal minéral des oxydes de fer dans les FF étudiées. Selon [Ayrès \(1972\)](#), la magnétite dans les FF provient généralement de la transformation diagénétique/métamorphique de certaines phases minérales préexistantes riches en fer. Les cristaux de magnétite dans les FF de Toko-Nlokeng sont à gros grains, caractéristiques d'une magnétite issue d'une recristallisation métamorphique. Le quartz présente une texture granoblastique polygonale avec des points triples, ce qui suggère une recristallisation statique. D'après l'étude pétrographique, on a les FF à pyroxène + amphibole et la biotite. Ceci suggère un métamorphisme granulitique avec retromorphose qui atteint le faciès schiste vert. Le quartz est également trouvé comme une inclusion dans la magnétite, ce qui signifie que la magnétite est la deuxième phase minérale à cristalliser ([Odigui et al., 2019](#) ; [Deassou et al., 2022](#) ; [Soh Tamehe et al., 2021, 2022a](#)). La deuxième texture de la magnétite est celle de blastes regroupés autour des

pyroxènes. Cette observation reflète une cristallisation secondaire résultant de la transformation des pyroxènes. Enfin, la relation entre la magnétite et l'hématite suggère la transformation de la première en la seconde lors des processus d'enrichissement. Les transformations minérales suivantes ont été proposées : pyroxène-magnétite-hématite. La majorité des roches interceptées par les forages d'étude ont déjà été étudiés dans le complexe du Nyong à l'exception des hornblendites et les granulites ultramafiques.

VI.2. ÉVOLUTION TECTONIQUE

VI.2.1. Géométrie et histoire de la déformation

VI.2.1.1 Zone à minéralisation potentielle TNF08

La géométrie des FF à TNF08 est une combinaison de couches peu à modérément profondes, de pendage (60-75°) SW et de direction oscillante de W à WNW, sur la partie nord avec une longueur d'onde semi-régionale de direction E-W mesurant ~8 km et caractérisant un pli ouvert (Fig. 70a, c). La géométrie FF est définie par leur disposition à un pli asymétrique développé sur le long de la couche à faible pendage, relatif au chevauchement dirigé vers le SE (Fig. 70b). Localement, certaines zones de cisaillement (C₂) précoces peuvent épaissir les FF, généralement aplaties ou atténuées dans les zones à fortes contraintes. Ceci est plus évident à TNF08 au nord du secteur d'étude, où les FF sont atténuées par un cisaillement parallèle d'épaisseur réelle < 10 m (Fig. 70c). Il existe une corrélation entre les caractéristiques géologiques étudiées dans le cadre de cette étude et celles documentées par Owona *et al.* (2020a) dans le complexe du Nyong. Cela montre un degré de confiance raisonnable dans l'interprétation de l'évolution structurale du gisement dans le Complexe du Nyong. L'association d'un chevauchement précoce contrainte dans les FF, d'une foliation de transposition parallèle à la couche de FF et des méso-plis mesurés adjacents à échelle mésoscopique uniforme est très similaire à des structures de nappe plus récentes bien étudiées, telles que les nappes helvétiques des Alpes européennes externes et l'histoire de la déformation scandinave impliquant deux ensembles de structures de surimpression et de propagation de l'avant-pays au sens large (Strachan *et al.*, 2020).

Cette similitude suggère que la géométrie des FF de Toko-Nlokeng s'est principalement développée au cours de l'évolution de déformation simple lié à la formation de la nappe dans le complexe du Nyong alors qu'elle était en chevauchement sur le complexe du Ntem pendant l'orogénèse éburnéenne. On observe une linéation commune sur les surfaces S₁/S₂ dans tout le gisement de Toko-Nlokeng. La plupart de ces linéations ne correspondent pas à l'orientation attendue pour une linéation d'intersection S₃ et sont plutôt interprétées comme représentant une linéation d'étirement minéral indiquant un ellipsoïde de déformation relativement prolata avec

l'axe de X orienté vers le Nord-Ouest. Cette interprétation est étayée par la présence de gneiss qui affleure localement et d'une tectonique L des FF dans la zone à minéralisations potentielles TNF08. Une seconde foliation est localement observée dans les affleurements des FF et les carottes de forage. Cette foliation est souvent plus espacée, plus fortement inclinée et plus faible que la foliation S_1/S_2 . L'orientation de la foliation S_3 semble être très variable et l'existence de plus d'une phase de plissement tardive et localisée ne peut être exclue.

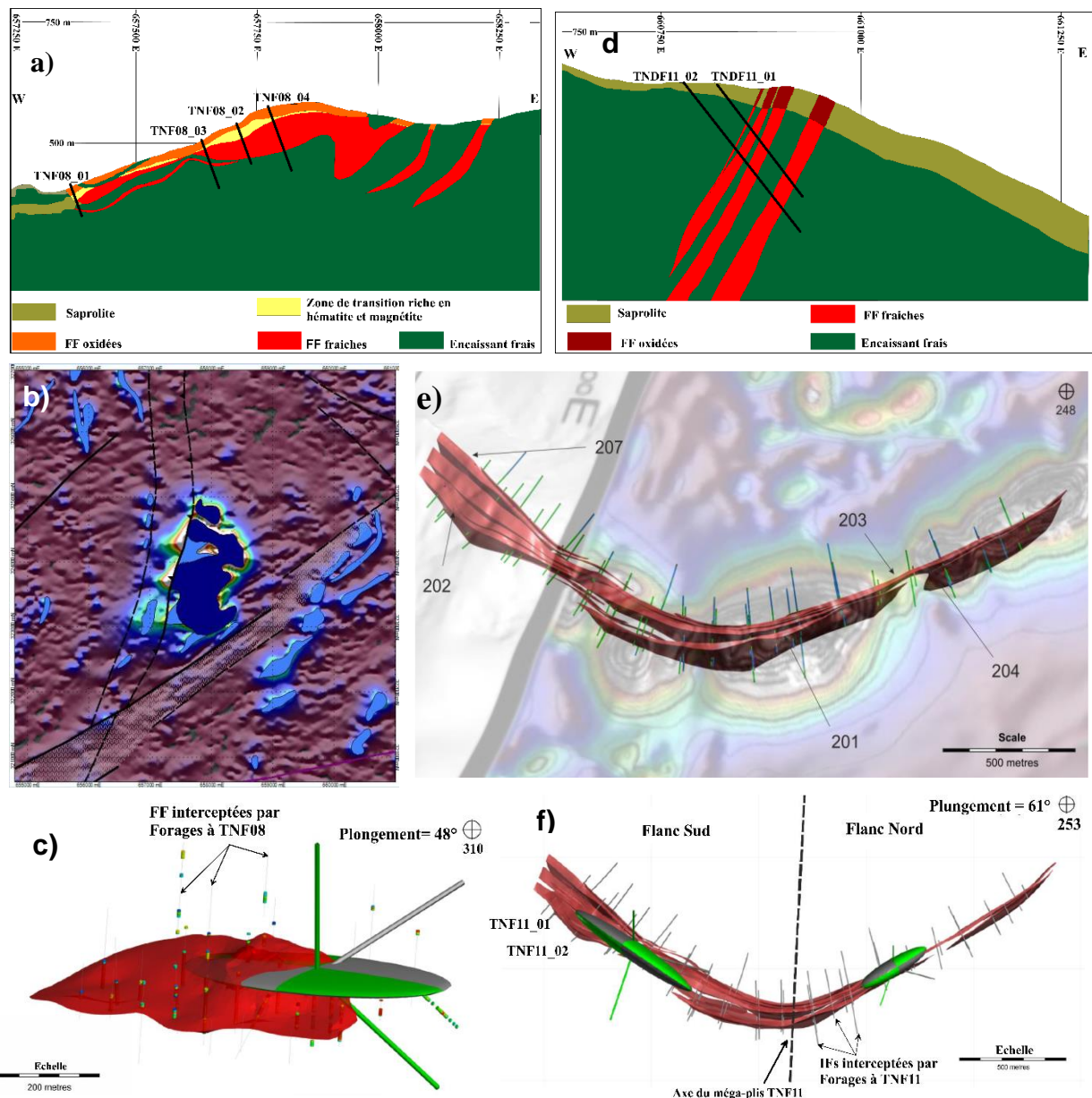


Figure 70. Evolution tectonique du secteur Toko-Nlokeng : **a-c)** Gisement associé aux structures en nappe à TNF08 ; **d-f)** Gisement de TNF11 lié à la charnière d'un pli couché (Evina Aboula *et al.*, 2023c)

La figure 70c montre une vue oblique (48° vers 310°) de l'image filaire, montrée à côté de l'ellipsoïde de recherche du gisement TNF08 pour l'estimation des ressources.

Les observations sur le terrain de plusieurs forages des formations ferrifères et d’affleurements de gneiss indiquent la présence de larges plis à méso-échelle, non évidents à l’échelle mésoscopique. Ces plis ne sont associés à aucun développement de foliation et leurs axes de plissement ne correspondent pas à l’axe bêta S_1/S_2 . Par conséquent, ils sont interprétés comme une phase de déformation distincte. La dispersion des orientations S_1/S_2 définit une ceinture (Fig. 70c) avec un axe bêta plongeant à environ 48° vers le NW. L’axe bêta est l’orientation moyenne de l’intersection entre toutes les mesures de foliation S_1/S_2 et constitue une approximation de l’orientation de la charnière de l’axe du pli.

VI.2.1.2 Zone à minéralisation potentielle TNF11

A l’échelle régionale, le gisement de TNF11 est marqué par un méga-plis ouverte, à fort plongement (Fig. 70d, f). Ce pli est relativement angulaire, autour d’un axe approximatif orienté E-W. La structure du gisement TNF11 n’est pas encore complètement connue. Bien que l’étendue complète de la structure ne soit pas encore interceptée par les forages, l’interprétation du levé magnétique aéroporté indique une longueur d’onde du pli allant jusqu’à 5 km. D’un point de vue conceptuel, le fort pendage des FF et la subtile foliation d’extension suggèrent que le gisement de TNF11 est associé à la charnière d’un pli couché. Les variations dans la direction du pendage sont considérées comme étant liées à un plissement ouvert et secondaire-coaxial dans la charnière. Il peut s’agir d’un événement syn-naptique ou ultérieur. Outre les déformations précoces du secteur de Toko-Nlokeng, l’analyse combinée de la foliation de transposition tardive, les linéations et les critères cinématiques révèlent une évolution structurale complexe marquée par deux stades d’assemblage distincts. La première phase est caractérisée par un chevauchement tectonique à vergence vers le Sud, résultant de la juxtaposition des formations de la chaîne panafricaine allochtone avec les formations du craton du Congo structurellement sous-jacentes. Les mouvements de décrochement ultérieurs sont fortement plissés et oblitèrent les marqueurs liés à la poussée, et les linéaments E-W à l’échelle régionale résultent d’un assemblage latéral entre le groupe de Yaoundé composites et le complexe du Ntem au cours du pic métamorphisme de l’orogénèse éburnéenne. L’évolution structurale du secteur Toko-Nlokeng reflète les processus d’accrétion lors de l’assemblage du Gondwana occidentale. Ce type d’évolution structurale est similaire à celle décrite par Santos *et al.* (2017) et Pereira *et al.* (2019) dans la Province de Borborema au NE du Brésil marquée par des structures d’accrétion et de collision. L’épaississement des FF a très probablement eu lieu au début de l’histoire de la déformation, ou en raison d’un chevauchement parallèle à la couche et/ou à un plissement isoclinal. La charnière a

été ensuite pliée en un pli synforme étroit, à fort pendage, avec une charnière orientée approximativement est-ouest (Fig. 71).

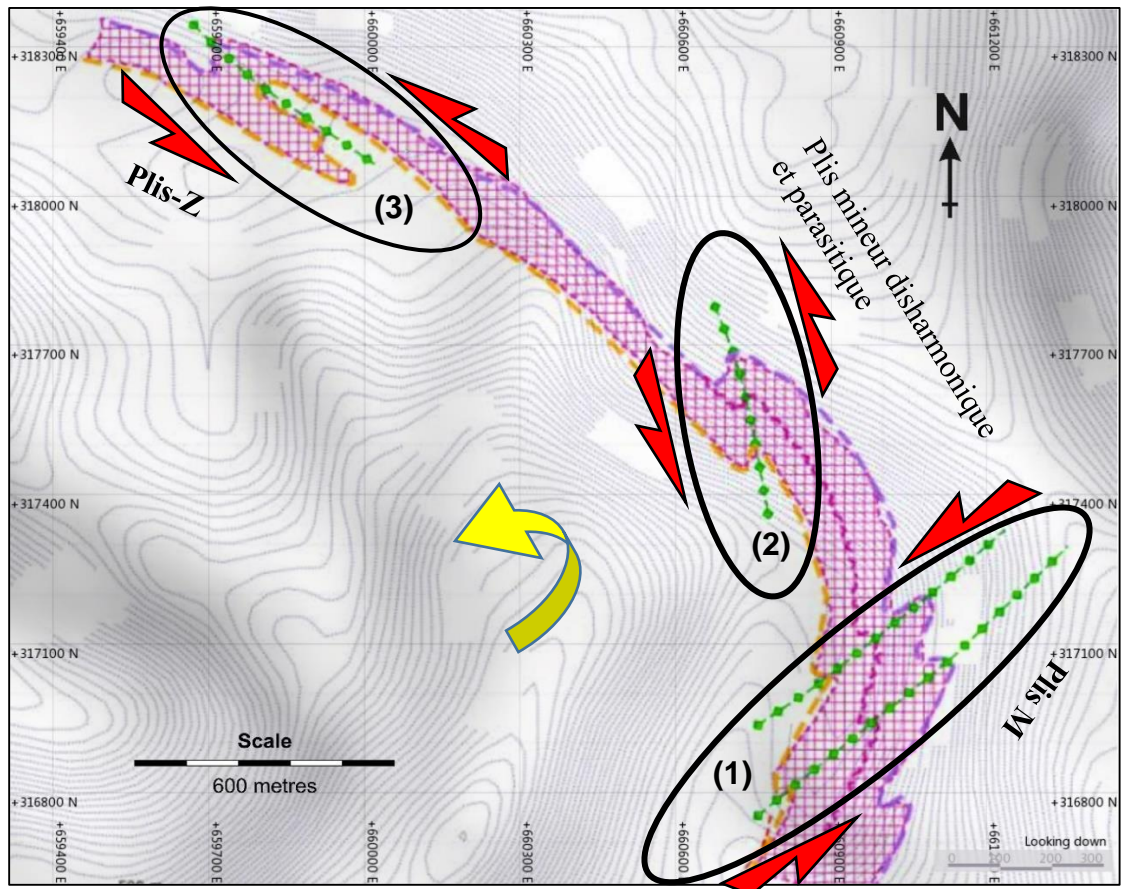


Figure 71. Cinématique de la déformation progressive du méga-plis minéralisé dans la zone TNF11 (1, 2 et 3) avec direction du déplacement progressif illustrant les plis-failles

À l'échelle méso et microscopique, les boudins individuels sont localement coupés par des cisaillements ou des fractures qui déplacent les boudins pour créer des dominos secondaires (Fig. 63d). Au fur et à mesure que la ductilité augmente, les boudins déformables sont marqués par des queues recristallisées de grains de pyrite et de magnétite s'étendant à partir des "coins" qui se sont typiquement développés dans un cisaillement dextre mais qui sont entièrement compatibles avec une déformation non coaxiale modérée des formes de boudins (Alsop *et al.*, 2021).

Le contrôle du boudinage sur les flancs de plis orientés dans le sens inverse des aiguilles d'une montre de la déformation régionale, et sa non-apparition sur les charnières de plis de la Figure 71, suggère que ces structures ont été créées au cours d'une déformation non-coaxiale progressive plutôt que lors d'événements distincts de déformation (Alsop *et al.*, 2021).

Les observations structurales effectuées au cours de la phase de cartographie indiquent une histoire de déformation complexe se manifestant par un plissement intense et potentiellement des failles majeures (Fig. 71). Étendue superficielle interprétée (hachures roses) de la zone hautement

magnétique à TNF11 montre les principaux plis-failles F_3 sénestres couchés, en sections parallèles et perpendiculaires à la direction du déplacement, (1, 2 et 3) en illustration du plissement progressif en un pli complexe pendant le cisaillement dans les zones de forte déformation. (2) et (3) montrent des sections parallèles et perpendiculaires à la direction de déplacement (sens de cisaillement), respectivement, comme indiqué par les lignes pointillées dans (Fig. 71) (Fossen *et al.*, 2019 ; Nabavi et Fossen, 2021). Les paléocontraintes des failles et des zones de cisaillement établissent un amincissement crustal double d'une extension horizontale orientée E-W, NW-SE et sub-N-S dans les complexes du Ntem (Owona *et al.*, 2011, 2020b).

VI.2.2. Distribution lithologique

Les données magnétiques et radiométriques montrent des changements de caractère assez marqués et la zone peut être subdivisée en domaines géologiques comme le montrent les Figures 73c et d.

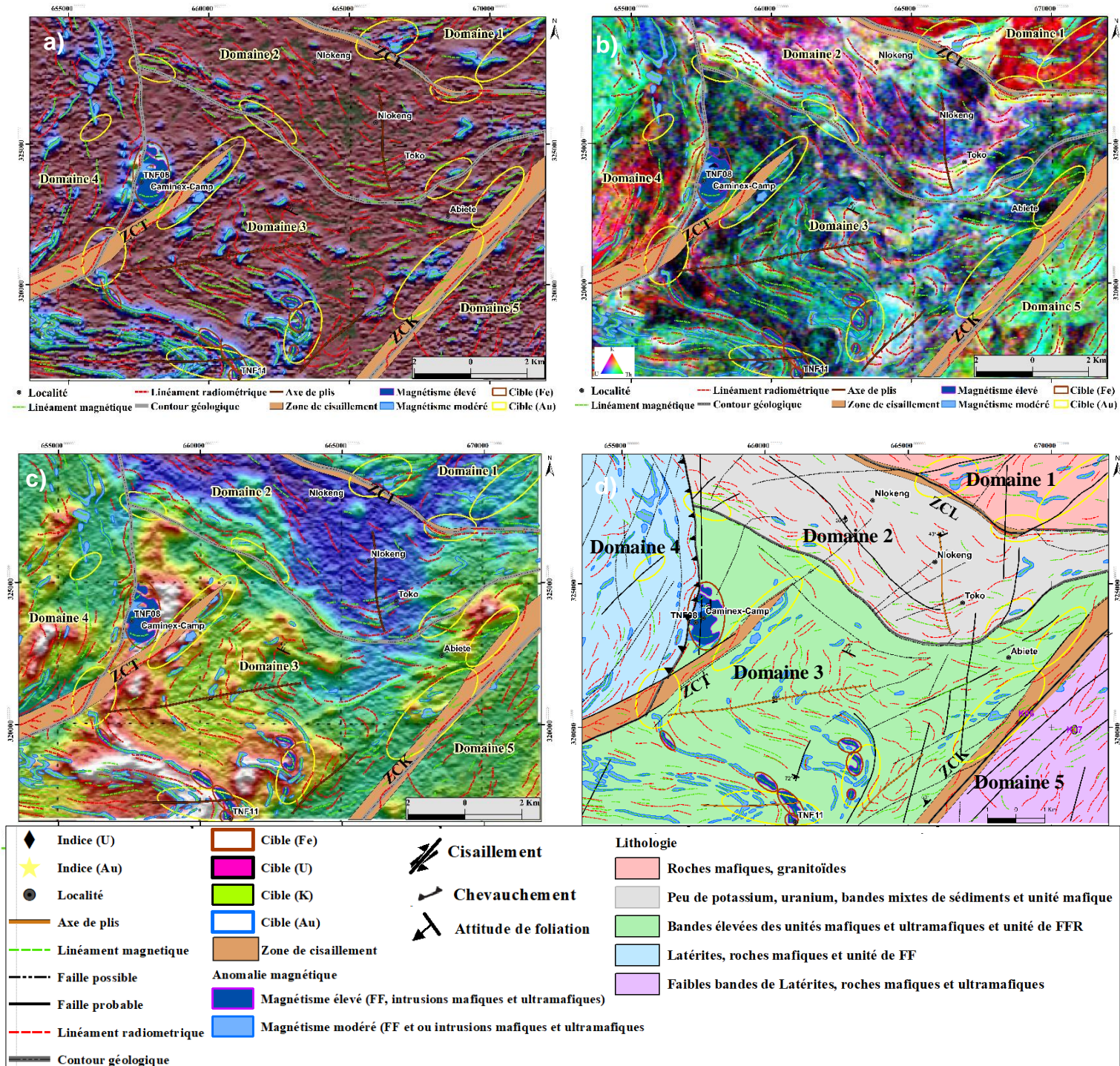
VI.2.2.1. Corps magnétiques discrets

Des corps discrets modérément et fortement magnétiques ont été délimités et classés comme le montre la figure 72a. Ils sont dus à diverses sources connues pour contenir une quantité importante de magnétite, comme les roches mafiques-ultramafiques extrusives, les intrusions, les FF, les skarns, les carbonatites et les kimberlites (Santos *et al.*, 2017 ; Pereira *et al.*, 2019 ; Evina Aboula *et al.*, 2023a). Les unités lithologiques magnétiques situées sur la marge occidentale de la zone d'étude présentent un intérêt majeur. Certaines d'entre elles sont fortement magnétiques et certainement dues aux FF avec un haut potentiel de minerai de fer. Les corps magnétiques ont été délimités à l'aide de l'image du signal analytique TMI, qui résout plus ou moins les problèmes de faible inclinaison magnétique et de rémanence. En revanche, cette image a tendance à fusionner et à élargir les caractéristiques et, pour les corps larges, à montrer les bords plutôt que les zones centrales. Les corps magnétiques dominants se trouvent sur les zones plissées (Fig. 72b). Cette zone a une amplitude de plus de 25000 nT. Il s'agit d'une zone de minerai de fer attrayante pour l'exploration.

IV.2.2.2. Zones à potentielles minéralisations

L'interprétation des données géophysiques a permis de choisir des zones à potentielles minéralisations pour le minerai de fer, l'or et d'autres métaux de base. La sélection de ces zones basée entièrement sur les données magnétiques et radiométriques a permis de mettre en évidence quatre-vingt-seize (96) zones d'indice de minéralisations ont été sélectionnées dans la zone d'étude. Elles ont été délimitées et étiquetées comme le montrent les figures 72b et 73c. Les

contours des ellipses des cibles indiquent la zone d'intérêt général. Les coordonnées des zones à potentielles minéralisation suivants sont les centres des ellipses des zones et non un emplacement exact pour le suivi, à l'exception des "Petites cibles magnétiques discrètes" (Fig. 72a, b et c).



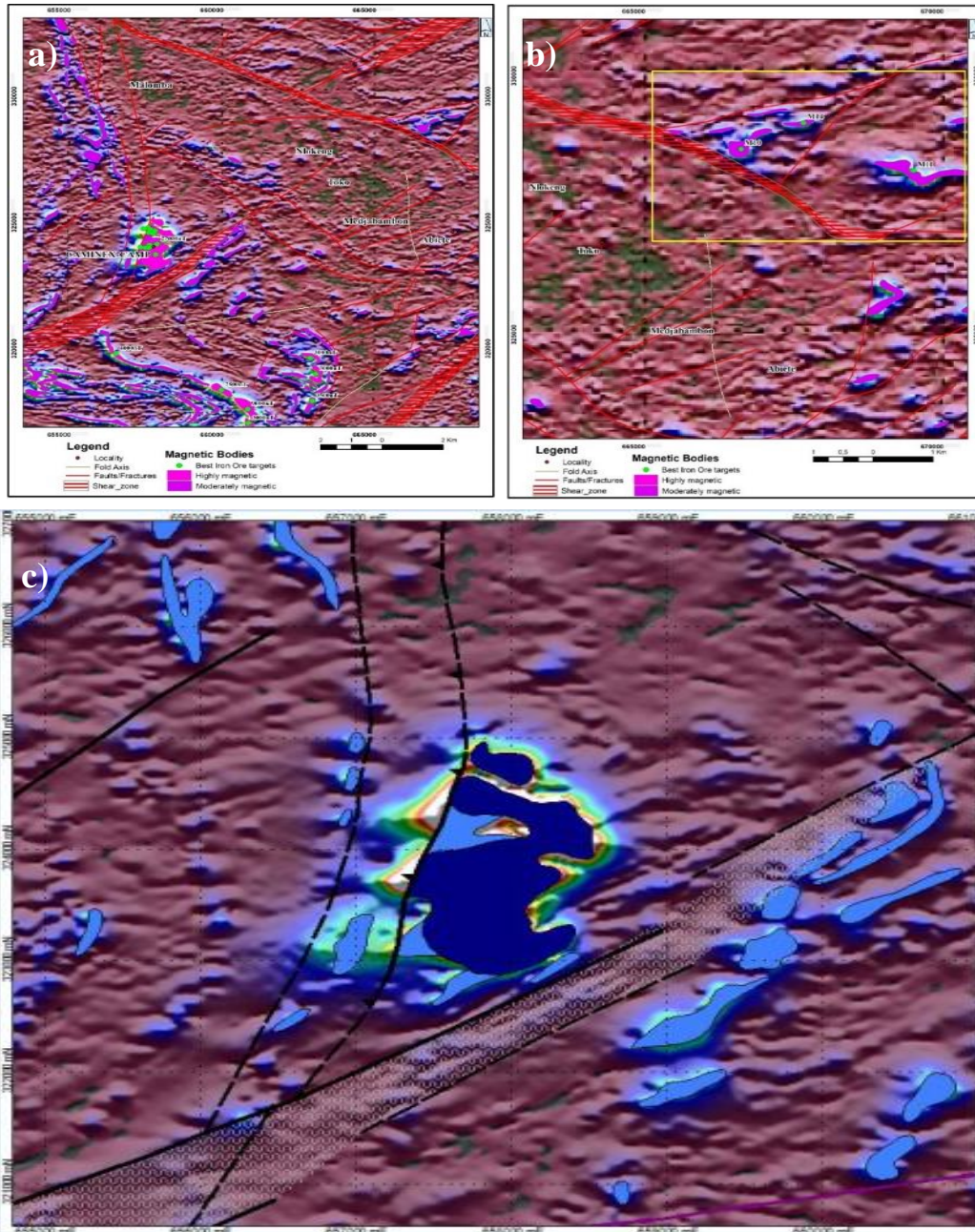


Figure 73. Contrôle structurelle à l'échelle régionale : **a** et **b**) Corps à magnétisme élevé zone interprétée comme FF superposé sur l'image du signal analytique (TMI) ; **c**) TNF08 au nord de Toko-Nlokeng (Evina Aboula *et al.*, 2023a)

VI.2.2.3. Zones à minéralisations potentielles de fer

Les huit zones à minéralisations potentielles de fer de minerai de fer sélectionnées sont représentées en brun foncé sur les figures 72a-d. Il s'agit des parties les plus fortement magnétiques des corps magnétiques interprétés qui présentent également une taille significative. Les zones à minéralisations potentielles de fer sont classées en fonction de leur caractère magnétique et de leur amplitude. Sur cette base, seules deux zones à minéralisations potentielles de fer sont classées comme " élevées " (TNF08 et TNF11). Les zones TNF08 et TNF11 représentées sur la figure 73a sont les plus remarquables avec une amplitude magnétique de 27000 nT, soit trois fois l'amplitude

de toutes les autres zones cibles. Il s'agit d'une zone plissée complexe d'environ 2 km de long sur 1 km de large maximum (Fig. 72a, c). Les autres zones à minéralisations potentielles de fer sont beaucoup moins importantes en termes d'amplitude magnétique et de taille (Fig. 72b). Elles pourraient bien sûr présenter une certaine prospectivité, tout comme certaines des unités "modérément magnétiques" restantes, en particulier à l'Ouest de la zone d'étude (Fig. 72a, b et c).

VI.2.3. Contrôles de la minéralisation

Les gisements à haute teneur d'hématite sont trouvés dans des FF intensément plissés par rapport à celles qui sont peu ou pas déformées (TNF08 et TNF11). Ceci suggère que le plissement a fortement influencé la genèse du minerai de fer dans la zone d'étude.

Dans le secteur de Toko-Nlokeng, les minéralisations du fer primaire auraient été associées à des horizons stratigraphiques riches en Fe favorables avec peu de sédimentation clastique, à l'augmentation de la taille des grains et à l'épaississement structural pendant la déformation par plissement. Certaines occurrences des FF proches de la surface ont subi des processus d'enrichissement en Fe résultant de l'élimination du quartz et/ou de l'oxydation de la magnétite en hématite, bien que le profil d'altération dans la zone de Toko-Nlokeng soit relativement peu profond et immature par rapport à d'autres régions en raison de la topographie abrupte. Cet enrichissement/oxydation semble être un processus principalement supergène. Cependant, l'influence de processus hypogénétiques (hydrothermalisme) antérieurs ne peut être exclue. Ce résultat est confirmé par les travaux de [Soh Tamehe et al. \(2022a\)](#) dans la partie Nord de Toko-Nlokeng à Bipindi.

VI.2.4. Modèle de genèse des minéralisations de fer et de l'or dans le secteur d'étude

Le modèle de genèse des minéralisations en fer et or dans la région de Toko-Nlokeng (Fig. 74) est créé à partir de la combinaison du modèle évolutif pour expliquer le développement du pli couché à l'échelle kilométrique et du modèle de [Eggseder et al. \(2017\)](#) (Fig. 74). La circulation des fluides hydrothermaux au cours de la première phase de déformation D₁ hypogène a éliminé la silice des protores des FF. Ces fluides ont favorisé la formation des assemblages d'altération enrichis en carbonates et en sulfures avec peu de transformation de la teneur en fer et de l'état d'oxydation des minéraux ferreux dans ces assemblages. Étant donné que les assemblages d'altération des FF de Toko-Nlokeng ont le degré plus élevé d'enrichissement en soufre, il est probable que les fluides hypogènes du stade (1) contenaient plus de calcium et de soufre, qu'ils étaient plus pauvres en fer. Au cours de la deuxième étape de formation du minerai, celle de

l'altération hydrothermale profonde, certaines parties de l'assemblage magnétite-carbonate ont été oxydées en hématite caractéristique et la conversion incomplète de la magnétite en martite a été liée à la phase D₃-D₄ associée aux réactivations pendant l'orogénèse panafricaine. Comme la surimpression d'hématite était incomplète dans les formations ferrifères de Toko-Nlokeng. Les assemblages d'altération carbonatés ont survécu près de la surface jusqu'à ce stade et ont ensuite été convertis en minéralisation de martite-hématite-goethite.

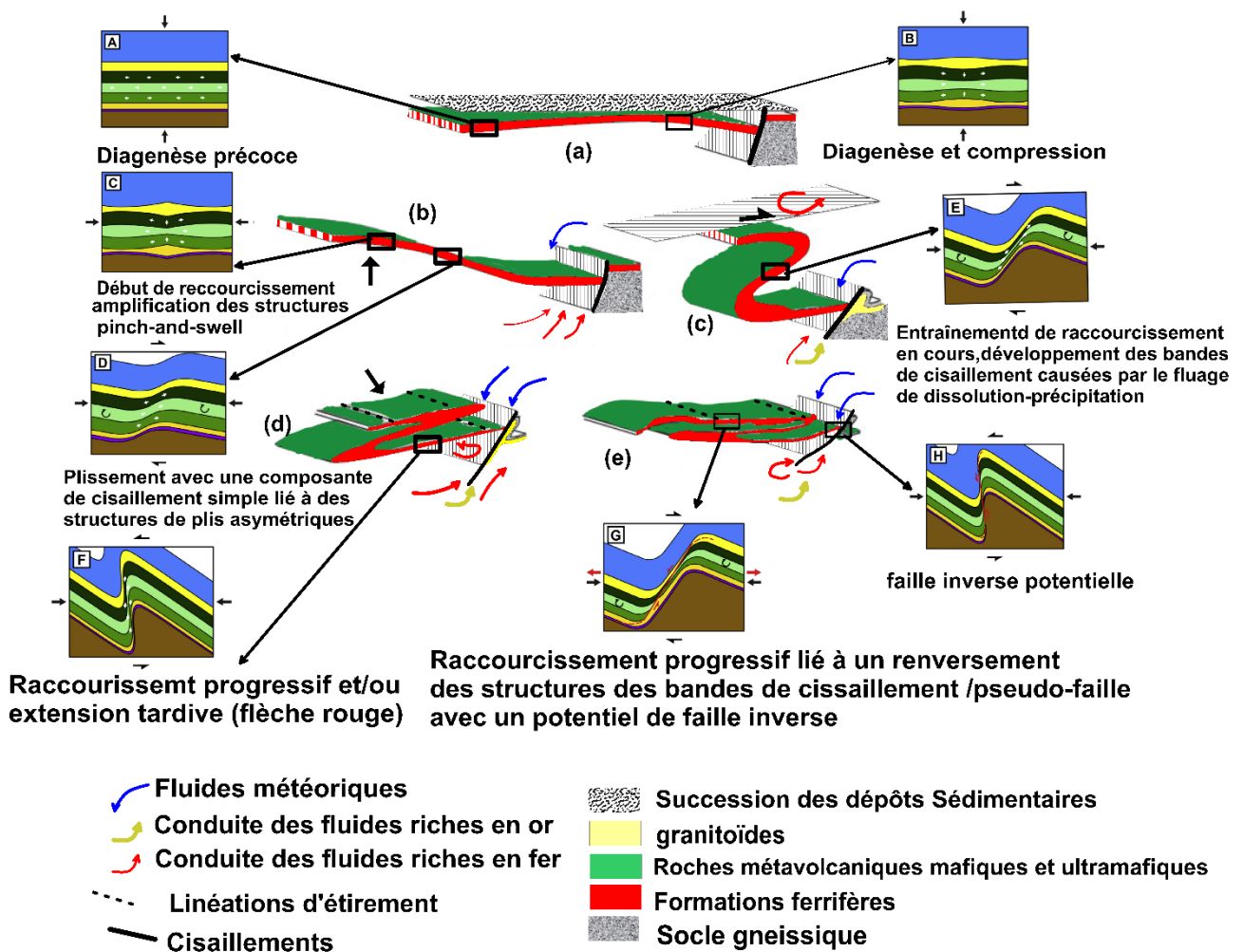


Figure 74. Évolution structurale de la zone d'étude ; Modèle évolutif pour le développement du pli couché à l'échelle régionale avec redistribution des minéralisations à TNF11 de Toko-Nlokeng (Bastida *et al.*, 2014 ; Eggseder *et al.*, 2017 Modifiée)

En outre, les étapes de formation du minerai de Toko-Nlokeng comprennent : (1) un métasomatisme précoce, entraînant une altération carbonatée locale du protolithe métamorphisé en quartz-magnétite des FF (Fig. 74a); (2) un plissement serré séquentiel (transpressionnel) entraînant l'élimination des carbonates, du quartz et des éléments mineurs par dissolution et transfert mécanique, formant un enrichissement résiduel en minerai de magnétite de teneur moyenne à élevée avec une accumulation importante dans les zones de cisaillement, et entraînant

à son tour des rapports fluide/roche plus élevés avant l'événement de minéralisation aurifère (Fig. 74b) ; (3) minéralisation de la magnétite dans les fractures, formant des zones de minerai à teneur moyenne, ou surimpression de magnétite dans les FF et le minerai de magnétite de premier stade ; le mouvement des fluides à partir des phases D₂-D₃ des zones de cisaillement ductiles dans les structures cassantes-ductiles à cassantes aux niveaux de la croûte supérieure peut être corrélé pour l'emplacement observé des indices des minéralisations d'or. La mise en place des veines contrôlées par des fractures et des remplissages des fissures confirmerait des interactions fluides/roches élevées à proximité des minéralisations aurifères (Fig. 74c) et (4) les minéralisations hydrothermales de spécularite et l'altération quartz localement associée, ainsi que l'oxydation locale de la magnétite dans et près des failles cassantes D₄, des fractures et des charnières des plis F₂ et F₃ réactivés (Fig. 74d-e). Ce résultat est similaire avec les travaux de Fernández *et al.* (2007), Bark et Weihed (2012), Dalstra (2014), Bauer *et al.* (2018, 2022) et Santos *et al.* (2022). Les cisaillements ainsi que la circulation des fluides hydrothermaux ont conduit à l'enrichissement en magnétite et ou hématite dans le secteur de Toko-Nlokeng. Les structures à grande et petite échelle, telle que la transposition de la foliation S₁₋₂, les boudins, les structures S/C et pinch-and-swell, les plis isoclinaux avec une foliation plan-axiale (S_n) et les linéaments d'étirement (Le) intègrent le cadre de cette phase de déformation.

VI.3. ÉVOLUTION GÉOCHIMIQUE

VI.3.1. Nature, origine et processus de contamination des FF de Toko-Nlokeng

VI.3.1.1. Nature et origine

Les roches métamorphiques de haut degré présentent des rapports K/Rb élevés (500 pour les granulites), alors que ces rapports sont faibles dans les roches plutoniques (230) et les argiles (200). Les rapports K/Rb dans les FF de Toko-Nlokeng sont très faibles, allant de 100 à 254 (moyenne 191), similaires à ceux de la croûte supérieure (Shaw, 1968). De plus, certaines roches présentent de faibles valeurs de perte au feu, ce qui indique que les FF de Toko-Nlokeng n'ont pas subi de perte significative en K et de Rb au cours du métamorphisme et de l'altération hypogène. Ces résultats indiquent que les éléments mobiles étaient stables pendant le métamorphisme et que les FF de Toko-Nlokeng ont donc conservé leur composition chimique d'origine. Par conséquent, leur composition géochimique peut être utilisée pour déterminer leur origine.

Cloud (1973) et Holland (1973) ont suggéré que le fer et la silice, principaux composants des FF, proviennent de l'eau de mer. Plus récemment, et sur la base du fait que les spectres de terres rares de tous les FF montrent des anomalies positives en europium, certains auteurs (par exemple, Huston et Logan, 2004 ; Klein, 2005) ont proposé que le fer et la silice proviennent d'une

activité hydrothermale dans l’océan profond. Plusieurs auteurs (Bostrom, 1973 ; Bonatti, 1975) ont proposé l’utilisation de diagrammes discriminants pour déterminer l’influence des composants hydrothermaux, détritiques, biologiques et de l’eau de mer dans la genèse des formations de fer. Dans le diagramme SiO_2 vs. Al_2O_3 , tous les échantillons sont plotés dans le domaine des roches d’origine hydrothermale (Fig. 75a). Ceci est confirmé par le diagramme Fe/Ti vs $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ (Barret, 1981) où certains échantillons des FFR et FFG de Toko-Nlokeng tombent très près des dépôts hydrothermaux de la Côte Est du Pacifique (EPR) et d’autres près des dépôts hydrothermaux de la Mer Rouge (Fig. 75b).

De plus, ce diagramme montre que les formations ferrifères de Toko-Nlokeng sont composées à plus de 90% de la fraction d’origine hydrothermale. Ce résultat est récemment confirmé par Soh Tamehe *et al.* (2022a) et Swiffa Fajong *et al.* (2022).

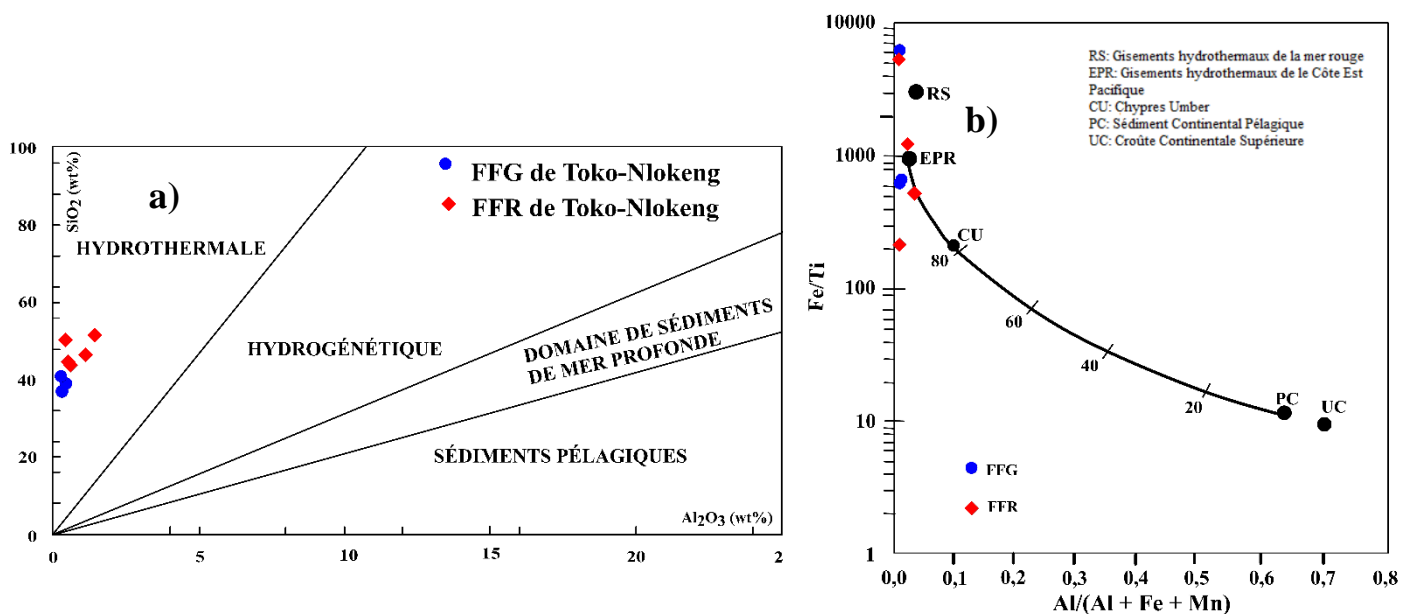


Figure 75. Nature et origine des FF : a) Diagramme SiO_2 vs. Al_2O_3 (Bonatti, 1975) montrant l’affinité hydrothermale des FF ; b) Diagramme Fe/Ti vs. $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$, la courbe représente le mélange des dépôts de Côte Est Pacifique (EPR) avec les sédiments pélagiques (PC) tandis que les chiffres indiquent le pourcentage approximatif de EPR dans le mélange (Barrett, 1981). La composition de croûte continentale supérieure moyenne (UC, Taylor et McLennan, 1985), les dépôts hydrothermaux de la mer Rouge (RS, Marchig *et al.*, 1982), et l’Umbre de Chypre (CU) sont également représentés

En effet, les FFG de Toko-Nlokeng montrent des ratios élevés de Fe/Ti (192,53) ; Fe/Al (188,61) et Si/Al (126,09) similaires à ceux des sédiments renfermant une contribution hydrothermale significative (Gurvich, 2006) et Alexander *et al.* (2008). Ces auteurs ont mené d’autres recherches sur les proportions de mélange de l’eau de mer et des fluides hydrothermaux à haute température pendant la précipitation des FF.

La courbe de mélange conservatrice à deux extrémités, du diagramme binaire des rapports Sm/Yb vs. Eu/Sm (Fig. 76) montre que les FF de Toko-Nlokeng ont précipité à partir de moins de 0,1% de fluide hydrothermal à haute température mélangé à l'eau de mer. Ce résultat est similaire à ceux obtenus sur le FF de Kuruman en Afrique du Sud (Klein et Beukes, 1989), les FF de Isua du Groenland (Bolhar *et al.*, 2004), et les FFR de Yishui (Moon *et al.*, 2017) mais diffère de celles des FFR de Bikoula (Teutsong *et al.*, 2017), Kouambo (Ganno *et al.*, 2017), Elom (Ganno *et al.*, 2015), Eséka (Chombong *et al.*, 2017), qui ont au contraire une forte composante hydrothermale. Les observations pétrographiques et les données géochimiques confirment aussi la présence des FF granulaire dans ces FF. Elles représentaient des sédiments perturbés par les courants et l'action des vagues, ce qui est en accord avec les résultats de Akin *et al.* (2013) en ce qui concerne l'origine des granules des FFG étudiées en Australie occidentale.

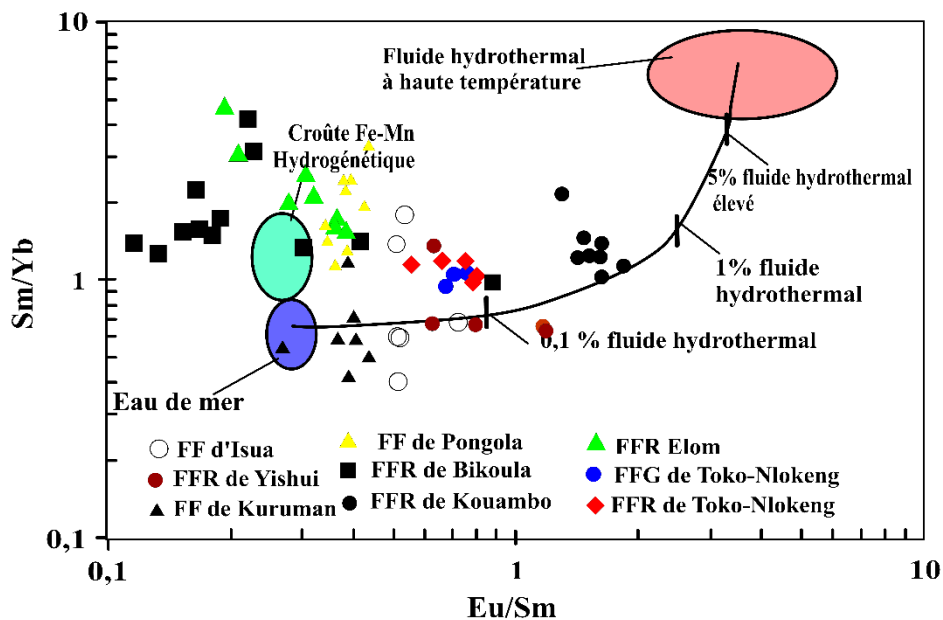


Figure 76. Diagramme Eu/Sm en fonction de Sm/Yb (Alexander *et al.*, 2008) des FF Toko-Nlokeng : Les données des FF de Pongola (Alexander *et al.*, 2008), de Kuruman (Bau et Dulski, 1996), de Isua (Bolhar *et al.*, 2004), de Yiski (Moon *et al.*, 2017), de Bikoula (Teutsong *et al.*, 2017), de Kouambo (Ganno *et al.*, 2017), et de Elom (Ganno *et al.*, 2015)

VI.3.1.2 Contamination par des matériaux détritiques

La composition géochimique des FF de Toko-Nlokeng indique que la Si₂O et le Fe₂O₃ constituent plus de 95% de la roche, ce qui indique qu'il s'agit de sédiments chimiques purs. Dans les formations ferrifères, la contribution des matériaux détritiques est généralement indiquée par des teneurs élevées en Al₂O₃, TiO₂, Zr, Hf et Th (Bolhar *et al.*, 2004, Ganno *et al.*, 2017). Bonatti (1975) a proposé que les sédiments chimiques purs sont enrichis en Mn et Fe, mais que l'ajout de

matériel détritique ou volcanique entraîne une dilution et un enrichissement en Ti, Al et Zr. Les données géochimiques des FF de Toko-Nlokeng montrent des valeurs relativement faibles en Al et Zr. Dans les diagrammes binaires Al vs. (Y + Nb + Zr) et Al vs. REE (Fig. 77a, b), les échantillons étudiés montrent une distribution homogène (effet pépite), suggérant une contribution détritique insignifiante. Ainsi, nous suggérons que le matériel minéralisant des FF a été ajouté à l'eau de mer par des solutions hydrothermales avec une petite composante détritique. On note une faible contamination de deux échantillons des FF.

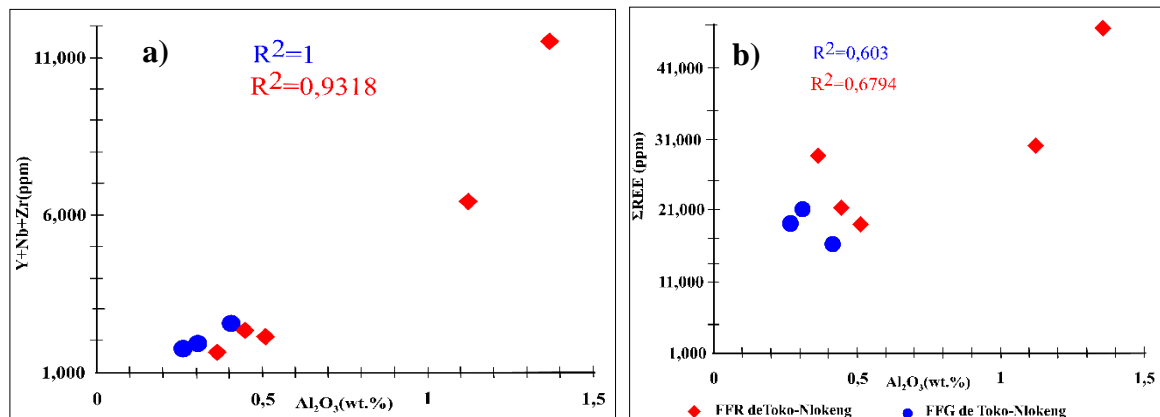


Figure 77. Diagrammes binaires de discrimination de la contamination détritique dans des formations ferrifères de Toko-Nlokeng : a) Y+ Nb + Zr vs. Al₂O₃ ; b) ΣREE vs. Al₂O₃

VI.3.2 Environnements de dépôt du gisement

VI.3.2.1 Paléo-redox

Les anomalies en cérium sont utilisées comme indicateur des réactions d'oxydo-réduction et du paléoenvironnement (German et Elderfield, 1990). En effet, les anomalies positives de Ce sont caractéristiques d'un environnement anoxique, tandis que les anomalies négatives reflètent un environnement oxique ou oxygéné (Bekker *et al.*, 2010). Les FF de Toko-Nlokeng montrent des spectres de terres rares avec de faibles anomalies négatives en Ce. Bau et Dulski (1996) ont proposé l'utilisation du diagramme (Ce/Ce*)_{PAAS} vs. (Pr/Pr*)_{PAAS} pour distinguer les anomalies en La des anomalies en Ce dans les sédiments chimiques (Fig. 78). Dans ce diagramme, tous les échantillons plotent dans le champ IIa (anomalie positive en La, pas d'anomalie en Ce), ce qui indique que les anomalies en Ce observées dans les spectres sont de fausses anomalies car elles sont masquées par les fortes anomalies en La. L'absence des anomalies de Ce dans les FF de Toko-Nlokeng reflèterait leur mise en place dans un environnement anoxique, probablement dans un océan profond.

La classification de l'âge des FFR de Toko-Nlokeng par rapport aux champs définis par Planavsky *et al.* (2010) montre que les FFG se sont déposées au Paléoprotérozoïque et Néoarchéen

(>2400 Ma) tandis que les FFG se sont déposées au Paléoprotérozoïques tardif (<2000 Ma). Ceci suggère que les FF de Toko-Nlokeng se sont déposées en deux épisodes (Fig. 78). Ceci est confirmé par les travaux de [Djoukou Soh et al. \(2021\)](#) et [Soh Tamehe et al. \(2021\)](#) ayant les âges de dépôt des FFR à 2466 Ma et 2422 Ma et ceux de [Soh Tamehe et al. \(2022b\)](#) avec les âges de dépôt des FF et des calcschistes à 2100 et 2000 Ma dans le bassin d'arrière arc.

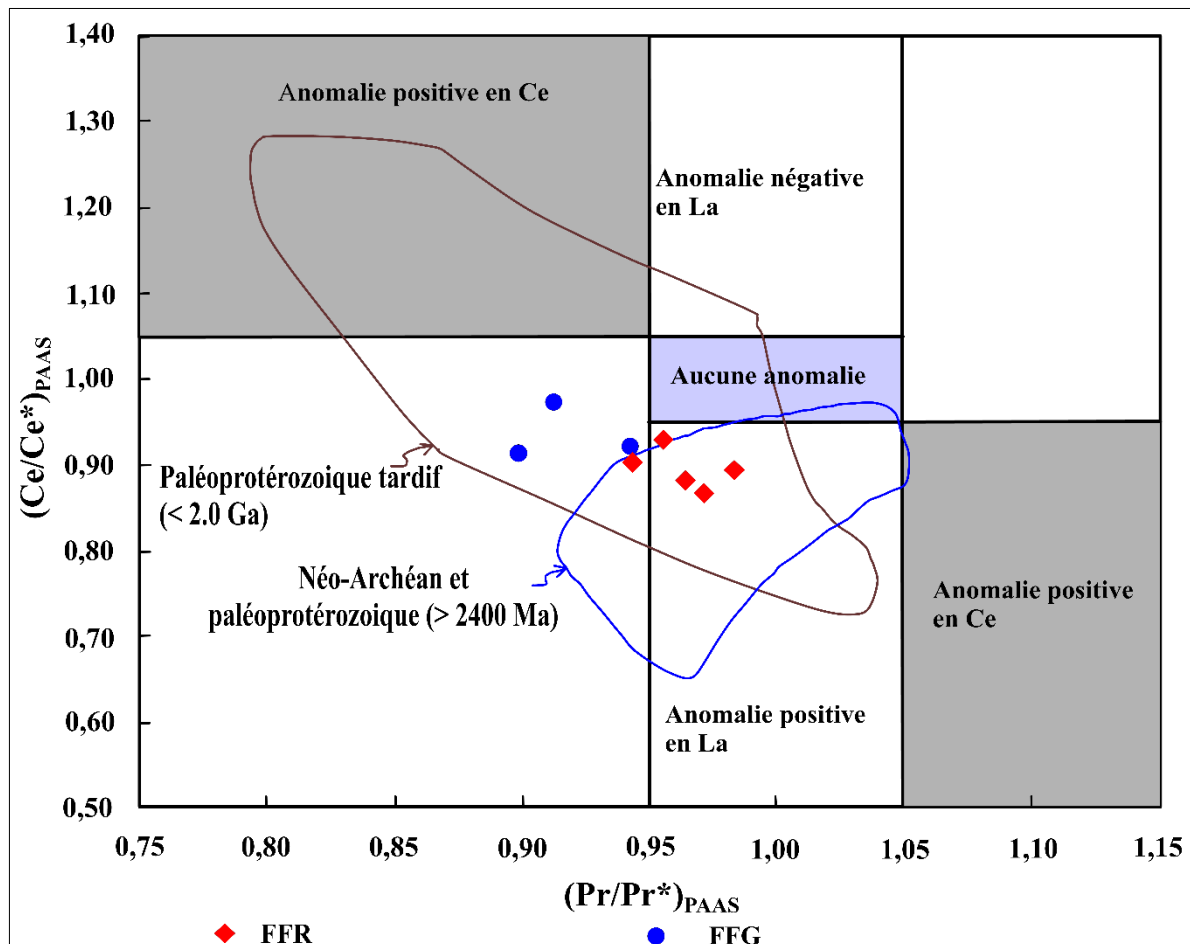


Figure 78. Diagramme $(Ce/Ce^*)_{PAAS}$ vs. $(Pr/Pr^*)_{PAAS}$ de discrimination des anomalies en La et Ce ([Bau et Dulski, 1996](#)), les champs des FF Paléoprotérozoïques tardif (<2000 Ma) et Néoarchéennes (>2400 Ma) sont de [Planavsky et al. \(2010\)](#)

VI.3.2.2. Contexte tectonique du dépôt

[Gross \(1980\)](#) a proposé de classer les formations ferrifères en fonction de leur contexte tectonique et de leurs associations lithologiques. Il a défini deux types, le type Algoma et le type Lac Supérieur. Les travaux de [Gross \(1983\)](#) ont montré que les FF de type Algoma sont étroitement liées à l'activité volcanique, alors que les FF de type Lac Supérieur ne sont pas liées au volcanisme mais à la sédimentation. [Huston et Logan \(2004\)](#) ont comparé les rapports $(Eu/Eu^*)_{PAAS}$ dans les FF et ont indiqué que les FF de type Algoma ont souvent des rapports $(Eu/Eu^*)_{PAAS}$ relativement

plus élevés ($> 1,8$) que les FF de type supérieur ($< 1,8$). De plus, les FF de type Lac supérieur sont appauvris en métaux de transition tels que V (30 ppm), Co (27 ppm) et Ni (32 ppm), alors que les celles de type Algoma sont enrichies en ces éléments (97 ppm, 38 ppm, 83 ppm, respectivement). Les valeurs moyennes de $(Eu/Eu^*)_{PAAS}$ sont de 2,32 et 2,27 respectivement pour les FFG et les FFR de Toko-Nlokeng. Ces valeurs sont similaires à celles des FFR de type Algoma. Les teneurs en vanadium ($< 8,00$ ppm), Co (0,9-3,80 ppm) et Ni (< 20 ppm) sont très faibles. Cependant, les associations des FF de Toko-Nlokeng avec des granulites mafiques-ultramafiques, des amphibolites à grenat et des hornblendites dans le champ sont caractéristiques d'un contexte de marge active ou d'arc volcanique, un environnement de dépôt compatible à celui des FF de type Algoma.

VI.3.3. Potentiels en minerai des FF de Toko-Nlokeng

La géochimie des FF fournit des informations sur l'évolution génétique des différents types de minerais. Bien que la définition exige une teneur minimale en fer de 15 %, la grande majorité des roches appelées "formations ferrifères" contiennent entre 25 et 35 % de Fe. Les minerais de fer peuvent être classés en trois types ([Belevtsev et al., 1982](#)) : (i) le minerai pauvre avec des teneurs en fer inférieures à 52 % pour des teneurs élevées en silice et en alumine et de faibles teneurs en K_2O , MnO , Cr_2O_3 , P_2O_5 ; (ii) le minerai intermédiaire avec des teneurs en fer comprises entre 52 et 65 % ; (iii) le minerai riche avec des teneurs en fer > 65 % et des teneurs en silice comprises entre 20 et 35 %. Le minerai de fer de Toko-Nlokeng correspond à un minerai pauvre car la teneur moyenne en fer est comprise entre 40,43 et 42,26 % dans les FFG et entre 28,82 et 37,35 % dans les FFR. Sur la base des analyses géochimiques sur roche totale du minerai de fer, [Angerer et al. \(2012\)](#) ont conçu un diagramme pour distinguer les différentes qualités de minerai en utilisant les rapports d'oxyde des éléments majeurs tels que SiO_2/Fe_2O_{3total} et $(MgO+CaO+MnO)/Fe_2O_{3total}$. Dans ce diagramme ([Fig. 79a](#)), tous les échantillons tombent dans le champ des FF siliceux à faible teneur. Nous suggérons que ces formations dérivent d'un enrichissement supergène des FF précipités par enrichissement hydrothermal de la magnétite. Le même diagramme de [Angerer et al. \(2012\)](#) est également utilisé pour démontrer la "contamination" métasomatique Mg-Ca-Mn dans les FF du monde entier. Dans ce diagramme ([Fig. 79b](#)), tous les échantillons tombent dans le champ de forte contamination de Mg-Ca-Mn. Cela implique que les formations ferrifères de Toko-Nlokeng sont influencées par des processus hydrothermaux mais moins par un enrichissement supergène (par ex., [Ganno et al., 2015](#) ; [Teutsong et al., 2017](#) ; [Soh Tamehe et al., 2019](#) ; [Gatsé Ebotelhouna et al., 2021](#) ; [Soh Tamehe et al., 2022a](#)).

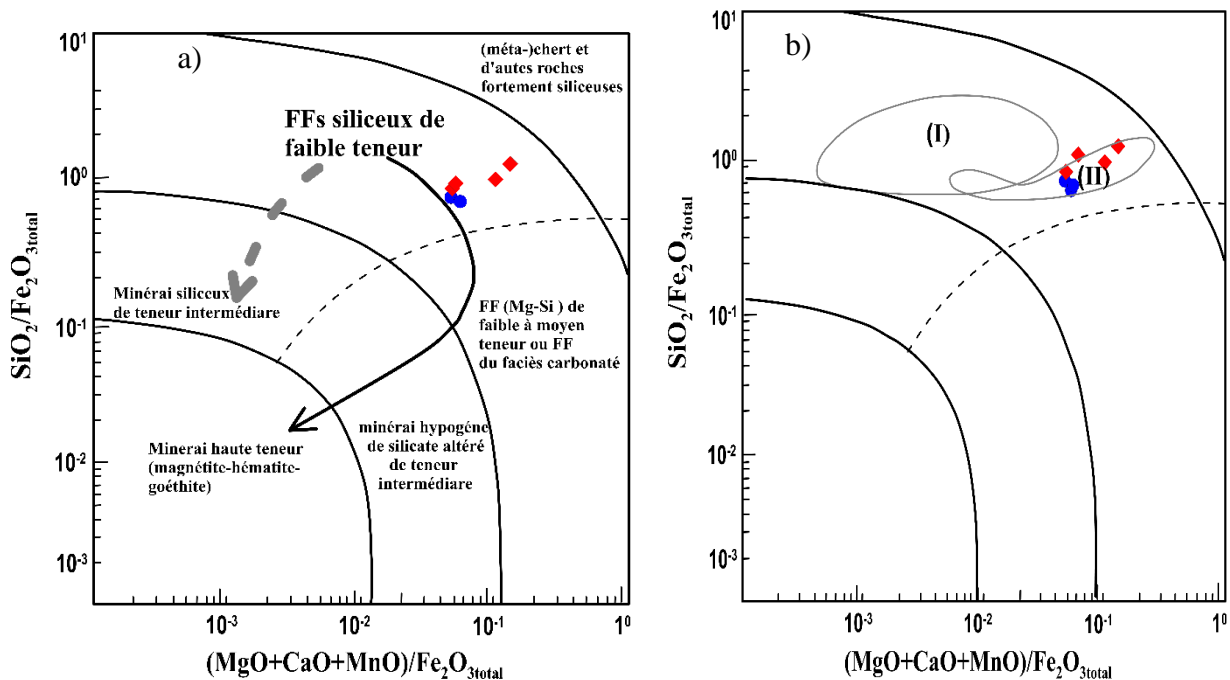


Figure 79. Diagramme de [Angerer et al. \(2012\)](#) montrant le type le de minéral de Toko-Nlokeng : **a)** Champs de discrimination et flèches illustrant le type de minéral siliceux à faible teneur et les tendances d'altération avec les stades riches et pauvres en MgO + CaO + MnO ; **b)** Diagramme illustrant la "contamination" métasomatique en Mg-Ca-Mn, y compris les champs de faible contamination (I) et de forte contamination (II).

VI.4. NATURE ET ORIGINE DES ROCHES HÔTES DE TOKO-NLOKENG

VI.4.1. Évaluation de la mobilité des éléments chimiques

Un métamorphisme de haut degré et l'altération hydrothermique ont affecté les roches hôtes des FF de Toko-Nlokeng, comme le montrent la transformation rétrograde du pyroxène en amphibole et la présence de séricite et de chlorite secondaires. Les roches hôtes mafiques-ultramafiques, par contre, sont fraîches et moins altérées, avec des valeurs de LOI ne dépassant pas 1,20 %. Ceci indique une hydratation ou une altération diagenétique négligeable au cours des événements post-magmatiques.

En utilisant l'indice d'altération (IA) de [Ishikawa et al. \(1976\)](#) et l'indice de chlorite-carbonate-pyrite (CCPI ; [Large et al., 2001](#)). L'interprétation de ces paramètres indiquent que ces roches ont subi une altération diagenétique minimale et une forte altération hydrothermale. Les roches étudiées ont un indice d'altération (AI) relativement faible 35,39 ; 38,02 ; 37,54 ; 42,92 ; et l'indice de chlorite-carbonate-pyrite modéré 75,31 ; 42,81 ; 93, 37 ; et 93,96 pour les gneiss à grenat et amphibole (Toko-Nlokeng et Kribi), le gneiss granitique (Toko-Nlokeng et Mewengo), les métavolcanites mafiques (Toko-Nlokeng, Bipindi, Kribi, et Mewengo) respectivement du

complexe du Nyong. La majorité des roches mafiques, les hornblendites, les gneiss à grenat et pyroxène et certains échantillons de gneiss à grenat et amphibole montrent la tendance d'altération (chlorite-pyrite-séricite), indiquant que ces roches ont été affectées par l'altération hydrothermale de degré moyen (Fig. 80). Tous les échantillons de gneiss granitiques plotent dans le champ moins altéré. Ceci suggère que les gneiss granitiques ont subi une faible altération diagenétique en modifiant la composition des éléments majeurs dans le diagramme CCPI vs. AI (Fig. 80). Selon Polat *et al.* (2002) les échantillons des roches hôtes avec les anomalies en Ce comprises entre 0,8 et 1,1 ($0,90 < Ce/Ce^* < 1,10$) présentent une absence de mobilité des terres rares, tandis que les échantillons avec un rapport $Ce/Ce^* < 0,90$ et $> 1,10$ ont connu une mobilité importante des terres rares. Les anomalies en Ce dans les roches métavolcaniques de Toko-Nlokeng varient (0,89-1,11 ; 0,95-1,00 ; 0,78-1,07 et 0,99-1,06) pour les gneiss granitiques, les gneiss à grenat et amphibole, les roches mafiques (granulites mafiques et amphibolites à grenat) et les roches ultramafiques (granulite ultramafique et hornblendite) respectivement ; Annexe III.1-4), ce qui est compatible avec l'immobilité des LREE (Sun et McDonough, 1989).

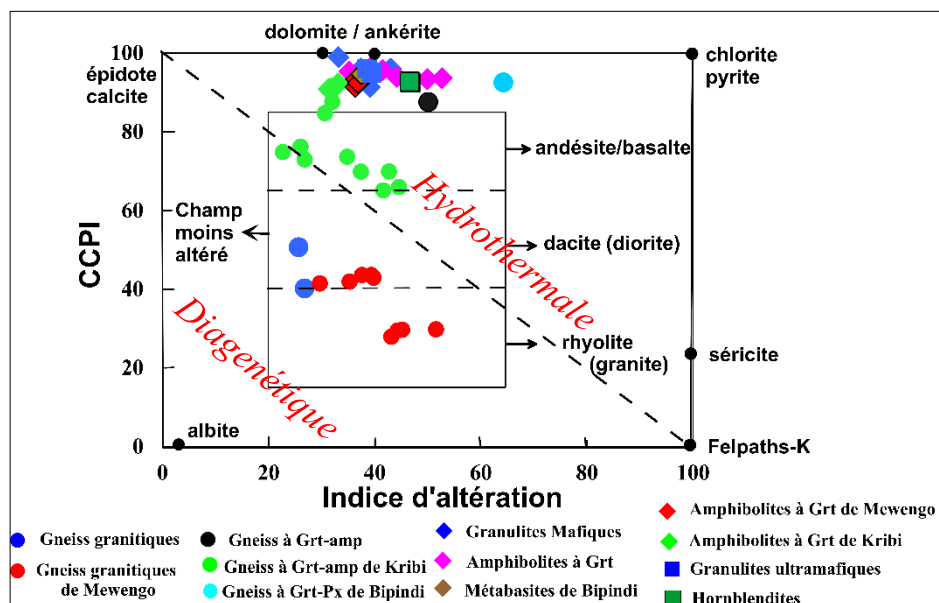


Figure 80. Diagramme CCPI vs. AI pour les roches hôtes de Toko-Nlokeng. CCPI = Indice de chlorite-carbonate-pyrite, $CCPI = 100(MgO + FeO) / (MgO + FeO + Na_2O + K_2O)$ d'après Large *et al.* (2001), où FeOt est la teneur totale en $(FeO + Fe_2O_3)$ de la roche ; AI = Indice d'altération = $100(K_2O + MgO) / (K_2O + MgO + Na_2O + CaO)$ montrant la nature plus altérée de l'échantillon mafique-ultramafique

De plus, puisque le Zr est généralement considéré comme immobile, une corrélation positive entre le Zr et d'autres éléments montre que ces éléments ne sont pas mobiles par modification, selon les auteurs antérieurs (Ganno *et al.*, 2017).

Les spectres des échantillons étudiés normalisés par rapport à la chondrite et le manteau primitif (Figs. 68a-d ; 69a-d), montrent une distribution homogène des terres rares et des HFSE (Nb, Th, Zr, Ti et Y) suggérant leur immobilité relative pendant l'altération post-magmatique. Ainsi, ces éléments immobiles seront utilisés pour les interprétations pétrogénétiques.

VI.4.2 Pétrogenèse et évolution magmatique des roches hôtes du complexe du Nyong

VI.4.2.1 Gneiss granitiques

Les gneiss granitiques associés aux formations ferrifères de Toko-Nlokeng et ceux publiés à Mewengo sont dépourvus d'anomalie en Ce et présentent des valeurs de perte au feu minimale (LOI < 1 % en poids). Pour évaluer la minéralogie résiduelle et la profondeur de fusion du protolithe, nous avons utilisé le diagramme de discrimination Y vs. Sr/Y (Fig. 81a ; Drummond et Defant, 1990). Les échantillons analysés s'alignent sur la courbe de la croûte mafique archéenne. Les échantillons analysés présentent des teneurs en Sr (moy. 305,1 ppm), Ba (moy. 1101,5 ppm), Y variés (moy. 11,5 ppm) et des rapports Sr/Y (moy. 29,04) modérés ainsi que de faibles anomalies négatives à positives en Eu. Ceci suggère que le plagioclase peut avoir existé en phase résiduelle. Ces échantillons présentent des rapports $(La/Yb)_N = 11,58-20,81$ et des valeurs $Yb_N (5,47-10,82)$ intermédiaires, ce qui est cohérent avec le grenat dans les résidus. Ils présentent également des motifs légèrement enrichis en LREE par rapport aux HREE (Martin *et al.*, 2005). Des résultats similaires ont été obtenus par Kouankap Nono *et al.* (2022) dans les gneiss granitiques de Mewengo.

D'après Moyen (2011) et Halla (2020), il existe deux principaux environnements tectoniques où le magma TTG peut se former : (1) la fusion de la croûte liée à la zone de subduction, et (2) la fusion partielle des roches metabasaltiques hydratées (amphibolites) en profondeur à l'intérieur du champ de stabilité du grenat. Des études récentes menées par Liou et Guo (2019) et Laurent *et al.* (2020) ont suggéré que des processus de cristallisation fractionnée pourraient également produire les TTGs.

Les TTGs fondus interagissent avec le biseau mantellique dérivé du slab pour produire des concentrations élevées en Mg#, Cr et Ni dans les magmas des TTGs liés à aux phénomènes de subduction (Jayananda *et al.*, 2018). Les gneiss granitiques de Toko-Nlokeng et de Mewengo, en revanche, présentent des concentrations modérées en Mg#, Cr et Ni (Annexe III.1), ce qui indique que leurs antécédents magmatiques n'ont pas été contaminés par des composants du manteau. Les fluctuations des roches TTGs du complexe du Nyong sont principalement contrôlées par des processus de cristallisation fractionnée, comme le montre le diagramme de Ce/Sm vs Ce (ppm)

(Fig. 81b ; Schiano *et al.*, 2010). La combinaison de toutes les caractéristiques géochimiques indique que les protolithes des gneiss granitiques de Toko-Nlokeng et de Mewengo associés aux FF dans le complexe du Nyong ont très probablement été formés par la fusion partielle des matériaux crustaux juvéniles dans un environnement relativement à basse pression, puis le résidu a ensuite été équilibré avec un peu d'amphibole-rutile, de plagioclase et de grenat en minorité. Ce résultat a été aussi suggéré par Kouankap Nono *et al.* (2022).

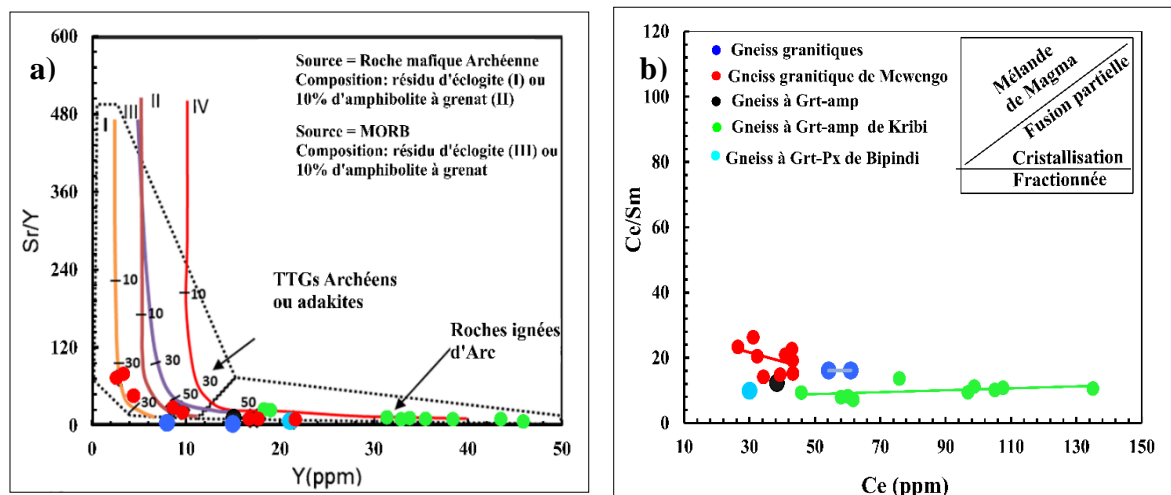


Figure 81. Pétrogenèse et évolution magmatique des gneiss de Toko-Nlokeng et ses environs : **a)** Diagramme Sr/Y vs. Y (Drummond et Defant, 1990) ; **b)** Diagramme Ce/Sm vs. Ce (Schiano *et al.*, 2010), montrant les résidus de composites archéens et le contrôle des processus de cristallisation fractionnée sur les variations géochimiques des échantillons de gneiss de Toko-Nlokeng, Mewengo et Kribi

VI.4.2.2. Roches métavolcaniques intermédiaires à mafiques-ultramafiques

Tous les échantillons des roches hôtes mafiques et ultramafiques étudiés associés avec des données antérieures dans le complexe du Nyong sont plotés sur le diagramme Nb vs Zr (Fig. 82a ; Geng *et al.*, 2011). Ces échantillons ont des teneurs extrêmement faibles en Nb et Zr, et se situent tous dans le champ de la source mantellique appauvrie, ce qui indique que la source était proche de la croûte. En revanche, un échantillon d'amphibolite à grenat (TE08) prélevé à 214 m de profondeur dans le prospect de TNF11 tombe dans le champ d'affinité de la source mantellique transitionnel présentant des teneurs en Nb relativement élevées (Nb = 9,9 ppm). Comme mentionné ci-dessus, la composition géochimique des roches métavolcaniques étudiées a montré que la différenciation de la source a été affectée dans une certaine mesure par la cristallisation fractionnée et la contamination crustale. Par conséquent, il devient difficile de limiter la composition de leur magma primaire, qui provient de la source mantellique. Jung *et al.* (2006) ont développé un diagramme binaire basé sur les REE pour déterminer le faciès (grenat ou spinelle) et, par conséquent, la profondeur de la source magmatique. Tous les échantillons des granulites

mafiques, des amphibolites à grenat, des metabasites et des granulites ultramafiques ne montrent aucun grenat résiduel et montrent principalement environ 4% de fusion partielle des péridotites à amphibole et spinelle dans le diagramme Dy/Yb vs. La/Yb (Fig. 82b ; Jung *et al.*, 2006). Autrement, les hornblendites de Toko-Nlokeng présentent une fusion partielle d'environ 5 % d'une source composée de péridotite à grenat et amphibole. Ce résultat suggère que les hornblendites étudiées dans ce travail n'ont pas la même source que les autres roches mafiques-ultramafiques étudiées dans le complexe du Nyong. Nous suggérons donc que la source des péridotites à spinelle métasomatisées, qui a subi les divers degrés de fractionnement et de contamination crustale, a servi de source principale de magma pour les roches metabasites du complexe de Nyong.

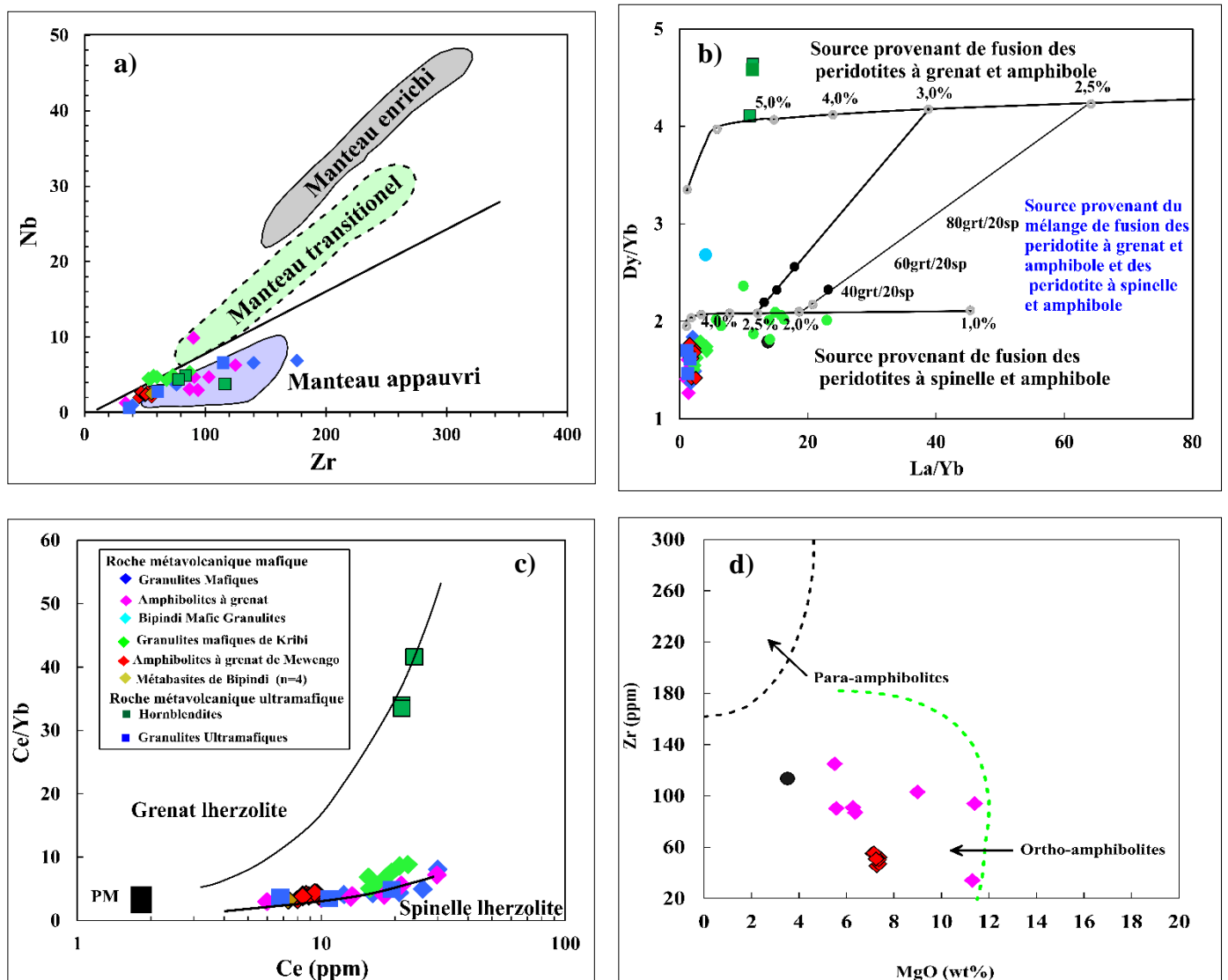


Figure 82. Pérogenèse et évolution magmatique des roches mafiques et ultramafiques de Toko-Nlokeng et ses environs : **a)** Diagramme Zr vs. Nb (Geng *et al.*, 2011) ; **b)** Diagramme La/Yb vs. Dy/Yb (Jung *et al.*, 2006) ; **c)** Diagramme Ce vs. Ce/Yb (Niu *et al.*, 1996). PM : manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) ; **d)** Diagramme Zr vs. MgO pour les amphibolites montrant l'origine ortho amphibolite

Le Ce, un élément incompatible, est considérablement affecté par des changements même mineurs dans la minéralogie de la source (comme le grenat ou le spinelle), tandis que l'élément Yb est bien compatible avec le grenat mais pas avec le clinopyroxène ou le spinelle. En conséquence, leurs rapports Ce/Yb sont presque les mêmes que ceux du manteau et montre une tendance horizontale avec le manteau primitif. Par contre, la fusion partielle des péridotites à grenat montrent des rapports Ce/Yb qui sont significativement plus élevés que ceux du manteau (Niu *et al.*, 1996). La figure 82c montre que les échantillons de toutes les roches métavolcaniques mafiques et ultramafique du complexe du Nyong étudiées sont parallèles à la courbe de fusion des péridotites à spinelle. Cependant, les échantillons des hornblendites s'écartent de la courbe de fusion péridotites à spinelle en faveur de la courbe des péridotites à grenat. Cela suggère que leur magma est issu du manteau asthénosphérique. La dynamique de la chambre magmatique et le fractionnement cristallin sont illustrés par les différents spectres de LREE enrichis par rapport aux MREE et HREE plats (Fig. 68).

Les MREE et HREE appauvris des roches ultramafiques et des hornblendites associées aux FF montrent leur provenance dans la partie plus profonde du manteau, ce qui est également en accord avec le diagramme Ce/Yb vs. Ce (Fig. 82c). Les valeurs de terres rares légers enrichies avec celles de MREE et HREE plats des roches mafiques-ultramafiques dans le complexe de Nyong indiquent le niveau peu profond de la fusion partielle dans une zone de subduction. D'après le diagramme de classification Zr vs. MgO (Fig. 82d), tous les échantillons d'amphibolites à grenat de Toko-Nlokeng et ceux de Mewengo se situent dans le champ des ortho-amphibolites, comme ceux décrits par Aye *et al.* (2017) dans le complexe de Nyong, Mvodo *et al.* (2022) dans la ceinture de la chaîne d'Afrique centrale, (Fozing *et al.*, 2019).

VI.4.3. Cadre géodynamique et tectonique

La signature géochimique est un facteur important pour comprendre la nature des processus de formation des roches ignées. Tous les échantillons des roches métamorphiques associées aux FF de Toko-Nlokeng, ainsi que les données publiées sur les métavolcanites du complexe du Nyong, montrent un enrichissement relatif en LILEs un appauvrissement en HFSEs. Ce comportement géochimique est attribué à la fusion partielle d'une zone mantellique métasomatisée par les fluides issus de la subduction (Loose et Schenk, 2018 ; Bouyo Houketchang *et al.*, 2019 ; Zheng, 2019 ; Deassou *et al.*, 2022 ; Makamba *et al.*, 2023). Cependant, la quantité des fluides provenant de la croûte (degré de déshydratation) et la minéralogie du manteau (composition) déterminent le devenir des roches générées en contexte d'arc (Zheng, 2019). L'interaction des

fluides métamorphiques avec différents niveaux sources dans le manteau peut être identifiée par des empreintes géochimiques distinctes laissées dans les roches pendant la cristallisation (Ramiz *et al.*, 2018). Le cadre géodynamique et tectonique des gneiss granitiques est indiqué par les diagrammes de discrimination tectonique Rb vs Y + Nb, Nb vs. Y + Nb, et Ta vs. Yb (Fig. 83a, b, c ; Pearce *et al.*, 1984) et le diagramme ternaire Hf-Rb/30-Ta3 (Harris *et al.*, 1986) des roches felsiques. Dans le diagramme R₁ vs. R₂ les échantillons des gneiss granitiques à TNF11 sont comparables à ceux des granites syn- à post-orogéniques fractionnés par le manteau. Dans ces diagrammes, les échantillons de gneiss granitiques de Toko-Nlokeng, tout comme ceux de Mewengo, tombent dans le champ des granitoïdes d'arc volcanique (Fig. 83c).

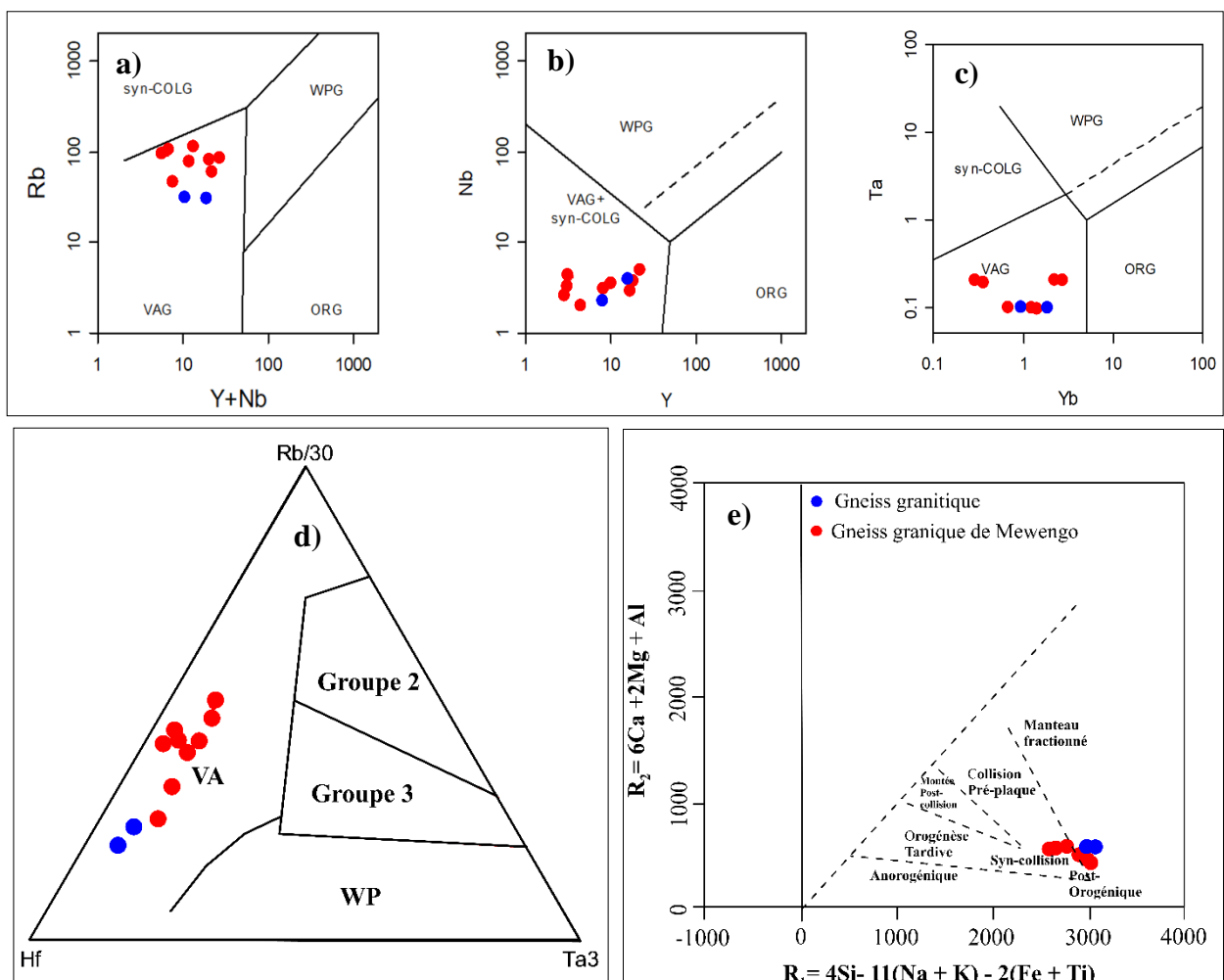


Figure 83. Diagrammes de discrimination tectonique des échantillons de gneiss felsiques : **a)** Rb vs. Y + Nb ; **b)** Nb vs. Y + Nb ; **c)** Ta vs. Yb (Pearce *et al.*, 1984) et **d)** Diagramme ternaire Hf-Rb/30-Ta3 (Harris *et al.*, 1986) ; **e)** R₁ vs. R₂ (De La Roche *et al.*, 1980)

Le diagramme Th/Yb vs Nb/Yb (Fig. 86a ; Pearce et Peate (1995) montre que la majorité des roches mafiques associées aux FF de Toko-Nlokeng s'alignent sur la tendance des roches mantelliques. Les hornblendites montrent une composition proche de celles des OIB (basaltes des îles océaniques). Les granulites mafiques et ultramafiques ainsi que les amphibolites à grenat

montrent les affinités avec les E-MORB. Le diagramme Nb/Th vs. Nb/Yb (Fig. 84b ; Münker, 2000) pour les roches métavolcaniques mafiques et ultramafiques du complexe du Nyong confirme les différentes sources (N-MORB et PM : manteau primitif). Ceci révèle l'influence des fluides provenant du slab sur la fusion dérivée des fragments subductés dans le complexe du Nyong.

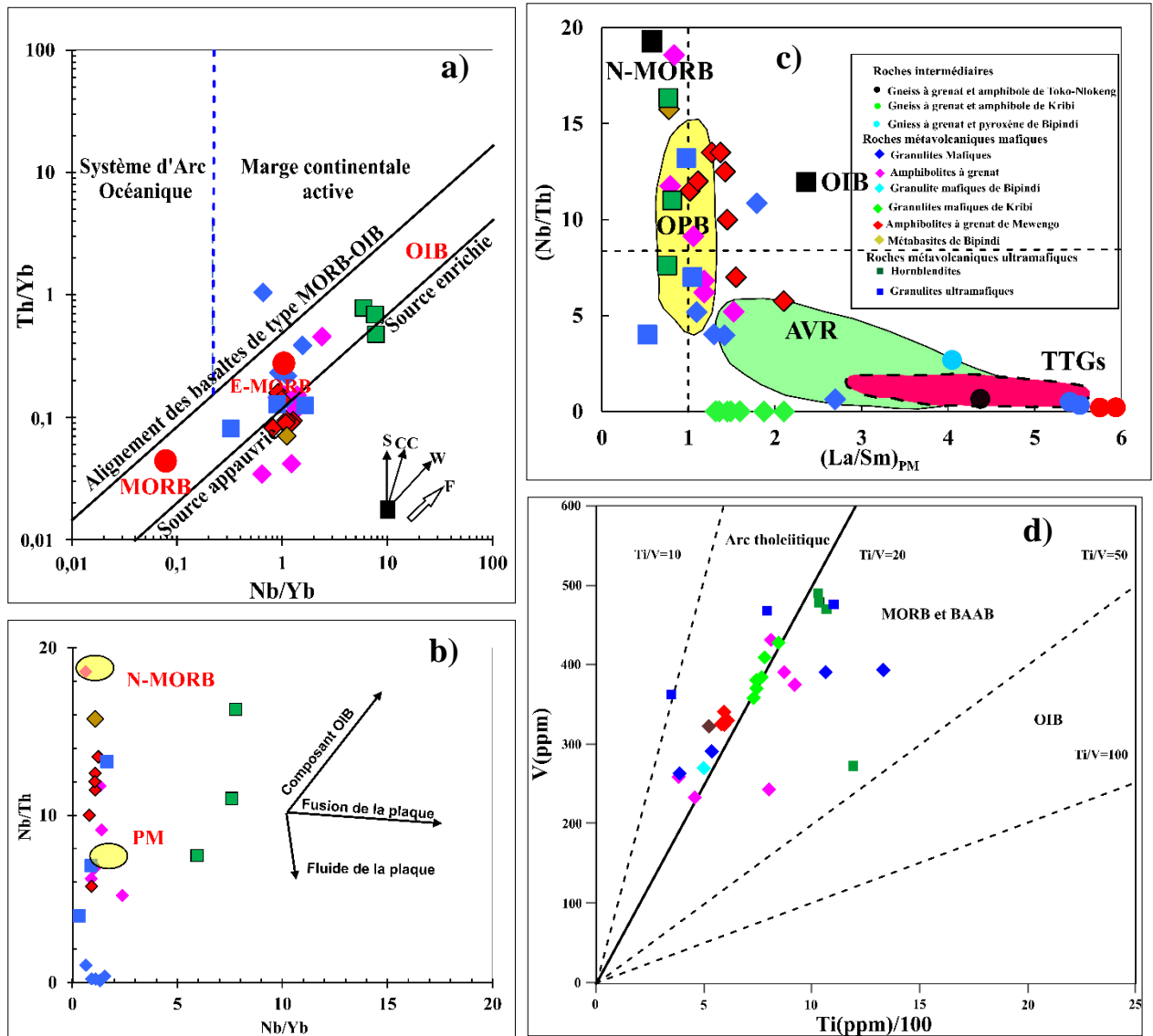


Figure 84. Diagrammes de discrimination tectonique des roches : **a)** Diagramme Nb/Yb vs. Th/Yb (Pearce et Peate, 1995) Tendances de la flèche : **S** composante de subduction ; **CC** : contamination crustale ; **W** : variation à l'intérieur de la plaque ; **F** : fractionnement ; **b)** Diagramme Nb/Th vs. Nb/Yb (Münker, 2000) montrant une source **N-MORB** (basaltes normaux de la dorsale médio-océanique) et **PM** (manteau primitif) avec une composante **OIB** (basaltes des îles océaniques) pour les hornblendites ; **c)** Diagramme Nb/Th vs $(La/Sm)_{PM}$ montrant une affinité **OPB** (basaltes du plateau océanique) , **AVR** (roches volcaniques d'arc), les gneiss montrent une affinité de **TTGs**. Les lignes pointillées indiquent les valeurs du manteau primitif (Sun et McDonough, 1989). Les zones ombragées pour OPB, AVR et TTGs proviennent de Polat et Kerrich (2000) ; **d)** Diagramme Ti vs. V de Shervais (1982), montrant une affinité MORB et BAAB à arc tholéiitique

Dans le diagramme Nb/Th vs $(La/Sm)_{PM}$ la majorité des roches métavolcaniques mafiques (granulite mafique, amphibolite à grenat et metabasite) et les roches ultramafiques (hornblendites

et granulites ultramafiques) se trouvent dans le champ des basaltes du plateau océanique (OPB) et du N-MORB (Fig. 84c).

Les échantillons ont également été reportés dans divers diagrammes de discrimination tectonique, comme le diagramme Ti/1000 en fonction de V de [Shervais \(1982\)](#), dans lequel tous les échantillons de métavolcanites mafiques-ultramafiques ont les affinités des tholeiites d'arc à MORB et BAAB (Fig. 84d). De plus, pour évaluer les affinités géochimiques et tectoniques d'un large éventail de magmas basaltiques produits dans des environnements divergents, convergents et intraplaques, [Saccani \(2014\)](#) a proposé des diagrammes de discrimination basés sur les éléments Th et Nb normalisés à la composition de N-MORB (Fig. 85a, b). Dans ce diagramme, la majorité des échantillons des roches métavolcaniques mafiques (granulites mafiques, amphibolites à grenat et metabasite) et ultramafiques (granulites ultramafiques et hornblendites) se trouvent dans le champ des basaltes des bassins d'arrière-arc et seulement un petit nombre d'échantillons se trouvent dans les champs P-MORB, N-MORB, G-MORB et E-MORB. Les hornblendites présentent un type de basalte de dorsale médio-océanique avec une source riche en grenat (G-MORB) qui caractérise les marges des rifts de type alpin (c'est-à-dire non volcaniques) et les zones de transition océan-continent (OCTZ) ([Egina Aboula et al., 2023b](#)).

D'après [Pearce \(2008\)](#), les magmas de type P-MORB et E-MORB se forment de préférence en position distale des panaches, tandis que les magmas de type N-MORB sont plus proximales. En accord avec ce résultat, les roches métavolcaniques du complexe du Nyong étudiées ont la signature des magmas de sources générées près des panaches mantelliques. Ces roches ont été mises en place dans divers contextes tectoniques, y compris les bassins d'arrière-arc, le contexte intra-plaque, N-MORB, E-MORB et OIB ([Loose and Schenk, 2018](#) ; [Bouyo Houketchang et al., 2019](#) ; [Fuanya et al., 2019](#) ; [Moudioh et al., 2020](#) ; [Kwamou et al., 2021](#) ; [Owona et al., 2022](#) ; [Mvodo et al., 2022](#) ; [Swiffa Fajong et al., 2022](#)). Selon les diagrammes (Fig. 85a, b et c), les affinités N-MORB et E-MORB sont les plus prononcées dans les roches métavolcaniques mafiques-ultramafiques associées aux formations ferrifères de Toko-Nlokeng et dans le complexe du Nyong. En outre, la majorité des échantillons présentent un appauvrissement en Nb, Ta, Ti et Zr dans les spectres multi-éléments normalisés du manteau primitif (Figs. 68a-d, et 69a-d), qui sont souvent observés dans les contextes d'arc ([Wang et al., 2016](#) ; [El-Shazly et al., 2019](#)). Tout comme l'amphibolite à grenat de Mewengo et de Kribi présentée à titre de comparaison, les échantillons d'amphibolite à grenat et de granulites mafiques étudiés présentent des affinités d'arrière-arc et un E-MORB dans le diagramme ternaire La/10-Nb/8-Y/15 (Fig. 85c ; [Cabanis et Lecolle, 1989](#)). Les échantillons de granulites mafiques examinés présentent généralement des

caractéristiques de tholéïites d'arc et d'arrière-arc, contrairement aux autres granulites mafiques du complexe du Nyong. Dans le diagramme discriminant Th_N vs. Nb_N , les échantillons de Toko-Nlokeng sont répartis à la fois à l'intérieur et au-dessus du champ mantellique (Figs. 84b et 85a, b).

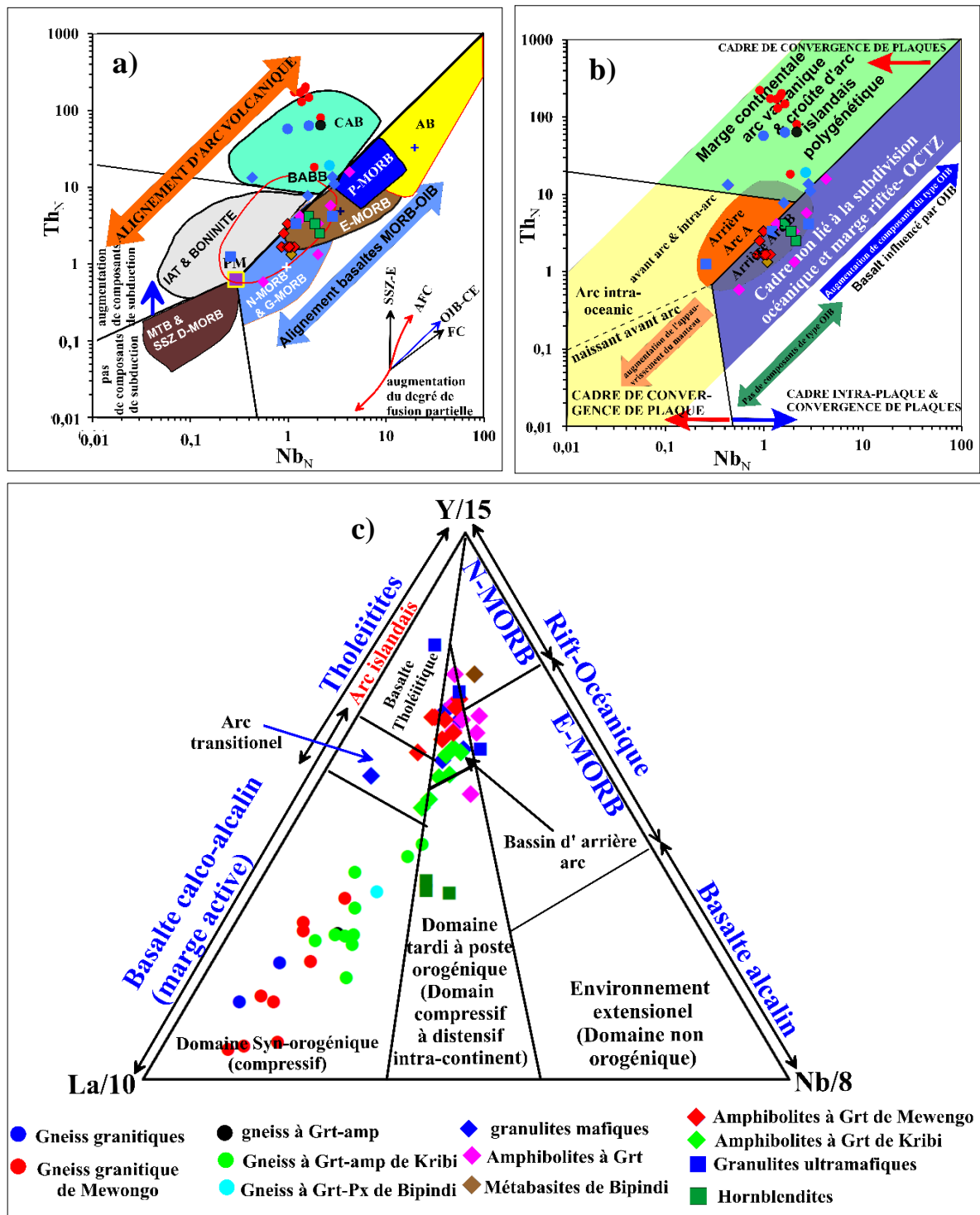


Figure 85. Cadre géodynamique et tectonique des roches hôtes de Toko-Nlokeng et ses environs : **a** et **b)** Diagramme $(Th)_N$ vs. $(Nb)_N$ (Saccani, 2014) montrant les différents contextes tectoniques des roches magmatiques de composition diverse ; **c)** Diagramme ternaire $La/10$ - $Nb/8$ - $Y/15$ (Cabanis et Lecolle, 1989)

Les échantillons d'amphibolite à grenat, cependant, se situent à l'intérieur du champ d'arrière-arc et de la zone N-MORB, tandis que les échantillons de granulite mafique se situent le long du champ d'arc et suivent une tendance d'enrichissement à l'intérieur de la plaque (Pearce, 2008). Les hornblendites tombent dans le domaine tardif à post-orogénique (Domain compressif à distensif intra-continent), les gneiss montrent l'affinité du domaine syn-orogénique (compressif) et les roches métavolcanites mafiques dans le domaine de bassin d'arrière arc.

Il est suggéré que le contexte tectonique des protolithes des roches de Toko-Nlokeng et d'autres roches métavolcaniques dans le complexe du Nyong est celui des bassins d'arrière-arc et à l'arc, d'après ces caractéristiques géochimiques et les études antérieures.

VI.4.4 Modèle d'évolution géodynamique du complexe du Nyong

Les nouvelles études isotopiques, géochronologiques et géochimiques entreprises dans le complexe du Nyong ont mis en évidence l'importance des épisodes d'accrétion du Paléoprotérozoïque précoce, marquant des événements majeurs de croissance et de remaniement de la croûte terrestre (Exemple., Loose et Schenk, 2018; Nga Essomba *et al.*, 2020 ; Bouyo Houketchang *et al.*, 2019 ; Owona *et al.*, 2020a, 2020b, 2022; Djoukouo Soh *et al.*, 2021; Soh Tamehe *et al.*, 2021, 2022a, 2022b), ainsi que la distribution des formations ferrifères. Plusieurs cristaux de zircon néo- et méso-archéens dans les FF du complexe du Nyong indiquent fortement que la subduction paléoprotérozoïque a pu se produire sous un bloc archéen dissimulé (c'est-à-dire un arc continental). Cette évolution géodynamique est liée au cadre tectonique du complexe du Nyong pendant l'orogénèse Eburnienne Trans-Amazonienne (par exemple, Loose et Schenk, 2018 ; Bouyo Houketchang *et al.*, 2019 ; Fuanya *et al.*, 2019 ; Moudioh *et al.*, 2020 ; Owona *et al.*, 2020a, 2021, 2022 ; Djoukouo Soh *et al.*, 2021 ; Soh Tamehe *et al.*, 2021 ; Kamguia *et al.*, 2022). Les arcs continentaux présentent une gamme étendue de compositions, depuis les stades pauvres en silice associés aux premiers stades de développement des marges de plaques convergentes jusqu'aux magmas hautement évolués marquant la fin de la subduction (Santos *et al.*, 2017, 2021 ; Caxito *et al.*, 2020). Ce type d'évolution géodynamiques des formations ferrifères associées aux roches métavolcaniques est observé en Egypte (El-Shazly *et al.*, 2019) et dans le craton du Congo à Elogo (Makamba *et al.*, 2023). Les roches métavolcaniques mafiques et ultramafiques du complexe de Nyong représentent des reliques d'un stade d'arc précoce d'environ 2100 Ma, dans lequel des magmas tholéitiques ont été générés par la fusion partielle du manteau et le dépôt des formations ferrifères à environ 2100 Ma. Si l'on considère l'âge qui coïncide avec la phase typique de la Cordillère et la mise en place du magma méta-péralumineux lié à cette étude,

ce dernier peut avoir été généré pendant une subduction en cours impliquant nécessairement un bref épisode de collision au cours duquel des magmas d'affinité calco-alcaline ont été générés. Ceci est confirmé par la présence des deux types d'éclogites mis en place pendant deux épisodes magmatiques dans le complexe du Nyong (Loose et Schenk, 2018 ; Bouyo *et al.*, 2019 ; Owona *et al.*, 2022). Cette orogénèse est similaire à l'évolution du complexe Alto Moxotó (Santos *et al.*, 2021) dans le NE du Brésil. Un autre schéma pourrait être observé en considérant une évolution d'arc continental (subduction océanique-collision continentale) et, dans ce cas, nous suggérons que le temps entre la subduction et la collision était <100 Ma (Fig. 86b et c).

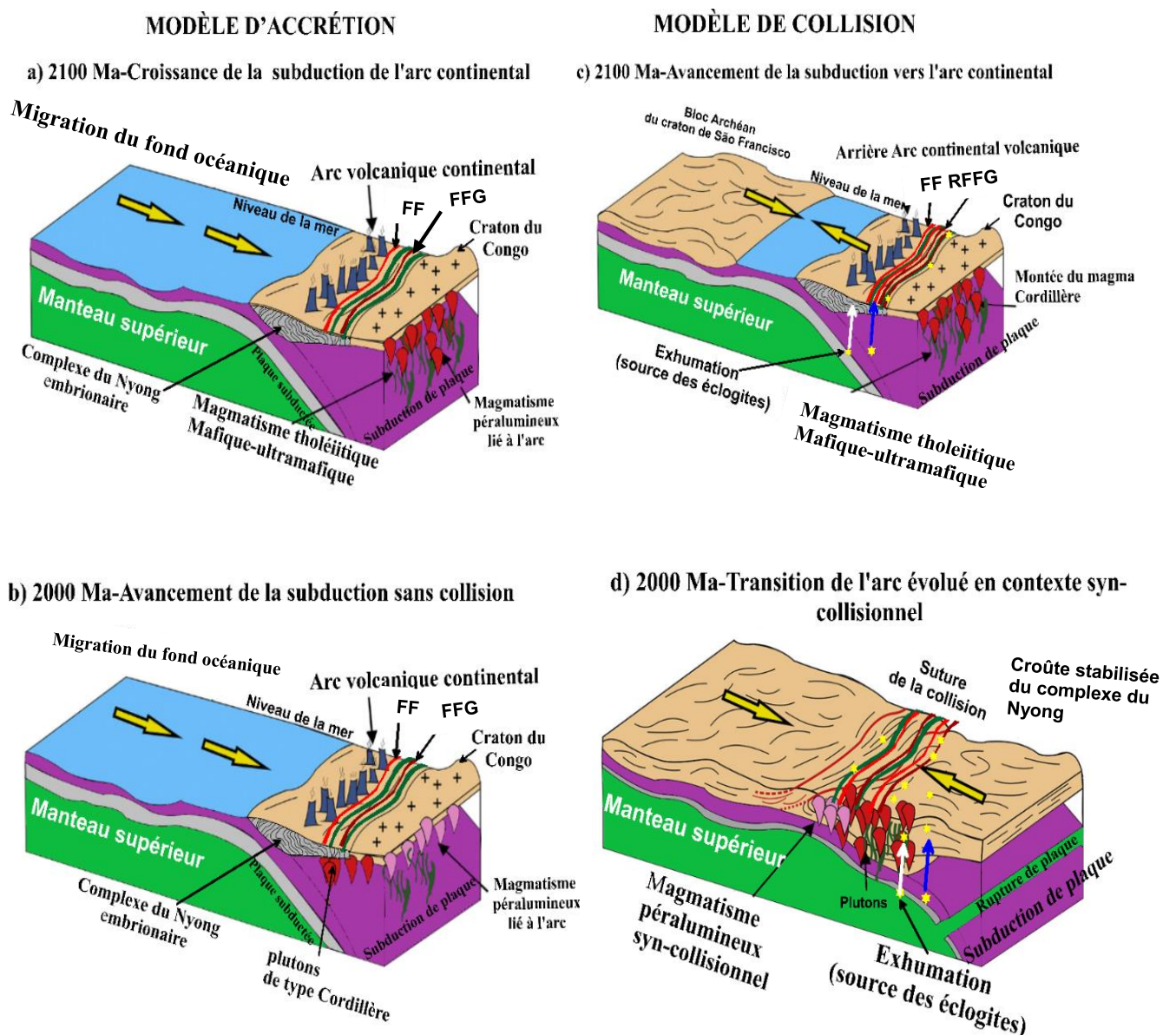


Figure 86. Scénarios tectoniques possibles pour l'évolution du complexe de Nyong, basés sur les séquences géologiques similaires entre l'Afrique et l'Amérique du Sud, qui se sont stabilisées entre 2100 et 2000 Ma (Toteu *et al.*, 1994 ; Penaye *et al.*, 2004 ; Lerouge *et al.*, 2006 ; Santos *et al.*, 2021) ; et le processus de subduction paléoprotérozoïque aux marges du complexe de Nyong - cratons de São Francisco

Au cours d'une courte période de croissance crustale, le magmatisme dominant de la Cordillère a été généré par la production de matériel juvénile mais aussi par le remaniement de la croûte archéenne du craton du Congo, marqué par des "batholites d'arc" tels que le protolithe des orthogneiss (Batholithes) dans le complexe de Ntem.

Lors de l'évolution ultérieure de l'arc, la fusion partielle du manteau est réduite et la rupture de la plaque est suivie d'une collision continent-continent (Fig. 86d), ce qui entraîne une fusion partielle de la croûte supérieure, créant des éclogite (Loose et Schenk, 2018 ; Bouyo Houketchang *et al.*, 2019 ; Owona *et al.*, 2022). D'autres compartiments d'arc opposés déplacés pourraient inclure des roches supracrustales du complexe de Nyong, qui donnent un âge de cristallisation maximal de 2850 Ma des âges les plus anciens des protolithes des amphibolites (Owona *et al.*, 2020a), ainsi que des détritiques provenant de sources du Paléoproterozoïque précoce et de l'Archéen tardif, qui constituent le principal prétendant à un vestige de bassin de rétro-arc au sein du complexe du Nyong. En outre, le gneiss potassique de 1850 Ma récemment décrit à la limite nord du craton du Congo au Cameroun par Kamani *et al.* (2021) peut également marquer des étapes avancées de stabilisation de la croûte continentale, interprétées comme la transition entre le magmatisme syn et post-collisionnel (Loose et Schenk, 2018 ; Bouyo Houketchang *et al.*, 2019 ; Owona *et al.*, 2020). Enfin, l'orogénèse de transition Eburnéen/Transamazonien du Cameroun est encore mal comprise, tant en Amérique du Sud (Brésil), et a reçu une attention majeure en raison de son association avec des pics métamorphiques éclogite-granulite, suggérant le développement de sutures pendant la période d'activité de l'arc (Owona *et al.*, 2020a, 2022). Cette phase d'évolution géodynamique est similaire aux travaux de Neves *et al.* (2015) et Santos *et al.* (2021) au Brésil. Comme le montrent les modèles distincts proposés dans cette thèse, l'histoire orogénique de Toko-Nlokeng dans le complexe du Nyong au cours de cette période nécessite encore des données géochronologiques, géochimiques, d'isotopes stables et des investigations supplémentaires.

CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES

L'approche multidisciplinaire (structurale, lithostratigraphique et géochimique) appliquée à l'étude des formations géologiques du secteur Toko-Nlokeng a permis de mieux cerner les épisodes tectoniques, le métamorphisme et les minéralisations ferrifères associées à cette partie du complexe du Nyong. Pour y parvenir, au début de notre travail, nous nous sommes fixés pour objectifs de : faire une cartographie détaillée dudit secteur à travers un inventaire lithologique succinct ensuite une étude pétrographique combinée à l'étude structurale détaillée des différentes formations et enfin de faire une étude géochimique sur roche totale desdites formations pour déterminer la nature et l'origine des minéralisations en fer et l'évolution géodynamiques du complexe du Nyong.

Les conclusions suivantes peuvent être tirées :

(1) Les données magnétiques et radiométriques aéroportées ont fourni une importante base de données sur la cartographie litho-structurale et la localisation des zones minéralisées. Les corps discrets modérément et fortement magnétiques correspondent aux FF et aux intrusions mafiques et ultramafiques. Les zones de cisaillement sont orientées NE-SW et forment des systèmes de failles avec une largeur significative de déformation ductile indiquée par la troncature des unités magnétiques, une bande linéaire due à la déformation dans la direction du cisaillement et une réponse magnétique diminuée (destruction de la magnétite).

(2) Les FF plongent peu vers le Nord-Ouest et sont localement épaissies par des plis asymétriques orientés vers le Nord-Est. Le secteur de Toko-Nlokeng a été affectée par quatre (04) événements de déformation, notamment D₁ et D₂ ductile, D₃ ductile-fragile, et D₄ cassante post-orogénique. Le rôle des structures D₁₋₂ dans le modèle de genèse du minerai de fer et de la minéralisation en or dans la ceinture de roches vertes paléoprotozoïques a été très important en fournissant des voies pour la circulation des fluides minéralisateurs. La distribution actuelle des indices d'or dans la structure D₂ liée aux zones de cisaillement transcrustales semble être conforme aux considérations théoriques du point de vue de l'exploration.

(3) Les FF de Toko-Nlokeng sont composées de 35% de FFR et les 65% de FFG. Leur composition chimique indique que Si₂O et Fe₂O₃ constituent plus de 95 % de la roche, caractéristique des sédiments chimiques purs. Les rapports Si/Al, Fe/Ti ; et Fe/Al élevés, ainsi que les anomalies positives en Eu, indiquent que les éléments chimiques des FF de Toko-Nlokeng proviennent d'une source hydrothermale. Leurs teneurs en fer natif sont faibles (28,82 % - 42,26 %), caractéristiques du minerai de fer pauvre.

(4) Le contexte géotectonique de dépôt révélé par les caractères géochimiques est celui de marge continentale active où les éléments chimiques (Fe et Si) ont précipité à partir d'un mélange d'eau de mer et de fluide hydrothermal à basse température. Les anomalies positives en Europium

($\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{SN}} > 1,8$) ainsi que l'association avec les métavolcanites sont compatibles avec le caractère des FF du type Algoma.

(5) Les données géochimiques des roches associées aux FF de cette étude montrent que les roches métavolcaniques mafiques-ultramafiques métamorphisées sont liées à des magmas métalumineux et tholéitiques mais tendent vers une nature calco-alcaline. Les gneiss granitiques sont magnésiens, granitoïdes de type I et peralumineux. Cette affinité leur confère une source mixte cristallisée dans un cadre lié à la croûte continentale et à l'arc et un apport mantellique. Les hornblendites de Toko-Nlokeng présentent une fusion partielle d'environ 5 % d'une source composée de péridotite à grenat et amphibole, le rapport moyen $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 7,56 > 2$. Ce résultat suggère que les hornblendites n'ont pas la même source magmatique que les autres roches mafiques-ultramafiques du complexe du Nyong et leur magma provient de l'asthénosphère.

(6) L'interprétation géochimique suggère également que les roches hôtes étudiées font partie d'un large spectre magmatique généré dans un contexte d'arc continental, dans lequel le magma tholéitique a été mis en place à un stade précoce de la subduction et le matériel méta à peralumineux résulte de la fusion et de la contamination de la croûte pendant la convergence tardive, marquant la fin de l'activité orogénique dans la ceinture de roches vertes du complexe de Nyong pendant le Paléoprotérozoïque.

(7) L'implication de l'évolution géodynamique sur l'enrichissement de la minéralisation en fer est lié aux fluides hydrothermaux dans un contexte d'arrière-arc lié au régime tectonique distal dans la région de Toko-Nlokeng et suggère leur génération dans un contexte d'arc intra-océanique suivi d'une accréation sur une marge continentale active. L'évolution géodynamique du secteur de Toko-Nlokeng est liée au processus de subduction et de collusion de la fin du Néoarchéen le long d'une marge continentale en extension, où les assemblages des roches ferrifères dominantes subissent un changement géodynamique séquentiel de l'extension à la compression.

Dans les travaux ultérieurs, il serait souhaitable que des études plus approfondies de minéralogie, de géochimie (isotopique) et de géochronologie soient faites pour mieux caractériser les formations ferrifères et les roches hôtes de Toko-Nlokeng. Les analyses à la microsonde permettront de déterminer avec certitude la minéralogie du minerai et les études géochronologiques permettront de dater les entités lithologiques en particulier les hornblendites et les granulites ultramafiques pour compléter l'évolution géodynamique du complexe du Nyong. Des études de la géochimie des isotopes stables seront nécessaires pour caractériser le paléoenvironnement du dépôt.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Agrella-Filho, M.S., Feybesse, Prian, J.P., Dupuis, D., Ndoug, J.E., 1996. Paleomagnetism of precambrian rocks from Gabon, Congo craton. *Journal of African Earth Sciences*, 22, 65-80.
- Akame, J.M., Assembe, S.P., Zo'o Zame, P., Owona, S., Ndougsa, M.T., Azia, G.A., Mvondo, O.J., 2019. The Sangmelima granite-greenstone belts (South Cameroon): Integration of remote sensing and aeromagnetic data for structural interpretation. *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Sciences*, 22, 37–47.
- Akame, J.M., Debaille, V., Poujol, M., 2023. Combined bulk-rock Lu-Hf and Sm-Nd isotopic study of Archean granitoids and mafic rocks from Sangmelima terranes (Ntem Complex, south Cameroon): Geodynamic implications. *Precambrian Research* 392, 107072.
- Akame, J.M., Oliveira, E.P., Poujol, M., Hublet, G., Debaille, V., 2020. LA–ICP–MS zircon U-Pb dating, Lu-Hf, Sm-Nd geochronology and tectonic setting of the Mesoarchean mafic and felsic magmatic rocks in the Sangmelima granite-greenstone terrane, Ntem Complex (South Cameroon). *Lithos*, 372–373, 105702.
- Akame, J.M., Schulz, B., Owona, S., Debaille, V., 2021. Monazite EPMA-CHIME dating of Sangmelima granulite and granitoid rocks in the Ntem Complex, Cameroon: Implications for Archean tectono-thermal evolution of NW Congo craton. *Journal of African Earth Sciences*, 181, 104268.
- Akin, S. J., Pufahl, P. K., Hiatt, E. E., Pirajno, F., Sheldon, N., 2013. Oxygenation of shallow marine environments and chemical sedimentation in Palaeoproterozoic peritidal settings: Frere Formation, Western Australia. *Sedimentology*, 60, 1559–1582.
- 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.
- Alsop, G.I., Weinberger, R., Marco, S., Levi, T., 2021. Detachment fold duplexes within gravity-driven fold and thrust systems. *Journal of Structural Geology*, 142, 104207.
- Angerer, T., Hagemann, S. G., Danyushevsky, L. V., 2012. Geochemical evolution of the banded iron formation-hosted high-grade iron ore system in the Koolyanobbing Greenstone Belt, Western Australia. *Economic Geology*, 107, 599-644.
- Angerer, T., Hagemann, S.G., Danyushevsky, L., 2013. High-grade iron ore at Windarling, Yilgarn craton: A product of syn-orogenic deformation, hydrothermal alteration, and supergene modification in an Archean BIF-basalt lithostratigraphy. *Mineralium Deposita*, 48, 697–728.
- Assomo, N.G.S., Ganwa, A.A., Ntomba, S.M., Ndjigui, P-D., 2021. Provenance, nature, and U–Pb zircon geochronology of Ngaye rocks (Adamawa-Yadé Shield, Central Cameroon): New insights into the evolution of Archean crust within the Pan-African belt. *Geological Journal*, DOI: 10.1002/gj.4231.
- Aye, A.B, Sababa, E., Ndjigui, P.D., 2017. Geochemistry of S, Cu, Ni, Cr and Au-PGE in the garnet amphibolites from the Akom II area in the Archaea Congo Craton, Southern Cameroon. *Chemie der Erde*, 77(1), 81–93.

- Ayres, D.E., 1972. Genesis of iron-bearing minerals in banded iron formation mesobands in the Dales Gorge Member, Hamersley Group, Western Australia. *Economic Geology*, 67, 1214–1233.
- Azeuda Ndonfact, K.I., Xie, Y., Zhong, R., Yomeun, B.S., Cui, K., Shan, X., 2022. Tectonic evolution of Neoproterozoic rocks, eastern Cameroon: Implication for gold mineralization in the Bétaré Oya and Woumbou–Colomine–Kette districts. *Precambrian Research*, 368, 106475.
- Bagnouls, L. et Gaussen, H., 1957. Les climats biologiques et leur classification. *Annales de Géographie* XXVI, 355, 193-220.
- Bark, G., Weihed, P., 2012. Geodynamic settings for Paleoproterozoic gold mineralization in the Svecofennian domain: A tectonic model for the Fäboliden orogenic gold deposit, northern Sweden. *Ore Geology Reviews*, 48, 403–412.
- Barrett, T.J., 1981. Chemistry and mineralogy of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the North Apennines, Italy. *Chemical Geology*, 34, 289–317.
- Bastida, F., Aller, J., Fernandez, F.J., Lisle, R.J., Bobillo-Ares, N.C., Menéndez, O., 2014. Recumbent folds: key structural elements in orogenic belts. *Earth-Science Reviews*, 135, 162–183.
- Bau, M., Dulski, P., 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, 79, 37–55.
- Bau, M., Dulski, P., 1999. Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: implications for Y and REE behaviour during nearvent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater. *Chemical Geology*, 155, 77–90.
- Bauer, T.E., Andersson, J.B.H., Sarlus, Z., Lund, C., Kearney, T., 2018. Structural controls on the setting, shape, and hydrothermal alteration of the Malmberget iron oxide-apatite deposit, Northern Sweden. *Economic Geology*, 113, 377–395.
- Bauer, T. E., Lynch, E. P., Sarlus, Z., Dreijing-Carroll, D., Martinsson, O., Metzger, N., Wanhainen, C., 2022. Structural Controls on Iron Oxide Copper-Gold Mineralization and Related Alteration in a Paleoproterozoic Supracrustal Belt: Insights from the Nautanen Deformation Zone and Surroundings, Northern Sweden. *Economic Geology*, 117, 327–359.
- Bekker, A., Slack, J.F., Planavsky, N., Krapez, B., Hofmann, A., Konhauser, K.O., Rouxel, O.J., 2010. Iron formation: the sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic and biospheric processes. *Economic Geology*, 105, 467–508.
- Belevtsev, Y.N., Belevtsev, R.Y., Siroshstan, R.I., 1982. The Krivoy Rog Basin. In: Trendall, A.F., Morris, R.C. (Eds.), *Iron-Formation: Facts and Problems*. Elsevier, Amsterdam. 211–252.
- Beura, D., Behera, R., 2018. Iron ore localisation and its controlling factors in the eastern limb of Bonai Keonjhar belt, Odisha, India. *International Research Journal of Earth Sciences*, 6(6), 9–15.
- Bilong, P., Eno Belinga, S., Volkoff, B., 1992. Séquence d'évolution des paysages cuirasses et des sols ferrallitiques en zones forestières tropicales d'Afrique centrale. Place des sols à horizons d'argile tachetée. *Académie des Sciences de Paris*, 314, 109-115.

- Binam, M.E.P., Bondjè, B.L.M., Takodjou, W.J.D., Agbor, T., Bineli, B.T., Ipan, A.S., Tchami, N.L., Bitom, D.L., 2018. Lithologic and structural mapping of the Abiete–Toko gold district in southern Cameroon, using Landsat 7 ETM+/SRTM. *Comptes Rendus Geosciences*, 350(3), 130–140.
- Blenkinsop, T.G., Doyle, M.G., 2010. A method for measuring the orientations of planar structures in cut core. *Journal of Structural Geology*, 32, 741–745.
- Bolhar, R., Kamber, B.S., Moorbath, S., Fedo, C.M. Whitehouse, M.J., 2004. Characterization of Early Archaean chemical sediment by trace element signatures. *Earth and Planetary Science Letters*, 222, 43–60.
- Bonatti, E., 1975. Metallogenesis at oceanic spreading centers. *Annual Review in Earth and Planet*, 3, 401–433.
- Bostrom, K., 1973. The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments. *Stockh. Contribution. Geology*, 27, 149–243.
- Bouyo Houketchang, M., Penaye, J., Mourib, 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.
- BUCREP., 2010. Rapport de représentation les résultats définitifs. 3^{ème} Recensement Général de la Population Humaine du Cameroun. Bureau Central des Recensements et des Etudes de la Population, 67 P.
- Cabanis, B., Lecolle, M., 1989. Le Diagramme La/10-Y/15-Nb/8 : Un Outil Pour La Discrimination Des Séries Volcaniques et La Mise En Évidence Des Processus de Mélange et/Ou de Contamination Crustale. *Comptes Rendues de l'Académie des Sciences Ser. IIA* 309, 2023-2029.
- Caxito, F.A., Santos, L.C.M.L., Ganade, C.E., Bendaoud, A., Fettous, E.-H., Bouyo, M.H., 2020. Toward an integrated model of geological evolution for NE Brazil-NW Africa: the Borborema Province and its connections to the Trans-Saharan (Benino-Nigerian and Tuareg shields) and Central African orogens. *Brazilian Journal of Geology*, 50, <https://doi.org/10.1590/2317-4889202020190122>.
- Chombong, N.N., Suh, C.E., 2013. 2883 Ma commencement of BIF deposition at the northern edge of Congo craton, southern Cameroon: new zircon SHRIMP data constraint from metavolcanics. *Episodes*, 36, 47–57.
- Chombong, N.N., Suh, C.E., Lehmann, B., Vishiti, A., Ilouga, D.C., Shemang, E.M., Tantoh, B.S., Kedia, A.C., 2017. Host rock geochemistry, texture and chemical composition of magnetite in iron ore in the Neoproterozoic Nyong unit in southern Cameroon. *Applied Earth Science*, 126 (3), 129–145.
- Cloud, P., 1973. Paleogeological significance of banded iron-formation. *Economic Geology* 68, 1135–1143.
- Criaud, J., 1985. Géographie du Cameroun. Nouvelle édition : les Classiques Africains.
- Cunningham, M.; De Waele, B., 2012. Geological Mapping of Badondo and Iron Mineralisation Targets, Republic of Congo. *Structural Geology Resources*, 54, 54–56.

- Dalstra, H.J., 2014. Structural evolution of the Mount Wall region in the Hamersley province, Western Australia and its control on hydrothermal alteration and formation of high-grade iron deposits. *Journal of Structural Geology*, 67, 268–292.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183–210.
- De Waele, B., Lacorde, M., Rivers, J., 2015. Banded iron formations and associated detrital iron deposits of the Western Congo Craton. In: SEG Conference.
- Deassou, S.E., Soh Tamehe, L., Ganno, S., Nzepang, T.M., Lemdjou, Y.B., Dadjo D, H., Rosière, C.A., Nzenti, J.P., Bekker, A., 2022. Geochronological and geochemical constraints for the metavolcanosedimentary succession of the Nyong Complex, northwestern margin of the Congo craton: Implications for depositional age and tectonic setting of associated banded iron formations. *Precambrian Research*, 383, 106910.
- Deng, J., Wang, Q., 2016. Gold mineralization in China: Metallogenic provinces, deposit types and tectonic framework. *Gondwana Res.* 36, 219–274.
- Deschamps, F., Godard, M., Guillot, S., Hattori, K., 2013. Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos*, 178, 96–127.
- Djoukouo Soh, A.P., Ganno, S., Zhang, L.C., Soh Tamehe, L., Wang, C.L., Peng, Z.D., Tong, X.X., Nzenti, J.P., 2021. Geochemical and geochronological constraints on the origin of the Bibole banded iron formations, northwestern Congo Craton, Cameroon: Implications for their depositional age and tectonic environment. *Geological Magazine*, 158, 2245–2263.
- Drummond, M.S., Defant, M.J., 1990. A model for trondhjemite–tonalite–dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, 95, 21503–21521.
- Ebah Abeng, S.A., Ndjigui, P.-D., Aye, A.B., Teutsong, T., Bilong, P., 2012. Geochemistry of pyroxenites, amphibolites and their weathered products in the Nyong unit, SW Cameroon (NW border of Congo craton): implications for Au-PGE exploration *Journal of Geochemical Exploration*, 114, 1–19.
- Eggseder, M.S., Cruden, A.R., Dalstra, H.J., Nicholas, L., 2017. The role of deformation in the formation of banded iron formation-hosted high-grade iron ore deposits, Hamersley Province (Australia). *Precambrian Research*, 296, 62–77.
- El-Shazly, A.; Khalil, K.; Helba, H., 2019. Geochemistry of banded iron formations and their host rocks from the Central Eastern Desert of Egypt: A working genetic model and tectonic implications. *Precamb Research*, 325, 192–216.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J., O'niions, R.K., 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, 1199–1212.
- Evina Aboula, Y., 2018. Études pétrographique, structurale et géochimique des formations ferrifères de Toko (Sud-Cameroun). Mémoire de Master, Faculté des Sciences, Université de Yaoundé I, 102p.

- Evina Aboula, Y.S., Mvondo Ondo, J., Ndjigui, P-D., 2023a. Mapping Geological configuration using geophysics data: An investigative approach in targeting iron ore, gold mineralization and other commodities, a case study of Toko-Nlokeng area (Nyong Greenstone Belt, SW Cameroon). *Applied Earth Science*, <https://doi.org/10.1080/25726838.2023.2218686>.
- Evina Aboula, Y.S., Ndjigui, P-D., Mvondo Ondo, J., 2023b. Petrology and geochemistry of metamorphosed rocks associated with iron formations of the Toko-Nlokeng iron deposit, (Southern Cameroon): Implications for geodynamic evolution and mineralization. *Geological Journal*, 1–40.
- Evina Aboula, Y.S., Odigui, A.H., Ndjigui, P-D., Mvondo Ondo, J., 2023c. Petrography, lithostratigraphy, and geochemistry of iron formations from Toko-Nlokeng area (northwestern Congo craton): Implications for origin, depositional tectonic setting, and potential iron ore resource deposit. *Ore and Energy Resource Geology*, 14, 100020.
- Fernández, F.J., Aller, J., Bastida, F., 2007. Kinematics of a kilometric recumbent fold: the Courel syncline (Iberian massif, NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 29, 1650–1664.
- Fossen, H., Cavalcante, G.C.G., Pinheiro, R.V.L., Archanio, C.J., 2019. Deformation – progressive or multiphase? *Journal of Structural Geology*, 125, 82–99.
- Fossi, D.H., Dadjou, D.H., Takodjou Wambo, J.D., Ganno, S., Pour, A.B., Kankeu, B., Nzenti, J.P., 2021. Structural lineament mapping in a sub-tropical region using Landsat-8/SRTM data: a case study of Deng-Deng area in Eastern Cameroon. *Arabian Journal of Geosciences*, 14, 1–22.
- Fossi, D.H., Ganno, S., Nzepang Tankwa, M., Soh Tamehe, L., Ayonta, K.P., Kouaye, T.C.L., Kankeu, B., Nzenti, J.P., 2022. Petrogenesis and tectonic setting of the Pan-African Deng-Deng intrusive complex in the Lom series, Eastern Cameroon. *Journal of African Earth Science*, 188, 104484.
- Fozing, E.M., Kwékam, M., Gountie, D.M., Asobo, N.E., Njanko, T.A.F., 2019. Magnetic petrography and geochemistry of amphibolites from the Fomopéa Pluton (West Cameroon): origin and geodynamic setting. *Journal of African Earth Science*, 154, 181–194.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2033–2048.
- Fuanya, C., Bolarinwa, A.T., Kankeu, B., Yongue, F.R., Tangko, E.T., Nkepguep, Y.F., 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.
- Fuh, C.G., Tchakounte, N.J., Kundu, O.M., Tchop, J.L., Nkoumbou, C., 2021. Four Pan-African plutonic sets of the Colomines gold district (East-Cameroon): petrogenesis, K-Ar dating and geodynamic significance. *Journal of African Earth Sciences*, 181, 104220.
- Ganno, S., Moudioh, C., Nchare, N.A., Kouankap Nono, G.D., Nzenti, J.P., 2016. Geochemical fingerprint and iron ore potential of the siliceous itabirite from Palaeoproterozoic Nyong Series, Zambi area, southwestern Cameroon. *Resource Geology*, 66 (1), 71–80.
- Ganno, S., Ngnotue, T., Kouankap Nono, G.D., Nzenti, J.P., Notsa, F.M., 2015. Petrology and geochemistry of the banded iron-formations from Ntem complex greenstones belt, Elom area,

- Southern Cameroon: implications for the origin and depositional environment. *Chemie Erde*, 75, 375–387.
- Ganno, S., Njiosseu, T.E.L., Kouankap Nono, G.D., Djoukouo Soh, A., Moudioh, C., Ngnotué, T., Nzenti, J.P., 2017. A mixed seawater and hydrothermal origin of Superior-type banded iron formation (BIF)-hosted Kouambo iron deposit, Palaeoproterozoic Nyong Series, Southwestern Cameroon: Constraints from petrography and geochemistry. *Ore Geology Reviews*, 80, 860–875.
- Ganno, S., Tsozué, D., Kouankap, N.G.D., Tchouatcha, M.S., Ngnotue, T., Takam, G.R., Nzenti, J.P., 2018. Geochemical constraints on the origin of banded iron formation-hosted iron ore from the Archaean Ntem Complex (Congo Craton) in the Meyomessi area, Southern Cameroon. *Resource Geology*, 68 (3), 287–302.
- Ganwa, A., Klötzli, S. U., Hauzenberger, C., 2016. Evidence for Archean inheritance in the pre-Panafrican crust of Central Cameroon: Insight from zircon internal structure and LA-MC-ICP-MS U-Pb ages. *Journal of African Earth Sciences*, 120, 12–22.
- Goscombe, B. et Passchier, C. W., 2003. Asymmetric boudins as shear sense indicators an assessment from field data. *Journal of Structural Geology*, 25, 575–589.
- Goscombe, B.D., Passchier, C.W., Hand, M., 2004. Boudinage classification: end-member boudin types and modified boudin structures. *Journal of Structural Geology*, 26, 739–763.
- Gatse Ebotehouna, C., Xie, Y., Adomako-Ansah, K., Pei, L., 2019. Fluid inclusion and oxygen isotope characteristics of vein quartz associated with the nabeba iron deposit, Republic of Congo: Implications for the enrichment of hypogene ores. *Minerals*, 9, 677.
- Gatse Ebotehouna, C., Xie, Y.L., Adomako-Ansah, K., Qu, Y.W., 2021. Petrology, geochemistry, and zircon U-Pb-Lu-Hf isotopes of granitoids from the Ivindo Basement Complex of the Souanke Area, Republic of Congo: Insights into the evolution of Archean continental crust. *Geology Journal*, 56 (9), 4861–4887.
- Gatse Ebotehouna, C., Xie, Y.L., Zhong, R.C., 2017. Genesis of the Nabeba-Cabosse iron deposit, northwestern Republic of Congo. Conference paper, SEG 2017: Ore Deposits of Asia: China and Beyond.
- Geng, H., Sun, M., Yuan, C., Zhao, G., Xiao, W., 2011. Geochemical and geochronological study of early Carboniferous volcanic rocks from the West Junggar: petrogenesis and tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 42, 854–866.
- German, C.R., Elderfield, H., 1990. Application of the Ce-anomaly as a paleoredox indicator: the ground rules. *Paleoceanography* 5, 823–833.
- Gourcerol, B., Blein, O., Chevillard, M., Callec, Y., Boudzoumou, F., Djama, L.-M.J., 2022. Depositional Setting of Archean FFR from Congo: New Insight into Under-Investigated Occurrences. *Minerals*, 12, 114.
- Gross, G.A., 1965. Geology of iron deposits in Canada. V. 1, General geology and evaluation of iron deposits. Economic Report No. 22 Geol. Surv. of Canada.

- Gross, G.A., 1980. A classification of iron-formation based on depositional environments. *Canadian Mineralogist*, 18, 215 – 222.
- Gross, G., 1983. Tectonic systems and the deposition of iron-formation. *Precambrian Research*, 20, 171–187.
- Gurvich, E., 2006. *Metalliferous Sediments of the World Ocean: Fundamental Theory of Deep-Sea Hydrothermal Sedimentation*. Springer, Berlin.
- Halla, J., 2020. The TTG-amphibolite terrains of Arctic Fennoscandia: Infinite networks of amphibolite metatexite-diatexite transitions. *Frontiers in Earth Science*, 8, 252.
- Han, C., Xiao, W., Su, B., Chen, Z., Zhang, X., Ao, S., Zhang, J., Zhang, Z., Wan, B., Song, D., 2014. Neoproterozoic Algoma-type banded iron formations from Eastern Hebei, North China Craton: SHRIMP U-Pb age, origin and tectonic setting. *Precambrian Research*, 251, 212–231.
- Holcombe, R., 2008. Oriented drillcore: measurement and calculation procedures for structural and exploration geologists. http://www.holcombecoughlin.com/HCA_downloads.htm.
- Holland, H.D., 1973. The oceans: A possible source of iron in iron formations. *Econ Geol.* 68, 1169–1172.
- Huston, D.L., Champion, D.C., Gassidy, K.F., 2014. Tectonic controls on the endowment of neoproterozoic cratons in volcanic-hosted massive sulfide deposits: evidence from lead and neodymium isotopes. *Economic Geology*, 109, 11–26.
- Ilouga, D.C.I., Ndong, B.F., Ziem, A., Bidias, L. A., Olinga, J. B., Tata, E., 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, 218–228.
- Ilouga, D.C.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 Geosciences*, 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 Geology*, 26, 105–117.
- James, H.L., 1954. Sedimentary facies of iron-formation. *Economic Geology*, 49, 235 – 293.
- Jayananda, M., Santosh, M., Aadhishan, K.R., 2018. Formation of Archean (3600–2500Ma) continental crust in the Dharwar Craton, southern India. *Earth-Science Reviews*, 181, 12–42.
- Jébrak, M., Marcoux, É., 2008. *Géologie des ressources minérales. Ressources naturelles et Faune*, Québec, 667 p.
- Jenson, L.S., 1976. A new method of classifying alkali volcanic rocks. Ontario Division Mineral, *Miscellaneous Paper*. 66, 22.
- Johnson, C.M., Beard, B.L., Roden, E.E., 2008. The iron isotope fingerprints of redox and biogeochemical cycling in the modern and ancient Earth. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 36, 457–493.

- Jung, C.; Jung, S.; Hoffer, E.; Berndt, J., 2006. Petrogenesis of Tertiary Mafic Alkaline Magmas in the Hoheifel, Germany. *Journal of Petrology*, 47, 1637–1671.
- Kamani, K.M.S., Wang, W., Tchouankoue, J.P., Huang, S.F., Yomeun, B., Xue, E.K., Lu, G.M., 2021. Neoproterozoic syn-collision magmatism in the Nkondjock region at the northern border of the Congo craton in Cameroon: Geodynamic implications for the Central African orogenic belt. *Precambrian Research*, 353, 106015.
- Kamguia Woguia, B., Kouankap Nono, G.D., Nga Essomba, T.P.E., Tanko Njiosseu, E.L., Ayonta Kenne, P., Nzenti, J.P., 2022. Geochemistry and U-Pb zircon age of the Paleoproterozoic metasedimentary rocks from the Bidou I, Nyong Series, Cameroon: Implications for provenance and tectonic setting. *Arabian Journal of Geosciences*, 15, 154.
- Kato, Y., Ohta, I., Tsunematsu, T., Watanabe, Y., Isozaki, Y., Maruyama, S., 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, 3475–3497.
- Klein, C., 2005. Some Precambrian banded iron-formations (FFR) from around the world: their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist*, 90, 1473–1499.
- Klein, C., Beukes, N.J., 1989. Geochemistry and sedimentary of a facies transition from limestone to iron formation deposition in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. *Economic Geology*, 84, 1733–1774.
- Kouankap Nono G.D., Fai, B.E., Azinwi, T.P., Nyangono, A.A.J., Fomekong, K.B., Fontem, K.N., Suh, C.E., 2021. Gold deposit type and implication for exploration in the Abiete-Toko Gold District, South Cameroon: constraint from morphology and microchemistry of alluvial gold grains. *Heliyon*, 7, e06758.
- Kouankap Nono, G.D., Minyem, D., Nga Essomba, T.P.E., Kwamou, W.M.M., Kamguia Woguia, B., Nkouathio, D.G., 2022. Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of granitic gneisses in the Mewengo iron deposits: evidence of Archean fingerprints within the Paleoproterozoic Nyong Group, Cameroon. *Arabian Journal of Geosciences*, 15, 1498.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American mineralogist*, 68, 277-279.
- Kwamou, W.M.M., Kouankap, N.G.D., Nkouathio, D.G., Ayonta, K.P., 2021. Petrogenesis and U-Pb zircon dating of amphibolite in the Mewengo iron deposit, Nyong series, Cameroon: fingerprints of iron depositional geotectonic setting. *Arabian Journal of Geosciences*, 14, 872.
- Lascelles, D.F., 2007. Black smokers and density currents: An uniformitarian model for the genesis of banded iron-formations. *Ore Geology Reviews*, 32 (1-2), 381 – 411.
- Laurent, O., Bjornsen, J., Wotzlaw, J., Bretscher, S., Pimenta Silva, M., Moyen, J., Ulmer, P., Bachmann, O., 2020. Earth’s earliest granitoids are crystal-rich magma reservoirs tapped by silicic eruptions. *Nature Geoscience*, 13, 163–169.

- Le Bas, J.M., Le Maitre, R.V., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745–750.
- Lerouge, C., Cocherie, A., Toteu, S.F., Penaye, J., Milesi, J.P., Tchameni, R., Nsifa, N.E., Fanning, C.M., Deloule, 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 Brasil and central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 413–427.
- Li, X.H., Chen, Y., Li, J., Yang, C., Ling, X.X., Tchouankoue, J.P., 2016. New isotopic constraints on age and origin of Mesoarchean charnockite, trondhjemite and amphibolite in the Ntem Complex of NW Congo Craton, southern Cameroon. *Precambrian Research*, 276, 14–23.
- Liou, P., Guo, J., 2019. Generation of archaean TTG gneisses through amphibole dominated fractionation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124, 3605–3619.
- Loose, D., Schenk, V., 2018. 2.09 Ga old eclogites in the Eburnean-Transamazonian orogen of southern Cameroon: Significance for Palaeoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Research*, 304, 1–11.
- Makamba, N.L., Bouenitela, V.T.T., Matiaba-Bazika, U.V., Boudzoumou, F., 2023. Geochemistry and Petrogenesis of Basic and Ultrabasic Rocks Elogo Complex in Ivindo Archean Block (Congo Craton): Geodynamic Implications. *Open Journal of Geology*, 13, 107–135.
- Marchig, V., Gundlach, H., Möller, P., Schley, F., 1982. Some geochemical indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments. *Marine Geology*, 50, 241 – 256.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F., Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79, 1–24.
- Maurizot, P., Abessolo, A., Feybesse, J.L., Johan, L.P., 1986. Étude de prospection minière du Sud-Ouest Cameroun. Synthèse des travaux de 1978 à 1985. Rapport de BRGM. 85, p. 274.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223–253.
- McLennan, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: Lipin, B.R., McKay, G.A. (Eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. *Reviews Mineralogy Geochemistry*, 169–200.
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37, 215–224.
- Milesi, J.P., Toteu, S.F., Deschamps, Y., Feybesse, J.L., Lerouge, C., 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.
- Moon, I., Lee, I., Yang X., 2017. Geochemical constraints on the genesis of the Algoma-type banded iron formation (BIF) in Yishui County, western Shandong Province, North China Craton. *Ore Geology Reviews*, 89, 931–945.

- Moudioh, C., Soh Tamehe, L., Ganno, S., Nzepang Tankwa, M., Brando Soares, M., Ghosh, R., Kankeu, K., Nzenti, J.P., 2020. Tectonic setting of the Bipindi greenstone belt, northwest Congo Craton, Cameroon: Implications for BIF deposition. *Journal of African Earth Sciences*, 171, 103971.
- Moyen, J. F., 2011. The composite Archaean grey gneisses: Petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. *Lithos*, 123, 21–36.
- Muller, D., Groves, D., Bhattachargi, S., 1997. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. 2nd edn. Springer.
- Münker, C., 2000. The isotope and trace element budget of the Cambrian Devil River arc system, New Zealand: Identification of four source components. *Journal of Petrology*, 759–788.
- Mvodo, H., Ganno, S., Kouankap Nono, G.D., Fossi, D.H., Nga Essomba, P.E., Nzepang Tankwa, M., Nzenti, J.P., 2022. Petrogenesis, LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology and geodynamic implications of the Kribi metavolcanic rocks, Nyong Group, Congo craton. *Acta Geochim*, 41, 1-2.
- Mvondo Ondo, J., 2009. Caractérisation des événements tectoniques dans le domaine sud de la chaîne au Cameroun : styles tectoniques et géochronologie des séries de Yaoundé et de Bafia. Thèse de Doctorat/PhD, Université de Yaoundé I, 160p.
- Mvondo, H., Bineli Betsi, T., McFarlane, C.R.M., Mvondo Ondo, J. Archibald, D.A., 2023. U-Pb and Ar-Ar geochronological constraints on timing of deformation and peak metamorphism in the Central Africa Orogenic Belt, Yaoundé Domain, Cameroon. *International Geology Review*, DOI: 10.1080/00206814.2023.2225183.
- Nabavi, S.T., Fossen, H., 2021. Fold geometry and folding— a review. *Earth-Science Reviews*, 222, 103812.
- Ndema, M.J.L., Ngnotue, T., Ngo Nlend, C.D., Nzenti, J.P., Suh, C.E., 2014. Origin and evolution of the formation of the Cameroon Nyong Series in the west ern border of the Congo Craton. *Journal of Geosciences and Geomatics*, 2(2), 62 – 75.
- Ndime, E.N., Ganno, S., Nzenti, J.P., 2019. Geochemistry and Pb-Pb geochronology of the Neoproterozoic Nkout West metamorphosed banded iron formation, southern Cameroon. *International Journal of Earth Sciences*, 108, 1551–1570.
- Ndime, E.N., Ganno, S., Soh Tamehe, L., Nzenti, J.P., 2018. Petrography, lithostratigraphy and major element geochemistry of Mesoproterozoic metamorphosed banded iron formation-hosted Nkout iron ore deposit, northwestern Congo craton, Central West Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 148, 80–98.
- Neves, S.P., Lages, G.A., Brasilino, R.G., Miranda, A.W.A., 2015. Paleoproterozoic accretionary and collisional processes and the build-up of the Borborema Province (NE Brazil): geochronological and geochemical evidence from the Central Domain. *Journal of South American Earth Sciences*, 58, 165–187.
- Nga Essomba, T.P., Ganno, S., Tanko, N.E.L., Ndema, M.J.L., Kamguia, W.B., Soh Tamehe, L., Takodjou, W.J.D., Nzenti, J.P., 2020. Geochemical constraints on the origin and tectonic setting of the

- serpentinized peridotites from the Paleoproterozoic Nyong Series, Eseka area, SW Cameroon. *Acta Geochem*, 39 (3), 404–422.
- Ngnotué, T., Nzenti, J. P., Barbey, P., Tchoua, F. M., 2000. The Ntui - Bétamba high-grade gneisses: a northward extension of the pan- African Yaoundé gneisses in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 31, 369–381.
- Ngo Bidjeck, L.M., 2004. L'altération des roches basiques et ultrabasiques du Sud-Ouest Cameroun et ses implications métallogéniques : cas du complexe d'Abiete-Yenjok (thèse doct/PhD). Université Yaoundé-I 266 p.
- Nicollet., C. 2009- Cours de métamorphisme en ligne. In <http://christian.Nicollet.free.fr/planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/XML/db/planetterre/metadata/LOMcharnockite.xml>, le 16-07-2009 à 11h 30 mn.
- Niu, Y., Waggoner, D. G., Sinton, J. M., 1996. Mantle source heterogeneity and melting processes beneath seafloor spreading centers: The East Pacific Rise, 18°-19°S. *Journal of Geophysical Research*, 101(B12), 27711–27733.
- Nzenti, J. P., 1992. Prograde and retrograde garnet zoning at high pressure and temperature in metapelitic and grenatite rocks from Yaounde (Cameroon Pan-African north-equatorial fold belt). *Journal of African Earth Science*, 15, 73–79.
- Nzenti, J.P., Abaga, B., Suh, C. E., and Nzolang, C., 2011. Petrogenesis of peraluminous magmas from the Akum-Bamenda Massif, Pan-African Fold Belt, Cameroon. *International Geology Review*, 53(10), 1121–1149.
- 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., Kapajika, B., Wörner, G., Lubala, R.T., 2006. Synkinematic emplacement of granitoids in a Pan-African shear zone in Central Cameroon: *Journal of African Earth Sciences*, 45, 74–86.
- Nzepang Tankwa, M., Ganno, S., Okunloha, O.A., Tanko N.E.L., Soh, T.L., Kamguia Woguia, B., Moto Mbita, A.S., Nzenti, J.P., 2021. Petrogenesis and tectonic setting of the Paleoproterozoic Kelle Bidjoka iron formations, Nyong Group greenstones belt, southwestern Cameroon: Constraints from petrology, geochemistry and LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology. *International Geology Review*, 63 (14), 1737–1757.
- Odigui, A.D.H., Ndzana, G.M., Bekoa, E., Abossolo, A.A.M., Bitom, L.D., 2019. Morphological, geochemical and mineralogical studies of two soil profiles developed on the itabirites of Ntem Complex, southern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 153, 111–129.
- Olivry, J.C., 1986. Fleuves et Rivières du Cameroun. Collection « Monographies Hydrologiques ORSTOM » N° 9.
- Owona, S., Mvondo Ondo, J., Ratschbacher, L., Mbola Ndzana, S.P., Tchoua, M.F., Ekodeck, G.E., 2011. The geometry of the Archean, Paleo- and Neoproterozoic tectonics in the southwest Cameroon. *Compte Rendus Geosciences*, 343, 312–322.

- Owona, S., Mvondo Ondo, J., Tichomirowa, M., Ekodeck, G. E., 2020a. The petrostructural characteristics and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon data from the Ngomedzap-Akongo area (Nyong complex, SW-Cameroon). *Journal of Geosciences*, 65, 201–219.
- Owona, S., Ratschbacher, L., Azfal, M.G., Nsangou, N.M., Mvondo Ondo, J., Ekodeck, G.E., 2020b. New U-Pb zircon ages of Nyong Complex meta-plutonites: Implications for the Eburnean/Trans-Amazonian Orogeny in southwestern Cameroon (Central Africa). *Geological Journal*, 56, 1741–1755.
- Owona, S., Ratschbacher, L., Nsangou Ngapna, M., Azfal, M.G., Mvondo Ondo, J., Ekodeck, G.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.
- Owona, S., Schulz, B., Minyem, D., Ratschbacher, L., Chako, T.C.B., Olinga, J.B., Mvondo Ondo, J., Ekodeck, G.E., 2022. Eburnean/Trans-Amazonian orogeny in the Nyong complex of southwestern Cameroon: Meta-basite geochemistry and metamorphic petrology. *Journal of African Earth Sciences*, 190, 104515.
- Pearce, J. A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100, 14–48.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956–983.
- Pearce JA, Peate DW., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic ARC magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 251–285.
- Pereira, L.C.L., Santos, L.C.M.d.L., Carrino, T.A., 2019. The role of airborne geophysics in the investigation of gold occurrences in the Itapetim Region, Borborema Province, Northeast Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 49 (3). DOI: 10.1590/2317-4889201920190028.
- Peccerillo, A., & Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 58, 63–81.
- Penaye, J., Toteu, S.F., Tchameni, R., Van Schmus, R.W., Tchakounté, J., Ganwa, A.A., Nsifa, E.N., Minyem, D., 2004. The 2.1 Ga west central African belt in Cameroon: extension and evolution. *Journal of African Earth Sciences* 39, 159–164.
- Planavsky, N., Bekker, A., Rouxel, O.J., Kamber, B., Hofmann, A., Knudsen, A., Lyons, T.W., 2010. Rare Earth Element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe formations revisited: new perspectives on the significance and mechanisms of deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74, 6387–6405.
- Polat, A., Kerrich, R., 2000. Archean greenstone belt magmatism and the continental growth-mantle evolution connection: Constraints from Th–U–Nb–LREE systematics of the 2.7 Ga Wawa subprovince, Superior province, Canada. *Earth and Planetary Science Letters*, 175, 41–54.

- Polat, A., Hofmann, A.W., Rosing, M., 2002. Boninite-like volcanic rocks in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt West Greenland: geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth. *Chemical Geology*, 184, 231–254.
- Pouclet, 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. *Bulletin of the Geological Society of France*, 178, 331–342.
- Ramiz, M.M., Erfan, A.M., Hilal, F.M.S., 2018. Geochemistry of ultramafic–mafic rocks of the Madawara Ultramafic Complex in the southern part of the Bundelkhand Craton, Central Indian Shield: Implications for mantle sources and geodynamic setting. *Geological Journal*, 1–23.
- Rosière, C.A., Santos, J.O.S., Silveira Braga, F., Hensler, A., Rolim, V.K., Bekker, 2021. Multiple Hydrothermal Iron-Formation Upgrading Events in Southeastern São Francisco Craton. *Journal of Geology*, 129 (3), 283–296.
- Saccani, E., 2014. A new method of discriminating different types of post-Archaean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th–Nb and Ce–Dy–Yb systematic. *Geoscience Frontiers*, 6, 4, 481–501.
- Santos, L.C.M.L., Dantas, E.L., Vidotti, R.M., Cawood, P.A., Santos, E.J., Fuck, R.A., Lima, H.M., 2017. Two-stage terrane assembly in Western Gondwana: Insights from structural geology and geophysical data of Central Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, 103, 167–184.
- Santos, L.C.M.L., Lages, A.G., Caxito, A.F., Dantas, L.E., Cawood, A.P., Lima, M.H., da Cruz Lima, F.J., 2021. Isotopic and geochemical constraints for a Paleoproterozoic accretionary orogen in the Borborema Province, NE Brazil: Implications for reconstructing Nuna/Columbia. *Geoscience Frontiers*, 13, 101167.
- Santos, M.S., Cruz, S.C.P., Lobato, L.M., Mandetta, P., Burgos, C.M., 2022. Structural and hydrothermal evolution of the shear-zone-related iron-oxide enrichment in metavolcano-sedimentary rocks of the intracontinental araçuaí orogen: The case of the espírito santo iron deposit. *Ore Geology Reviews*, 140, 103719.
- Schiano, P., Monzier, M., Eissen, J.P., Martin, H., Koga, K.T., 2010. Simple mixing as the major control of the evolution of volcanic suites in the Ecuadorian Andes. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 160, 297–312.
- Sepwouo, S.A.D. S., Kouankap Nono, G. D., Mvodo, H., Pemha, N.S., Kamguia Woguia, B., Nzenti, J. P., 2022. Petrography and geophysical characterization of the newly discovered iron ore deposit in Makoure (Bidou-East), Nyong group, South Cameroon. *Results in Geophysical Sciences*, 12, 100050.
- Shang, C.K., Liégeois, J.P., Satir, M., Frisch, W., Nsifa, E.N., 2010. Late Archaean high-K granite geochronology of the northern metacratonic margin of the Archaean Congo craton, Southern Cameroon: evidence for Pb-loss due to non-metamorphic causes. *Gondwana Research*, 18, 337–355.

- Shang, C. K., Siebel, W., Satir, M., Chen, F., Mvondo, O.J., 2004. Zircon Pb-Pb and U-Pb systematics of TTG rocks in the Congo Craton: Constraints on crust formation, magmatism, and Pan-African lead loss. *Bulletin of Geosciences*, 79 (4), 205 – 219.
- Shaw, D.M., 1968. A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32, 573–1602.
- Servais, J. W., 1982. Ti–V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 101–118.
- Shibuya, T., Komiya, T., Nakamura, K., Takai, K., Maruyama, S., 2010. Highly alkaline, high-temperature hydrothermal fluids in the early Archean Ocean. *Precambrian Research*, 182, 230–238.
- Silveira Braga, F.V., Rosière, C.A., Santos, J.O.S., Hagemann, S.G., McNaughton, N.J., Salles, P.V., 2019. The Horto-Baratinha itabirite-hosted iron ore: A basal fragment of the Espinhaço basin in the eastern Sao Francisco Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 90, 12–33.
- Soh Tamehe, T., Li, H., Ganno, S., Chen, Z., Lemdjou, Y.B., Muhammad Elatikpo, S., 2022b. Insight into the Origin of Iron Ore based on Elemental Contents of Magnetite and Whole-Rock Geochemistry: A Case of the Bipindi Banded Iron Formations, Nyong Complex, SW Cameroon. *Journal of Earth Science*, <https://doi.org/10.1007/s12583-022-1622-4>.
- Soh Tamehe, L., Nzepang Tankwa, M., Wei, C.T., Ganno, S., Ngotue, T., Kouankap, N.G. D., Simon, S.J., Zhang, J.J., Nzenti, J.P., 2018. Geology and geochemical constrains on the origin and depositional setting of Kpwa-Atog Boga banded iron formations (FFR), northwestern Congo craton, southern Cameroon. *Ore Geology Reviews*, 95, 620–638.
- Soh Tamehe, L., Wei, C.T., Ganno, S., Simon, S.J., Kouankap, N.G.D., Nzenti, J.P., Lemdjou, Y.B., Htun Lin, N., 2019. Geology of the Gouap iron deposit, Congo craton, southern Cameroon: Implications for iron ore exploration. *Ore Geology Reviews*, 107, 1097–1128.
- Soh Tamehe, L., Wei, C., Ganno, S., Rosière, C.A., Li, H., Soares, M.B., Nzenti, J.P., Santos, J.O.S., Bekker, A., 2022a. Provenance of metasiliclastic rocks at the Northwestern margin of the East Gabonian Block: Implications for deposition of FFR and crustalevolution in southwestern Cameroon. *Precambrian Research*, 376, 106677.
- Soh Tamehe, L., Wei, C.T., Ganno, S., Rosière, C.A., Nzenti, J.P., Gatse, E.C., 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.
- Spier, C.A., de Oliveira, S.M.B., Rosière, C.A., Ardisson, J.D., 2008. Mineralogy and trace element geochemistry of the high-grade iron ores of the Águas Claras Mine and comparison with the Capão Xavier and Tamanduá iron ore deposits, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Mineralium Deposita* 43, 229–254.

- Stanley, C.R., Hooper, J.J., 2003. POND: an Excel spreadsheet to obtain structural attitudes of planes from oriented drillcore. *Computers and Geosciences*, 29, 531–537.
- Stipp, M., Stunitz, H., Heilbronner, R., and Schmid, S. M., 2002. The eastern Tonale fault zone: a ‘natural laboratory’ for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C: *Journal of Structural Geology*, 24, 1861–1884.
- Strachan, R.A., Alsop, G.I., Ramezani, J., Frazer, R.E., Burns, I., Holdsworth, R.E. 2020. Patterns of Silurian deformation and magmatism during sinistral oblique convergence, northern Scottish Caledonides. *Journal of the Geological Society*, 177, 893–910.
- 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 Mining Geology*, 17, 197–207.
- Suh, C.E., Cabral, A.R., Ndime, E.N., 2009. Geology and ore fabrics of the Nkout highgrade haematite deposit, southern Cameroon. *Proceedings of the 10th Biennial of Smart Science for Exploration and Mining*, 1, 558–560.
- Sun, S-S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication, 42, 313–345.
- Swiffa Fajong, I., Nzepang Tankwa, M., Fossi, D.H., Ganno, S.; Moudioh, C., Soh, L.; Suh, C.E.; Nzenti, J.P., 2022. Lithostratigraphy, Origin, and Geodynamic Setting of Iron Formations and Host Rocks of the Anyouzok Region, Congo Craton, Southwestern Cameroon. *Minerals*, 12, 1198.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publishers, Oxford.
- Tchakounté, N.J., Eglinger, A., Toteu, S.F., Zeh, A., Nkoumbou, C., Mvondo, O.J, Penaye, J., de Wit, M., Barbey, J., 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., Mezger, K., Nsifa, E.N., Pouclet, A., 2001. Crustal origin of Early Proterozoic syenites in the Congo craton (Ntem complex), South Cameroon. *Lithos*, 57, 23–42.
- Teutsong, T., Bontognali, T.R.R., Ndjigui, P-D., Vrijmoed, J.C., Teagle, D., Cooper, M., Vance, D., 2017. Petrography and geochemistry of the Mesoarchean Bikoula banded iron formation in the Ntem complex (Congo craton), Southern Cameroon: Implications for its origin. *Ore Geology Reviews*, 80, 267 – 288.
- Toteu, S.F., De Wit, M., Penaye, J., Drost, K., Tait, J.A., Bouyo, H.M., Van Schmus, W.R., Jelsma, H., Moloto-A-Kenguemba, G.C., da Silva, F.A.F., Lerouge, C., Doucouré, M., 2022. Geochronology and correlations in the Central African Fold Belt along the northern edge of the Congo Craton: New insights from U-Pb dating of zircons from Cameroon, Central African Republic, and south-western Chad. *Gondwana Research*, 107, 296–324.

- Toteu, S.F., Penaye, J., Poudjom Djomani, Y.H., 2004. Geodynamic evolution of the Pan-African belt in central Africa with special reference to Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41, 73–85.
- Toteu, S.F., Van Schmus, R.W., Penaye, J., Michard, A., 2001. New U-Pb and Sm-Nd data from north-central Cameroon and its bearing on the pre-Pan-African history of central Africa. *Precambrian Research*, 108, 45–73.
- Toteu, S. F., Van Schmus, W. R., Penaye, J., Nyobe, J. B., 1994. U-Pb and Sm-Nb evidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of Southern Cameroon. *Precambrian Research*, 67, 321 – 347.
- Trendall, A.F., Morris, R.C., 1983. *Developments in Precambrian Geology: Iron Formation: Facts and Problems*. 6. Elsevier, Amsterdam.
- Wang, C.L., Huang, H., Tong, X.X., Zheng, M.T., Peng, Z.D., Nan, J.B., Zhang, L.C., Zhai, M.G., 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, 107–123.
- Werner, F., Erlenkeuser, H., Grafenstein, U.V., McLean, S., Sarnthein, M., Schauer, U., Unsold, G., Walger, E., Wittstock, R., 1987. Sedimentary records of benthic processes. In: *Seawater-sediment interactions in Coastal Waters*. American Geophysical Union (AGU), 162–262.
- 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.
- Zheng, Y.F., 2019. Subduction zone geochemistry. *Geoscience Frontiers*, 10 1223-1254.
- Zimmer, P.W., 1963. Orientation of small diameter drill core. *Economic Geology*, 58, 1313–1325.
- .

ANNEXES

ANNEXE I : Tableaux de description des sondages

Annexe I.1. Caractéristiques des sondages sélectionnés à TNF08

Longitude	Latitude	Élévation	Nom du forage	Profondeur Totale (m)	Azimut	Pendage
658253	324097	590	TNDF08_01	30	140	-70
657397	323756	424	TNDF08_04	35	140	-70
657653	324531	363	TNDF08_02	160	140	-70
657666	323734	511	TNDF08_03	35	140	-70

Annexe I.2. Description du sondage d'étude TNDF08_01

Profondeur (m)		Intervalle (m)	Lithologie	Intensité de déformation	Taille de grain	Structure	Contact
0	5,72	5,72	LAT	Très faible	0,5-2 mm	/	/
5,72	11,5	5,78	LAT	Très faible	2-5 mm	/	Graduel
11,5	13	1,5	MVM	Faible	2-5 mm	Massive	Net
13	16	3	GNM	Faible	2-5 mm	Foliée	Net
16	19	3	MVM	Faible	2-5 mm	Massive	Net
19	23,9	4,9	FGN	Modérée	2-5 mm	Foliée	Graduel
23,9	85,27	61,37	GNM	Faible	2-5 mm	Foliée	Net
85,27	92	6,73	FFG	Faible	2-5 mm	Massive	Graduel
92	93,33	1,33	GNM	Faible	2-5 mm	Massive	Graduel
93,33	95,9	2,57	FFG	Très faible	2-5 mm	Massive	Graduel
95,9	108,62	12,72	GNM	Modérée	2-5 mm	Foliée	EOH

Annexe I.3. Description du sondage d'étude TNDF08_04

Profondeur (m)		Intervalle (m)	Lithologie	Intensité de Déformation	Taille de grain	Structure	Contact
0,00	1,10	1,10	LAT	Très faible	<0,5 mm	Massive	Net
1,10	18,24	17,14	MHB	Faible	2-5 mm	Foliée	Net
18,24	23,50	5,26	MVM	Faible	2-5 mm	Massive	Net
23,50	37,18	13,68	FFR	Faible	2-5 mm	Foliée	Net
37,18	37,82	0,64	MVM	Faible	2-5 mm	Massive	Net
37,82	41,00	3,18	FFR	Faible	2-5 mm	Foliée	Direct
41,00	46,00	5,00	GNF	Faible	0,5-2 mm	Foliée bande <2 cm	Graduel
46,00	51,12	5,12	MVM	Faible	2-5 mm	Massive	Graduel
51,12	53,50	2,38	GNF	Faible	0,5-2 mm	Plissée	EOH

Annexe I.4. Description du sondage d'étude TNDF08_02

Profondeur (m)		Intervalle (m)	Lithologie	Intensité	Taille	Structure	Contact
0,00	1,60	1,60	LAT	Très faible	2-5 mm	Massive	Graduel
1,60	5,16	3,56	MVM	Faible	2-5 mm	Foliée bande <2 cm	Net
5,16	15,47	10,31	FFR	Faible	0,5-2 mm	Foliée	Graduel
15,47	17,57	2,10	FFG	Modérée	>5 mm	Massive	Net
17,57	40,03	22,46	GNM	Modérée	>5 mm	Foliée bande <2 cm	Graduel
40,03	46,45	6,42	GNF	Modérée	>5 mm	Foliée bande <2 cm	Graduel
46,45	80,14	33,69	GNM	Modérée	>5 mm	Foliée bande <2 cm	EOH

Annexe I.5. Description du sondage d'étude TNDF08_03

Profondeur (m)		Intervalle (m)	Lithologie	Intensité déformation	Taille de grain	Structure	Contact
0,00	10,00	10,00	LAT		<0,5 mm		Graduel
10,00	27,50	17,20	HMB	Forte	0,5-2 mm	Foliée	Graduel
27,50	28,30	0,80	FFG	Mylonitisée	<0,5 mm	Foliée	Graduel
28,30	30,80	2,50	FFR	Forte	<0,5 mm	Schistosité mylonitique	Graduel
30,00	39,20	9,20	FFG	Forte	2-5 mm	Massive	Graduel
39,20	49,80	10,6	FFR	Forte	2-5 mm	Foliée	Net
49,80	51,00	1,20	GNF	Forte	<0,5 mm	Foliée bande <2 cm	Graduel
51,00	51,95	0,95	GNM	Modérée	2-5 mm	Foliée bande <2 cm	Graduel
51,95	55,25	3,3	FFR	Modérée	0,5-2 mm	Foliée	Net
55,25	70,80	15,55	GNM	Modérée	2-5 mm	Foliée bande <2 cm	EOH

Annexe I.6. Caractéristiques des sondages TNDF11_01 et TNDF11_02 sélectionnés à TNF11

Longitude	Latitude	Élévation	Nom du forage	Profondeur Totale (m)	Azimut	Pendage
660395,1	316307,8	677,7	TNDF11_01	410,65	135	-50
660569,0	316360,6	636,3	TNDF11_02	356,85	130	-50

Annexe I.7. Description du sondage d'étude TNDF11_01

Profondeur (m)		Intervalle (m)	Lithologie	Intensité déformation	Taille de grain	Structure	Contact
0,00	118,17	102,27	GNF	Modérée	2-5 mm	Foliée bande <2 cm	Graduel
118,17	124,50	6,33	GNM	Modérée	2-5 mm	Foliée bande <2 cm	Graduel
124,50	133,38	1,58	MVM	Faible	2-5 mm	Massive	Graduel
133,38	137,65	8,88	GNM	Modérée	2-5 mm	Foliée bande <2 cm	Graduel
137,65	190,55	52,90	MVM	Faible	>5 mm	Massive	Graduel
190,55	194,00	3,45	GNM	Modérée	>5 mm	Foliée bande <2 cm	Graduel
194,00	214,90	20,9	MVM	Faible	<0,5 mm	Massive	Graduel
214,90	228,05	13,15	GNM	Modérée	>5 mm	Foliée bande <2 cm	Graduel
228,70	230,70	2,00	FFR	Faible	2-5 mm	Foliée	Graduel
230,70	244,60	13,90	GNM	Modérée	2-5 mm	Foliée bande >2 cm	Graduel
244,60	250,80	6,20	FFR	Faible	2-5 mm	Foliée	Net
250,80	251,91	1,11	GNM	Modérée	2-5 mm	Foliée bande >2 cm	Net
251,91	265,75	13,84	FFR	Faible	2-5 mm	Foliée	Graduel
265,75	267,40	1,65	GNM	Modérée	2-5 mm	Foliée bande >2 cm	Net
267,40	270,18	2,78	FFR	Modérée	2-5 mm	Foliée	Net
270,18	276,90	6,72	GNM	Modérée	2-5 mm	Foliée bande >2 cm	Net
276,90	299,83	22,93	FFR	Modérée	2-5 mm	Foliée	Net
299,83	301,35	1,52	GNM	Faible	2-5 mm	Foliée bande <2 cm	Net
301,35	303,83	2,48	FFR	Faible	2-5 mm	Foliée	Net
303,83	308,35	4,52	GNM	Faible	2-5 mm	Foliée bande <2 cm	Net
308,35	313,75	5,40	FFR	Faible	2-5 mm	Foliée	Net
313,75	315,60	1,85	GNM	Faible	2-5 mm	Foliée bande <2 cm	Net
315,60	319,00	3,40	FFR	Faible	2-5 mm	Foliée	Net
319,00	340,50	21,50	GNM	Modérée	2-5 mm	Foliée bande >2 cm	Net
340,50	346,58	6,08	FFR	Faible	2-5 mm	Foliée	Net
346,58	348,10	1,52	GNM	Faible	2-5 mm	Foliée bande >2 cm	Net
348,10	374,00	25,90	FFR	Faible	2-5 mm	Foliée	Net
374,00	380,50	6,50	GNM	Modérée	2-5 mm	Foliée bande <2 cm	Graduel
380,50	394,20	13,70	FFR	Faible	2-5 mm	Foliée	Graduel
394,20	410,65	16,45	GNM	Modérée	2-5 mm	Foliée bande >2 cm	EOH

Annexe I.8. Description du sondage d'étude TNDF11_02

Profondeur (m)		Intervalle (m)	Lithologie	Intensité déformation	Taille de grain	Structure	Contact
0,00	11,70	11,70	UM-M	Faible	2-5 mm	Massive	Graduel
11,70	59,60	47,90	GNM	Faible	2-5 mm	Foliée bande <2 cm	Graduel
59,60	63,75	4,15	MVM	Faible	2-5 mm	Massive	Graduel
63,75	72,00	8,25	GNM	Faible	2-5 mm	Foliée bande <2 cm	Graduel
72,00	99,30	27,30	FFR	Faible	2-5 mm	Foliée bande <2 cm	Graduel
99,30	108,80	9,10	GNM	Faible	2-5 mm	Foliée bande <2 cm	Graduel
108,80	118	9,20	FFG	Faible	2-5 mm	Massive	Graduel
118	133,06	15,06	GNF	Modérée	<0,5 mm	Foliée bande <2 cm	Net
133,06	135,27	2,21	GNM	Modérée	<0,5 mm	Foliée bande <2 cm	Net
135,27	173,70	38,43	FFR	Faible	2-5 mm	Foliée	Graduel
173,70	181,11	7,41	GNM	Modérée	2-5 mm	Foliée bande <2 cm	Net
181,11	182,90	1,79	FFR	Modérée	2-5 mm	Foliée	Net
182,90	189,60	6,70	GNF	Modérée	2-5 mm	Foliée bande <2 cm	Net
189,60	196,43	6,83	FFR	Faible	2-5 mm	Foliée	Graduel
196,43	199,85	3,42	FFG	Modérée	<0,5 mm	Massive	Graduel
199,85	214,25	14,40	FFR	Faible	<0,5 mm	Foliée	Graduel
214,25	221,30	7,05	GNM	Faible	<0,5 mm	Foliée bande <2 cm	Graduel
221,30	225,10	3,80	BIF	Faible	<0,5 mm	Foliée	Net
225,10	226,10	1,00	GNM	Faible	2-5 mm	Foliée bande <2 cm	Net
226,10	230,53	4,43	FFR	Modérée	2-5 mm	Foliée	Net
230,53	237,55	7,02	MVM	Modérée	<0,5 mm	Massive	Net
237,55	239,30	1,75	FFR	Très faible	2-5 mm	Foliée	Net
239,30	246,65	7,35	MVM	Très faible	2-5 mm	Massive	Net
246,65	293,85	47,2	FFR	Faible	2-5 mm	Foliée	Net
293,85	295,30	1,45	GNM	Faible	2-5 mm	Foliée	Net
295,30	331,00	35,7	FFR	Modérée	2-5 mm	Foliée bande <2 cm	Net
331,00	332,62	1,62	FFGN	Modérée	2-5 mm	Foliée	Net
332,62	356,85	24,23	MVM	Modérée	2-5 mm	Massive	EOH

Abbréviations : Lat : Latérite ; GNF : Gniess felsique ; GNM : Gniess mafique ; FFR : Formation ferrifère rubanée ; FFG : Formation ferrifère granulaire ; FFGN : Formation ferrifère gneissique ; MVM : Métavolcanite massive

ANNEXE II : Tableaux des données structurales de Toko-Nlokeng

Annexe II.1. Tableaux des données structurales sur les affleurements de Toko-Nlokeng

Longitude	Latitude	Attitude	Nom
663524	315487	N048E48W	Foliation mylonitique
663523	315494	N068E65N	Foliation de gneiss
660298	317446	N135E74W	Foliation de FFR
660133	321162	N048E50NW	Foliation de gneiss
660133	321162	N024E	Faïlle
657459	324296	N012E40W	Foliation de gneiss
657459	324296	N045E 76N	Foliation de gneiss
657459	324296	N118E70NNE	Foliation de gneiss
657813	322777	N146E22SW	Foliation de gneiss
657799	323785	N070ESSE	Plan de fracturation
657687	323745	N002E40W	Affleurement de FFR
657684	323743	N148E46SSW	FFR
660673	316082	N068E68SSE	Foliation de gneiss

660298	317930	N135E74SW	Foliation FFR
660618	317446	N090E70S	Foliation de gneiss
660396	317712	N112E86NNE	Foliation de gneiss
657459	324296	N012E40WNW	Foliation de gneiss

Annexe II.2. Tableaux des données structurales sur les carottes de sondage des de Toko-Nlokeng

Longitude	Latitude	Elévation	Pendage	Azimut	Profondeur	Puits	Structure
658238	324092	601	58	256	21,90	TNF11_1	Band
			83	316	27,80	TNF11_1	Band
			45	219	33,80	TNF11_1	Band
			29	155	40,13	TNF11_1	Band
			24	196	54,10	TNF11_1	Band
			39	147	66,40	TNF11_1	Band
			26	175	79,53	TNF11_1	Band
			24	172	89,55	TNF11_1	Foln
			11	140	104,62	TNF11_1	Band
			68	258	111,30	TNF11_1	Band
			46	252	124,28	TNF11_1	Foln
			36	285	128,90	TNF11_1	Foln
			40	273	137,50	TNF11_1	Foln
657666	323734	512	31	231	30,48	TNF11_2	Foln
			24	232	35,80	TNF11_2	Foln
			28	219	40,45	TNF11_2	Foln
			17	213	44,24	TNF11_2	Foln
			6	206	48,72	TNF11_2	Foln
			57	316	51,55	TNF11_2	Band
			42	309	54,60	TNF11_2	Foln
			47	309	62,00	TNF11_2	Band
			57	308	69,45	TNF11_2	Band
			19	111	15,75	TNF11_2	Foln
			21	121	19,63	TNF11_2	Band
			20	149	21,97	TNF11_2	Band
			23	70	26,55	TNF11_2	Band
			82	201	33,85	TNF11_2	Band

Band : Rubanement ; *Foln* : Foliation

ANNEXE III : Tableaux des données géochimiques des roches hôtes de Toko-Nlokeng et ses environs dans le Complexe du Nyong

Annexe III.1. Eléments majeurs (%), traces et terres rares (ppm) avec les concentrations signifiant des ratios pour les gneiss granitiques de Toko-Nlokeng et Mewengo

Références	Cette étude		Kouankap Nono <i>et al.</i> (2022)								
Localité	TNF11		Mewengo								
Roche	Gneiss granitique		Gneiss granitique de Mewengo								
Echantillon	TE10A	TE10B	KFG1	KFG7	KFG8	KFG9	KFG2	KFG3	KFG4	KFG5	KFG10
SiO ₂	74,45	73,93	76,03	74,55	75,58	75,05	72,31	71,78	72,43	72,26	71,98
TiO ₂	0,17	0,19	0,15	0,17	0,14	0,15	0,21	0,19	0,20	0,29	0,21
Al ₂ O ₃	13,83	13,57	12,70	13,86	13,11	13,57	14,07	14,14	14,13	14,69	14,69
Fe ₂ O ₃	1,94	2,76	1,46	1,39	1,43	1,28	2,47	2,57	2,61	2,15	2,33
MnO	0,03	0,06	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03
MgO	0,44	0,62	0,26	0,32	0,25	0,29	0,57	0,53	0,45	0,48	0,50
CaO	2,44	2,53	1,43	1,80	1,70	1,82	2,41	2,24	2,19	2,76	2,40
Na ₂ O	4,17	4,06	2,85	3,31	3,22	3,37	3,70	3,76	3,65	4,05	3,90
K ₂ O	1,98	1,66	4,29	3,75	3,80	3,64	3,11	3,43	3,34	2,39	2,93
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,03	0,01	0,01	0,02	0,06	0,06	0,06	0,04	0,04
LOI	0,30	0,40	0,50	0,60	0,40	0,50	0,80	1,00	0,70	0,60	0,70
FeO	1,74	2,48	1,31	1,25	1,29	1,15	2,22	2,31	2,35	1,93	2,09
Total	99,51	99,44	99,22	99,18	99,26	99,21	98,95	98,74	99,10	99,14	99,01
Mg #	18,49	18,34	15,12	18,71	14,88	18,47	18,75	17,10	14,71	18,25	17,67
Na ₂ O/Al ₂ O ₃	0,30	0,30	0,22	0,24	0,25	0,25	0,26	0,27	0,26	0,28	0,27
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0,14	0,12	0,34	0,27	0,29	0,27	0,22	0,24	0,24	0,16	0,20
Co	1,40	2,40	3,00	2,50	2,20	2,30	4,20	4,30	3,10	3,80	4,70
Ni	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	57,00	20,00	20,00	20,00	20,00
Rb	32,00	31,10	116,60	106,80	99,80	94,30	61,10	78,00	85,60	47,90	76,10
Sr	298,20	312,00	202,20	221,50	197,70	206,30	159,90	149,20	129,90	239,30	214,00
Cs	0,20	0,20	n,d	n,d	n,d	n,d	n,d	0,10	0,10	b,d	b,d
Ba	1215,00	988,00	1914,00	1621,00	1586,00	1537,00	877,00	898,00	724,00	1121,00	1196,00
Sc	1,00	2,00	1,00	1,00	1,00	1,00	4,00	4,00	4,00	2,00	3,00
V	8,00	14,00	28,00	26,00	14,00	16,00	20,00	17,00	16,00	27,00	21,00
Ta	0,10	0,10	0,10	0,20	0,10	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,10
Nb	2,30	3,80	3,50	3,40	2,10	2,70	3,80	3,20	5,00	4,30	3,10
Zr	109,10	130,40	176,50	106,00	136,70	100,30	120,00	111,20	109,20	165,50	107,60
Hf	3,10	3,80	5,10	3,00	3,90	2,90	3,70	3,40	3,30	3,90	3,10
Th	6,90	7,60	24,50	22,50	26,80	20,90	17,80	15,60	9,70	2,20	20,60
U	0,40	0,70	0,90	0,50	0,90	0,70	2,30	1,90	2,80	0,40	0,50
Y	8,00	15,00	9,40	3,10	4,40	2,80	17,50	16,80	21,40	3,20	8,50
Ga	12,80	12,30	9,30	11,80	12,90	14,90	14,40	14,80	14,40	16,30	15,70
La	28,70	31,60	18,20	27,50	14,70	27,50	26,00	23,50	22,40	23,40	27,10
Ce	54,20	61,00	32,30	42,90	26,40	40,90	43,20	39,30	34,20	31,10	43,10
Pr	6,01	6,58	2,76	4,49	2,24	4,49	4,52	3,92	3,64	3,02	4,65
Nd	20,40	23,30	9,20	14,30	7,50	13,70	15,60	14,10	13,10	9,80	15,00
Sm	3,36	3,78	1,57	1,89	1,13	1,95	2,83	2,64	2,41	1,18	2,24
Eu	0,81	0,89	0,53	0,70	0,56	0,65	0,77	0,74	0,70	0,67	0,67
Gd	2,37	2,99	1,20	1,23	0,84	1,19	2,91	2,56	2,93	1,08	1,82
Tb	0,28	0,43	0,19	0,12	0,12	0,12	0,42	0,39	0,50	0,11	0,25
Dy	1,46	2,54	1,38	0,71	0,80	0,67	2,71	2,60	3,26	0,57	1,59
Ho	0,29	0,59	0,34	0,10	0,20	0,12	0,68	0,61	0,72	0,11	0,33
Er	0,88	1,86	1,21	0,35	0,57	0,32	2,08	1,97	2,36	0,33	1,07
Tm	0,14	0,28	0,16	0,05	0,11	0,05	0,33	0,31	0,35	0,04	0,17
Yb	0,93	1,84	1,37	0,35	0,67	0,29	2,31	2,2	2,61	0,29	1,24

Annexe III.1. Suite

Lu	0,15	0,29	0,22	0,04	0,13	0,05	0,36	0,34	0,42	0,05	0,2
ΣREE	119,98	137,97	70,63	94,73	55,97	92	104,72	95,18	89,6	71,75	99,43
(La/Yb) _{CN}	20,81	11,58	8,96	52,97	14,79	63,93	7,59	7,20	5,79	54,40	14,73
(La/Sm) _{CN}	5,37	5,26	7,29	9,15	8,18	8,87	5,78	5,60	5,85	12,47	7,61
(Gd/Yb) _{CN}	2,06	1,31	0,71	2,84	1,01	3,31	1,02	0,94	0,91	3,01	1,18
Eu/Eu*	0,88	0,81	1,18	1,40	1,76	1,30	0,82	0,87	0,81	1,81	1,01
Ce/Ce*	0,99	1,02	1,10	0,93	1,11	0,89	0,96	0,99	0,91	0,89	0,92
Nb/Th	0,33	0,50	0,14	0,15	0,08	0,13	0,21	0,21	0,52	1,95	0,15
Nb/Ta	23,00	38,00	35,00	17,00	21,00	13,50	19,00	16,00	25,00	21,50	31,00
Nb/La	0,08	0,12	0,19	0,12	0,14	0,10	0,15	0,14	0,22	0,18	0,11
Ce/Yb	0,93	1,84	1,37	0,35	0,67	0,29	2,31	2,20	2,61	0,29	1,24
Th/Yb	7,42	4,13	17,88	64,29	40,00	72,07	7,71	7,09	3,72	7,59	16,61
Nb/Yb	2,47	2,07	2,55	9,71	3,13	9,31	1,65	1,45	1,92	14,83	2,50
Nb/U	5,75	5,43	3,89	6,80	2,33	3,86	1,65	1,68	1,79	10,75	6,20
(La/Sm) _{PM}	5,52	5,40	7,49	9,40	8,41	9,11	5,94	5,75	6,01	12,82	7,82

LOI : perte au feu $Mg\# = 100 * MgO / (MgO + Fe_2O_3)$; ΣREE : somme des éléments terres rares ; N : échantillon normalisé par rapport à la chondrite (valeur de la chondrite d'après [McDonough et Sun, 1995](#)) ; PM : normalisé par rapport au manteau primitive ([Sun et McDonough, 1989](#)) ; Eu/Eu* et Ce/Ce* suivant la méthode de [Taylor et McLennan \(1985\)](#) ; ld : en dessous de la limite de détection ; n.d : non déterminé

Annexe III.2. Composition chimique des métavolcanites de Toko-Nlokeng et ses environs

Références	Notre étude	<i>Mvodo et al. (2022)</i>										<i>Moudioh et al. (2020)</i>
		Kribi										Bipindi
Localité	TNF11											
Roche	Gneiss à Grt-Amp	Gneiss à grenat et amphibole										Gneiss à Grt-px
Echantillon	TE03	KR4A	KR4B	PGKR2	PGKR4	KR7A	KR1	KR2	KR3	KR18A	KR18B	(N=3)
SiO ₂	61,65	56,00	53,80	64,60	64,10	62,10	70,70	69,30	67,90	69,10	66,10	57,24
TiO ₂	0,46	1,37	1,68	0,60	0,79	0,70	0,61	0,70	0,85	0,82	0,86	0,70
Al ₂ O ₃	14,31	15,25	16,15	16,10	16,20	15,90	12,20	12,40	12,00	13,70	13,30	15,69
Cr ₂ O ₃	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06
Fe ₂ O ₃	12,68	10,75	13,45	6,20	6,46	7,20	5,88	6,38	7,38	7,12	7,89	16,05
MnO	0,13	0,12	0,14	0,09	0,09	0,09	0,07	0,08	0,10	0,08	0,10	0,12
MgO	3,52	3,68	4,31	2,38	2,29	2,54	0,30	0,59	0,53	0,60	0,60	5,55
CaO	3,18	6,23	6,88	5,55	4,97	6,03	2,25	2,55	2,66	3,23	3,49	2,03
Na ₂ O	2,12	3,65	3,60	4,26	4,29	4,06	2,83	2,82	2,75	2,98	2,81	1,72
K ₂ O	1,81	0,68	0,62	0,50	1,10	1,01	3,32	3,73	3,50	3,11	2,76	1,20
P ₂ O ₅	0,10	0,27	0,32	0,20	0,22	0,22	0,18	0,21	0,25	0,29	0,32	0,01
LOI	-0,20	0,51	0,44	0,43	0,46	0,54	0,37	0,51	0,43	0,30	0,27	0,63
FeOt	11,40	9,66	12,09	5,57	5,81	6,47	5,29	5,74	6,63	6,40	7,09	14,43
Totaux	99,96	98,01	100,96	100,50	100,52	99,86	98,35	98,77	97,93	101,04	98,24	100,37
Mg #	21,73	25,50	24,27	27,74	26,17	26,08	4,85	8,46	6,70	7,77	7,07	25,69
Na ₂ O/Al ₂ O ₃	0,15	0,24	0,22	0,26	0,26	0,26	0,23	0,23	0,23	0,22	0,21	0,11
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0,13	0,04	0,04	0,03	0,07	0,06	0,27	0,30	0,29	0,23	0,21	0,08
Co	27,50	b, d,	n,d	n,d	n,d	n,d	n,d	n,d	ld	ld	ld	36,23
Ni	116,00	ld	n,d	n,d	n,d	n,d	n,d	ld	ld	ld	ld	193,00
Rb	79,00	5,80	6,00	2,20	14,60	5,50	96,30	73,80	67,70	56,60	48,60	29,43

Annexe III.2. Suite

Sr	171,20	428,00	431,00	453,00	449,00	400,00	358,00	310,00	279,00	382,00	362,00	134,90
Cs	2,60	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	0,10
Ba	379,00	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	451,33
Sc	22,00	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	24,67
V	126,00	234,00	291,00	104,00	104,00	129,00	15,00	31,00	29,00	32,00	30,00	177,00
Ta	0,30	0,50	0,50	0,30	0,40	0,10	0,70	0,50	0,70	0,60	0,60	0,40
Nb	5,00	11,70	14,00	5,50	11,60	6,00	13,70	9,40	15,00	14,30	13,90	6,17
Zr	113,50	189,00	224,00	183,00	229,00	280,00	810,00	708,00	1050,00	410,00	525,00	126,40
Hf	3,10	5,40	6,00	3,90	5,10	7,40	16,50	15,40	22,00	10,70	13,40	3,27
Th	7,70	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	2,30
U	1,20	0,25	0,22	0,11	0,19	0,10	1,14	0,52	0,46	0,28	0,35	0,20
Y	15,10	43,50	52,60	19,00	18,30	31,40	35,50	32,90	45,90	33,80	38,40	21,10
Ga	14,10	23,70	23,80	20,70	20,20	21,70	23,90	20,10	21,00	22,50	23,10	13,40
La	21,10	27,40	28,40	20,70	38,80	26,50	48,00	51,80	65,50	49,90	53,90	19,03
Ce	38,40	58,00	61,70	45,80	75,80	60,00	96,80	105,00	135,00	98,70	107,50	30,03
Pr	4,22	7,34	7,86	5,83	8,73	7,90	12,05	12,70	16,20	11,65	12,70	3,01
Nd	16,30	31,40	34,60	24,70	33,30	33,80	51,90	52,50	66,40	46,70	51,10	11,20
Sm	3,12	7,29	8,57	4,87	5,54	7,25	10,20	10,30	12,70	8,80	9,87	3,04
Eu	0,89	1,82	1,95	1,21	1,33	1,31	4,24	3,60	3,96	2,94	3,30	0,85
Gd	3,19	7,34	9,34	4,12	4,42	7,07	8,53	7,79	10,50	8,22	9,15	3,80
Tb	0,47	1,25	1,51	0,59	0,56	1,05	1,18	1,08	1,49	1,14	1,28	0,62
Dy	2,74	8,29	10,10	3,37	3,40	6,31	6,92	6,43	8,46	6,52	7,58	3,79
Ho	0,57	1,73	2,03	0,71	0,65	1,24	1,37	1,27	1,75	1,37	1,51	0,79
Er	1,65	4,72	5,60	1,88	2,02	3,05	3,83	3,56	4,84	3,60	4,11	2,27
Tm	0,24	0,66	0,83	0,28	0,30	0,46	0,54	0,54	0,79	0,50	0,58	0,33
Yb	1,53	4,24	5,00	1,80	1,69	2,67	3,44	3,18	4,66	3,16	3,62	2,22
Lu	0,23	0,58	0,69	0,27	0,26	0,40	0,61	0,45	0,74	0,47	0,55	0,34
ΣREE	94,65	162,06	178,18	116,13	176,80	159,01	249,61	260,20	332,99	243,67	266,75	81,32
(La/Yb) _N	9,30	4,36	3,83	7,75	15,48	6,69	9,41	10,98	9,48	10,65	10,04	5,78
(La/Sm) _N	4,25	2,36	2,08	2,67	4,41	2,30	2,96	3,16	3,24	3,57	3,44	3,94
(Gd/Yb) _N	1,68	1,40	1,51	1,85	2,11	2,14	2,00	1,98	1,82	2,10	2,04	1,38
Eu/Eu*	0,86	0,76	0,67	0,83	0,82	0,56	1,39	1,23	1,05	1,06	1,06	0,76
Ce/Ce*	0,98	0,98	0,99	1,00	0,99	1,00	0,97	0,99	1,00	0,99	0,99	0,95
Nb/Th	0,65	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	2,68
Nb/Ta	16,67	23,40	28,00	18,33	29,00	60,00	19,57	18,80	21,43	23,83	23,17	15,43
Nb/La	0,24	0,43	0,49	0,27	0,30	0,23	0,29	0,18	0,23	0,29	0,26	0,32
Ce/Yb	1,53	4,24	5,00	1,80	1,69	2,67	3,44	3,18	4,66	3,16	3,62	2,22
Th/Yb	5,03	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	1,04
Nb/Yb	3,27	2,76	2,80	3,06	6,86	2,25	3,98	2,96	3,22	4,53	3,84	2,78
Nb/U	4,17	46,80	63,64	50,00	61,05	60,00	12,02	18,08	32,61	51,07	39,71	30,85
(La/Sm) _{PM}	4,37	2,43	2,14	2,75	4,53	2,36	3,04	3,25	3,33	3,66	3,53	4,05

Annexe III.3. Concentrations en éléments majeur (%), trace et terres rare (ppm) avec les éléments ratios significatifs pour les différentes roches métavolcaniques mafiques de Toko-Nlokeng et ses environs dans le complexe du Nyong

Références	Notre étude				Moudioh <i>et al.</i> (2020)	Mvodo <i>et al.</i> (2022)	Owona <i>et al.</i> (2022)	Notre étude	Swiffa Fajong <i>et al.</i> (2022)							Kwamou <i>et al.</i> (2021)						
	TNF11	TNF08			Bipindi Granulites mafiques (N=3)	Kribi Granulites mafiques (N=7)	Bipindi (N = 4)	TNF11	Anyouzok (TNF08)							Mewongo						
Roche	Granulites mafiques						Métabasites		Amphibolites à grenat							Amphibolites à grenat						
Echantillon	TE02	IS40	IS26	IS17				TE08	IS27b	IS28	IS33	IS37	IS39	IS24	KA8	KA9	KA11	KA13	KA14	KA16	KA18	KA20
SiO ₂	49,10	48,80	50,60	51,20	48,21	50,63	49,04	50,38	49,30	46,50	49,10	50,80	46,50	44,80	49,64	49,16	49,59	49,39	48,70	49,49	49,64	49,13
TiO ₂	0,63	0,90	2,24	1,77	0,83	1,28	0,89	1,54	1,37	1,46	1,34	0,99	0,77	0,64	0,98	0,97	0,95	0,93	0,99	1,00	0,96	0,98
Al ₂ O ₃	15,29	14,75	11,95	13,50	15,94	13,13	13,74	13,48	13,20	14,35	12,05	13,30	13,65	14,05	13,28	13,70	13,63	13,95	13,60	13,39	13,61	13,78
Cr ₂ O ₃	0,06	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	13,87	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,12	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe ₂ O ₃	10,13	16,60	21,50	18,15	13,95	15,24	13,87	16,94	17,45	15,80	18,60	16,45	14,25	12,25	12,69	12,77	12,63	12,19	13,31	13,02	12,48	12,78
MnO	0,14	0,27	0,25	0,22	0,20	0,22	0,23	0,26	0,21	0,20	0,22	0,21	0,20	0,17	0,22	0,23	0,22	0,21	0,24	0,23	0,22	0,23
MgO	8,92	5,92	4,01	5,07	8,27	5,63	8,15	5,57	6,28	8,99	5,50	6,37	11,40	11,30	7,39	7,30	7,28	7,11	7,38	7,36	7,16	7,25
CaO	12,46	8,28	7,82	8,14	9,95	9,70	11,94	8,72	9,31	7,73	9,37	8,65	9,33	13,25	10,79	10,75	10,75	10,90	10,88	10,80	11,06	10,77
Na ₂ O	2,18	1,48	0,41	1,16	1,27	3,00	1,85	1,80	1,06	2,04	1,58	1,15	1,73	1,70	2,00	2,06	2,10	2,37	1,83	2,09	1,92	2,25
K ₂ O	0,48	0,55	0,07	0,48	0,20	0,36	0,11	0,76	0,43	0,75	0,45	0,57	0,91	0,54	0,31	0,36	0,28	0,48	0,27	0,31	0,29	0,35
P ₂ O ₅	0,07	0,32	0,25	0,22	0,05	0,13	0,09	0,17	0,13	0,18	0,19	0,17	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,07	0,08	0,04	0,07
LOI	0,30	1,02	-0,97	0,05	0,80	0,49	0,00	0,10	-0,15	2,21	0,17	0,41	1,71	0,49	n, d,	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld
FeO	9,11	14,92	19,33	16,32	12,54	13,70	12,47	15,23	15,69	14,20	16,72	14,79	12,81	11,01	11,41	11,48	11,35	10,96	11,97	11,71	11,22	11,49
Totals	99,46	97,88	99,11	99,92	98,92	99,33	113,78	99,63	98,75	98,02	98,42	98,68	98,92	98,81	97,36	97,36	97,49	97,58	97,28	97,78	97,39	97,60
Mg #	46,82	26,29	15,72	21,83	37,22	26,99	37,01	24,74	26,46	36,26	22,82	27,91	44,44	47,98	36,80	36,37	36,57	36,85	35,67	36,11	36,45	36,20
Na ₂ O/Al ₂ O ₃	0,14	0,10	0,03	0,09	0,08	0,23	0,13	0,13	0,08	0,14	0,13	0,09	0,13	0,12	0,15	0,15	0,15	0,17	0,13	0,16	0,14	0,16
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0,03	0,04	0,01	0,04	0,01	0,03	0,01	0,06	0,03	0,05	0,04	0,04	0,07	0,04	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03
Co	50,50	ld	ld	ld	59,87	ld	65,33	50,00	ld	ld	ld	ld	ld	ld	53,80	52,20	51,10	57,70	51,00	55,90	60,60	50,70
Ni	126,00	ld	ld	ld	163,00	ld	187,50	75,00	ld	ld	ld	ld	ld	ld	102,00	92,00	95,00	94,00	98,00	109,00	106,00	85,00
Rb	4,90	7,30	1,20	15,00	4,33	2,54	1,00	6,50	7,50	10,00	9,10	5,30	10,60	2,90	4,20	5,60	5,00	9,50	3,80	3,30	3,80	4,70
Sr	127,00	86,40	20,70	62,10	101,07	142,33	53,05	151,80	32,30	53,10	57,00	38,60	40,70	37,50	69,00	76,20	70,20	93,60	80,20	77,20	95,30	76,00
Cs	0,10	0,17	0,05	0,65	0,10	ld	0,03	0,02	0,30	0,18	0,12	0,07	0,31	0,01	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld

Annexe III.3. Suite

Ba	42,00	82,60	6,00	103,50	59,67	ld	13,77	124,00	63,60	126,50	52,80	53,80	70,80	31,60	97,00	128,00	90,00	166,00	145,00	71,00	98,00	79,00
Sc	41,00	ld	ld	ld	40,00	ld	49,63	42,00	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld
V	261,00	287,00	392,00	391,00	268,67	387,00	321,50	376,00	429,00	392,00	242,00	338,00	231,00	258,00	329,00	327,00	326,00	323,00	339,00	340,00	320,00	325,00
Ta	0,10	0,30	0,30	0,30	0,13	0,51	0,15	1,70	0,30	0,20	9,70	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,20	0,10	0,20	0,10	0,20
Nb	1,00	3,70	6,90	6,60	2,17	4,76	2,52	9,90	4,70	4,70	6,30	3,10	3,00	1,30	2,70	2,50	2,00	2,30	2,70	2,30	2,10	2,40
Zr	39,60	76,00	176,00	140,00	47,83	64,71	55,58	90,30	91,00	103,00	125,00	87,00	94,00	34,00	52,00	50,60	45,30	55,20	46,90	50,20	55,50	50,80
Hf	1,10	1,80	4,80	3,80	1,40	2,26	1,43	2,40	2,60	2,80	3,80	2,40	2,50	1,10	1,60	1,50	1,50	1,40	1,60	1,50	1,50	1,60
Th	1,60	0,93	1,33	1,64	0,20	ld	0,16	1,90	0,40	0,16	0,69	0,50	0,44	0,07	0,20	0,20	0,20	0,40	0,20	0,20	0,30	0,20
U	0,20	0,51	0,31	2,63	0,10	0,23	0,06	1,80	0,24	0,27	0,27	0,35	0,31	0,08	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Y	14,30	36,10	53,10	39,20	14,03	27,30	24,83	39,60	31,50	35,10	37,80	29,40	22,50	16,20	19,80	22,50	20,80	20,90	21,00	21,20	22,90	21,20
Ga	14,20	13,70	18,70	15,00	15,27	20,50	16,53	17,10	16,90	18,40	18,70	14,10	16,30	13,30	15,30	15,80	14,40	17,60	15,00	14,80	17,70	15,10
La	6,30	7,00	9,80	8,70	3,93	8,30	2,59	11,70	4,60	7,30	6,60	5,10	4,00	2,10	4,20	4,60	4,50	6,40	5,10	3,30	5,10	3,60
Ce	12,40	16,30	26,10	20,90	7,17	18,50	7,33	29,80	13,20	21,30	18,10	13,40	10,00	6,00	8,70	8,90	8,00	9,80	9,60	8,40	9,40	8,40
Pr	1,43	2,43	3,51	2,82	1,03	2,52	1,21	4,20	2,09	3,24	2,68	1,87	1,54	0,93	1,34	1,37	1,35	1,79	1,58	1,20	1,44	1,26
Nd	6,30	11,30	18,00	14,60	4,93	11,57	6,26	18,50	10,80	17,10	14,50	9,20	7,10	4,80	7,00	7,10	6,70	7,70	7,70	6,30	7,30	6,60
Sm	1,51	3,19	5,78	4,35	1,42	3,36	2,16	4,97	3,77	5,19	4,04	2,80	2,19	1,63	2,14	2,09	2,01	1,97	2,41	2,10	2,13	2,10
Eu	0,55	1,14	1,89	1,59	0,64	1,13	0,77	1,66	1,49	1,50	1,56	0,99	0,64	0,69	0,77	0,83	0,77	0,75	0,81	0,76	0,87	0,78
Gd	2,12	4,07	8,14	6,14	1,98	4,05	2,91	6,32	4,97	5,63	5,99	3,69	2,72	2,30	3,06	3,19	3,04	3,14	3,22	2,98	3,30	3,01
Tb	0,36	0,81	1,48	1,07	0,36	0,69	0,57	1,14	0,84	0,93	1,03	0,69	0,56	0,41	0,55	0,56	0,55	0,58	0,56	0,56	0,58	0,55
Dy	2,67	5,49	9,93	7,80	2,44	4,51	3,78	7,21	5,74	6,33	6,88	5,20	3,66	2,86	3,60	3,74	3,47	3,59	3,80	3,73	3,60	3,73
Ho	0,56	1,29	2,06	1,49	0,55	0,97	0,82	1,49	1,27	1,30	1,42	1,15	0,76	0,63	0,84	0,80	0,83	0,87	0,85	0,77	0,83	0,82
Er	1,67	3,84	6,28	4,50	1,63	2,84	2,39	4,63	3,77	3,77	4,45	3,71	2,44	2,17	2,40	2,49	2,54	2,47	2,51	2,49	2,42	2,36
Tm	0,23	0,59	0,77	0,62	0,25	0,42	0,35	0,63	0,50	0,49	0,56	0,42	0,34	0,26	0,37	0,35	0,35	0,37	0,35	0,35	0,35	0,35
Yb	1,53	4,01	6,15	4,24	1,64	2,73	2,28	4,16	3,58	3,84	4,54	3,45	2,89	2,03	2,13	2,31	2,45	2,53	2,21	2,11	2,14	2,23
Lu	0,23	0,65	0,85	0,63	0,26	0,42	0,34	0,65	0,52	0,52	0,60	0,51	0,47	0,29	0,35	0,36	0,37	0,37	0,36	0,35	0,40	0,36
ΣREE	37,86	62,11	100,74	79,45	28,23	62,01	33,76	97,06	57,14	78,44	72,95	52,18	39,31	27,10	37,45	38,69	36,93	42,33	41,06	35,40	39,86	36,15
(La/Yb) _N	2,78	1,18	1,07	1,38	1,62	2,10	0,77	1,90	0,87	1,28	0,98	1,00	0,93	0,70	1,33	1,34	1,24	1,71	1,56	1,05	1,61	1,09
(La/Sm) _N	2,62	1,38	1,07	1,26	1,74	1,55	0,75	1,48	0,77	0,88	1,03	1,15	1,15	0,81	1,23	1,38	1,41	2,04	1,33	0,99	1,51	1,08
(Gd/Yb) _N	1,12	0,82	1,07	1,17	0,97	1,21	1,03	1,23	1,12	1,18	1,06	0,86	0,76	0,91	1,16	1,11	1,00	1,00	1,18	1,14	1,24	1,09
Eu/Eu*	0,94	0,97	0,84	0,94	1,17	0,94	0,94	0,91	1,05	0,85	0,97	0,94	0,80	1,09	0,92	0,98	0,95	0,92	0,89	0,93	1,00	0,95

Annexe III.3. Suite

Ce/Ce*	0,99	0,95	1,07	1,02	0,86	0,98	1,00	1,02	1,02	1,05	1,04	1,04	0,97	1,03	0,88	0,85	0,78	0,70	0,81	1,02	0,83	0,95
Nb/Th	0,63	3,98	5,19	4,02	10,85	ld	15,75	5,21	11,75	29,38	9,13	6,20	6,82	18,57	13,50	12,50	10,00	5,75	13,50	11,50	7,00	12,00
Nb/Ta	10,00	12,33	23,00	22,00	16,69	9,80	16,80	5,82	15,67	23,50	0,65	31,00	30,00	13,00	27,00	25,00	20,00	11,50	27,00	11,50	21,00	12,00
Nb/La	0,16	0,53	0,70	0,76	0,55	0,59	0,97	0,85	1,02	0,64	0,95	0,61	0,75	0,62	0,64	0,54	0,44	0,36	0,53	0,70	0,41	0,67
Ce/Yb	1,53	4,01	6,15	4,24	1,64	2,73	2,28	4,16	3,58	3,84	4,54	3,45	2,89	2,03	2,13	2,31	2,45	2,53	2,21	2,11	2,14	2,23
Th/Yb	1,05	0,23	0,22	0,39	0,12	ld	0,07	0,46	0,11	0,04	0,15	0,14	0,15	0,03	0,09	0,09	0,08	0,16	0,09	0,09	0,14	0,09
Nb/Yb	0,65	0,92	1,12	1,56	1,32	1,76	1,11	2,38	1,31	1,22	1,39	0,90	1,04	0,64	1,27	1,08	0,82	0,91	1,22	1,09	0,98	1,08
Nb/U	5,00	7,25	22,26	2,51	21,70	21,30	42,00	5,50	19,58	17,41	23,33	8,86	9,68	16,25	27,00	25,00	20,00	23,00	27,00	23,00	21,00	24,00
(La/Sm) _{PM}	2,70	1,42	1,10	1,29	1,79	1,60	0,77	1,52	0,79	0,91	1,06	1,18	1,18	0,83	1,27	1,42	1,45	2,10	1,37	1,02	1,55	1,11

Annexe III.4. Concentrations en éléments majeurs (%), traces et terres rares (ppm) avec les rapports des éléments significatifs des roches métavolcaniques ultramafiques de Toko-Nlokeng dans le complexe du Nyong

Références	Notre étude			Notre étude		
	TNF11	Swiffa Fajong <i>et al.</i> (2022)		TNF11		
Localité	Anyouzok (TNF08)					
Roche	Granulites ultramafiques			Hornblendites		
Echantillons	TE01	IS15b	IS20	TE11A	TE11B	TE11C
SiO ₂	43,27	44,10	44,70	41,41	41,95	41,36
TiO ₂	1,32	1,84	0,57	1,73	1,72	1,78
Al ₂ O ₃	13,82	12,90	14,25	12,87	12,89	13,04
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,07	0,04	0,04	0,03
Fe ₂ O ₃	18,09	18,10	14,65	17,57	16,92	17,33
MnO	0,26	0,26	0,21	0,07	0,07	0,07
MgO	8,51	7,72	9,91	10,46	10,57	10,54
CaO	12,29	11,85	13,95	10,69	10,66	10,83
Na ₂ O	1,68	1,25	1,70	2,43	2,49	2,43
K ₂ O	0,60	0,53	0,29	1,00	0,99	1,01
P ₂ O ₅	0,12	0,30	0,05	0,28	0,27	0,37
LOI	-0,30	0,38	0,04	1,00	1,10	0,80
FeO	16,26	16,27	13,17	15,80	15,21	15,58
Totals	99,99	98,87	100,35	98,55	98,57	98,79
Mg #	31,99	29,90	40,35	37,32	38,45	37,82
Na ₂ O/Al ₂ O ₃	0,12	0,10	0,12	0,19	0,19	0,19
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0,04	0,04	0,02	0,08	0,08	0,08
Co	73,20	ld	ld	87,70	74,50	79,40
Ni	116,00	ld	ld	143,00	113,00	123,00
Rb	3,90	8,90	2,50	5,40	5,30	5,20
Sr	56,30	69,50	48,40	104,90	104,70	106,70
Cs	0,02	0,44	0,02	0,02	0,02	0,02
Ba	61,00	90,80	24,10	117,00	108,00	118,00
Sc	50,00	ld	n,d	34,00	34,00	33,00
V	468,00	475,00	361,00	479,00	488,00	471,00
Ta	0,20	0,30	0,10	0,20	0,10	0,20
Nb	2,80	6,60	0,60	4,90	3,80	4,40
Zr	60,70	115,00	37,00	83,80	116,40	77,70
Hf	1,80	3,40	1,30	3,00	3,60	2,70
Th	0,40	0,50	0,15	0,30	0,50	0,40
U	0,20	0,24	0,10	0,20	0,20	0,20
Y	27,80	34,20	16,70	10,40	10,20	10,90
Ga	20,20	18,80	16,80	26,80	27,00	26,60
La	4,10	6,60	2,10	7,20	7,00	8,10
Ce	10,80	19,50	6,80	21,40	21,40	24,10
Pr	1,67	2,97	1,19	3,73	3,59	4,09
Nd	8,50	15,00	7,30	19,10	19,40	21,50
Sm	2,53	4,37	2,58	6,05	6,00	6,46
Eu	0,94	1,54	0,89	1,78	1,76	1,86
Gd	3,60	5,11	2,62	5,74	5,56	5,97

Annexe III.4. Suite

Tb	0,68	0,88	0,43	0,69	0,66	0,68
Dy	4,60	6,44	3,14	2,92	2,63	2,94
Ho	1,08	1,29	0,64	0,44	0,39	0,43
Er	3,29	4,08	1,98	0,99	0,90	0,88
Tm	0,48	0,50	0,24	0,10	0,10	0,11
Yb	3,14	3,99	1,85	0,63	0,64	0,58
Lu	0,48	0,56	0,25	0,08	0,08	0,08
Σ REE	45,89	72,83	32,01	70,85	70,11	77,78
(La/Yb) _N	0,88	1,12	0,77	7,71	7,37	9,42
(La/Sm) _N	1,02	0,95	0,51	0,75	0,73	0,79
(Gd/Yb) _N	0,93	1,03	1,14	7,35	7,01	8,31
Eu/Eu*	0,95	1,00	1,05	0,92	0,93	0,92
Ce/Ce*	0,99	1,06	1,04	0,99	1,03	1,01
Nb/Th	7,00	13,20	4,00	16,33	7,60	11,00
Nb/Ta	14,00	22,00	6,00	24,50	38,00	22,00
Nb/La	0,68	1,00	0,29	0,68	0,54	0,54
Ce/Yb	3,14	3,99	1,85	0,63	0,64	0,58
Th/Yb	0,13	0,13	0,08	0,48	0,78	0,69
Nb/Yb	0,89	1,65	0,32	7,78	5,94	7,59
Nb/U	14,00	27,50	6,00	24,50	19,00	22,00
(La/Sm) _{PM}	1,05	0,98	0,53	0,77	0,75	0,81

ANNEXE IV : Articles tirés de la thèse

1. Geological Journal par John Wiley & Sons Ltd / Impact factor: **2.128**
2. Ore and Energy Resource Geology par Elsevier /Impact factor: **0.7**
3. Applied Earth Science (Transactions of the Institutions of Mining and Metallurgy: Section B) par Taylor & Francis Ltd/Impact factor: **1.61**

RESEARCH ARTICLE

Petrology and geochemistry of metamorphosed rocks associated with iron formations of the Toko-Nlokeng iron deposit, (Southern Cameroon): Implications for geodynamic evolution and mineralization

Yannick Saturnin Evina Aboula | Paul-Desire Ndjigui  | Joseph Mvondo Ondoa

Department of Earth Sciences, University of Yaoundé 1, Yaoundé, Cameroon

Correspondence

Yannick Saturnin Evina Aboula, Department of Earth Sciences, University of Yaoundé 1, PO Box 812, Yaoundé, Cameroon.
Email: y.evina@yahoo.com

Handling Editor: C. Manikyamba

Detailed petrographic, lithostratigraphic, and geochemical data of metamorphosed orthogneisses and mafic-ultramafic metavolcanic rocks intruded into the greenstone belt of the Toko-Nlokeng iron deposit have enabled the reconstruction of the tectonic and geodynamic setting and crustal evolution of the Nyong Complex. Samples were collected from the drill holes TNF11_01 and TNF11_02 from 17.16 m to 335.85 m depth. The lithostratigraphy supported by field and petrographic observations outlines two main lithologies: Iron formations (IFs) and metamorphosed host rocks. The IFs (granular iron formations (GIF) and banded iron formations (BIF)) are intercalated with host rocks consisting of orthogneisses and mafic-ultramafic rocks. New and published geochemical data of metamorphosed associated IFs from Anyou-zok (TNF08 prospect) of the Toko-Nlokeng iron deposit, Mewengo iron deposit, Bipindi, and Kribi metavolcanic rocks in the Nyong Complex, suggest that these rocks were formed by material from intrusive and extrusive magmatic episodes with mid-ocean ridge basalts (MORB) contaminated by either subduction or crustal components. $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ and $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}$ ratios >1 and positive Nb anomalies in ultramafic rocks indicate a mantle plume source contaminated by metasomatized subduction mantle lithosphere. These data also show that the mafic-ultramafic metavolcanic rocks derive from magma of basaltic and basaltic andesite compositions, with a tholeiitic to calc-alkaline tendency characteristic of the upper mantle. These data reveal that gneisses derive from granite and diorite subalkaline, peraluminous, and ferroan to magnesian compatible with Cordilleran magmas and island arcs with polygenetic crustal signatures. All samples of mafic granulites, garnet-amphibolite, metabasites, and ultramafic granulites in the Nyong Complex reveal no residual garnet and predominantly show ca. 4% partial melting of an amphibole-spinel-peridotite source in the Dy/Yb versus La/Yb. Otherwise, hornblendites of Toko-Nlokeng display ca. 5% partial melting of an amphibole-garnet-peridotite source, average $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{CN}}$ ratio of the hornblendites is $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{CN}} = 7.56 > 2$. This result suggests these hornblendites do not have the same magmatic source as other mafic-ultramafic rocks of the Nyong Complex. Mafic-ultramafic host rock protoliths are classified as E-MORB, P-MORB, and G-MORB (hornblendites) compositional types and arc, back-arc 'B' in subduction unrelated, rifted margin setting with minor crustal contamination. The tholeiitic to

calc-alkaline and peraluminous affinity of these rocks indicate a mature arc and thickened crust during the Eburnean Trans-Amazonian orogenic belts of the Congo Craton. This study shows that the host rocks were emplaced in a convergent tectonic setting and affected by a syn-collisional episode where melts were derived from the partial melting of thick basaltic crust into amphibolite–eclogite facies in the subduction zone. The geochemical signatures of the mafic-ultramafic rocks support the tectonic accretion of the Palaeoproterozoic plume arc in Nyong Complex. Furthermore, the resulting hydrothermal alteration process was accompanied by an increase in Fe; particularly under conditions dominated by seawater, the origin and source of iron and silica in the Toko-Nlokeng deposit.

KEYWORDS

crustal evolution, iron formations, mafic-ultramafic metavolcanic rocks, Nyong Complex, plume-arc accretion

1 | INTRODUCTION

The study of mafic-ultramafic rocks is very important in several aspects in all the Precambrian greenstone belts (Brahmaiah et al., 2017; DeWit & Ashwal, 1995). These rocks exhibit tectonic environments and can provide a good understanding of plate tectonic processes and lithospheric mantle evolution (e.g., Cai et al., 2012; Santos et al., 2021; Su et al., 2011; Zhang et al., 2021). The composition of the Earth's mantle was largely modified by the growth of the continental crust, which in turn provided a stable, buoyant reservoir capable of grabbing mantle material and designing rich and diverse metallogenic belts (e.g., Cassidy et al., 2005; Singh et al., 2018). Crustal evolution plays an important role in the location and growth of several sources of favourable iron, nickel, and gold mineralization associated with deposits of thick IFs, mafic-ultramafic rocks, and fertile crust. The destruction of the old crust over time is because of either the progressive accumulation of new crust or the tectonic recycling of the old crust (e.g., Singh et al., 2016; Yang et al., 2014; Zhang et al., 2013). The mafic-ultramafic rocks play a very important role as they contain many metal deposits (e.g., Ma et al., 2016; Ramiz et al., 2018; Zhang et al., 2021), particularly gold, nickel, chromium, cobalt, copper, iron, platinum group elements (PGE), and volcanogenic massive sulphide (VMS) deposits and diamond deposits worldwide (e.g., Ebah Abeng et al., 2012; Kepezshinskas et al., 2016; Singh et al., 2016; Song et al., 2011; Song & Li, 2009; Zhang et al., 2021; Zhou, 1994). Brahmaiah et al. (2017) stated that the mafic-ultramafic rocks are characterized by their holomelonocratic nature. Common examples of ultramafic and mafic rocks are peridotite, pyroxenites, and hornblendites of the stratified complex, as well as the komatiites and basalts of greenstone sequences (Ramiz et al., 2018; Singh et al., 2016; Singh et al., 2019; Zhou, 1994). Among all lithotectonic associations, the composition of the mantle from which they are derived is recorded. These rocks are associated with extensional tectonic processes that have occurred in the crust since the Palaeo-Archean (Santosh & Groves, 2022).

The Ntem Complex represents the northwestern margin of the Congo Craton in the southern Cameroon where several iron deposits are hosted by metamorphic iron formations (IF) (e.g., Chombong & Suh, 2013; Ilouga et al., 2013; Ndime et al., 2019; Soh et al., 2021; Teutsong et al., 2017). Some works on the genesis and tectonic environment of iron deposits in greenstone belts have been conducted (Ganno et al., 2015; Ndime et al., 2018; Soh et al., 2021; Swiffa Fajong et al., 2022; Teutsong et al., 2017). The Algoma-type iron deposits and VMS deposits have specific research and economic significance in metamorphosed mafic-ultramafic greenstone belts (Peng et al., 2017).

The Toko-Nlokeng iron deposit is located in the Nyong Complex. The deposit is mainly composed of IFs characterized by the rhythmic and irregular alternation of banded iron formations (BIFs) and magnetite-rich granular (GIFs) or recrystallized layers associated with gneissic and mafic-ultramafic rocks. These formations have been affected by strong deformation and are spatially associated with medium- to high-pressure (HP) metamorphic host rocks from greenschist to granulite facies (Ganno et al., 2017; Soh et al., 2021; Swiffa Fajong et al., 2022). Previous studies have focused mainly on the depositional settings, genesis, and geochronology of metamorphic IFs in the Congo Craton (e.g., Gourcerol et al., 2022; Ndime et al., 2019; Soh et al., 2021). On the other hand, there is no detailed data linking mafic-ultramafic rocks and Algoma-type mineralization to petrogenesis and geodynamic evolution in the Congo Craton. Most previous works concentrated on metavolcanic formations (Bouyo Houketchang et al., 2019; Kwamou et al., 2021; Loose & Schenk, 2018; Mvodo et al., 2022; Owona et al., 2022; Swiffa Fajong et al., 2022). This has shown that mafic-ultramafic metavolcanic rocks estimated mid-ocean ridge basalts (MORB) affinities where eclogites were linked to IAB-, E-MORB-, N-MORB-protolith magma types, and extremely OIB-compositional types with slight crustal contamination in the Nyong Complex (Bouyo Houketchang et al., 2019; Loose & Schenk, 2018; Owona et al., 2022; Swiffa Fajong et al., 2022). They have revealed many characteristics of subduction-derived parental magma and partial melting of a metasomatized spinel lherzolite-depleted mantle

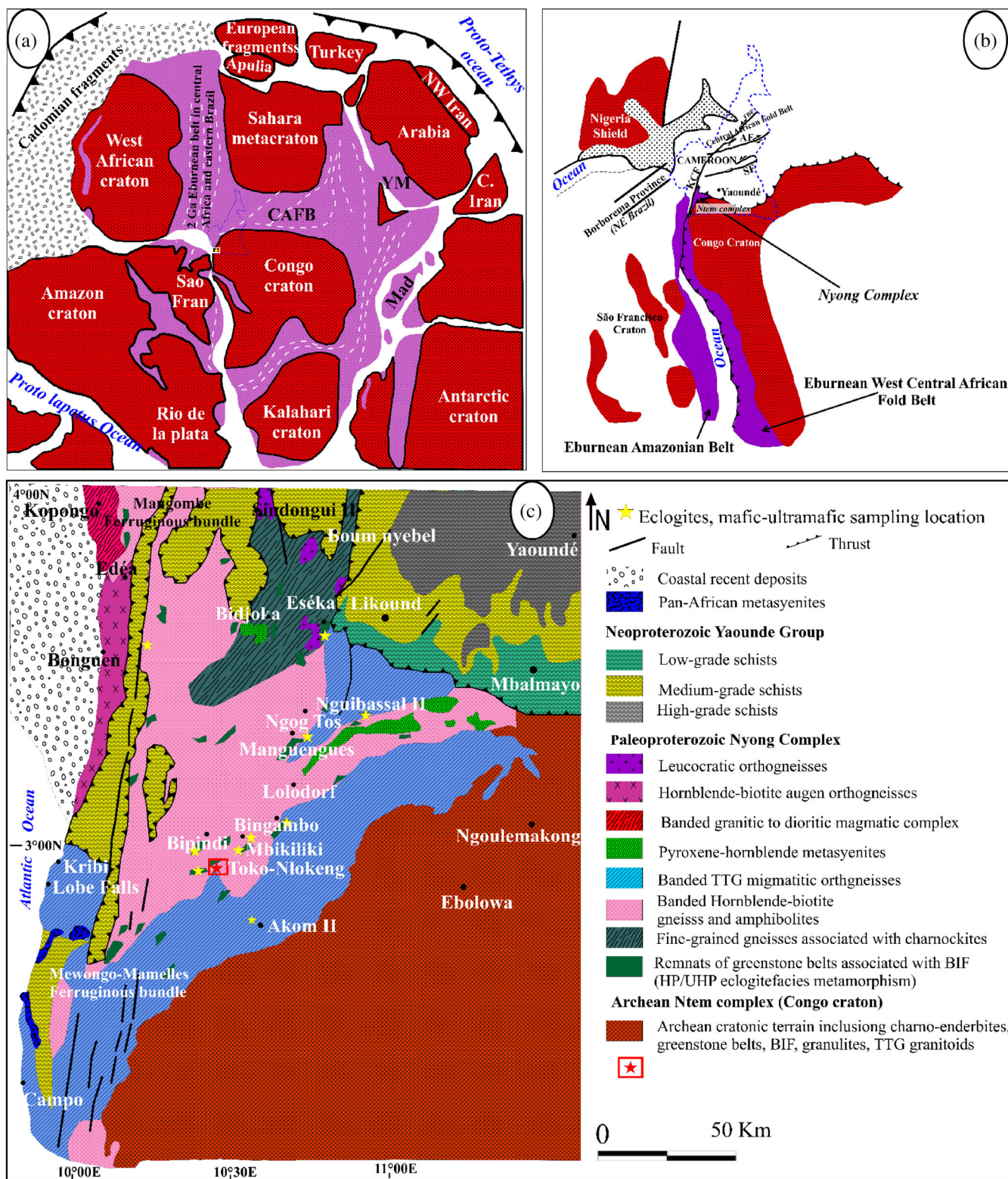


FIGURE 1 Regional geology map and relationships between Archean cratonic blocks and Palaeoproterozoic orogenic belts in Central Africa (WCAFB: West Central African Belt Fold) and its counterpart in NE Brazil (Trans Amazonian Belt). (a) Reconstruction of a part of the Gondwana supercontinent, (Modified after Bouyo Houketchang et al., 2019 and references therein); (b) Peri-Congo craton map highlighting the Eburnean West Central African Belt Fold and its extension in Brazil, modified after Feybesse et al., 1998; Penaye et al., 2004, (c) Geological sketch map of Southwestern Cameroon, modified after Lerouge et al. (2006) and Bouyo Houketchang et al., 2019, highlighting the Palaeoproterozoic formations of the Nyong Complex in close relationship with the Archean formations of the Congo Craton, as well as those Pan-African formations of the Yaoundé Group.

source. The Nyong Complex is generally considered to have been in an oceanic lithosphere subduction environment during the Palaeoproterozoic (Bouyo Houketchang et al., 2019; Loose & Schenk, 2018; Owona et al., 2022). Eburnian metamorphism is associated with syn- and post-tectonic magmatism where the low-pressure metamorphic type developed beneath a volcanic chain in the adjacent island arc or continental margin and the high-pressure metamorphic one developed beneath a trench zone with a compressional regime later overprinted by transpression and thrust tectonic faults (e.g., Kamani et al., 2021; Lerouge et al., 2006; Owona, Mvondo, et al., 2020). This work presents the lithostratigraphic, petrographic, and geochemical data of mafic-ultramafic rocks associated with IFs collected from 17 to 410 m depth. The main objectives are: (1) to present new geological data on the ultramafic-mafic host rocks and crustal evolution of the Nyong Complex; and (2) to discuss the origins of these rocks to carry economic iron ore-forming and gold mineralization in the Toko-Nlokeng area.

2 | GEOLOGICAL SETTING

2.1 | Regional geology

The Palaeoproterozoic Nyong Complex is the result of plate tectonic processes between the São Francisco-Nigerian Block and an ancient Congo megacraton (Figure 1a,b; Bouyo Houketchang et al., 2019; Feybesse et al., 1998; Ledru et al., 1994; Owona et al., 2022; Santos et al., 2021; Soh Tamehe et al., 2022). The greenstone belt has been demonstrated and constrained by amphibolite to granulite-facies metamorphism. Eclogitic assemblages or residual seafloor sequences remain mysterious, and subduction processes have developed (Owona et al., 2022). The Precambrian basement of the Ntem Complex (Figure 1c) consists of three major structural units, including (1) the Congo Craton, locally called the Ntem Complex, consisting of Archean cratonic geological formations (e.g., Akame et al., 2021; Maurizot et al., 1986; Pouclet et al., 2007; Tchameni et al., 2010) in the south; (2) the Palaeoproterozoic Nyong Complex (e.g., Bouyo Houketchang et al., 2019; Loose & Schenk, 2018; Soh et al., 2021; Toteu et al., 1994) to the NW of the Congo Craton; and (3) the Neoproterozoic Yaoundé Group (e.g., Kamani et al., 2021; Nzenti et al., 1988; Toteu et al., 2022) representing the southern part of the Central African Pan-African Range that resulted from the convergence and continental collision at ca. 600 Ma (Figure 1a,b) (e.g., Kamani et al., 2021; Ledru et al., 1994; Owona, Ratschbacher, et al., 2020). In these areas, low to ultra-high-pressure mafic-ultramafic rocks that have the most data indicate HP granulite facies assemblages (e.g., Lerouge et al., 2006; Loose & Schenk, 2018; Penaye et al., 2004). Consequently, the tectonic-metamorphic evolution is characterized by the development of sheet tectonic structures and high-grade granulite metamorphism associated with charnockitization, migmatization, and serpentization during the Eburnean-Amazonian collision from 2100 to 2000 Ma between the Congo and São Francisco cratons (e.g., Lerouge et al., 2006; Owona, Ratschbacher, et al., 2020; Soh et al., 2021). The Nyong Complex

represents a belt approximately 240 km long and 160 km wide, oriented NNE-SSW (e.g., Bouyo Houketchang et al., 2019; Soh et al., 2021). The geological units include (1) remnant greenstone belts commonly consisting of garnet-rich amphibole-pyroxenites, banded IFs; charnockitic and non-charnockitic gneisses and granitoids, (2) various migmatitic gneisses of TTG composition, (3) syn- to late-tectonic granitoid and (4) post-tectonic metadolerite dykes. This portion has been considered as part of the Archean Congo Craton reactivated during the Palaeoproterozoic and Pan-African orogenies (Lasserre & Soba, 1976; Maurizot et al., 1986), then as an Eburnian nappe thrust onto the Congo Craton during the assembly of a Middle to Late Palaeoproterozoic continent (Feybesse et al., 1998; Lerouge et al., 2006; Penaye et al., 2004; Toteu et al., 1994).

Several iron deposits in the greenstone belts that surround them have been discovered (Figure 2a). The Nyong Complex iron deposits consist of metasedimentary and metavolcanic rocks as well as syn- to late-tectonic intrusive (Soh et al., 2021; Soh Tamehe et al., 2022). Intrusions of metadiorites, granodiorites, and syenites from the Nyong Complex and post-tectonic dolerites (Lerouge et al., 2006; Toteu et al., 1994) were observed. More recently, well-preserved variably retrograded eclogite-facies metamorphic rocks (eclogites and serpentized peridotites) have been reported from the Nyong Complex (Bouyo Houketchang et al., 2019; Loose & Schenk, 2018; Nga Essomba et al., 2020). Eclogites and granulites from the Nyong Complex described support models of crustal evolution reconstruction, which assume that plate tectonic processes characterized by subduction of oceanic lithospheric plates took place during the Palaeoproterozoic (Bouyo Houketchang et al., 2019; Loose & Schenk, 2018). The orthogneisses of the Nyong Complex underwent granulite-facies metamorphism associated with the intrusion of charnockitic rocks (Bouyo Houketchang et al., 2019; Lerouge et al., 2006; Owona et al., 2022; Toteu et al., 1994). The Nyong Complex also underwent a second, high-temperature (amphibolite-granulite) metamorphic event at around 600 Ma in association with the Pan-African Orogeny (Toteu et al., 2022).

New and published geochronological studies have been conducted to describe the geodynamic evolution of the Nyong Complex during the Precambrian period (Kouankap Nono et al., 2022; Mvodo et al., 2022; Nzepang Tankwa et al., 2021; Soh et al., 2021; Soh Tamehe et al., 2022). The LA-ICP-MS U-Pb on zircon dating of the Nyong Complex metabasic rocks (amphibolites), produced Archean ages of 3072 ± 28 Ma and 2819 ± 12 Ma, which were interpreted as the crystallization ages of their precursors (Nkoubou et al., 2014; Owona et al., 2021). It has been determined that the Neoarchean age (2699 ± 7 Ma) of magnetite gneiss (IFs) derived from SHRIMP zircon U-Pb isotope data represents the beginning age of IFs deposition in the Nyong Complex (Chombong et al., 2017). Several researchers employed LA-ICP-MS U-Pb on zircon from metasediments and SHRIMP U-Pb on zircon analyses to limit the maximum depositional age of the Nyong Complex to roughly 2423 Ma (Lerouge et al., 2006; Soh et al., 2021). Using the LA-ICP-MS U-Pb method on zircon, Owona et al. (2021) hypothesized that the Nyong Complex metasediments were deposited between 2400 and 2200 Ma. Within the Nyong Complex, Palaeoproterozoic ages ranging from 2000 to

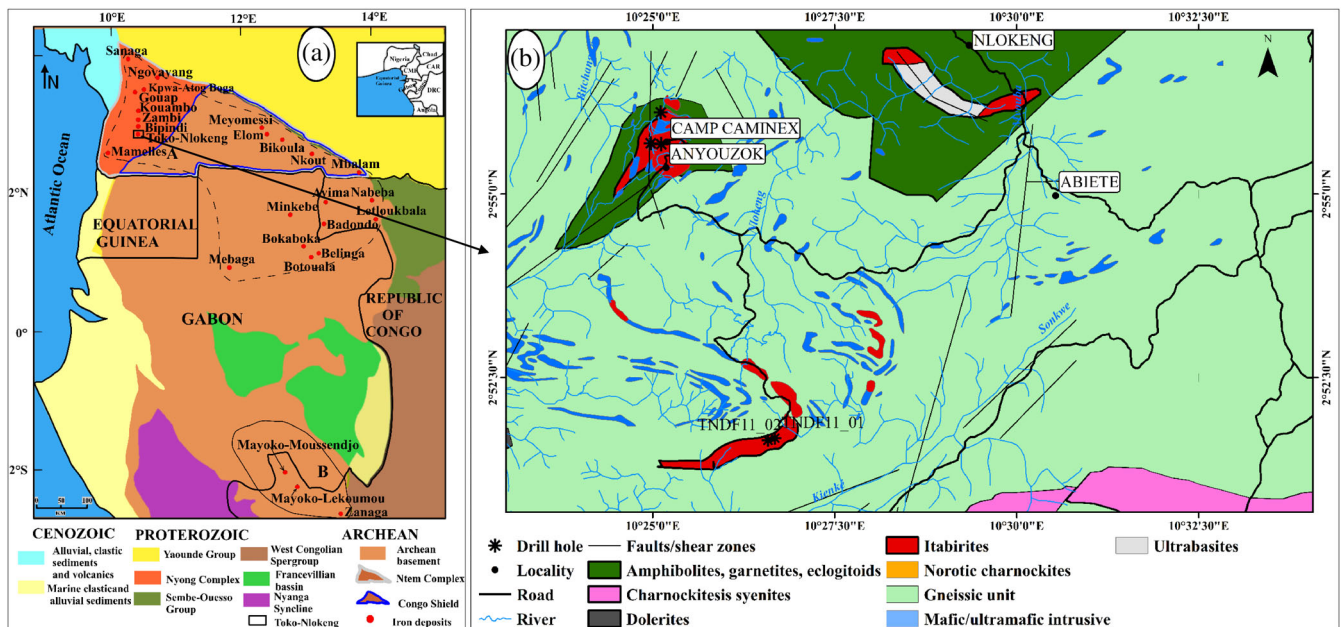


FIGURE 2 (a) geology map displaying the location of important iron formation within the iron mineralization province (black rectangle in insert) in Central Africa (modified after Soh Tamehe et al. (2022) and references therein; Gourcerol et al., 2022). Ntem and Nyong Complex is located in South Cameroon. Field A (dashed line) shows iron deposits of the Ntem Complex whereas field B (solid line) outlines iron deposits of the Chailu Block in the Congo Brazzaville area. (b) Detail local geological map of the Toko-Nlokeng iron deposit (after Maurizot et al., 1986).

2100 Ma have been commonly recorded (Lerouge et al., 2006; Nzepang Tankwa et al., 2021). A high-grade metamorphic event, metasomatism, tectonic emplacement of plutonic rocks, or eclogite-facies metamorphism has all been connected to these dates. More recently, Soh Tamehe et al. (2022) determined the depositional age of a BIF sequence at 2100–2000 Ma by combining SIMS and LA-ICP-MS U–Pb analyses on zircon from the Gouap metasiliciclastic rocks. The Neoproterozoic footprints (600–500 Ma), which correspond to subsequent Pan-African tectonometamorphic activity, are typically present in these Neoproterozoic and Palaeoproterozoic formations (Chombong et al., 2017; Lerouge et al., 2006; Nzepang Tankwa et al., 2021; Pénaye et al., 1993; Toteu et al., 1994). Several geodynamic environments and crustal evolutions indicate that the metamorphosed mafic granulite, metabasite, and metavolcanite in the Ntem Complex likely contain IAB-, E-MORB-, N-MORB-, and, in exceptional cases, OIB-type protoliths (Bouyo Houketchang et al., 2019; Loose & Schenk, 2018; Owona et al., 2022). They linked high-grade tectonometamorphic events attributed to subduction preceding the collision stage of the Eburnean/Trans-Amazonian Orogeny; they also reported variable degrees of crustal contamination during the generation of the E-MORB and N-MORB-type host rock protoliths. New petrologic and geo-thermobarometric data conducted by Owona et al. (2022) show the burial and exhumation history of the Nyong Complex.

2.2 | Local geology

The Toko-Nlokeng iron deposit is located in the Nyong Complex. The detailed geological map of the deposit is presented in Figure 2b. The

Toko-Nlokeng area is mainly underlain by gneissic basement, schists, amphibolites, garnets, eclogites, quartzites, tonalitic granitoids of the trondhjemite-granodiorite (TTG) type, orthopyroxene-garnet (charnockitic) gneisses, mafic-ultramafic intrusives, dolerites, mafic granulites, garnet amphibolite and itabirites (Odigui et al., 2019; Swiffa Fajong et al., 2022; Tchameni et al., 2010). These rocks have a general E-W-oriented S_1 foliation and an SW-NE-oriented S_2 foliation (Binam et al., 2018) associated with numerous intrusions. Its morphology is marked by an arrangement of horsts and grabens (Binam et al., 2018; Odigui et al., 2019).

3 | SAMPLING AND ANALYTICAL METHODS

Two drill holes (TNF11_02 and TNF11_01) were chosen. The drill cores were logged at their respective depth intervals. In this paper, we focused on metamorphosed rocks associated with the IFs of the Toko-Nlokeng iron deposit. Fifty-three (53) samples were collected from diverse depths. Nineteen (19) samples were selected for petrographic and geochemical investigations. Observations of the polished section were undertaken using transmitted and reflected light microscopy. The polished section was observed with a Meiji MX petrographic microscope at the Institute of Mineralogy and Petrography, University of Hamburg (Germany). Other samples were analysed at the Lanfang Rock Detection Technologies Ltd., Hebei (China). Acme Lab in Canada received ten (10) samples of host whole-rocks (Grt-amp gneisses, Grt-Bt gneisses, granitic gneisses, Px-Grt-gneisses, mafic Granulites, Grt-hornblendites, ultramafic granulites, and

TABLE 1 Major (wt.%), trace and rare earth element (ppm) concentrations with significant element ratios for different granitic gneisses rocks of Toko-Nlokeng and Mewengo iron deposits in the Nyong Complex.

References	This study		Kouankap Nono et al. (2022)								
Locality	TNF11		Mewengo iron deposit								
Rock type	Granitic gneisses		Mewengo granitic gneisses								
Sample	TE10A	TE10B	KFG1	KFG7	KFG8	KFG9	KFG2	KFG3	KFG4	KFG5	KFG10
SiO ₂	74.45	73.93	76.03	74.55	75.58	75.05	72.31	71.78	72.43	72.26	71.98
TiO ₂	0.17	0.19	0.15	0.17	0.14	0.15	0.21	0.19	0.20	0.29	0.21
Al ₂ O ₃	13.83	13.57	12.70	13.86	13.11	13.57	14.07	14.14	14.13	14.69	14.69
Cr ₂ O ₃	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d	b.d
Fe ₂ O ₃	1.94	2.76	1.46	1.39	1.43	1.28	2.47	2.57	2.61	2.15	2.33
MnO	0.03	0.06	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03
MgO	0.44	0.62	0.26	0.32	0.25	0.29	0.57	0.53	0.45	0.48	0.50
CaO	2.44	2.53	1.43	1.80	1.70	1.82	2.41	2.24	2.19	2.76	2.40
Na ₂ O	4.17	4.06	2.85	3.31	3.22	3.37	3.70	3.76	3.65	4.05	3.90
K ₂ O	1.98	1.66	4.29	3.75	3.80	3.64	3.11	3.43	3.34	2.39	2.93
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.03	0.01	0.01	0.02	0.06	0.06	0.06	0.04	0.04
LOI	0.30	0.40	0.50	0.60	0.40	0.50	0.80	1.00	0.70	0.60	0.70
FeO	1.74	2.48	1.31	1.25	1.29	1.15	2.22	2.31	2.35	1.93	2.09
Total	99.51	99.44	99.22	99.18	99.26	99.21	98.95	98.74	99.10	99.14	99.01
Mg #	18.49	18.34	15.12	18.71	14.88	18.47	18.75	17.10	14.71	18.25	17.67
Na ₂ O/Al ₂ O ₃	0.30	0.30	0.22	0.24	0.25	0.25	0.26	0.27	0.26	0.28	0.27
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0.14	0.12	0.34	0.27	0.29	0.27	0.22	0.24	0.24	0.16	0.20
Co	1.40	2.40	3.00	2.50	2.20	2.30	4.20	4.30	3.10	3.80	4.70
Ni	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	57.00	20.00	20.00	20.00	20.00
Rb	32.00	31.10	116.60	106.80	99.80	94.30	61.10	78.00	85.60	47.90	76.10
Sr	298.20	312.00	202.20	221.50	197.70	206.30	159.90	149.20	129.90	239.30	214.00
Cs	0.20	0.20	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0.10	0.10	b.d	b.d
Ba	1215	988	1914	1621	1586	1537	877	898	724	1121	1196
Sc	1.00	2.00	1.00	1.00	1.00	1.00	4.00	4.00	4.00	2.00	3.00
V	8.00	14.00	28.00	26.00	14.00	16.00	20.00	17.00	16.00	27.00	21.00
Ta	0.10	0.10	0.10	0.20	0.10	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.10
Nb	2.30	3.80	3.50	3.40	2.10	2.70	3.80	3.20	5.00	4.30	3.10
Zr	109.10	130.40	176.50	106.00	136.70	100.30	120.00	111.20	109.20	165.50	107.60
Hf	3.10	3.80	5.10	3.00	3.90	2.90	3.70	3.40	3.30	3.90	3.10
Th	6.90	7.60	24.50	22.50	26.80	20.90	17.80	15.60	9.70	2.20	20.60
U	0.40	0.70	0.90	0.50	0.90	0.70	2.30	1.90	2.80	0.40	0.50
Y	8.00	15.00	9.40	3.10	4.40	2.80	17.50	16.80	21.40	3.20	8.50
Ga	12.80	12.30	9.30	11.80	12.90	14.90	14.40	14.80	14.40	16.30	15.70
La	28.70	31.60	18.20	27.50	14.70	27.50	26.00	23.50	22.40	23.40	27.10
Ce	54.20	61.00	32.30	42.90	26.40	40.90	43.20	39.30	34.20	31.10	43.10
Pr	6.01	6.58	2.76	4.49	2.24	4.49	4.52	3.92	3.64	3.02	4.65
Nd	20.40	23.30	9.20	14.30	7.50	13.70	15.60	14.10	13.10	9.80	15.00
Sm	3.36	3.78	1.57	1.89	1.13	1.95	2.83	2.64	2.41	1.18	2.24
Eu	0.81	0.89	0.53	0.70	0.56	0.65	0.77	0.74	0.70	0.67	0.67
Gd	2.37	2.99	1.20	1.23	0.84	1.19	2.91	2.56	2.93	1.08	1.82
Tb	0.28	0.43	0.19	0.12	0.12	0.12	0.42	0.39	0.50	0.11	0.25
Dy	1.46	2.54	1.38	0.71	0.80	0.67	2.71	2.60	3.26	0.57	1.59

TABLE 1 (Continued)

References	This study		Kouankap Nono et al. (2022)								
Locality	TNF11		Mewengo iron deposit								
Rock type	Granitic gneisses		Mewengo granitic gneisses								
Sample	TE10A	TE10B	KFG1	KFG7	KFG8	KFG9	KFG2	KFG3	KFG4	KFG5	KFG10
Ho	0.29	0.59	0.34	0.10	0.20	0.12	0.68	0.61	0.72	0.11	0.33
Er	0.88	1.86	1.21	0.35	0.57	0.32	2.08	1.97	2.36	0.33	1.07
Tm	0.14	0.28	0.16	0.05	0.11	0.05	0.33	0.31	0.35	0.04	0.17
Yb	0.93	1.84	1.37	0.35	0.67	0.29	2.31	2.2	2.61	0.29	1.24
Lu	0.15	0.29	0.22	0.04	0.13	0.05	0.36	0.34	0.42	0.05	0.2
ΣREE	119.98	137.97	70.63	94.73	55.97	92	104.72	95.18	89.6	71.75	99.43
(La/Yb) _{CN}	20.81	11.58	8.96	52.97	14.79	63.93	7.59	7.20	5.79	54.40	14.73
(La/Sm) _{CN}	5.37	5.26	7.29	9.15	8.18	8.87	5.78	5.60	5.85	12.47	7.61
(Gd/Yb) _{CN}	2.06	1.31	0.71	2.84	1.01	3.31	1.02	0.94	0.91	3.01	1.18
Eu/Eu*	0.88	0.81	1.18	1.40	1.76	1.30	0.82	0.87	0.81	1.81	1.01
Ce/Ce*	0.99	1.02	1.10	0.93	1.11	0.89	0.96	0.99	0.91	0.89	0.92
Nb/Th	0.33	0.50	0.14	0.15	0.08	0.13	0.21	0.21	0.52	1.95	0.15
Nb/Ta	23.00	38.00	35.00	17.00	21.00	13.50	19.00	16.00	25.00	21.50	31.00
Nb/La	0.08	0.12	0.19	0.12	0.14	0.10	0.15	0.14	0.22	0.18	0.11
Ce/Yb	0.93	1.84	1.37	0.35	0.67	0.29	2.31	2.20	2.61	0.29	1.24
Th/Yb	7.42	4.13	17.88	64.29	40.00	72.07	7.71	7.09	3.72	7.59	16.61
Nb/Yb	2.47	2.07	2.55	9.71	3.13	9.31	1.65	1.45	1.92	14.83	2.50
Nb/U	5.75	5.43	3.89	6.80	2.33	3.86	1.65	1.68	1.79	10.75	6.20
(La/Sm) _{PM}	5.52	5.40	7.49	9.40	8.41	9.11	5.94	5.75	6.01	12.82	7.82

Abbreviations: b.d., below detection; CN, chondrite-normalized (chondrite values after McDonough & Sun, 1995); Eu/Eu* and Ce/Ce* ratios following the method of Taylor and McLennan (1985); LOI, Loss on ignition; Mg# = $100 \times \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$; n.d., not determined; PM, primitive-mantle-normalized (primitive mantle values after Sun & McDonough, 1989); ΣREE, total rare earth elements.

hornblendites) for geochemical analyses using Induction Plasma Coupled-Mass Spectrometry (ICP-MS). The loss on ignition was calculated by subtracting the weight of the sample before drying from the weight of the sample after heating to 1000°C. Total carbon and sulphur were determined by the Leco method (TC003). To assess the geodynamic evolution history and mineralization of the Toko-Nlokeng iron deposit and the Nyong Complex as a whole and to verify the relevance of previous results, they were plotted in the different discrimination diagrams sets of data: nine (03 samples of Grt-px gneisses and 03 samples of mafic granulites) from Moudioh et al. (2020), eight samples of garnet amphibolites from Kwamou et al. (2021), nine granitic gneiss samples from Kouankap Nono et al. (2022), 17 samples (07 mafic granulites, 05 garnet-amphibole gneiss, and 05 garnet-amphibole gneiss) from Mvodo et al. (2022), four samples of metabasites from Owona et al. (2022), and 19 samples (8 mafic granulites, and 11 garnet amphibolites) from Swiffa Fajong et al. (2022), and 19 samples (8 mafic granulites, and 11 garnet amphibolites) from Owona et al. (2022). These data are presented in Tables 1–4. The detection limits are 0.01 to 0.04% for major elements and 0.01 ppm to 20 ppm for trace elements and rare earth elements.

4 | RESULTS OF LITHOSTRATIGRAPHY AND PETROGRAPHY

This section is devoted to the inventory and petrographic study of the various host rock formations in the Toko-Nlokeng area. All the rocks analysed in this study have been metamorphosed into amphibolite to granulite facies. Samples collected from two drill holes at Toko-Nlokeng show amphibolite-facies mineral assemblages and granulite-facies assemblages.

4.1 | Lithostratigraphy

The geological logging of the drill core shows several rock types well interlayered with IFs (granular and banded IFs) and host rocks (gneissic and mafic-ultramafic rocks), leading to better observation and stratigraphic reconstruction from two drill hole studies in the southern part of Toko-Nlokeng displaying sharp to gradational contact (Figure 3a,b). The Toko-Nlokeng iron deposit hosts both oxides and fresh iron ore types. The oxide profile is relatively shallow (the average depth of

TABLE 2 Major (wt.%), trace and rare earth element (ppm) concentrations with significant element ratios for different mafic gneisses of Toko-Nlokeng iron deposit, Kribi and Bipindi iron deposit in the Nyong Complex.

References	This study	Mvodo et al. (2022)										Moudioh et al. (2020)
Locality	TNF11	Kribi										Bipindi
Rock type	Grt-amp gneisses	Kribi Grt-amp gneisses										Bipindi Grt-px gneisses
Sample	TE03	KR4A	KR4B	PGKR2	PGKR4	KR7A	KR1	KR2	KR3	KR18A	KR18B	(n = 3)
SiO ₂	61.65	56.00	53.80	64.60	64.10	62.10	70.70	69.30	67.90	69.10	66.10	57.24
TiO ₂	0.46	1.37	1.68	0.60	0.79	0.70	0.61	0.70	0.85	0.82	0.86	0.70
Al ₂ O ₃	14.31	15.25	16.15	16.10	16.20	15.90	12.20	12.40	12.00	13.70	13.30	15.69
Cr ₂ O ₃	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06
Fe ₂ O ₃	12.68	10.75	13.45	6.20	6.46	7.20	5.88	6.38	7.38	7.12	7.89	16.05
MnO	0.13	0.12	0.14	0.09	0.09	0.09	0.07	0.08	0.10	0.08	0.10	0.12
MgO	3.52	3.68	4.31	2.38	2.29	2.54	0.30	0.59	0.53	0.60	0.60	5.55
CaO	3.18	6.23	6.88	5.55	4.97	6.03	2.25	2.55	2.66	3.23	3.49	2.03
Na ₂ O	2.12	3.65	3.60	4.26	4.29	4.06	2.83	2.82	2.75	2.98	2.81	1.72
K ₂ O	1.81	0.68	0.62	0.50	1.10	1.01	3.32	3.73	3.50	3.11	2.76	1.20
P ₂ O ₅	0.10	0.27	0.32	0.20	0.22	0.22	0.18	0.21	0.25	0.29	0.32	0.01
LOI	-0.20	0.51	0.44	0.43	0.46	0.54	0.37	0.51	0.43	0.30	0.27	0.63
FeO	11.40	9.66	12.09	5.57	5.81	6.47	5.29	5.74	6.63	6.40	7.09	14.43
Total	99.96	98.01	100.96	100.50	100.52	99.86	98.35	98.77	97.93	101.04	98.24	100.37
Mg #	21.73	25.50	24.27	27.74	26.17	26.08	4.85	8.46	6.70	7.77	7.07	25.69
Na ₂ O/ Al ₂ O ₃	0.15	0.24	0.22	0.26	0.26	0.26	0.23	0.23	0.23	0.22	0.21	0.11
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0.13	0.04	0.04	0.03	0.07	0.06	0.27	0.30	0.29	0.23	0.21	0.08
Co	27.50	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	36.23
Ni	116.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	193.00
Rb	79.00	5.80	6.00	2.20	14.60	5.50	96.30	73.80	67.70	56.60	48.60	29.43
Sr	171.20	428	431	453	449	400	358	310	279	382	362	135
Cs	2.60	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.10
Ba	379.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	451.33
Sc	22.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	24.67
V	126.00	234.00	291.00	104.00	104.00	129.00	15.00	31.00	29.00	32.00	30.00	177.00
Ta	0.30	0.50	0.50	0.30	0.40	0.10	0.70	0.50	0.70	0.60	0.60	0.40
Nb	5.00	11.70	14.00	5.50	11.60	6.00	13.70	9.40	15.00	14.30	13.90	6.17
Zr	113.50	189	224	183	229	280	810	708	1050	410	525	126.40
Hf	3.10	5.40	6.00	3.90	5.10	7.40	16.50	15.40	22.00	10.70	13.40	3.27
Th	7.70	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2.30
U	1.20	0.25	0.22	0.11	0.19	0.10	1.14	0.52	0.46	0.28	0.35	0.20
Y	15.10	43.50	52.60	19.00	18.30	31.40	35.50	32.90	45.90	33.80	38.40	21.10
Ga	14.10	23.70	23.80	20.70	20.20	21.70	23.90	20.10	21.00	22.50	23.10	13.40
La	21.10	27.40	28.40	20.70	38.80	26.50	48.00	51.80	65.50	49.90	53.90	19.03
Ce	38.40	58.00	61.70	45.80	75.80	60.00	96.80	105.00	135.00	98.70	107.50	30.03
Pr	4.22	7.34	7.86	5.83	8.73	7.90	12.05	12.70	16.20	11.65	12.70	3.01
Nd	16.30	31.40	34.60	24.70	33.30	33.80	51.90	52.50	66.40	46.70	51.10	11.20
Sm	3.12	7.29	8.57	4.87	5.54	7.25	10.20	10.30	12.70	8.80	9.87	3.04
Eu	0.89	1.82	1.95	1.21	1.33	1.31	4.24	3.60	3.96	2.94	3.30	0.85

TABLE 2 (Continued)

References	This study	Mvodo et al. (2022)										Moudioh et al. (2020)
Locality	TNF11	Kribi										Bipindi
Rock type	Grt-amp gneisses	Kribi Grt-amp gneisses										Bipindi Grt-px gneisses
Sample	TE03	KR4A	KR4B	PGKR2	PGKR4	KR7A	KR1	KR2	KR3	KR18A	KR18B	(n = 3)
Gd	3.19	7.34	9.34	4.12	4.42	7.07	8.53	7.79	10.50	8.22	9.15	3.80
Tb	0.47	1.25	1.51	0.59	0.56	1.05	1.18	1.08	1.49	1.14	1.28	0.62
Dy	2.74	8.29	10.10	3.37	3.40	6.31	6.92	6.43	8.46	6.52	7.58	3.79
Ho	0.57	1.73	2.03	0.71	0.65	1.24	1.37	1.27	1.75	1.37	1.51	0.79
Er	1.65	4.72	5.60	1.88	2.02	3.05	3.83	3.56	4.84	3.60	4.11	2.27
Tm	0.24	0.66	0.83	0.28	0.30	0.46	0.54	0.54	0.79	0.50	0.58	0.33
Yb	1.53	4.24	5.00	1.80	1.69	2.67	3.44	3.18	4.66	3.16	3.62	2.22
Lu	0.23	0.58	0.69	0.27	0.26	0.40	0.61	0.45	0.74	0.47	0.55	0.34
REE	94.65	162.06	178.18	116.13	176.80	159.01	249.61	260.20	332.99	243.67	266.75	81.32
(La/Yb) _{CN}	9.30	4.36	3.83	7.75	15.48	6.69	9.41	10.98	9.48	10.65	10.04	5.78
(La/Sm) _{CN}	4.25	2.36	2.08	2.67	4.41	2.30	2.96	3.16	3.24	3.57	3.44	3.94
(Gd/Yb) _{CN}	1.68	1.40	1.51	1.85	2.11	2.14	2.00	1.98	1.82	2.10	2.04	1.38
Eu/Eu*	0.86	0.76	0.67	0.83	0.82	0.56	1.39	1.23	1.05	1.06	1.06	0.76
Ce/Ce*	0.98	0.98	0.99	1.00	0.99	1.00	0.97	0.99	1.00	0.99	0.99	0.95
Nb/Th	0.65	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2.68
Nb/Ta	16.67	23.40	28.00	18.33	29.00	60.00	19.57	18.80	21.43	23.83	23.17	15.43
Nb/La	0.24	0.43	0.49	0.27	0.30	0.23	0.29	0.18	0.23	0.29	0.26	0.32
Ce/Yb	1.53	4.24	5.00	1.80	1.69	2.67	3.44	3.18	4.66	3.16	3.62	2.22
Th/Yb	5.03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.04
Nb/Yb	3.27	2.76	2.80	3.06	6.86	2.25	3.98	2.96	3.22	4.53	3.84	2.78
Nb/U	4.17	46.80	63.64	50.00	61.05	60.00	12.02	18.08	32.61	51.07	39.71	30.85
(La/Sm) _{PM}	4.37	2.43	2.14	2.75	4.53	2.36	3.04	3.25	3.33	3.66	3.53	4.05

Abbreviations: b.d., below detection; n.d. not determined; CN, chondrite-normalized (chondrite values after McDonough & Sun, 1995); Eu/Eu* and Ce/Ce* ratios following the method of Taylor and McLennan (1985); LOI, Loss on ignition; Mg# = 100*MgO/MgO + Fe₂O₃; PM, primitive-mantle-normalized (primitive mantle values after Sun & McDonough, 1989); ΣREE, total rare earth elements.

oxidation from the surface is 30 m) and immature compared with other IFs deposits in the Congo Craton, owing to the steep topography in areas of IFs outcrop. The oxidation profile is mostly dominated by fresh-oxide transition material, with an enriched but thin and discontinuous hard cap. Within the transition zone, the main iron-oxide minerals are haematite and magnetite, with the haematite forming by pseudo-morphic replacement of magnetite (e.g., martite). Replacement of magnetite by haematite is variable, depending on depth within the oxide profile, ranging from no or weakly incipient replacement to pervasive replacement of magnetite by haematite in highly oxidized transition material. Replacement of haematite by goethite is less common, typically occurring in the upper portions of the oxide profile or associated with fractures. There is typically only minor removal of silica within the transition material, which for the most part still retains similar quartz content to the fresh itabirite, resulting in only modest upgrades in Fe grade within the transition zone.

4.2 | Lithology

4.2.1 | Unit of IFs

Stratigraphic columns show lithology and member names for different rock assemblages in the Toko-Nlokeng iron deposit. In this part, field and petrographic observations will be presented. Drill core samples of iron formation from the Toko-Nlokeng iron deposit are slightly dark grey to dark green (Figure 4a,b). The GIFs show equigranular, subhedral, fine- to medium-grained quartz, magnetite (Figure 4a), and BIFs (Figure 4b), interpreted as IFs commonly weakly to strongly foliated. Strongly foliated IFs often have a variably developed S-C fabric, and locally, the IFs also contain mylonitic zones defined by the destruction of the S foliation, grain size reduction, and ribboning of both quartz and magnetite.

TABLE 3 Major (wt.%), trace and rare earth element (ppm) concentrations with significant element ratios for different mafic metavolcanic rocks of Toko-Nlokeng and those published in the of Nyong Complex.

References	Moudioh et al. (2020)		Mvodo et al. (2022)		Owona et al. (2022)		This study		Swiffa Fajong et al. (2022)		Kwamou et al. (2021)															
	TNF11		TNF08		Bipindi		Kribi		Bipindi		TNF11		Anyouzok (TNF08)		Mewongo iron deposit											
Rock type	Mafic Granulites				Mafic granulites				Metabasites				Grt-amphibolites				Mewongo Grt-amphibolites									
	TE02	IS40	IS26	IS17	IS17	IS26	IS40	IS17	(n = 4)	(n = 7)	TE08	IS27b	IS28	IS33	IS37	IS39	IS24	KA8	KA9	KA11	KA13	KA14	KA16	KA18	KA20	
SiO ₂	49.10	48.80	50.60	51.20	48.21	50.63	49.04	50.38	49.30	46.50	49.10	50.80	46.50	44.80	44.80	44.80	49.64	49.16	49.59	49.39	48.70	49.49	49.64	49.13		
TiO ₂	0.63	0.90	2.24	1.77	0.83	1.28	0.89	1.54	1.37	1.46	1.34	0.99	0.77	0.64	0.98	0.97	0.98	0.97	0.95	0.93	0.99	1.00	0.96	0.98		
Al ₂ O ₃	15.29	14.75	11.95	13.50	15.94	13.13	13.74	13.48	13.20	14.35	12.05	13.30	13.65	14.05	13.28	13.70	13.63	13.70	13.63	13.95	13.60	13.39	13.61	13.78		
Cr ₂ O ₃	0.06	0.01	0.01	0.01	0.05	0.01	13.87	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.12	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01		
Fe ₂ O ₃	10.13	16.60	21.50	18.15	13.95	15.24	13.87	16.94	17.45	15.80	18.60	16.45	14.25	12.25	12.69	12.77	12.63	12.77	12.63	12.19	13.31	13.02	12.48	12.78		
MnO	0.14	0.27	0.25	0.22	0.20	0.22	0.23	0.26	0.21	0.20	0.22	0.21	0.20	0.17	0.22	0.23	0.22	0.23	0.22	0.21	0.24	0.23	0.22	0.23		
MgO	8.92	5.92	4.01	5.07	8.27	5.63	8.15	5.57	6.28	8.99	5.50	6.37	11.40	11.30	7.39	7.30	7.28	7.30	7.28	7.11	7.38	7.36	7.16	7.25		
CaO	12.46	8.28	7.82	8.14	9.95	9.70	11.94	8.72	9.31	7.73	9.37	8.65	9.33	13.25	10.79	10.75	10.75	10.75	10.75	10.90	10.88	10.80	11.06	10.77		
Na ₂ O	2.18	1.48	0.41	1.16	1.27	3.00	1.85	1.80	1.06	2.04	1.58	1.15	1.73	1.70	2.00	2.06	2.10	2.06	2.10	2.37	1.83	2.09	1.92	2.25		
K ₂ O	0.48	0.55	0.07	0.48	0.20	0.36	0.11	0.76	0.43	0.75	0.45	0.57	0.91	0.54	0.31	0.36	0.28	0.48	0.27	0.31	0.29	0.31	0.29	0.35		
P ₂ O ₅	0.07	0.32	0.25	0.22	0.05	0.13	0.09	0.17	0.13	0.18	0.19	0.17	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.07	0.08	0.04	0.07	0.07		
LOI	0.30	1.02	-0.97	0.05	0.80	0.49	0.00	0.10	-0.15	2.21	0.17	0.41	1.71	0.49	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		
FeO	9.11	14.92	19.33	16.32	12.54	13.70	12.47	15.23	15.69	14.20	16.72	14.79	12.81	11.01	11.41	11.48	11.35	10.96	11.97	11.71	11.22	11.49	11.22	11.49		
Total	99.46	97.88	99.11	99.92	98.92	99.33	113.78	99.63	98.75	98.02	98.42	98.68	98.92	98.81	97.36	97.36	97.49	97.58	97.28	97.78	97.78	97.39	97.60	97.60		
Mg#	46.82	26.29	15.72	21.83	37.22	26.99	37.01	24.74	26.46	36.26	22.82	27.91	44.44	47.98	36.80	36.37	36.57	36.85	35.67	36.11	36.45	36.45	36.20	36.20		
Na ₂ O/ Al ₂ O ₃	0.14	0.10	0.03	0.09	0.08	0.23	0.13	0.13	0.08	0.14	0.13	0.09	0.13	0.12	0.15	0.15	0.15	0.15	0.17	0.13	0.16	0.14	0.16	0.16		
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0.03	0.04	0.01	0.04	0.01	0.03	0.01	0.06	0.03	0.05	0.04	0.04	0.07	0.04	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03		
Co	50.50	n.d.	n.d.	n.d.	59.87	n.d.	65.33	50.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	53.80	52.20	51.10	57.70	51.00	55.90	60.60	50.70	50.70	50.70		
Ni	126.00	n.d.	n.d.	n.d.	163.00	n.d.	187.50	75.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	102.00	92.00	95.00	94.00	98.00	109.00	106.00	85.00	85.00	85.00		
Rb	4.90	7.30	1.20	15.00	4.33	2.54	1.00	6.50	7.50	10.00	9.10	5.30	10.60	2.90	4.20	5.60	5.00	5.00	3.80	3.30	3.80	3.30	4.70	4.70		
Sr	127.00	86.40	20.70	62.10	101.07	142.33	53.05	151.80	32.30	53.10	57.00	38.60	40.70	37.50	69.00	76.20	70.20	93.60	80.20	77.20	95.30	76.00	76.00	76.00		
Cs	0.10	0.17	0.05	0.65	0.10	n.d.	0.03	0.02	0.30	0.18	0.12	0.07	0.31	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		
Ba	42.00	82.60	6.00	103.50	59.67	n.d.	13.77	124.00	63.60	126.50	52.80	53.80	70.80	31.60	97.00	128.00	90.00	166.00	145.00	71.00	98.00	79.00	79.00	79.00		
Sc	41.00	n.d.	n.d.	n.d.	40.00	n.d.	49.63	42.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		
V	261.00	287.00	392.00	391.00	268.67	387.00	321.50	376.00	429.00	392.00	242.00	338.00	231.00	258.00	329.00	327.00	326.00	323.00	339.00	340.00	320.00	325.00	325.00	325.00		
Ta	0.10	0.30	0.30	0.30	0.13	0.51	0.15	1.70	0.30	0.20	9.70	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.20	0.10	0.20	0.10	0.20		

TABLE 3 (Continued)

References	Moudioh et al. (2020)			Mvodo et al. (2022)			Owona et al. (2022)			This study			Swiffa Fajong et al. (2022)			Kwamou et al. (2021)					
	Locality	TNF11	TNF08	Bipindi	Kribi	Bipindi	Bipindi	TNF11	Anyouzok (TNF08)	TNF11	This study	Swiffa Fajong et al. (2022)	Swiffa Fajong et al. (2022)	Swiffa Fajong et al. (2022)	Swiffa Fajong et al. (2022)	Swiffa Fajong et al. (2022)	Swiffa Fajong et al. (2022)	Swiffa Fajong et al. (2022)			
Rock type	Mafic granulites			Mafic granulites			Metabasites			Grt-amphibolites			Grt-amphibolites			Mewengo Grt-amphibolites					
Sample	TE02	IS40	IS26	IS17	IS17	IS17	IS17	IS27b	IS28	IS33	IS37	IS39	IS24	KA8	KA9	KA11	KA13	KA14	KA16	KA18	KA20
Nb	1.00	3.70	6.90	6.60	2.17	4.76	2.52	4.70	4.70	6.30	3.10	3.00	1.30	2.70	2.50	2.00	2.30	2.70	2.30	2.10	2.40
Zr	39.60	76.00	176.00	140.00	47.83	64.71	55.58	91.00	103.00	125.00	87.00	94.00	34.00	52.00	50.60	45.30	55.20	46.90	50.20	55.50	50.80
Hf	1.10	1.80	4.80	3.80	1.40	2.26	1.43	2.60	2.80	3.80	2.40	2.50	1.10	1.60	1.50	1.50	1.40	1.60	1.50	1.50	1.60
Th	1.60	0.93	1.33	1.64	0.20	n.d.	0.16	0.40	0.16	0.69	0.50	0.44	0.07	0.20	0.20	0.20	0.40	0.20	0.20	0.30	0.20
U	0.20	0.51	0.31	2.63	0.10	0.23	0.06	0.24	0.27	0.27	0.35	0.31	0.08	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
Y	14.30	36.10	53.10	39.20	14.03	27.30	24.83	31.50	35.10	37.80	29.40	22.50	16.20	19.80	22.50	20.80	20.90	21.00	21.20	22.90	21.20
Ga	14.20	13.70	18.70	15.00	15.27	20.50	16.53	16.90	18.40	18.70	14.10	16.30	13.30	15.30	15.80	14.40	17.60	15.00	14.80	17.70	15.10
La	6.30	7.00	9.80	8.70	3.93	8.30	2.59	4.60	7.30	6.60	5.10	4.00	2.10	4.20	4.60	4.50	6.40	5.10	3.30	5.10	3.60
Ce	12.40	16.30	26.10	20.90	7.17	18.50	7.33	13.20	21.30	18.10	13.40	10.00	6.00	8.70	8.90	8.00	9.80	9.60	8.40	9.40	8.40
Pr	1.43	2.43	3.51	2.82	1.03	2.52	1.21	2.09	3.24	2.68	1.87	1.54	0.93	1.34	1.37	1.35	1.79	1.58	1.20	1.44	1.26
Nd	6.30	11.30	18.00	14.60	4.93	11.57	6.26	10.80	17.10	14.50	9.20	7.10	4.80	7.00	7.10	6.70	7.70	7.70	6.30	7.30	6.60
Sm	1.51	3.19	5.78	4.35	1.42	3.36	2.16	3.77	5.19	4.04	2.80	2.19	1.63	2.14	2.09	2.01	1.97	2.41	2.10	2.13	2.10
Eu	0.55	1.14	1.89	1.59	0.64	1.13	0.77	1.49	1.50	1.56	0.99	0.64	0.69	0.77	0.83	0.77	0.75	0.81	0.76	0.87	0.78
Gd	2.12	4.07	8.14	6.14	1.98	4.05	2.91	4.97	5.63	5.99	3.69	2.72	2.30	3.06	3.19	3.04	3.14	3.22	2.98	3.30	3.01
Tb	0.36	0.81	1.48	1.07	0.36	0.69	0.57	0.84	0.93	1.03	0.69	0.56	0.41	0.55	0.56	0.55	0.58	0.56	0.56	0.58	0.55
Dy	2.67	5.49	9.93	7.80	2.44	4.51	3.78	5.74	6.33	6.88	5.20	3.66	2.86	3.60	3.74	3.47	3.59	3.80	3.73	3.60	3.73
Ho	0.56	1.29	2.06	1.49	0.55	0.97	0.82	1.27	1.30	1.42	1.15	0.76	0.63	0.84	0.80	0.83	0.87	0.85	0.77	0.83	0.82
Er	1.67	3.84	6.28	4.50	1.63	2.84	2.39	3.77	3.77	4.45	3.71	2.44	2.17	2.40	2.49	2.54	2.47	2.51	2.49	2.42	2.36
Tm	0.23	0.59	0.77	0.62	0.25	0.42	0.35	0.50	0.49	0.56	0.42	0.34	0.26	0.37	0.35	0.35	0.37	0.35	0.35	0.35	0.35
Yb	1.53	4.01	6.15	4.24	1.64	2.73	2.28	3.58	3.84	4.54	3.45	2.89	2.03	2.13	2.31	2.45	2.53	2.21	2.11	2.14	2.23
Lu	0.23	0.65	0.85	0.63	0.26	0.42	0.34	0.52	0.52	0.60	0.51	0.47	0.29	0.35	0.36	0.37	0.37	0.36	0.35	0.40	0.36
REE	37.86	62.11	100.74	79.45	28.23	62.01	33.76	57.14	78.44	72.95	52.18	39.31	27.10	37.45	38.69	36.93	42.33	41.06	35.40	39.86	36.15
(La/Yb) _{CN}	2.78	1.18	1.07	1.38	1.62	2.10	0.77	0.87	1.28	0.98	1.00	0.93	0.70	1.33	1.34	1.24	1.71	1.56	1.05	1.61	1.09
(La/Sm) _{CN}	2.62	1.38	1.07	1.26	1.74	1.55	0.75	0.77	0.88	1.03	1.15	1.15	0.81	1.23	1.38	1.41	2.04	1.33	0.99	1.51	1.08
(Gd/Yb) _{CN}	1.12	0.82	1.07	1.17	0.97	1.21	1.03	1.12	1.18	1.06	0.86	0.76	0.91	1.16	1.11	1.00	1.00	1.18	1.14	1.24	1.09
Eu/Eu*	0.94	0.97	0.84	0.94	1.17	0.94	0.94	1.05	0.85	0.97	0.94	0.80	1.09	0.92	0.98	0.95	0.92	0.89	0.93	1.00	0.95
Ce/Ce*	0.99	0.95	1.07	1.02	0.86	0.98	1.00	1.02	1.05	1.04	1.04	0.97	1.03	0.88	0.85	0.78	0.70	0.81	1.02	0.83	0.95

(Continues)

TABLE 3 (Continued)

References	This study	Moudioh et al. (2020)	Mvodo et al. (2022)	Owona et al. (2022)	This study	Swiffa Fajong et al. (2022)	Kwamou et al. (2021)											
Locality	TNF11 TNF08	Bipindi	Kribi	Bipindi	TNF11	Anyouzok (TNF08)	Mewongo iron deposit											
Rock type	Mafic Granulites	Mafic granulites	Mafic granulites	Metabasites	Grt-amphibolites	Grt-amphibolites	Mewengo Grt-amphibolites											
Sample	TE02 IS40 IS26 IS17	IS17 (n = 3)	(n = 7)	(n = 4)	TE08	IS27b IS28 IS33 IS37 IS39 IS24	KA8 KA9 KA11 KA13 KA14 KA16 KA18 KA20											
Nb/Th	0.63 3.98 5.19 4.02	10.85	n.d.	15.75	5.21	11.75 29.38 9.13 6.20	13.50 12.50 10.00 5.75 13.50 11.50 7.00 12.00											
Nb/Ta	10.00 12.33 23.00 22.00	16.69	9.80	16.80	5.82	15.67 23.50 0.65 31.00	27.00 25.00 20.00 11.50 27.00 11.50 21.00 12.00											
Nb/La	0.16 0.53 0.70 0.76	0.55	0.59	0.97	0.85	1.02 0.64 0.95 0.61	0.64 0.54 0.44 0.36 0.53 0.70 0.41 0.67											
Ce/Yb	1.53 4.01 6.15 4.24	1.64	2.73	2.28	4.16	3.58 3.84 4.54 3.45	2.13 2.31 2.45 2.53 2.21 2.11 2.14 2.23											
Th/Yb	1.05 0.23 0.22 0.39	0.12	n.d.	0.07	0.46	0.11 0.04 0.15 0.14	0.09 0.09 0.08 0.16 0.09 0.09 0.14 0.09											
Nb/Yb	0.65 0.92 1.12 1.56	1.32	1.76	1.11	2.38	1.31 1.22 1.39 0.90	1.27 1.08 0.82 0.91 1.22 1.09 0.98 1.08											
Nb/U	5.00 7.25 22.26 2.51	21.70	21.30	42.00	5.50	19.58 17.41 23.33 8.86	27.00 25.00 20.00 23.00 27.00 23.00 21.00 24.00											
(La/Sm) _{PM}	2.70 1.42 1.10 1.29	1.79	1.60	0.77	1.52	0.79 0.91 1.06 1.18	1.27 1.42 1.45 2.10 1.37 1.02 1.55 1.11											

Abbreviations: b.d., below detection; CN, chondrite-normalized (chondrite values after McDonough & Sun, 1995); Eu/Eu* and Ce/Ce* ratios following the method of Taylor and McLennan (1985); LOI, Loss on ignition; Mg# = $100 \times \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$; n.d., not determined; n, mean of number of samples; PM, primitive-mantle-normalized (primitive mantle values after Sun & McDonough, 1989); ΣREE , total rare earth elements.

TABLE 4 Major (wt.%), trace and rare earth element (ppm) concentrations with significant element ratios for different ultramafic metavolcanic rocks of Toko-Nlokeng iron deposit in the Nyong Complex.

References	This study TNF11	Swiffa Fajong et al. (2022)		This study		
		Anyozok (TNF08)		TNF11		
Locality	Ultramafic Granulites			Hornblendites		
Rock type						
Sample	TE01	IS15b	IS20	TE11A	TE11B	TE11C
SiO ₂	43.27	44.10	44.70	41.41	41.95	41.36
TiO ₂	1.32	1.84	0.57	1.73	1.72	1.78
Al ₂ O ₃	13.82	12.90	14.25	12.87	12.89	13.04
Cr ₂ O ₃	0.03	0.02	0.07	0.04	0.04	0.03
Fe ₂ O ₃	18.09	18.10	14.65	17.57	16.92	17.33
MnO	0.26	0.26	0.21	0.07	0.07	0.07
MgO	8.51	7.72	9.91	10.46	10.57	10.54
CaO	12.29	11.85	13.95	10.69	10.66	10.83
Na ₂ O	1.68	1.25	1.70	2.43	2.49	2.43
K ₂ O	0.60	0.53	0.29	1.00	0.99	1.01
P ₂ O ₅	0.12	0.30	0.05	0.28	0.27	0.37
LOI	-0.30	0.38	0.04	1.00	1.10	0.80
FeO	16.26	16.27	13.17	15.80	15.21	15.58
Total	99.99	98.87	100.35	98.55	98.57	98.79
Mg #	31.99	29.90	40.35	37.32	38.45	37.82
Na ₂ O/Al ₂ O ₃	0.12	0.10	0.12	0.19	0.19	0.19
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0.04	0.04	0.02	0.08	0.08	0.08
Co	73.20	n.d.	n.d.	87.70	74.50	79.40
Ni	116.00	n.d.	n.d.	143.00	113.00	123.00
Rb	3.90	8.90	2.50	5.40	5.30	5.20
Sr	56.30	69.50	48.40	104.90	104.70	106.70
Cs	0.02	0.44	0.02	0.02	0.02	0.02
Ba	61.00	90.80	24.10	117.00	108.00	118.00
Sc	50.00	n.d.	n.d.	34.00	34.00	33.00
V	468.00	475.00	361.00	479.00	488.00	471.00
Ta	0.20	0.30	0.10	0.20	0.10	0.20
Nb	2.80	6.60	0.60	4.90	3.80	4.40
Zr	60.70	115.00	37.00	83.80	116.40	77.70
Hf	1.80	3.40	1.30	3.00	3.60	2.70
Th	0.40	0.50	0.15	0.30	0.50	0.40
U	0.20	0.24	0.10	0.20	0.20	0.20
Y	27.80	34.20	16.70	10.40	10.20	10.90
Ga	20.20	18.80	16.80	26.80	27.00	26.60
La	4.10	6.60	2.10	7.20	7.00	8.10
Ce	10.80	19.50	6.80	21.40	21.40	24.10
Pr	1.67	2.97	1.19	3.73	3.59	4.09
Nd	8.50	15.00	7.30	19.10	19.40	21.50
Sm	2.53	4.37	2.58	6.05	6.00	6.46
Eu	0.94	1.54	0.89	1.78	1.76	1.86
Gd	3.60	5.11	2.62	5.74	5.56	5.97
Tb	0.68	0.88	0.43	0.69	0.66	0.68
Dy	4.60	6.44	3.14	2.92	2.63	2.94

(Continues)

TABLE 4 (Continued)

References	This study	Swiffa Fajong et al. (2022)		This study		
	TNF11	Anyozok (TNF08)		TNF11		
Locality	Ultramafic Granulites			Hornblendites		
Rock type						
Sample	TE01	IS15b	IS20	TE11A	TE11B	TE11C
Ho	1.08	1.29	0.64	0.44	0.39	0.43
Er	3.29	4.08	1.98	0.99	0.90	0.88
Tm	0.48	0.50	0.24	0.10	0.10	0.11
Yb	3.14	3.99	1.85	0.63	0.64	0.58
Lu	0.48	0.56	0.25	0.08	0.08	0.08
REE	45.89	72.83	32.01	70.85	70.11	77.78
(La/Yb) _{CN}	0.88	1.12	0.77	7.71	7.37	9.42
(La/Sm) _{CN}	1.02	0.95	0.51	0.75	0.73	0.79
(Gd/Yb) _{CN}	0.93	1.03	1.14	7.35	7.01	8.31
Eu/Eu*	0.95	1.00	1.05	0.92	0.93	0.92
Ce/Ce*	0.99	1.06	1.04	0.99	1.03	1.01
Nb/Th	7.00	13.20	4.00	16.33	7.60	11.00
Nb/Ta	14.00	22.00	6.00	24.50	38.00	22.00
Nb/La	0.68	1.00	0.29	0.68	0.54	0.54
Ce/Yb	3.14	3.99	1.85	0.63	0.64	0.58
Th/Yb	0.13	0.13	0.08	0.48	0.78	0.69
Nb/Yb	0.89	1.65	0.32	7.78	5.94	7.59
Nb/U	14.00	27.50	6.00	24.50	19.00	22.00
(La/Sm) _{PM}	1.05	0.98	0.53	0.77	0.75	0.81

Abbreviations: b.d., below detection; CN, chondrite-normalized (chondrite values after McDonough & Sun, 1995); Eu/Eu* and Ce/Ce* ratios following the method of Taylor and McLennan (1985); LOI, Loss on ignition; Mg# = 100*Mg/Mg + Fe+; n.d., not determined; PM, primitive-mantle-normalized (primitive mantle values after Sun & McDonough, 1989); Σ REE, total rare earth elements.

4.2.2 | Unit of metamorphosed host rocks

Based on the petrography, four different types of host rocks were distinguished, whose modal concentration varies spatially: Figure 4c depicts acid plutonic gneisses (granitic gneisses), intermediate metavolcanic rocks, mafic volcanic rocks, and ultramafic metavolcanic rocks. The intermediate metavolcanic gneisses are subdivided into garnet-amphibole rich gneisses (Grt-amp gneiss) (Figure 4c), garnet-pyroxene rich gneisses (Grt-Px gneisses) and biotite gneisses (Bt gneisses). The mafic metavolcanic rock samples are mafic granulite (Figure 4d) and garnet-rich amphibolites (Grt-amphibolites) shown in Figure 4e. The ultramafic metavolcanic rock is consistent with ultramafic granulite (Figure 4g) and hornblendites (Figure 4h). The lithology is described below on a compositional and textural basis, although it should be noted that there is significant variation within these broad subdivisions that represent a simplification of the true lithological variation within the gneissic assemblages. Granitic gneiss (Figure 4c) leucocratic shows quartz-feldspar dominant gneiss defined by >50% felsic contribution to the metamorphic groundmass. Garnet porphyroblasts are common but typically less abundant than in the Grt-amp gneisses. The Grt-amp gneiss (Figure 4d) consists of a melanocratic

gneissic unit dominated by amphibole, usually with significant (<25%) garnet content, ordinarily as un-deformed porphyroblasts. Pyroxene, quartz, and plagioclase are typically present as minor phases. The Grt-amp gneiss is the most representative waste rock intercepted in drilling at the Toko-Nlokeng iron deposit. Mafic minerals include biotite and amphibole. Mafic granulite (Figure 4e) is granitic gneiss defined by disseminated biotite and garnet blebs in a feldspar and quartz matrix. Banding is often subtle or cryptic, and massive intersections are common. This has been interpreted as an orthogneiss derived from a granitic protolith. Gneissic IFs are gneissic rocks defined by disseminated magnetite within an amphibole-rich matrix, which are commonly intersected by drilling at the Toko-Nlokeng iron formation deposits immediate hanging wall as well as in high-strain zones.

Other minor lithology's mafic-ultramafic host rocks composed of ultramafic granulite and hornblendites are observed (Figure 4h,g) in the drill core and outcrop. Additional lithology is perceived only in outcrop and is very rare in drill cores, including amphibolite, fine-grained mafic metavolcanic, and possibly mafic dykes. Because of their limited outcrop and drill core exposure, it is unclear at present how this lithology relates to the iron formation and gneissic hanging wall and footwall.

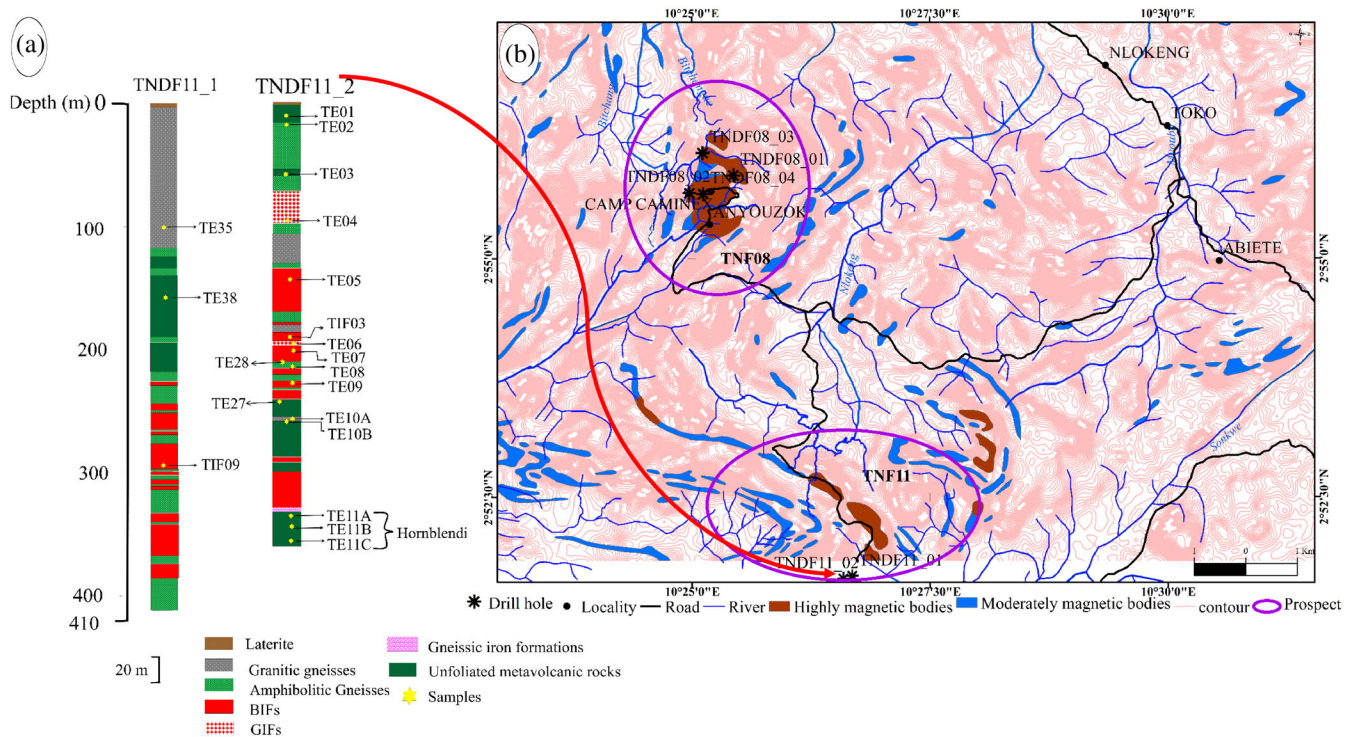


FIGURE 3 (a) Schematic stratigraphic logs of the Toko-Nlokeng South areas with sample locations; (b) drill holes localization of the southern Toko-Nlokeng iron deposit study.

4.3 | Petrography

4.3.1 | Acidic plutonic host rocks (granitic gneisses)

The granitic gneisses are associated with IFs in the Nyong Complex iron deposits, well described by Kwamou et al. (2021) and Kouankap Nono et al. (2022). The rock is intercepted at a 278 m depth (hole TNDF11_01) with various intercalations along the section. The rock drill core is grey in colour and has well-developed mylonitic schistosity (Figure 4c). The rock has a granoblastic texture in thin sections, with a mineral assemblage of quartz (50%), K-feldspar (30%), garnet (10%), biotite (5%), and plagioclase (5%). The accessory phases are biotite, chlorite, and magnetite. Microscopically, garnet occurs as euhedral to subhedral crystals and contains small inclusions of biotite and magnetite. Some garnet porphyroblasts are often surrounded by biotite crystals, whereas others are associated with quartz, feldspar, microcline, and magnetite (Figure 5a). Quartz monocrystal ribbons are characterized by undulating extinction and subgrain boundaries, indicating low-temperature deformation. K-feldspar occurs as a sigmoid crystal in association with quartz and biotite. Biotite flakes show a strongly preferred orientation (Figure 5a) and represent the secondary mineral phase resulting from the alteration of amphibole. Chlorite appears as anhedral lamellae and often defines an orientation with amphibole and biotite.

4.3.2 | Intermediate metavolcanic host rocks (garnet-amphibole gneisses)

Garnet amphibole gneisses (sample TE03) were collected at 56.30 m depth from the TNDF11_01 drill hole. The rock is fine-grained (Figure 5b,c), with a granoblastic texture consisting of garnet, amphibole, plagioclase, alkali feldspar, quartz, and biotite (Figure 5c). Garnet (30%) appears on the specimen as medium-grained (0.2 to 0.9 mm) and rounded crystals, whereas anhedral porphyroblasts are commonly associated with plagioclase (25%). Amphibole (20%) occurs as subhedral to anhedral crystals with variable sizes (up to 0.5 mm) occurs in association with subhedral to anhedral alkali feldspar (Figure 5b). Quartz (15%) exhibits undulating extinction and is commonly found in association with alkali feldspar and plagioclase. The latter occurs mainly as anhedral crystals of 1 to 2 mm in size. Alkali-feldspar (5%) occurs as subhedral to anhedral crystals associated with quartz to form the rock matrix. Zircon and rutile are the accessory minerals.

4.3.3 | Mafic metavolcanic host rocks

Mafic granulite

Mafic granulite (sample TE027) was collected at 235.25 m depth from the TNDF11_02 drill hole. The rock is massive, dark, and speckled with large garnet crystals and shows heavily disseminated

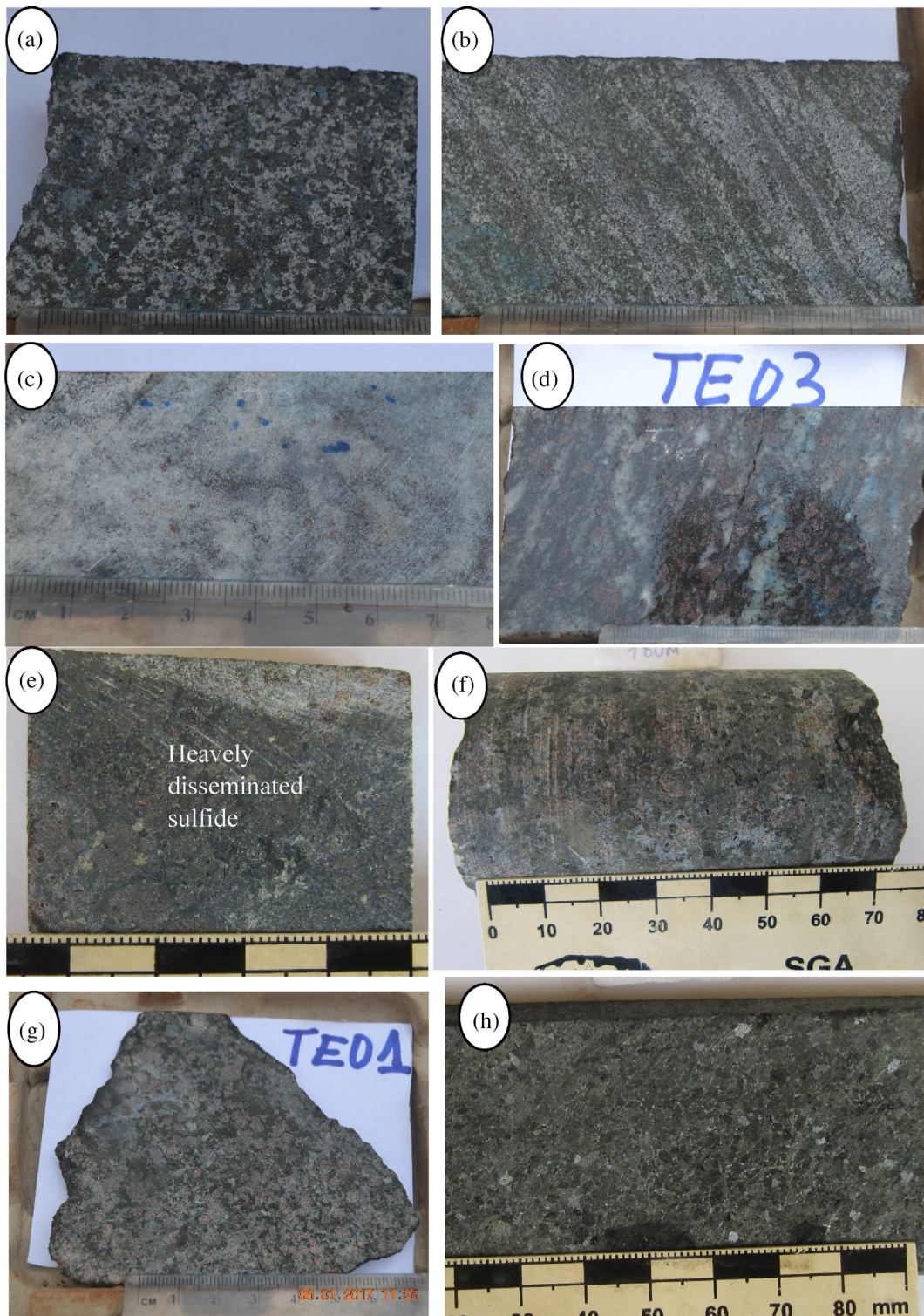


FIGURE 4 Toko-Nlokeng main lithology: (a) Granular Iron Formation (GIF); (b) Banded Iron Formation (BIF); (c) granitic gneiss; (d) garnet amphibole gneiss; (e) Disseminated sulfide minerals developed in mafic granulite; (f) ultramafic granulite; (g) hornblendite.

sulphide minerals (Figure 4e). This rock shows a porphyroblastic microstructure (Figure 5d) with ubiquitous reaction microstructures (colonies) and cumulates. They consist of garnet, pyrite, amphibole, clinopyroxene, biotite, and quartz (Figure 5e,f). Garnet is in the form

of skeletal crystals ranging in size from 0.2 to 5 mm. Some garnet crystals show the recrystallized fabric of small new quartz grains and pyrite reaction crowns. All garnet crystals show edge destabilization, especially when in contact with pyrite (Figure 5f). However, it is

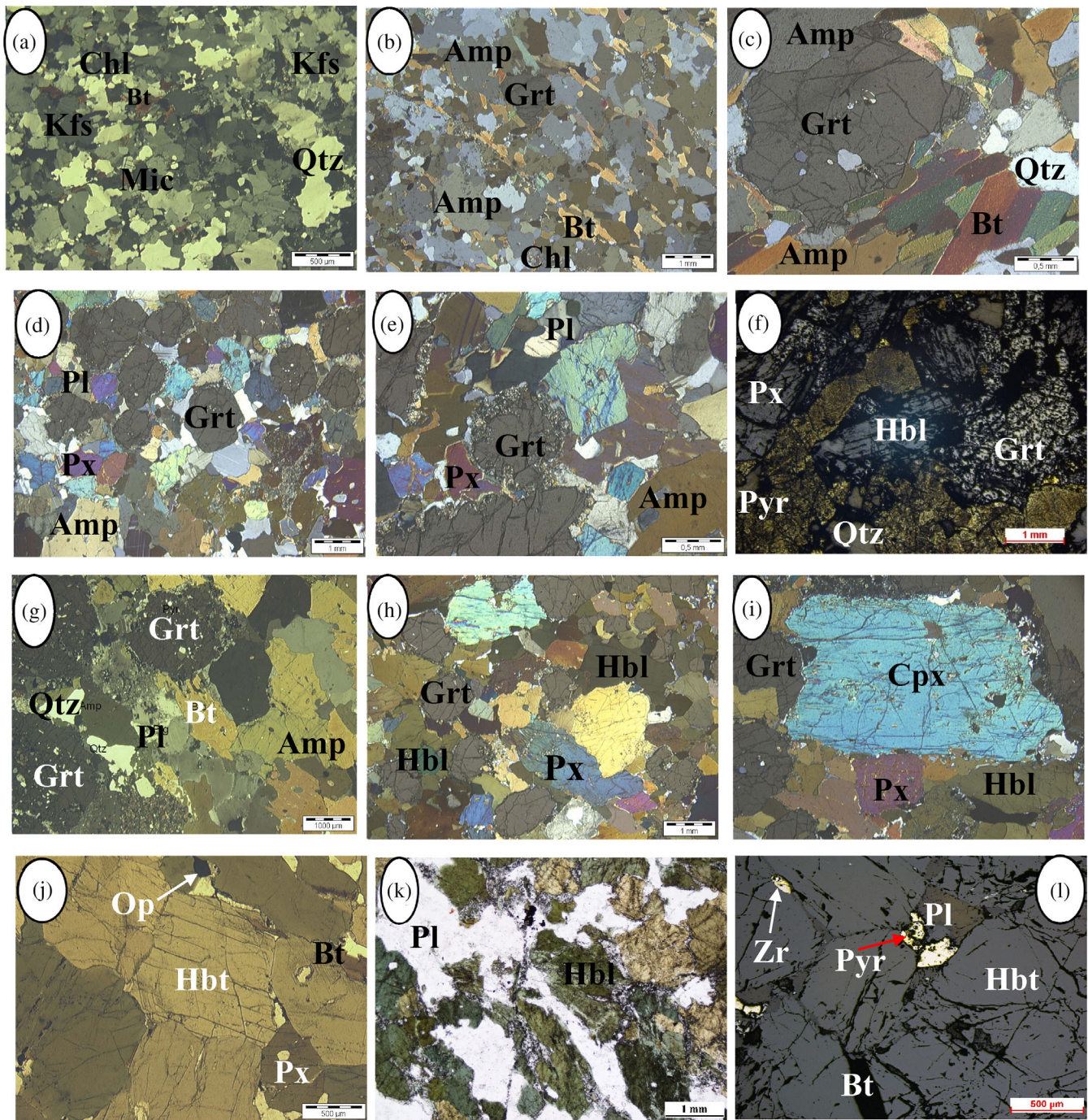


FIGURE 5 Photomicrographs of the thin section showing (a–l) granoblastic heterogranular texture; (a–b) preferentially oriented biotite lamellae; (a) granitic gneisses mineral association Qtz + Kfs + Grt + Bt + Pl and (b) Amp + Qtz + Bt + Grt + Pl in Grt-amp gneisses; c) quartz inclusions in garnet with biotite elongated crystals to foliation planes linked by the deformation; (d,e) Grt + Cpx + Hbl porphyroblasts coexisting with fine-grained coronas or symplectic of Cpx + Pl surrounding garnet; (f) mafic granulite thin section sampled at 235.25 m depth showing heavily disseminated pyrite in mineralized medium-grained up to 3 mm; (g) the porphyroblastic garnet rimmed by multi-layered coronas of retrograde plagioclase and clinopyroxene; (h,i) ultramafic granulite samples photomicrographs sampled at 24.50 m depth showing granoblastic texture discontinuous microbed of minor grains quartz, garnet is associated with plagioclase and quartz; (j–l) hornblende (Hbt) collected in EOH @ 335.85 m depth, Granoblastic texture with numerous opaque inclusions and large and bent flake of Hbl with numerous zircon and pyrite. Mineral abbreviations after Kretz (1983) Abbreviations are as follows: Amp, amphibolite; Pl, plagioclase; Qtz, quartz; Bt, biotite; Hbl, hornblende; Cpx, clinopyroxene; Grt, garnet; Zr, zircon; Op, opaque mineral; Pyr, pyrite; Micro, microcline; Kfs, K-feldspar.

important to note that garnet is not paragenesis with euhedral clinopyroxene. Biotite is spatially associated with pyroxene, occurring

both as inclusions and along the margins of grains of variable size (0.2 to 1.2 mm). It is mainly produced by the destabilization of

amphibole and clinopyroxene. The biotite crystals are associated with amphibole and pyroxene. Pyrite occurs as automorphic crystals interspersed among biotite, garnet, and quartz. It has slightly straight-to-curve contacts with the latter minerals. The pyrite grains are irregularly shaped, up to 3 mm in diameter, and contain biotite inclusions (Figure 5e,f). The pyroxene crystals contain well-developed exsolution lamellae. It occurs as xenomorphic crystals between 0.2 and 2 mm in size and alters at the margins to give chlorite. Amphibole is associated with pyroxene, biotite, quartz, and pyrite. It contains inclusions of quartz, biotite, and pyrite. Clinopyroxene has xenomorphic crystals up to 2 mm in size (Figure 5e). It is associated with amphibole, biotite, and quartz. Some pyroxene crystals destabilize into amphibole (Figure 5f). Chlorite is scarce and shows small sub-automorphic crystals 0.2 mm long. It is associated with clinopyroxene, quartz, and hornblende. Some chlorite crystals are embedded in pyrite clusters. Quartz is either in grains of variable size (0.1 to 0.5 mm) or in the form of polycrystalline ribbons. It is associated with garnet, hornblende, biotite, and pyrite in the rock.

Garnet amphibolite

Garnet amphibolite (sample TE02) was sampled at a depth of 24.5 m from drill hole TNDF11_01. The rock is massive, dark-green, and speckled with large garnet and plagioclase crystals (Figure 4c). Optical examination of this rock revealed that the garnet amphibolite displays a granoblastic heterogranular texture (Figure 5g), with a mineralogical composition consisting of hornblende + garnet + pyroxene + plagioclase + quartz. Quartz in the matrix occurs both as recrystallized and deformed grains. Hornblende is the dominant phase and forms a continuous network of subhedral to euhedral crystals (between 0.2 and 0.5 mm). It is associated with clinopyroxene, plagioclase, and quartz (Figure 5g) and contains quartz inclusions. Garnet is made up of skeletal crystals that range in size from 0.2 to 5 mm. Some garnet crystals show quartz and plagioclase reaction crowns (Figure 5g). All garnet crystals show edge destabilization, especially when in contact with clinopyroxene. Garnet is associated with plagioclase and shows sub-grain rotation (SGR) recrystallization quartz (Figure 5g) with ubiquitous reaction microstructures (coroneted) and cumulates. However, garnet does not undergo paragenesis with clinopyroxene. It overprints remnant biotite crystals in some portions but generally occurs as fine blebs that are preferentially deposited along cleavage planes within and around the grain boundaries of other crystals (e.g., hornblende). Plagioclase feldspar mainly occurs as interstitial material, forming a network around hornblende phenocrysts. Some clinopyroxene crystals destabilize into hornblende. Plagioclase is abundant and shows subautomorphic crystals averaging 0.5 mm in length. It is associated with clinopyroxene, quartz, and hornblende. Quartz is either in grains of variable size (0.1 to 0.5 mm) or in the form of polycrystalline ribbons. It is rare in rocks. Opaque minerals are xenomorphic, disseminated in the rock, and occasionally included in ferromagnesian minerals. This rock has also been observed in the Nyong Complex by Mvodo et al. (2022) in Kribi, Owona et al. (2022) in Bipindi, and Swiffa Fajong et al. (2022) in the Toko-Nlokeng area, precisely the TNF08 prospect.

4.3.4 | Ultramafic metavolcanic host rocks

Ultramafic granulite

The ultramafic granulite (sample TE01) was collected at 17 m depth from the drill hole TNF11_01. The rock is massive, dark grey, and coarse- to medium-grained in appearance (Figure 4g). The rock shows a granoblastic heterogranular texture, displays Grt-Cpx-Qtz porphyroblasts coexisting with medium-grained symplectic and coronas of Cpx + Pl surrounding garnet and clinopyroxene with lamellae intergrowths containing quartz-clinopyroxene exsolutions which increasingly develop into plagioclase lamellae and blebs (Figure 5h,i). Garnet is surrounded by multi-layered coronas of retrograde quartz and clinopyroxene and a bunch of prismatic clinopyroxenes coexisting with the elongated irregular grain boundaries of garnet. The clinopyroxene is rimmed by amphibole, composed mainly of hornblende garnet, pyroxene, quartz, and secondarily, zircon, and opaque minerals. Garnet (40%–50%) reaches from 0.02 to 0.6 mm in size. Some hornblende crystals are included in pyroxenes (Figure 5i). Clinopyroxene is the second most abundant mineral (20%–15%) in this rock. Some crystals are generally lobed in contact with garnet (Figure 5h) and display high-temperature grain boundary migration (GBM) recrystallization. Clinopyroxene coexists with the irregular elongated grain boundaries of garnet and reacts with garnet, leading to the development of plagioclase (Figure 5i). Quartz (5%) is xenomorphic and forms crowns around the garnet (Figure 5i). Opaque minerals develop at the expense of ferromagnesian minerals.

Hornblendites

The hornblendites (sample TE11) were sampled at 335.85 m depth. The rock is massive, dark-green, fine-grained, and contains amphibole and pyroxene crystals (Figure 5g). Microscopically, amphibole (hornblende) is the most abundant mineral (70%–90%). The hornblendites show a heterogranular granoblastic microstructure (Figure 5j). Hornblende and clinopyroxene are the main minerals; plagioclase, biotite, and opaque minerals are also present. Some hornblende crystals contain opaque mineral inclusions. Hornblende is associated with clinopyroxene (Figure 5k). Clinopyroxene is the second most abundant ferromagnesian mineral in this rock after hornblende. Clinopyroxene crystals range in size, up to 2.1 mm long. They are mostly sub-automorphic. Some clinopyroxene crystals are fractured, and the fractures are filled with opaque minerals; others destabilize into hornblende (Figure 5k,l). Clinopyroxene crystals with inclusions of opaque minerals are also noted. The mineral association Hbl-Cpx is frequent. Plagioclase is present along the grain boundary of amphiboles and shows xenoblastic texture and occurs as variable-size crystals (0.5 to 1 mm) in length. The plagioclase crystals are Bulging recrystallization with hornblende and clinopyroxene. The mineral shows some quartz inclusions. Biotite occurs as xenomorphic flakes of variable size (0.2 to 1.1 mm). It is mainly derived from the destabilization of hornblende. Biotite crystals are associated with hornblende, quartz, and clinopyroxene. Quartz is xenomorphic and occurs with fine-grained variable sizes (0.01 to 0.2 mm) along the grain boundary of the hornblendite (Figure 5i). These crystals are associated with hornblende crystals,

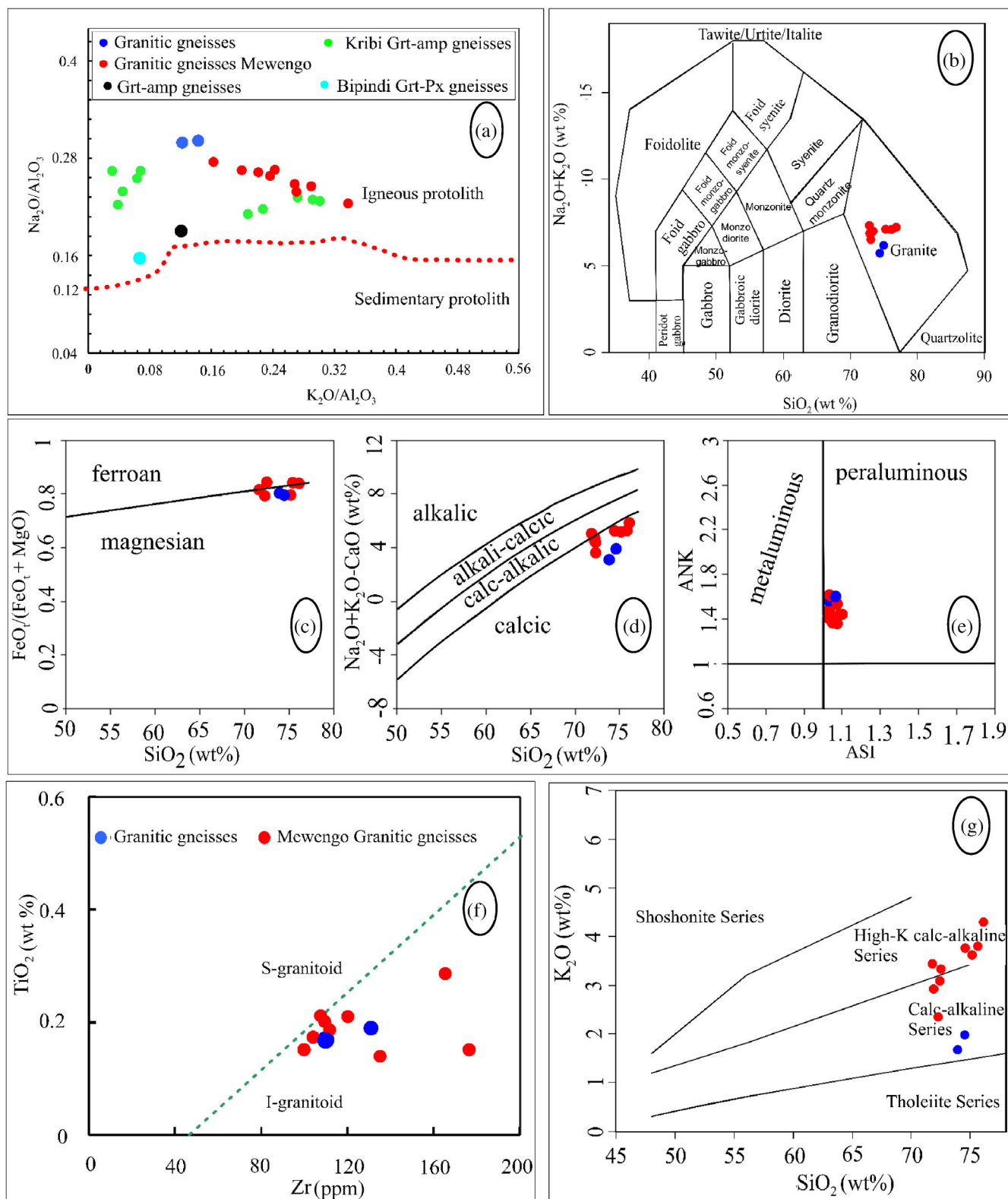


FIGURE 6 Geochemical characteristics of the Toko-Nlokeng host rocks associated with iron formation. (a) the geochemical classification diagrams Na_2O versus Al_2O_3 (Werner et al., 1987) and Middlemost (1994) reveal that the protolith is an igneous rock; (b) TAS diagrams of magmatic rocks SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ after Le Bas et al. (1986), display a granitic composition; (c–e) geochemical classification for granitic rocks by Frost et al. (2001), samples displayed magnesian, calcic, and peraluminous signatures; (f) Na_2O vs. Al_2O_3 (Werner et al., 1987) protolith reconstruction diagrams; (g) SiO_2 versus K_2O variation diagram showing high-K calc-alkaline to Calc-alkaline series for granitic gneisses (after Peccerillo & Taylor, 1976).

clinopyroxene in the slide, and probably crystallized after hornblende. The opaque minerals are in rounded crystals, scattered throughout the rock. This texture suggests that amphibole was probably crystallized by the resulting decompression/ hydration reaction: $\text{Opx} + \text{Pl} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Amph}$.

5 | GEOCHEMICAL RESULTS

Swiffa Fajong et al. (2022) combined major, trace, and rare earth elements data of whole metamorphosed rocks associated with IFs with newly published geochemical data from Anyouzok (TNF08 prospect), the northern part of the Toko-Nlokeng iron deposit. Combining new and previously published geochemical data from various host rock types in the Nyong Complex, including the Mewengo iron deposit (Kouankap Nono et al., 2022; Kwamou et al., 2021), Bipindi (Moudioh et al., 2020; Owona et al., 2022), and Kribi metavolcanic rocks (Mvodo et al., 2022). Gneissic rocks and mafic-ultramafic host rocks geochemical data are given in Tables 1 and 2 respectively. Ganno et al. (2017) summarize the details of the analytical methods.

5.1 | Orthogneisses (granitic gneisses) host rock

5.1.1 | Major elements

Table 1 shows the results of major element analyses of granitic gneisses from the Toko-Nlokeng and Mewengo iron deposits.

The gneissic host rock associated with the IFs for this study is orthogneisses. The geochemical classification diagrams Na_2O versus Al_2O_3 (Werner et al., 1987) and Middlemost (1994) reveal that the protolith is an igneous rock with a granitic composition (Figure 6a,b). Samples of granitic gneiss show high SiO_2 (73.93–74.45 wt.%) and high total alkalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5.72$ to 6.15 wt.%). Figure 6b shows the granitic gneiss plot in the rhyolite field, which is equivalent to granite in plutonic rocks. The granite field has relatively high Al_2O_3 (13.57–14.31 wt.%) and low MgO (0.44–3.52 wt.%) and CaO (2.44–3.18 wt.%) contents (Table 1) with an A/CNK value >1.1 . The granitic gneiss host rocks of the Toko-Nlokeng iron deposit are characterized by slight ranges in most major elements, having 61.65–74.45 wt.% SiO_2 , 13.57–14.31 wt.% Al_2O_3 , 2.44–3.18 wt.% CaO, 1.94–12.68 wt.% Fe_2O_3 , 2.12–4.17 wt.% Na_2O , and 1.66–1.98 wt.% K_2O . Based on the geochemical classification for granitic rocks by Frost et al. (2001), samples displayed magnesian, calcic, and peraluminous signatures (Figure 6c–e) like those described and dated by Kouankap Nono et al. (2022), within the Ntem Complex. These rocks are characterized by plutons on the outboard portions of Cordilleran batholiths, plutons in island arcs, and plagiogranites (Jenson, 1976). Ferromagnesian oxides and Mg# contents are different from those described by Nédélec et al. (1990) in the Ntem Complex. All sampled granitic gneisses of both iron deposits; Toko-Nlokeng and Mewengo, in the Nyong Complex have high total alkalis and are plotted in the I-granitoid field (Figure 6f; Muller et al., 1997). The calculations of these rocks are characterized by high

Mg# fluctuating between 82.3 and 84.1 and LOI values (5.38–6.96%). All granitic gneiss samples have peraluminous; I-type granite protoliths that belong to the high-K, calcic to calc-alkaline series and crystallized in a continental crust-arc-related setting (Figure 6g).

5.1.2 | Trace elements

The results of trace element concentration of the granitic gneisses of Toko-Nlokeng and Mewengo iron deposits are presented in Table 1. The granitic gneisses of the Toko-Nlokeng iron deposit show enrichment in light rare earth elements (LREE) (e.g., high $\text{La}/\text{Yb}_{\text{CN}}$: 11.58–20.81; CN stands for chondrite-normalized) and strong depletion in HREE (e.g., low Yb: 0.93–1.84 ppm) with negative Eu anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.81$ –0.88) (Figure 7a). In the primitive mantle-normalized multi-element spider diagrams, the granitic gneisses define pronounced positive in LILE and negative Nb, P, and Ti anomalies (Figure 7b). We can notice the conformity of the spider in the granitic gneisses of Toko-Nlokeng and Mewengo iron deposits to suggest that they are identical (Figure 7a,b).

5.1.3 | Rare earth elements (REE)

Rare earth element (REE) concentrations of orthogneisses normalized by the chondrite values (McDonough & Sun, 1995) show strong enrichment in LREE relative to HREE ($\text{La}_{\text{CN}}/\text{Yb}_{\text{CN}} = 9.34$ –20.96). In addition, all samples have a weak negative Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.87$ –0.91; Figure 7b). Summing up, the distribution of rare earth elements normalized by chondrite is homogeneous and the overall pattern is relatively flat, with a low enrichment in light rare earth elements (LREE) compared with HREE ($\text{La}_{\text{CN}}/\text{Yb}_{\text{CN}} = 9.34$ –20.96). No anomaly is examined in the REE distribution (Figure 7a).

Granitic gneiss is characterized by high light rare earth contents (LREE = 120.32 ppm) and low-heavy rare earth contents (HREE = 8.66 ppm) while the garnet gneiss shows medium light rare earth contents (LREE = 83.14 ppm) and low heavy rare earth contents ($\Sigma\text{HREE} = 10$ ppm). The light rare earth contents (LREE = 376.04 ppm) are higher than the heavy rare earth (HREE = 74.10 ppm) in the granitic gneiss and garnet gneiss ($\Sigma\text{LREE} = 269.70$ ppm) than (HREE = 89.51 ppm). The LREE/HREE ratio >1 confirms the enrichment of light rare earth over heavy rare earth in the orthogneisses of the Toko-Nlokeng iron deposit. The rare earth spectra of the granitic gneisses normalized to chondrite (Figure 7b) show that these rocks are fractionated ($[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{CN}}$ avg. = 16.31) with high enrichment of light rare earth ($[\text{Ce}/\text{Sm}]_{\text{CN}}$ avg = 4.93) with a higher enrichment rate than chondrite and depletion of heavy rare earth ($[\text{Gd}/\text{Yb}]_{\text{CN}}$ avg. = 1.68) about 2 times that of chondrite. In general, the rare earth spectra of the rocks studied are parallel and show a slight negative Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{CN}} = 0.87$ –0.91). These spectra also show that the granitic gneisses are more fractionated ($[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{CN}}$ avg. = 16.31) than the garnet gneisses ($[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{CN}}$ avg. = 9.36).

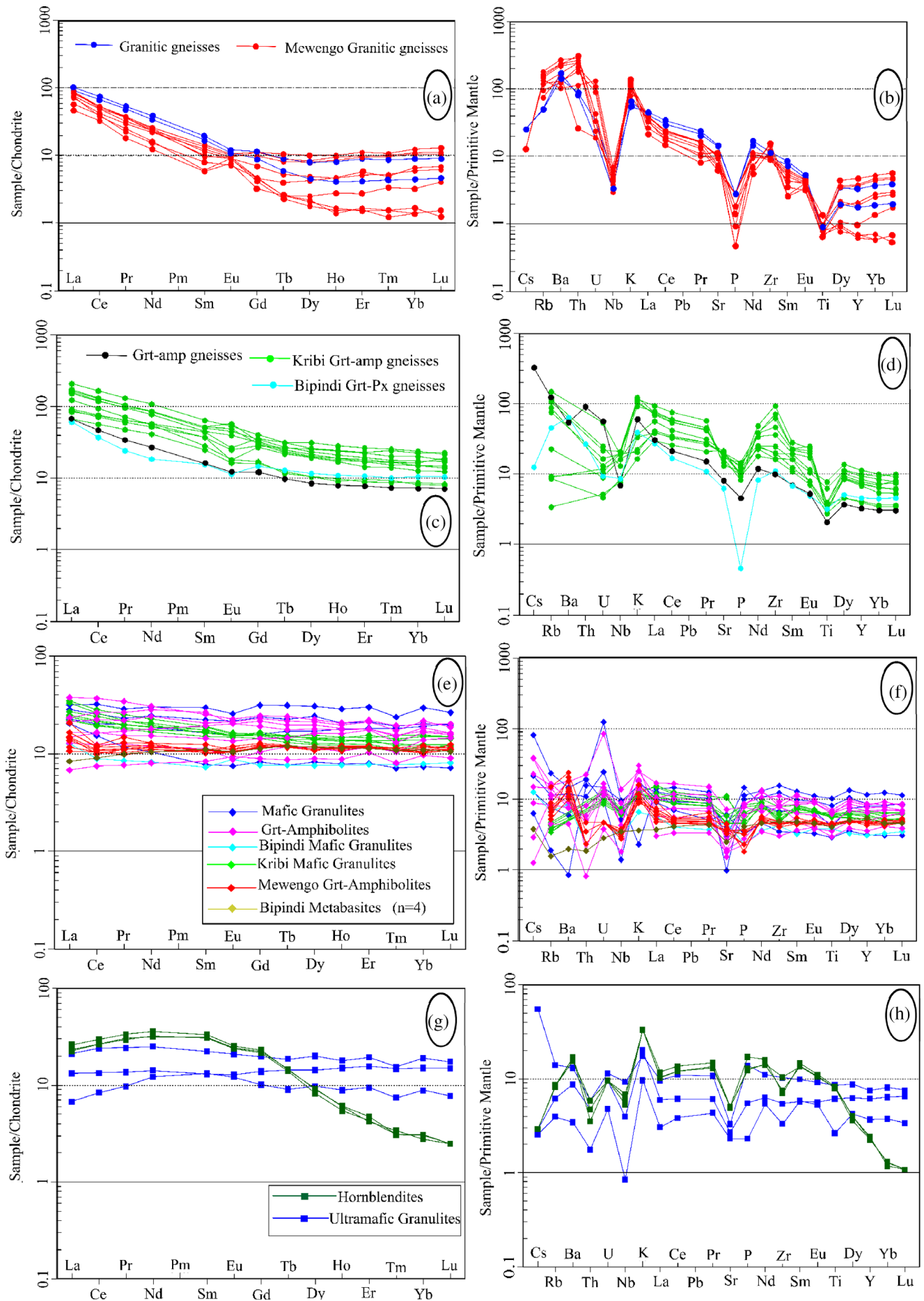


FIGURE 7 Legend on next page.

5.2 | Metavolcanic intermediate host rocks (garnet amphibole gneisses)

5.2.1 | Major elements

In comparison with granitic gneisses (SiO₂ 73.93–74.45 wt.%; Al₂O₃ 13.54–13.83 wt.%), the garnet amphibole gneiss sample has lower SiO₂ (61.65 wt.%) and Al₂O₃ (14.31 wt.%) contents. High MgO (3.53 wt.%), CaO (3.18 wt.%), and Fe₂O₃ (12.68 wt.%) levels are found in mafic granulites. Combining the new with published geochemical data of Grt-amp gneisses in the Toko-Nlokeng iron deposit with those of Kribi makes it possible to observe the similarity of those gneisses in the Nyong Complex. The TiO₂ concentrations range from 0.46 to 1.68 wt.%. According to their average A/CNK, molar (Al₂O₃/CaO + Na₂O + K₂O) values, the corresponding values for granitic gneisses and garnet-amphibole gneiss are 115.38 and 101.74, respectively. The average Al₂O₃/Na₂O + K₂O molar (A/NK) values are a little bit high, at 81.34 for granitic gneisses and 51.23 for grt-amp gneisses. Mg# [Mg# = 100 * (MgO)/(MgO + FeO_T)] in granitic gneisses ranges from 18.42 to 21.73 in Grt-amp gneisses. TAS diagrams of magmatic rocks SiO₂ vs Na₂O + K₂O after Le Bas et al. (1986) revealed that samples had an andesite protolith of intermediate composition with a subalkaline/tholeiite signature (Figure 8a,b). The Zr/Ti versus Nb/Y Plot (Winchester & Floyd, 1977) and Al₂O₃ + Fe₂O₃ + TiO₂ + MgO cationic ternary diagram (Jensen, 1976) of the studied rocks confirm the andesite to basaltic andesite composition (Figure 8b,c).

5.2.2 | Trace elements

The concentrations of large-ion lithophile elements (LILE) such as Ba, Rb, Cs, K, and Sr, as well as high-field-strength elements (HFSE) such as Nb, Ta, Zr, and Hf, increase gradually from metavolcanic gneisses to metaplutonic rocks in the Nyong Complex of metamorphic rock samples. The Grt-amp gneisses associated with the iron formation from Toko-Nlokeng include (Nb = 5.00 ppm; Hf = 3.1 ppm; Th = 7.7 ppm; Zr = 113.5 ppm and Ba = 379 ppm). The garnet-amphibole gneiss's multi-element patterns of Toko-Nlokeng iron deposits exhibit positive anomalies in LILE (Ba and K) and LREE (La and Nd), as well as negative anomalies in HFSE (Nb, P, and Ti). Peaks of Rb, Ba, K, and Zr and troughs of Th, Nb, P, and Ti may be seen in the garnet-amp gneiss samples from Kribi.

5.2.3 | Rare earth elements (REE)

The garnet-amphibole gneiss REE patterns exhibit mild to strong fractionation (La_{CN}/Yb_{CN} = 9.30), a minor enrichment of LREE (La_{CN}/

Sm_{CN} = 4.50) versus HREE (Gd_{CN}/Yb_{CN} = 1.68), and considerable negative Eu anomalies (Eu/Eu* = 0.86). The chondrite-normalized REE patterns show a slightly fractionated pattern and very mild enrichment in LREE and HREE (Figure 7c). The primitive mantle-normalized multielement pattern is characterized by negative Nb and P anomalies, small negative Ti anomalies, and enrichment of LILE over the HFSE (Figure 7b).

Overall, the trace element distribution patterns of the Kribi garnet amphibole gneisses are comparable to those of the garnet-amphibole gneiss of the Toko-Nlokeng iron deposit (Figure 7c,d).

5.3 | Mafic and ultramafic host rocks

These rocks are closely associated with the gneisses and IFs found in the Toko-Nlokeng iron deposit. Based on the petrographic observations and geochemical data, these rocks were divided into two lithologies: (a) mafic rocks composed of mafic granulite and Grt-amphibolite; and (b) ultramafic rocks containing ultramafic granulites and hornblende. Figure 8 shows that these rocks have alkaline and tholeiitic subalkaline basalts as their protoliths for the ultramafic and mafic rocks, respectively. These host rocks show iron-rich tholeiitic and komatiite basalt affinity (Figure 8c).

5.3.1 | Mafic host rocks

Major elements

Drill cores of mafic rock samples TE02 and TE08 collected from drill hole TNDF11_01 consist of Grt-amphibolite and mafic granulites (Table 1). The main components of the mafic host rock samples are SiO₂ (48.8–51.2 wt.%; 46.5–50.38 wt.%), Fe₂O₃ (1.13–21.5 wt.%; 12.25–18.6 wt.%), MgO (0.14–0.27 wt.%; 0.43–0.91 wt.%), and Cr₂O₃ (0.01–0.06; 0.01–0.12 wt.%).

The mafic rock associated with the iron formation of Toko-Nlokeng samples and most of the metabasite of Nyong Complex is principally in the basalt field on the classification diagrams (Figure 8a,b), showing that their igneous protoliths are sub-alkaline tholeiitic basalts with high-Fe to high-Mg tholeiite basalt affinity (Figure 8c). Based on the Zr versus MgO discrimination diagrams, samples of garnet amphibole gneiss, garnet amphibolite, and Mewengo iron deposits showed ortho-amphibolite signatures (Figure 8d) like those defined by Aye and Sababa (2017) within the Nyong Complex.

Trace elements and rare earth elements (REE)

Generally speaking, the high-field-strength elements (HFSE: Nb, Zr, Pb, Th, U) in mafic granulite and garnet amphibolite samples are lower

FIGURE 7 Chondrite-normalized (McDonough & Sun, 1995) rare earth element (REE) patterns and primitive-mantle-normalized Sun and McDonough (1989) multi-element plots (a-b) granitic gneisses; (c-d) mafic metavolcanic rocks; (e-f) mafic metavolcanic rock; (g-h) ultramafic metavolcanic rocks from Toko-Nlokeng iron deposit. Combined with the published geochemical data in the Nyong Complex.

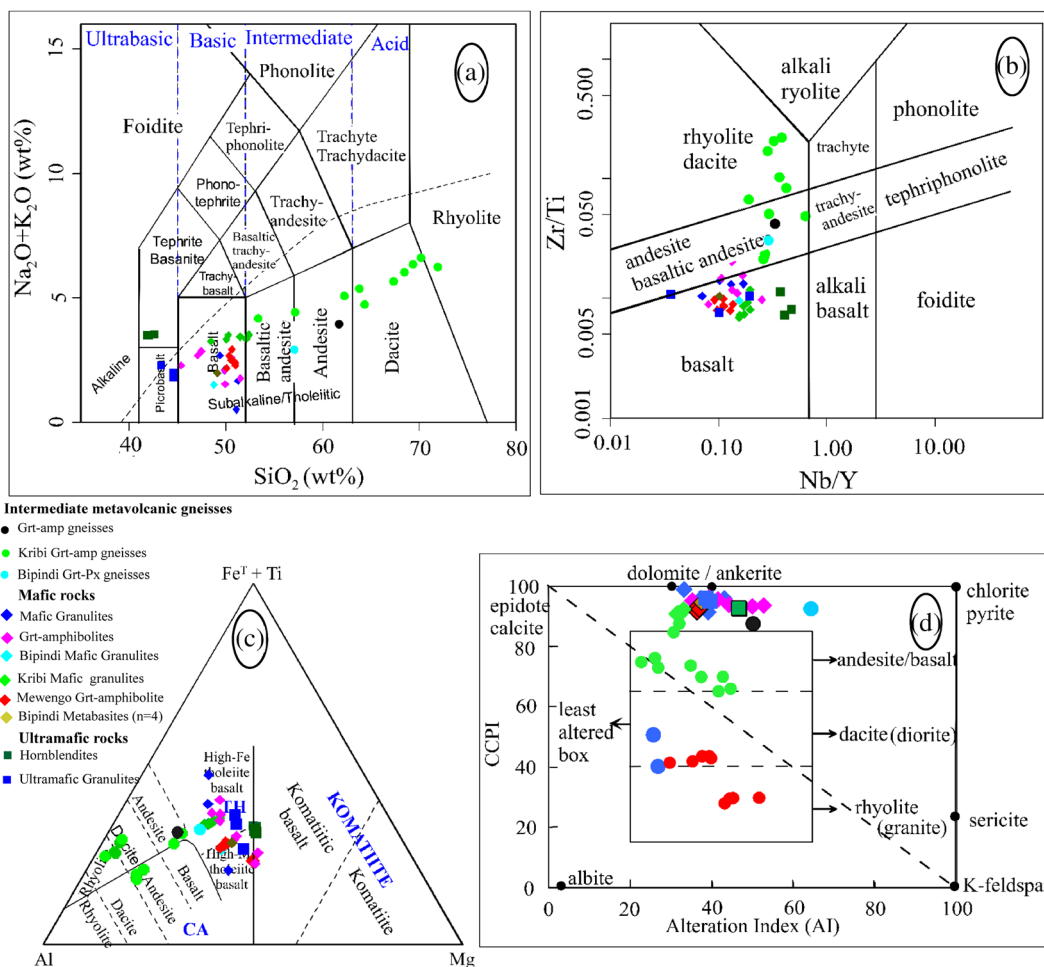


FIGURE 8 Magma characterization diagrams of mafic-ultramafic metavolcanic rocks associated with the iron formations. (a) Total alkali versus SiO_2 diagram for the classification of mafic-ultramafic metavolcanic rocks after Le Bas et al. (1986); (b) Plot of Zr/Ti vs. Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977); (c) $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2\text{-MgO}$ ternary diagram (Jensen, 1976); (d) CCPI vs AI alteration box plot (after Large et al., 2001) for the Toko-Nlokeng host rocks. CCPI = Chlorite-Carbonate-Pyrite Index, calculated as $100(\text{MgO} + \text{FeO}) / (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ after Large et al. (2001), where FeO is total $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ content of the rock; AI = Alteration Index, calculated as $100(\text{K}_2\text{O} + \text{MgO}) / (\text{K}_2\text{O} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$ displaying the unaltered nature of mafic-ultramafic sample.

than 10 ppm, except for Zr (39.6–140 ppm; 34–125 ppm) and Y (14.3–53.1 ppm; 16.2–39.6 ppm). Rb (1.2–15 ppm; 2.9–10.6 ppm) and other large-ion lithophile elements (LILE: Rb, Ba, Sr, Ce, Li) have extremely low concentrations, whereas Sr (20.7–147 ppm; 32.3–151.8 ppm) and Ba (6–103.5 ppm; 31.6–126.5 ppm) have slightly higher values. Mafic granulite and garnet amphibolite, respectively, have Cr levels that vary from 20 to 460 ppm and 80 to 820 ppm, respectively. Mafic granulite samples had varying and greater REE levels (37.86–100.74 ppm) than garnet amphibolite samples (27.1–97.44 ppm). For the majority of the investigated data sets, REE diagrams display uniform and coherent patterns (Figure 7e). In the comparison of the studied mafic granulites to Kribi mafic granulite (REE: 28.23–71.70 ppm), the REE concentrations in Toko-Nlokeng mafic granulite samples are varied and greater (REE: 32.01–100.74 ppm), even in garnet amphibolite. The primitive mantle-normalized multi-element diagram values (Figure 7e) are from Sun and McDonough (1989) of mafic granulite, exhibit peaks in K and U

and troughs in Nb, Ta, Sr, and Ti, while samples of garnet amphibolite exhibit peaks in Th, Nb, Ta, and Sr. For comparison, the Nyong Complex garnet amphibolites from Mewongo (Kwamou et al., 2021) and the Nyong Complex mafic granulites from Kribi (Mvodo et al., 2022) and Bipindi (Owona et al., 2022) are plotted. Both the mafic granulite and garnet amphibolite samples from the Toko-Nlokeng and Nyong Complex exhibit rather flat patterns (Figure 7a,c). The garnet amphibolite patterns in the Nyong Complex are more fractionated and have LREE that is enriched over HREE. The Toko-Nlokeng samples often show slightly negative to no Eu anomalies and exhibit no Ce anomaly.

The high CaO content (8.14–12.46 wt%; 7.73–13.25 wt%) in mafic granulite and Grt-amp gneisses, respectively, indicates plagioclase accumulation in mafic host rocks. Calcium, for example, is sensitive to alteration, and the CaO content in plagioclase types, such as labradorite and bytownite (An_{59} to An_{89} ; An_{56} to An_{72}), can change in these mafic rocks.

5.3.2 | Ultramafic host rocks

Major elements

The ultramafic host rock sample differs from the mafic host rocks by a higher average content of TiO_2 (0.57–1.84 wt.%; 1.72–1.78 wt.%), Fe_2O_3 (14.65–18.1 wt.%; 16.92–17.57 wt.%), CaO (11.85–13.95 wt.%; 10.66–10.83 wt.%), MgO (7.72–9.91 wt.%; 10.46–10.57 wt.%) for ultramafic granulites and hornblendites range from respectively. Based on the TAS (Le Bas et al., 1986; Figure 8a), the types of ultramafic host rocks plot on the picobasalt and tephrite basanite from subalkaline/tholeiitic to alkaline field for ultramafic granulite and hornblendites respectively. Otherwise, all samples of mafic-ultramafic rock fall in the basalt field on the Nb/Y-Zr/Ti plot modified by Pearce (1996; Figure 8b) discrimination diagram. The Al_2O_3 - Fe_2O_3 + TiO_2 - MgO cationic ternary diagram by Jenson (1976; Figure 8c), all samples of ultramafic granulite display a high-Mg tholeiitic basalt and a high-Mg tholeiitic to Komatiitic basalt signature for hornblendite. Almost all samples of mafic-ultramafic rocks in the Toko-Nlokeng iron deposit show a clear subduction-related signature indicated by $\text{TiO}_2 < 1.5$, $\text{Ba/La} > 15$, and relatively high La/Nb ratios (Table 3). Such a signature is also confirmed by an Nb trough on the primitive mantle-normalized spider diagrams of Sun and McDonough (1989; Figure 7h).

Trace elements and rare earth elements (REE)

Concerning trace elements, the ultramafic host rocks show a higher concentration of mantle-compatible elements (V, Sc, Zr, and Cu) and a moderately lower concentration of Sr (average 58.06–105.43 ppm) for ultramafic granulites and hornblendites. The trace element composition of the hornblendite samples is significantly enriched in LILE, Pb, and LREE but depleted in HFSE and HREE compared with normal MORB. They also have higher normalized REE profiles compared with chondrite, which show a slightly fractionated profile with an average of $(\text{La/Yb})_{\text{CN}} = 8.16$, a very slight enrichment in LREE with an average of $(\text{La/Sm})_{\text{CN}} = 0.76$, and an average fractionation in HREE with an average of $(\text{Gd/Yb})_{\text{CN}} = 7.56$; the average rare-earth elements (REEs) are almost flat (Figure 7g,h). Overall, ultramafic rocks have lower rare earth concentrations with an average of $\Sigma\text{REE} = 66.15$ ppm. The nature of these rocks can be confirmed by using this parameter. The normalized primitive mantle multi-element model is characterized by negative Sr anomalies, small negative Rb anomalies, and enrichment in LILE compared with HFSE (Figure 7h). The ultramafic granulite samples show enrichment in light rare earth compared with heavy rare earth and heavy rare earth $(\text{La/Sm})_{\text{CN}} = 0.83$ and pronounced negative anomalies in Nb, Th, Sr, and Ti on primitive mantle-normalized diagrams (Figure 7h). The total REE concentration is low and very similar to the hornblendite samples' REE concentration ($\text{REE} = 32.01$ – 72.83 ppm; 70.11 – 77.78 ppm).

The ultramafic granulite samples have flat to slightly enriched REE profiles $(\text{La/Yb})_{\text{CN}} = 0.94$ on the chondrite-normalized diagram (Figure 7h) with negative Nb anomalies (average 0.83) on the primitive mantle-normalized diagram (Figure 7g). The geochemical characteristics of the Toko-Nlokeng metamorphosed rocks associated with iron

formation prevail in volcanic and plutonic origins. These rocks consist of orthogneisses, mafic rocks, and ultramafic rocks. On the whole, the rocks are rich in REE and particularly in trace elements. They show a higher fractionation of light rare earth compared with heavy rare earth with negative Eu anomalies. The rare earth and multi-element spectra are homogeneous and almost parallel.

6 | DISCUSSION

6.1 | Protolith reconstruction from metamorphosed host rocks

The garnet-amphibole gneiss samples from Toko-Nlokeng are metabasite rocks because of their silica enrichment SiO_2 (61.65 wt.%) and moderate Mg# (Avg. 21.73), whereas the granitic gneiss samples from the Mewengo iron deposit have SiO_2 contents ranging from (71.78 to 76.03 wt.%) and low Mg# (Avg. 17). The Na_2O versus Al_2O_3 (Werner et al., 1987) diagram was used to limit the protolith's nature in the Toko-Nlokeng metamorphosed host rocks, and all samples were plotted in the igneous protolith field (Figure 6a). Given that the geochemical profiles of our granitic gneisses and those of Mewengo and the garnet amphibolite gneisses of Kribi bear striking similarities, we hypothesize that these formations crystallized simultaneously. Therefore, the garnet amphibole gneisses in the Toko-Nlokeng iron deposit are younger than the granitic gneisses intercepted by drill holes. The protolith of the Mewengo granitic gneisses crystallized at the age of 2837 ± 100 Ma, and the protolith of the Kribi Gart-amp gneisses formed at 2671 ± 51 Ma before later undergoing metamorphism at 2065 ± 55 Ma, according to recent geochemistry and U-Pb geochronology studies on zircon of granitic gneisses by Kouankap Nono et al. (2022). The maximum age of the granitic intrusion can be limited by the zircons in granitic gneisses, which show an Archean age. This age is comparable to that stated in the Sangmelima granodiorites (2834 Ma), TTG magmatism (2850 Ma), and Ngoulemakong tonalites (2833 ± 15 Ma) (Akame et al., 2020; Pouclet et al., 2007). This trench and the migmatization of TTG are likewise contemporaneous (2843 Ma) with the emplacement of the granite dykes (monzogranites) at about 2840–2825 Ma (Akame et al., 2020). Archean ages have also been discovered in the Pan-African region in the Makénéne zone (3.0–2.5 Ga, Tchakounté et al., 2017) and Meiganga pyroxene and amphibole gneisses (2721–27 Ma; 2925 Ma; Ganwa et al., 2016). These ages could be within a few million years of the Toko-Nlokeng and Mewengo granitic gneiss rocks associated with IFs and the TTG suite in the Ntem Complex.

However, the zircon grain sample from the Mewengo iron deposit's granitic gneisses shows an age of 2362–20 Ma (Kouankap Nono et al., 2022), which is within the bounds of the most recent metamorphic event known to have occurred in the Nyong Complex and is in good agreement with earlier investigations (Bouyou Houketchang et al., 2019; Kwamou et al., 2021; Loose & Schenk, 2018). This age also coincides with the times that BIFs, amphibolites, and metasedimentary rocks were formed (Djoukouo

et al., 2021; Kamguia Woguia et al., 2022; Kwamou et al., 2021; Owona et al., 2021; Soh et al., 2021). In the Palaeoproterozoic era, this crustal development will subsequently be vulnerable to high-grade metamorphism (2.3–2.05 Ga). The metasiliciclastic rocks and BIFs of the Gouap region in the Nyong Complex were deposited between roughly 2.1 and 2.0 Ga, according to new U–Pb–Hf–O on zircon and Sm–Nd whole-rock isotope data by Soh Tamehe et al. (2022). They originated from the Neoproterozoic charnockite and TTG suites of the Ntem Complex, with contributions from charnockites from the Nyong Complex and Ogooue Complex that date to between 2.2 and 2.0 Ga (Soh Tamehe et al., 2022). This raises fresh issues and doubts about the age of rock deposition for the Nyong and Ntem Complex's BIFs and host rocks.

The ages of the metamorphic zircons in the Mewengo garnet amphibole gneisses are equivalent, 2050 to 45 Ma (Kwamou et al., 2021); this is explained by the age of metamorphism in the Mewengo and Toko-Nlokeng iron deposits. Owona, Ratschbacher, et al. (2020) reporting that the oldest amphibolites-protolith ages in the Nyong Complex is compatible with the few ages of 2800 Ma that have been published. Numerous studies conducted inside the Nyong Complex demonstrate that the calculated age (2050 ± 45 Ma) is comparable with ages determined for the regional metamorphism of Palaeoproterozoic granulite-facies rocks (2.05 Ga; Toteu et al., 1994), eclogite (2.9 Ga; Loose & Schenk, 2018), and serpentinite (2.8 Ga; Nga Essomba et al., 2020). The collision-related tectonic exhumation and decompression melting process likely began around 13–15 kbar and 680°C between 2100 and 2050 Ma, according to Loose and Schenk (2018), Bouyo Houketchang et al. (2019) and Owona et al. (2022). Aguilar et al. (2017), Miranda et al. (2020), and Chaves and Porcher (2020) have all regionally characterized this episode of syn-collisional metamorphism in the southern SFC between 2100 and 2050 Ma (titanite and monazite ages). Brazilian retroeclogites and metavolcanics, which are amphibolites from Toko-Nlokeng within the Nyong Complex, are evidence of the earliest modern-style plate tectonic activity as described by Chaves and Porcher (2020). They also belong to the regional Transamazonian/Eburnean orogenic event.

6.2 | Evaluation of host rock alteration and element mobility

High-grade metamorphism and some alterations have taken place in the Toko-Nlokeng host rocks combined with published data of metabasites, as shown by the retrograde transformation of pyroxene into amphibole (Figure 5g) and the presence of secondary sericite and chlorite (Figure 5c,f). The mafic-ultramafic host rocks, on the other hand, are fresh and less altered, with LOI values not exceeding 1.20 wt.%. Except for four samples for one Grt-amp gneiss (TE03; LOI: –0.2 wt.%), one mafic granulite sample (IS26; LOI: –0.97 wt.%), one garnet amphibolite sample (IS27b; LOI: –0.15 wt.%), and one ultramafic granulite sample (TE01; LOI: –0.3 wt.%), they primarily exhibit low LOI (avg. 0.37 wt.%, 0.59 wt.%, 0.51 wt.%, 0.85 wt.%, 0.04 wt.%, and 0.97 wt.%) for Grt-amp gneiss, granitic gneiss, mafic

granulite, garnet amphibolite, and ultramafic granulite and hornblende samples, respectively, indicating negligible hydration or alteration during post-igneous. Using the studied metavolcanic rock samples, the levels of alteration were measured.

Utilizing the Ishikawa alteration index and the chlorite-carbonate pyrite index (CCPI; Large et al., 2001), the degrees of alteration of the samples of metamorphosed host rock under study were quantified (AI; Ishikawa et al., 1976). Indicating minimal to moderate alteration, the investigated rocks have relatively low AI (avg. 35.39), (avg. 38.02), (avg. 37.54), (avg. 42.92), and moderate CCPI (avg. 75.31), (avg. 42.81), (avg. 93.37), and (avg. 93.96) for Grt-amp gneiss (Toko-Nlokeng and Kribi), granitic gneiss (Toko-Nlokeng and Mewengo), metavolcanite (Toko-Nlokeng, Bipindi, Kribi, and Mewengo) respectively of the Nyong Complex. Despite the fact that some samples show the chlorite-pyrite-(sericite) alteration trend, indicating some degree of alteration and weak compositional modification of the major elements, the majority of the samples in the CCPI versus AI diagram (Figure 9) plot within the least altered box for mafic to felsic rocks. Metamorphosed host rock samples with $0.90 < \text{Ce}/\text{Ce}^* < 1.10$ display to lack LREE mobility, whereas samples with a Ce/Ce^* ratio of $0.90 > \text{Ce}/\text{Ce}^* > 1.10$ have experienced significant LREE mobility, according to Polat et al. (2002).

In addition, since Zr is typically thought of as being immobile, a positive association between Zr and other elements shows that these elements are not mobile via modification, according to these earlier writers. The investigated samples exhibit positive relationships with HFSE (Nb, Y, and La) and REE (La, Ce, Sm, Eu, Gd, Dy, and Yb; not shown). The examined samples exhibit positive relationships with REE and HFSE, including several LILE and La, Ce, Sm, Eu, Gd, Dy, and Yb (not shown) (Ba and Rb; not shown). Their typically uniform and coherent REE and HFSE patterns (Figure 7) also imply negligible mobility during post-igneous metamorphism and modification. The igneous affinities, petrogenesis, and tectonic context of the analysed metavolcanic rocks were therefore thought to be represented by immobile components.

In the standard diagrams for chondrites and primitive mantle (Figure 7a–f), the consistent distribution patterns of rare earth and HFSE (Nb, Th, Zr, Ti, and Y) signify their relative immobility during post-magmatic alteration. Thus, these immobile elements are considered faithful in the interpretation of the petrogenetic signatures of the Nyong Complex.

6.3 | Evaluation of metamorphism host rocks in the Nyong Complex

Metamorphism, metasomatism, and deformation have all had an impact on most Precambrian rocks, which tends to change their main geochemical characteristics (Polat et al., 2002). The current study demonstrates that the rocks from the Toko-Nlokeng iron deposit have undergone some deformation, high-grade metamorphism, and alteration. This is based on field observations in conjunction with petrographic and geochemical examinations. Numerous reports of similar

processes throughout the entire Nyong Complex (Kwamou et al., 2021; Lerouge et al., 2006; Moudioh et al., 2020; Mvodo et al., 2022; Nga Essomba et al., 2020; Nzepang Tankwa et al., 2021; Owona et al., 2022). In this context, before making any petrogenetic and geodynamic interpretations, it is important to evaluate the effects of post-emplacement processes on the mobility of major, trace, and rare earth elements.

6.4 | Petrogenesis and magma evolution of host rocks in the Nyong Complex

6.4.1 | Granitic gneisses

The Toko-Nlokeng granitic gneisses and those published in the Mewengo iron deposit (Kouankap Nono et al., 2022) exhibit a lack of Ce and exhibit minimal loss of ignition (LOI <1 wt%). To assess the residual mineralogy and depth of melting of TTGs of the protolith, we have used the Y versus Sr/Y discrimination plot (Figure 9a; after Drummond & Defant, 1990). Plotting of the analysed samples confirms an Archaean mafic crustal source by following the track of the model curve. Plagioclase may have existed as a residual or fractionated phase, according to the investigated samples of moderate Sr (Avg. 305.1 ppm), Ba (Avg. 1101.5 ppm), varied Y (Avg. 11.5 ppm), and Sr/Y (Avg. 29.04) ratios as well as small negative to positive Eu anomalies. The examined samples exhibit intermediate $(La/Yb)_{CN} = 11.58\text{--}20.81$ ratios and Yb_{CN} values (5.47–10.82), which are consistent with garnet in the residue. They also exhibit somewhat enriched LREE relative to HREE patterns (Martin et al., 2005). Similar results were obtained by Kouankap Nono et al. (2022) in Mewengo granitic gneisses.

According to Moyon (2011) and Halla (2020), there are two main tectonic environments where TTG magma can form: (1) melting of subducted-related crust, and (2) partial melting of hydrated metabasaltic rocks (amphibolites) at depth inside the garnet stability field. Recent studies by Liou and Guo (2019) and Laurent et al. (2020) have suggested that fractional crystallization techniques may have produced TTGs.

The TTG melts interact with the slab-derived mantle wedge to produce high Mg#, Cr, and Ni concentrations in the subducted-related TTG magmas (Jayananda et al., 2018). The Toko-Nlokeng and Mewengo metamorphosed granitic rocks, on the other hand, have modest concentrations of Mg#, Cr, and Ni (Table 1), indicating that their magmatic antecedents were not tainted by mantle components. The fluctuations of Nyong Complex TTG rocks are mostly regulated by fractional crystallization processes, as seen in the Ce/Sm vs Ce (ppm) plot (Figure 9b; Schiano et al., 2010). The sum of all the geochemical characteristics indicates that the protoliths of the Toko-Nlokeng and Mewengo granitic gneisses associated with the iron formation in the Nyong Complex were most likely formed by the partial melting of juvenile crustal materials in a relatively low-pressure environment, and the residue was then equilibrated with some amphibole-rutile, plagioclase, and minor garnet. This result was suggested by Kouankap Nono et al. (2022).

6.4.2 | Intermediate to mafic-ultramafic metavolcanic rocks

All of the mafic-ultramafic host rock samples studied with published data in the Nyong Complex on the Nb versus Zr diagram (Figure 9c; Geng et al., 2011) have extremely low Nb and Zr contents, and they all plot in the field of the depleted mantle source, indicating that the source is close to the crust. In contrast, a sample (TE08) of the garnet-amphibolite sampled at 214 m depth in the TNF11 prospect plot in the transitional mantle source has relatively high Nb levels ($Nb = 9.9$ ppm). As mentioned above, the geochemical make-up of the studied metavolcanic rocks showed that the differentiation of the source was affected to some extent by fractional crystallization and crustal contamination. Therefore, it becomes challenging to limit their primary magma composition, which is obtained from the mantle source. Jung et al. (2006) developed a binary diagram based on REE to determine the facies (garnet or spinel) and, consequently, the depth of the magma source. All samples of mafic granulites, Grt-amphibolite, metabasites, and ultramafic granulites in the Nyong Complex show no residual garnet and predominantly show ca. 4% partial melting of an amphibole-spinel-peridotite source in the Dy/Yb versus La/Yb plot (Figure 9d; Jung et al., 2006). Otherwise, the hornblendites of Toko-Nlokeng display ca. 5% partial melting of an amphibole-garnet-peridotite source. This result suggests that the hornblendites studied in this paper do not have the same magmatic source as other mafic-ultramafic rocks of the Nyong Complex. This hypothesis is further confirmed by Rooney (2010), who claims that garnet-bearing sources exhibit garnet-bearing sources that show $(Gd/Yb)_{CN} > 2$ or $(Tb/Yb)_{CN} > 1.8$. The average $(Gd/Yb)_{CN}$ ratio of the studied mafic-ultramafic metavolcanic rocks is $(Gd/Yb)_{CN} = 1.14$, $(Gd/Yb)_{CN} = 1.07$, $(Gd/Yb)_{CN} = 1.03$, and $(Gd/Yb)_{CN} = 1.03$ for mafic granulites, garnet amphibolite, metabasite, and ultramafic granulites, respectively, suggesting that garnet was not involved in their source. Otherwise, the average $(Gd/Yb)_{CN}$ ratio of the studied sample of hornblendites is $(Gd/Yb)_{CN} = 7.56$, which includes garnet as a possible component of their origin. We, therefore, propose that the metasomatized spinel peridotite source, which has undergone varying degrees of crystal fractionation and crustal contamination, served as the principal magma source for the Nyong Complex metabasite rocks. Ce, an incompatible element, is significantly impacted by even minor changes in the source mineralogy (such as garnet or spinel), while Yb is well compatible with garnet but not with clinopyroxene or spinel. As a result, their Ce/Yb ratios are almost the same as those of the mantle, and as a result, they almost form a horizontal trend line with the primitive mantle. In contrast, partial melts from a garnet-lherzolite source have Ce/Yb values that are significantly higher than those of the mantle, and as a result, they exhibit an upper curve trend (Niu et al., 1996). Figure 9e shows that samples of all mafic rocks and ultramafic granulite from the Nyong Complex plot parallel to the horizontal trend line for spinel-lherzolite. However, samples of ultramafic hornblendites deviate from the spinel-lherzolite melting curve in favour of the garnet-lherzolite curve. This further suggests that the latter magma was enriched by fluids produced from slabs that came from

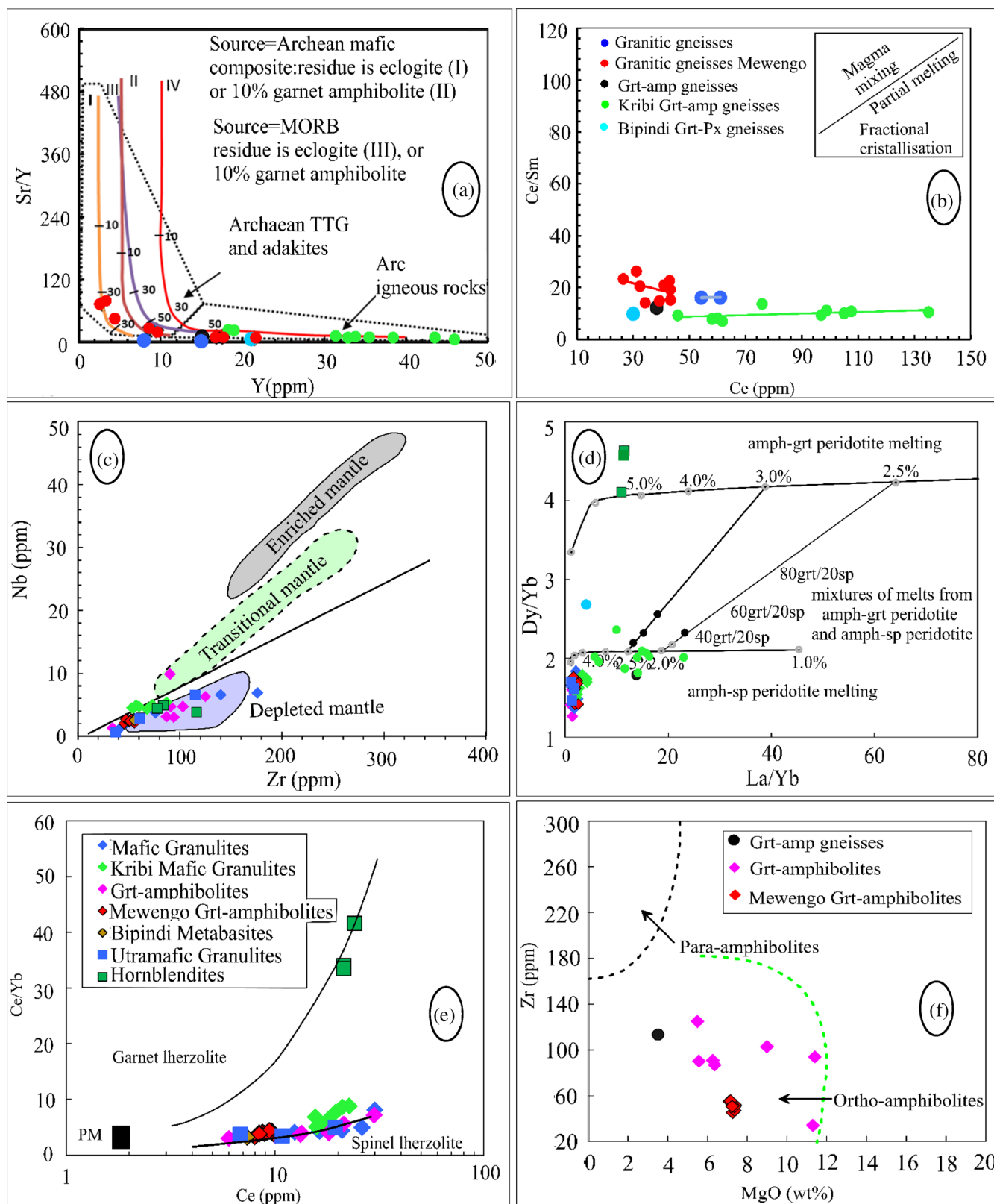


FIGURE 9 (a) Sr/Y versus Y diagram (Drummond & Defant, 1990); (b) Ce/Sm versus Ce diagram (Schiano et al., 2010), showing Archean composites residue and control of fractional crystallization processes on geochemical variations of Toko-Nlokeng, Mewengo and Kribi gneiss samples; (c) Zr–Nb diagram (Geng et al., 2011); (d) La/Yb versus Dy/Yb (Jung et al., 2006); (e) Ce versus Ce/Yb plot (after Niu et al., 1996). PM: primitive mantle (Sun & McDonough, 1989); (f) Zr versus MgO diagram for amphibolites showing the ortho amphibolite origin of Toko-Nlokeng in the Nyong Complex.

the asthenospheric mantle, which is deeper in the mantle. The dynamics of the magma chamber and crystal fractionation are shown by the different enriched LREE patterns in comparison to flat MREE and HREE, depleted MREE and HREE, raised MREE and depleted HREE, or depleted MREE and HREE. Depleted MREE and HREE of the hornblendites show their derivation from a deeper part of the mantle, which is also in agreement with the Ce/Yb versus Ce diagram. The enriched LREEs with flat MREE and HREE of the mafic-ultramafic rocks in the Nyong Complex indicate the shallow level of partial melting in a subduction zone (Figure 9e). According to the Zr versus MgO classification diagram, all samples of Toko-Nlokeng garnet amphibolites and those of the Mewengo iron deposit plot in ortho-amphibolite affinity (Figure 9f), similar to those described by Aye and Sababa (2017) in the Nyong Complex, Mvodo et al. (2022) in the central African fold belt, and Fozing et al. (2019) in the Central African Fold Belt.

In addition, the mafic metavolcanic rocks for this study with published data exhibit flat HREE patterns, indicating that there was no residual garnet in the peridotite mantle source (Jung et al., 2006). As with the Eseka serpentinized peridotite (Nga Essomba et al., 2020), the Mewengo amphibolites (Kwamou et al., 2021) within the Nyong Complex, and the Anti-Atlas margin lava flows within the West African Craton (Alvaro et al., 2014), this finding suggests that a spinel lherzolite source contributed to the formation of the metavolcanites of a mantle source affected by oceanic crustal fluids (Elliott, 2003; Polat et al., 2011), linked to the melting of sediments to identify the processes altering mantle source magma.

6.5 | Geodynamic and tectonic framework

The geochemical legacy is an important factor in understanding the nature of ore formation processes in igneous rocks. All the metamorphosed host rock samples of the Toko-Nlokeng iron deposit with published data of metavolcanites in the Nyong Complex show relative enrichment in LILE and LREE with depletion in HFSE (Figure 7). This type of condition is obtained by the partial melting of a metasomatized mantle wedge in a sub-arc setting (Bouyo Houketchang et al., 2019; Kouankap Nono et al., 2022; Loose & Schenk, 2018; Mvodo et al., 2022; Owona et al., 2022; Zheng, 2019). However, the number of fluids from the crust (degree of dehydration) and the mineralogy of the mantle (composition) determine the fate of the arc-generated rocks (Zheng, 2019). This influence of fluid interaction with different source sections in the mantle can be identified by distinct geochemical fingerprints left in the generated rocks (Ramiz et al., 2018). The geodynamic and tectonic framework of granitic gneisses is indicated by the tectonic discrimination diagrams Rb vs Y + Nb, Nb versus Y + Nb, and Ta versus Yb (Figure 10a–c; Pearce et al., 1984) and the Hf-Rb/30-Ta₃ ternary plot proposed by Harris et al. (1986). The Grt-amp gneiss and granitic gneiss samples from the TNF11 prospect are comparable to those of the syn-collisional to post-orogenic mantle-fractionated granites of Batchelor and Bowden (1985; Figure 10e). These parameters indicate that the composition of the granitic gneisses samples from the study area is similar to

the orthogneisses of the syn-collisional to post-orogenic described by Kamani et al. (2021) and the granitic gneisses studied by Kouankap Nono et al. (2022). The ternary diagram Hf-Rb/30-Ta₃, proposed by Harris et al. (1986), displays most of the granitic gneiss samples of the Toko-Nlokeng and Mewengo iron deposits plots in the volcanic arc field, with a few samples in the intraplate field (Figure 10c).

The Th/Yb against Nb/Yb diagram (Figure 11a; after Pearce & Peate, 1995) demonstrates subduction zone arc affinity in the Toko-Nlokeng host rocks. The Nb/Th versus Nb/Yb plot diagram for the mafic-ultramafic metavolcanite of the Nyong Complex (Figure 11b; after Münker, 2000) reveals the influence of slab-derived fluids over slab-derived melt in the metavolcanite host rocks of the study area and the Nyong Complex. The ultramafic granulites and the related Hornblendites plot towards the vertex of the volcanic arc array show crustal derivatives/inputs, whereas the mafic-ultramafic metavolcanite plot in the subduction zone enrichment area (Figure 11b). When Nb/Th fluctuation is shown against Nb/Yb variation in Figure 11c, the significance of slab-derived fluids in enriching the mantle sources becomes more obvious (Münker, 2000). The minimal variance in Nb/Th vs Nb/Yb indicates that slab-derived fluids rather than slab-derived melt were more important in the crystallization of the metamorphosed host rocks of the Toko-Nlokeng iron deposit and Nyong Complex rocks. All samples of orthogneisses fall in the tonalite–TTGs field, except the Bipindi Grt-Px gneisses, which map in the arc volcanic rock (AVR) field (Figure 11c) in the Nb/Th, versus (La/Sm)_{PM} diagrams. The majority of mafic (mafic granulite, garnet amphibolite, and metabasite) and ultramafic (hornblendites and ultramafic granulites) metavolcanic rocks are found in the Pacific plateau (OPB) and N-MORB basalts. The samples were also plotted in a variety of tectonic discriminating diagrams, such as Shervais (1982) Ti/1000 versus V, in which all of the mafic-ultramafic metavolcanites are plotted in the arc-tholeiite to MORB and BAAB fields (Figure 11d).

In addition, to evaluate the geochemical and tectonic affinities of a wide range of basaltic magmas produced in divergent, convergent, and intraplate environments in the Nyong Complex, Saccani (2014) proposed discrimination diagrams (Figure 12a,b) based on Th and Nb normalized to the N-MORB composition (Sun & McDonough, 1989). These figures distinguish three different types of convergent plate margin settings that delineate distinct fields for island arcs with complex polygenetic crustal signatures: (ii) increasing Th/Nb compositions, indicating the interaction between subduction components and mantle wedge, and (iii) decreasing Th/Nb compositions, defining an array of mantle depletion without input from subduction-derived components. Back-arc basin basalts have been divided into immature and mature intra-oceanic back-arcs, which are separated by fields with varying contributions from subduction and crustal materials (Back arc “A”) and no contributions from subduction and crustal materials (Back arc “B”), respectively. In the tectonic discriminating plot between (Th)_{CN} and (Nb)_{CN} (Figure 12a), the majority of the mafic-ultramafic samples are found in the field of back-arc basin basalts and only a small number of samples are found in the fields of P-MORB, N-MORB, G-MORB, and E-MORB. All orthogneisses exhibit an affinity for arc-generated calc-alkaline basalts (CAB). The hornblendites

display a type of mid-ocean ridge basalt showing a garnet signature (G-MORB) that characterizes Alpine-type (i.e., non-volcanic) rifted margins and ocean-continent transition zones (OCTZ). In mature, ensimatic volcanic arc environments, calc-alkaline basalts (CAB) frequently develop (e.g., Sierra Nevada, California; Guatemala-Cuba-Venezuela, Central America). They are frequently found in volcanic-arc rocks, which are distinct from ophiolites from supra-subduction zones by having a thicker and more developed arc crust (Dilek et al., 2008). According to Dilek et al. (2008), the polygenetic crustal structure of volcanic arc settings substantially favours crustal chemical input and wall rock assimilation, which results in a significant enrichment in Th and LREE relative to Nb and HREE, respectively. More often than not, these basalts exhibit Ta, P, and Ti depletion, which is thought to indicate partial melting of depleted mantle sources (e.g., Pearce, 1982). According to Pearce (2008), P-MORB and E-MORB arise at plume-distal ridge settings, whereas N-MORB occurs at plume-proximal ridge settings. In agreement with this result, the metavolcanic rocks of the Nyong Complex show a preference for ridge placements close to mantle plumes. The metabasic rocks of the Nyong Complex have been characterized in a variety of tectonic contexts, including back-arc, within-plate, N-MORB, E-MORB, and OIB parameters (Fuanya et al., 2019; Kwamou et al., 2021; Moudioh et al., 2020; Mvodo et al., 2022; Owona et al., 2022). According to chondrite-normalized diagrams (Figure 12a–c), the N-MORB and E-MORB affinities are most pronounced in the Toko-Nlokeng mafic-ultramafic metavolcanic rocks. Furthermore, the majority of samples exhibit Nb, Ta, Ti, and Zr depletion in the primitive mantle-normalized multi-element plots (Figure 7), which are often observed in the arc basalt environment (Deschamps et al., 2013; Wang et al., 2016; Yellappa et al., 2014). The Nyong Complex's metavolcanic rocks in Figure 12b plot in a way that is compatible with contributions from an enriched asthenospheric component of the MORB type that is unrelated to subduction. The Nyong Complex orthogneisses in Figure 12b also correlate to an intra-oceanic arc with polygenetic crustal characteristics, whereas the majority of the samples are from the areas of polygenetic crust island arc and continental edge volcanic arc. A few examples of metavolcanite indicate the ocean-continent transition zone associated with setting and rifted margin associated with back-arc 'A' and 'B' fields, which are occupied by the majority of metavolcanites. In contrast, hornblendites, ultramafic granulites, and garnet amphibolites corresponding to back-arc 'B' suggest a mature back-arc environment with no contribution from subduction or crustal components. One sample of ultramafic granulite exhibiting affinity towards back-arc 'A' is characterized by the input of subduction or crustal components as evidenced by immature back-arcs. The orthogneisses (granitic gneisses) and metavolcanic rocks are thought to have erupted during the Archean and Proterozoic periods based on geochronological data now available. According to geochemical data from the current study, these volcanic rocks are thought to have formed under various tectonic conditions, which in turn affected the parent magma formation and petrogenesis. An animated illustration showing the distinct geodynamic evolution of orthogneiss, mafic metavolcanic, and ultramafic metavolcanic rocks. The orthogneiss metavolcanic rocks are characterized by

distinct intra-oceanic arc signatures, which point to subduction zone magmatic processes as the source of their formation (Figure 12a). However, the mafic-ultramafic rocks of the Nyong Complex generally point to a tectonic setting in transition from arc to back-arc, which is indicative of a marginal-basin environment (Figure 12b).

Many tectonic discrimination diagrams based on immobile components are used to limit the geodynamic setting of metamorphosed mafic rocks (El-Shazly et al., 2019; Pearce, 2008). Similar to the Mewengo and Kribi garnet amphibolite presented for comparison, the studied garnet amphibolites and mafic granulites display back-arc and E-MORB (Bouyo Houketchang et al., 2019; Kwamou et al., 2021; Loose & Schenk, 2018; Moudioh et al., 2020; Mvodo et al., 2022; Owona et al., 2022; Swiffa Fajong et al., 2022) characteristics in the La/10-Nb/8-Y/15 ternary diagram (Figure 12c) published by Cabanis and Lecolle (1989). The examined mafic granulite samples generally feature arc tholeiites and back-arc characteristics in contrast to other Nyong Complex mafic granulites. In the Th/Yb versus Nb/Yb discriminating diagram, the Toko-Nlokeng samples are spread both inside and above the mantle array (Figures 11b and 12a,b). The garnet amphibolites, however, fall inside the back-arc field and N-MORB area, while the mafic granulites plot along the arc field and follow a within-plate enrichment trend (Pearce, 2008). It is suggested that the emplacement of the forerunners of the Toko-Nlokeng and other metavolcanic rocks in the Nyong Complex was connected to the back-arc and arc setting based on these geochemical traits and prior works on the metabasic rocks of the Nyong Complex.

The protolith of the granitic gneisses associated with the iron formation in the Mewengo granitic gneisses was emplaced at approximately 2837 ± 100 Ma (Kouankap Nono et al., 2022), and the Kribi garnet amphibolites were emplaced at approximately 2671 ± 51 Ma (Neoproterozoic) and metamorphosed at approximately 2065 ± 55 Ma (Mvodo et al., 2022). The regional geochronology of the Neoproterozoic protolith age is ca. 2628 Ma tholeiitic magmatism and ca. 2666 Ma high-K granites, suggesting the occurrence of bimodal Neoproterozoic magmatism within the Ntem Complex (Mvodo et al., 2022). It is clear that plate convergence tectonics was active during this time in the Archean Congo Shield, subjected to high-grade metamorphism during the Palaeoproterozoic orogeny (2.3–2.05 Ga).

According to our research with published data, the Nyong Complex has two different types of mafic-ultramafic metavolcanite rocks, each of which was produced by a different magma source. In the Palaeoproterozoic, the early continental crust, primarily TTG, began to form. Recent research established that the Palaeoproterozoic intrusion of TTG time in the Archean Congo Shield is defined as occurring around 2900 Ma for rocks of the charnockitic suite (Shang et al., 2004). The Congo craton TTG intrusions signify a significant Archean accretion event. Therefore, it is evident that by 3.10 Ga, the Archean Congo Shield had already seen the development of a continental felsic crust. The Nyong Complex clearly shows the signs of crustal contamination that happened during their implantation in a continental arc environment. The mafic-ultramafic metavolcanite rocks of the host rock associated with the iron formation were crystallized sometime between 2.8 and 2.7 Ga by the deeper partial melting of the slab-derived fluid

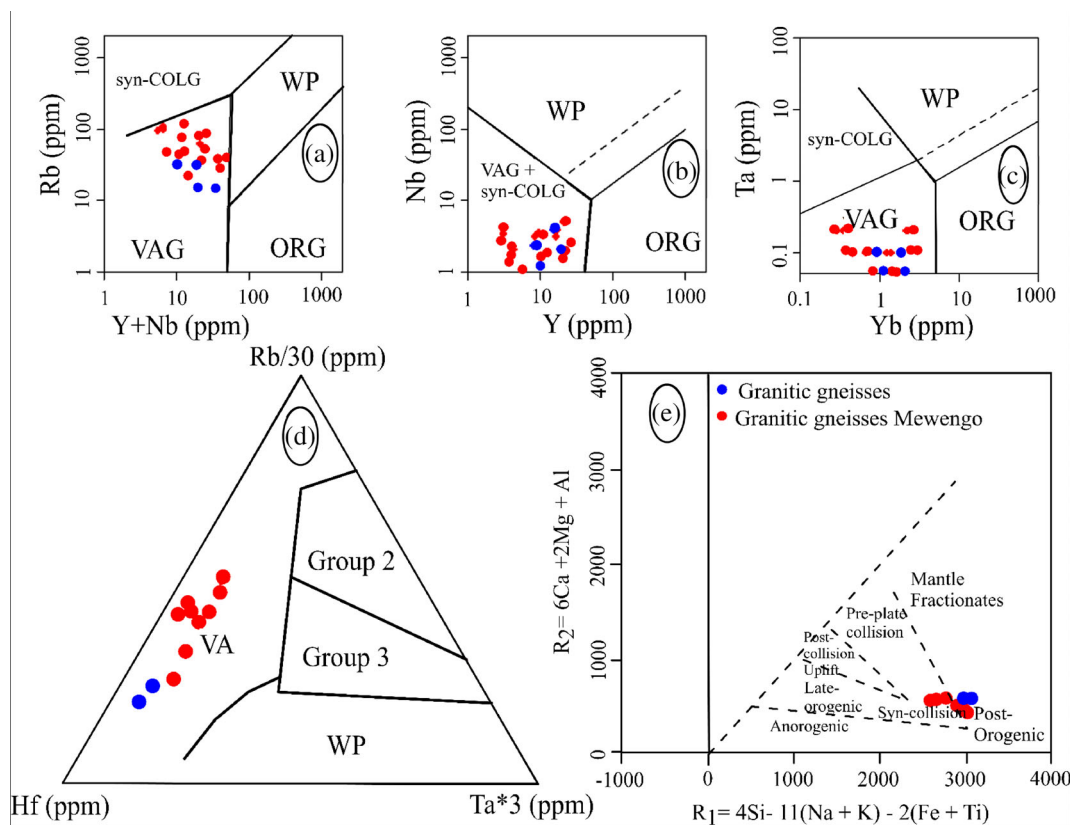


FIGURE 10 Tectonic discriminant diagrams of studied gneisses sample: (a–c) Rb versus Y + Nb, Nb versus Y + Nb, and Ta versus Yb (Pearce et al., 1984); (d) the Hf–Rb/30–Ta*3 ternary plot proposed by Harris et al. (1986); (e) R1–R2 (De La Roche et al., 1980).

metasomatized mantle, probably from a spinel-rich and garnet-rich source. This period is also comparable to the global Al-undepleted Komatiite volcanism which resulted from a high degree of partial melting of shallow mantle throughout the world, like the Belingwe Greenstone Belt, Zimbabwe (Barnes & Fiorentini, 2012), the Abitibi Greenstone Belt, Ontario, Canada (Bleeker et al., 1999), the mafic-ultramafic complex of Aniyapuram, Cauvery Suture Zone in southern India (Yellappa et al., 2014) and the Kalgoorlie Terrane of the Eastern Goldfields, Yilgarn Craton (Barnes, 2006). The production of denser rocks in the subducting slab as the oceanic crust continued to descend and dry out could have caused the slab to break off and roll back (Smithies et al., 2004). The asthenospheric mantle ascent would have been encouraged by the slab-break-off and roll-back process. The slab-derived fluids from a deeper depth, most likely from a garnet stable source, were metasomatized to create these high-Mg magmas in the mantle wedge as a result of this hornblende magma source located in the partial melting of the asthenospheric mantle peridotite, which made it richer in Ni and Cr (Zhou et al., 2016). The ultramafic granulite was eventually deposited in a continental arc context. We suggest that the ultramafic granulite rocks were tectonically positioned and juxtaposed against the mafic granulite and garnet amphibolites in the absence of the intrusive granitic gneisses and the divergent MgO content of the two kinds under discussion. The assimilation fractional crystallization (AFC) process of the mixed magmas from the two sources outlined later throughout their ascent through

the continental crust is what most recently produced the hornblende. According to Figure 13, the procedure required and the likely model for the development of the Nyong Complex have been demonstrated (Bouyou Houketchang et al., 2019). A similar geodynamic scenario has recently been published (Santos et al., 2021) in the Alto Moxotó Terrane evolution constraints for a Palaeoproterozoic accretionary orogen in the Borborema Province, NE Brazil. In the history of crustal evolution, the asthenospheric upwelling of the mantle that caused the granitic intrusion at about 2.8–2.7 is a crucial event in the Congo Archean Shield. The heat and magma necessary for the formation of a massive batholith of Neoproterozoic granitoids may have been supplied by this event. Archean TTG magmatism offers more clarity on how to comprehend how continents grow and how the mantle evolves (Polat & Kerrich, 2000). Global ultramafic-mafic activity peaked in the Archean between 2.8 and 2.7 Ga and 2.5 Ga (Heaman, 2004). This is the time when significant amounts of mafic material are being produced beneath the continental crust, which is what is causing the sub-continental lithospheric mantle to expand. Published geochemical data and U–Pb–Hf–O isotopic data demonstrate a paradigm shift in the mantle thermal state and suggest that the protolith of granitic gneiss rocks was predominantly derived from Neoproterozoic charnockites and TTG suites of the Ntem Complex (Figures 9a and 10b) with a variable and episodic contribution from ca. 2.2–2.0 Ga charnockites of the Nyong (Soh Tamehe et al., 2022). The geochemical similarities between the metavolcanic rocks from the

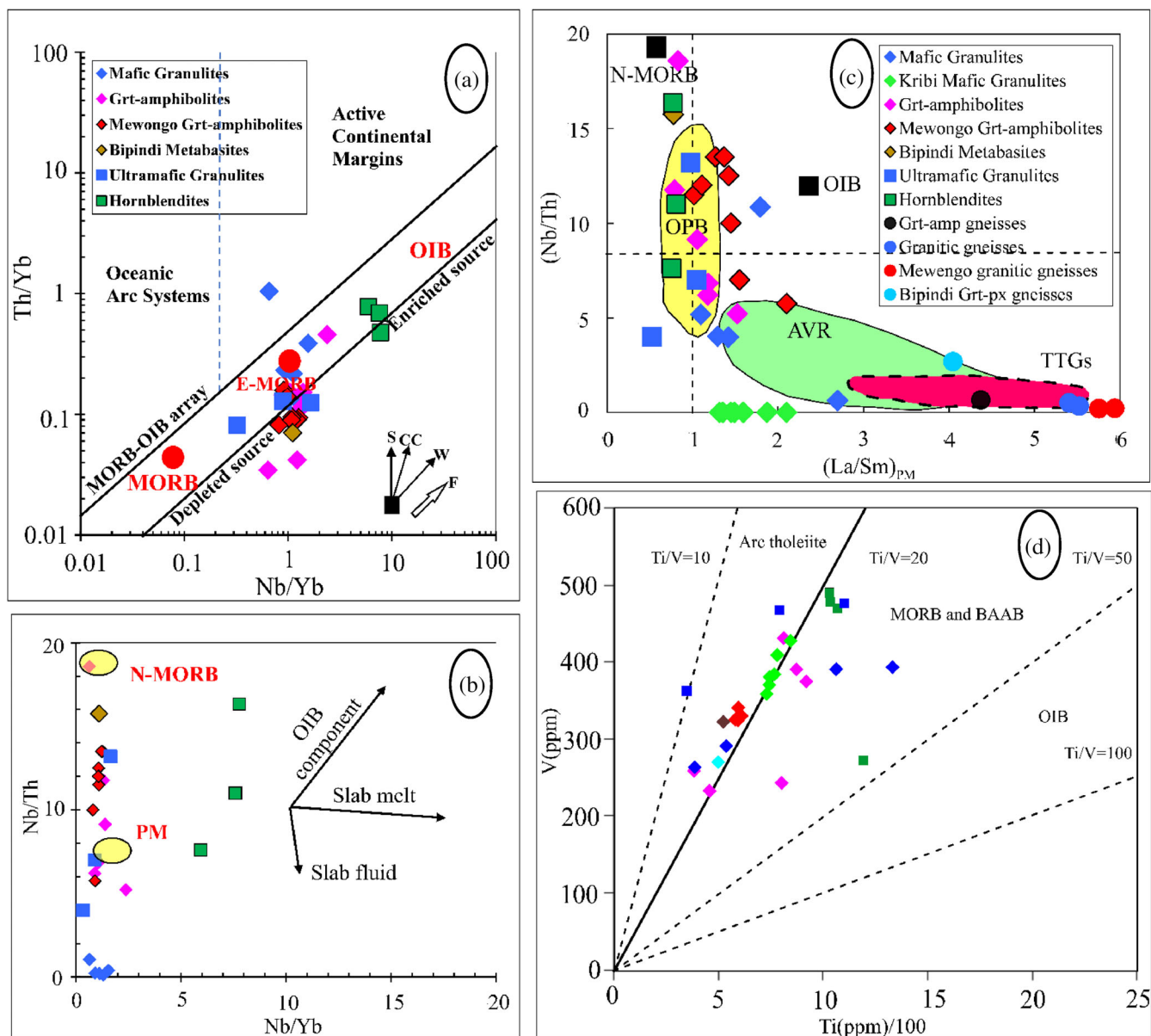


FIGURE 11 (a) Nb/Yb versus Th/Yb plot of Pearce and Peate (1995) displaying arc affinity for the mafic-ultramafic metavolcanic rocks of Toko-Nlokeng. Trends of the arrow: S: subduction component; CC: crustal contamination; W: within-plate variation; F: Fractionation; (b) Nb/Th vs. $(La/Sm)_{PM}$ for the ultramafic-mafic metavolcanic rocks of Toko-Nlokeng, N-MORB: normal mid-oceanic ridge basalts, OIB: oceanic island basalts, OPB: oceanic plateau basalts, AVR: arc volcanic rocks, TTGs: tonalite-trondhjemite-granodiorites. Dashed lines indicate primitive mantle values (Sun & McDonough, 1989). MORB, OIB, and primitive mantle-normalizing values are from Sun and McDonough (1989). Shaded areas for OPB, AVR, and TTGs are from Polat and Kerrich (2000). (c) Nb/Th versus Nb/Yb plot for the mafic-ultramafic of metavolcanite rocks of the study area (after Münker, 2000); (d) Ti versus V diagram by Shervais (1982).

Nyong Complex and the second variety highlight the global activity of a comparable mantle mechanism in this period.

6.6 | Implications for iron mineralization

The Toko-Nlokeng iron deposit belongs to the major metallogenetic events in the Congo Craton. In particular, iron mineralization was related to the extensional stage, which is consistent with the cases of

modern and ancient iron deposits that are also preferentially associated with rift environments and/or magmatic products that indicate extensional activity (e.g., Ganno et al., 2017; Gatsé et al., 2021; Gourcerol et al., 2022; Soh et al., 2021; Swiffa Fajong et al., 2022). It is known that this specific context would induce thinning of the thrust plate and the formation of numerous normal faults (e.g., synvolcanic and synsedimentary faults).

The depositional setting processes of Toko-Nlokeng IFs have been associated with the rifting of an intra-oceanic island arc, an

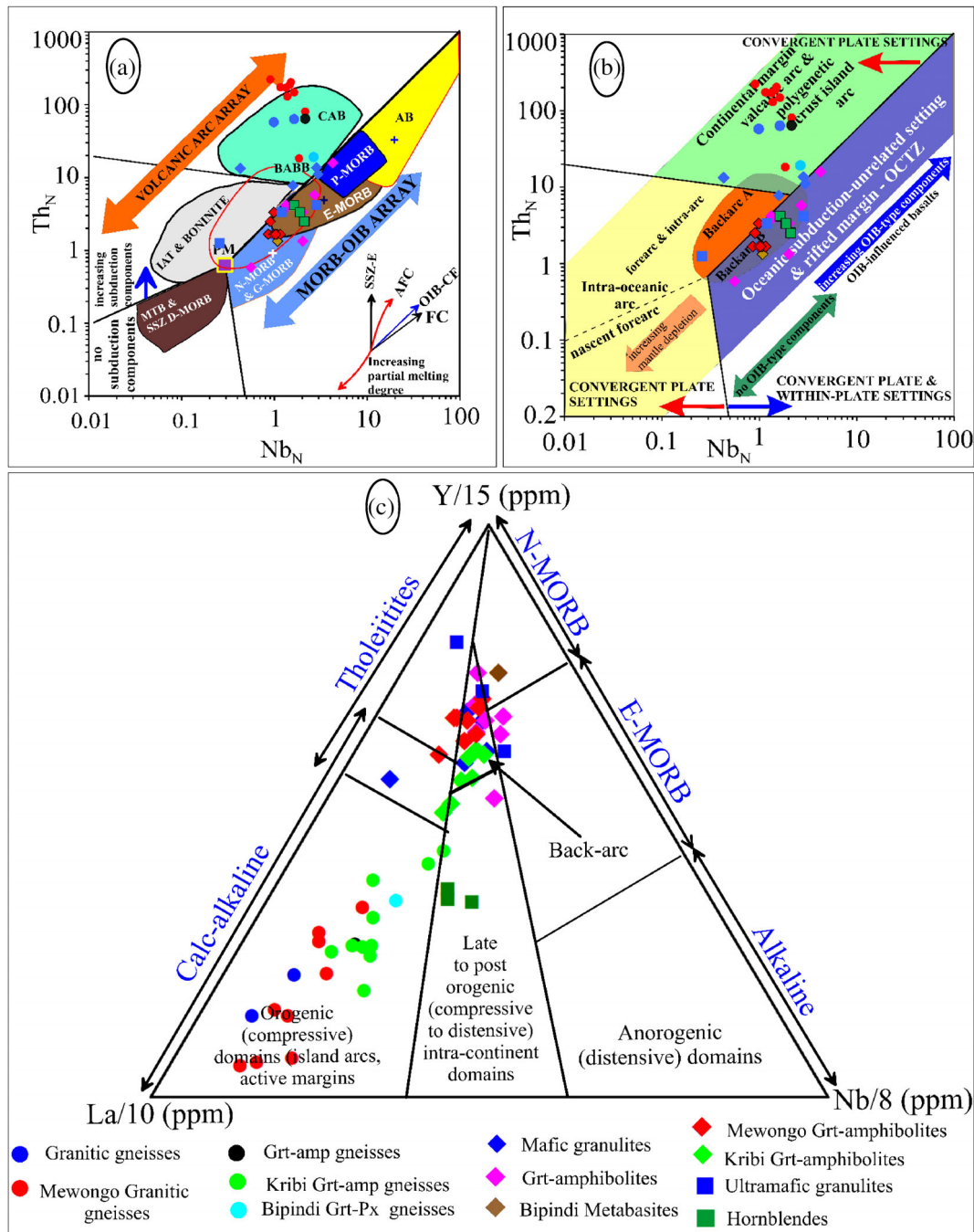


FIGURE 12 (a,b) $(Th)_N$ versus $(Nb)_N$ diagram (after Saccani, 2014) showing different tectonic settings of magmatic rocks of diverse composition. Orthogneiss is falling in the calc-alkaline basalts field (CAB) and island arc with polygenetic crustal signatures. The mafic-ultramafic metavolcanic samples plot in the fields of arc, back-arc 'B', and subduction unrelated, rifted margin setting; (c) $La/10-Nb/8-Y/15$ after Cabanis and Lecolle (1989).

interpretation supported by the bimodal nature and geochemistry of the mafic-ultramafic in the Nyong Complex as highlighted by Soh Tamehe et al. (2022); Moudiuh et al. (2020); and Swiffa Fajong et al. (2022). This extensional basin contains both IFs and Au-rich volcanogenic sulfide deposits (Binam et al., 2018; Binam et al., 2019; Fuanya et al., 2019; Kouankap Nono et al., 2021), with a series of sulfide and oxidized mineral phases acting as high- and low-temperature end-members in the submarine hydrothermal systems (Binam et al., 2018).

Therefore, the spatial relationship between mafic-ultramafic and IFs is probably controlled by the thermal history of the hydrothermal system in the basin. The IFs are restricted to the suspension wall sediments, which overlie the volcanic sulphide in the mafic-ultramafic host rocks of the Toko–Nlokeng area. Thus, the thermal evolution of the basin records an initial period of high-temperature (250°C) focused fluid flow associated with the formation of the Zn-rich sulphide deposit, followed by prolonged low-temperature hydrothermal

flows that formed the IFs. The formation of the IFs is related to hydrothermal fluids that pass through and leach metals from the volcanic pile (Ganno et al., 2017; Soh et al., 2021; Swiffa Fajong et al., 2022). In addition, the resulting alteration process was accompanied by a dramatic increase in Fe in circulating fluids, particularly under seawater-dominated conditions (El-Rahman et al., 2019). IF protoliths precipitated directly due to the oxidation of Fe²⁺-bearing acidic hydrothermal fluids by mixing with fresh oxygenated seawater at pH 8 and were formed distal to the hydrothermal vents in a back-arc setting (Ganno et al., 2017; Soh et al., 2021; Swiffa Fajong et al., 2022). The same process has been suggested to explain the formation of modern iron-rich crusts in different tectonic settings and sulfide deposits in the magma conduit system (El-Rahman et al., 2019; Peng et al., 2016; Song et al., 2010). The mixing process likely resulted in an increase in pH and Eh and a decrease in temperature, all of which are necessary to form the ferric oxi-hydroxide particles that are widely considered the primary iron-rich phase in modern hydrothermal environments.

The hydrothermal origin of the Toko-Nlokeng IFs, together with the lack of widespread rock replacement, the intercalation of semi-continuous bands with volcanoclastic rocks, and the layered nature of the deposit, indicate its formation from floating plumes that were discharged into the basin rather than having formed below the seawater-ground interface. The discharge of Fe²⁺-rich, H₂S-deficient hydrothermal fluids into seawater characterized by an oxidation state equal to or higher than the oxidation state of the ferrous ion resulted in the formation of ferric oxi-hydroxide-rich plumes. In contrast to modern silica-deficient seawater, Neoproterozoic seawater is expected to be saturated with silica due to the absence of silica-consuming organisms such as diatoms, radiolarians, and siliceous sponges. Secondly, ferric oxi-hydroxides are thought to have aggregated with the silica in the seawater to form Si-Fe, which was deposited to form the protolith of the Toko-Nlokeng IFs iron deposits. The presence of multiple hydrothermal plumes is predicted by the occurrence of iron-rich exhalative formations at different stratigraphic levels in the Toko-Nlokeng region. The basins associated with the island arc are characterized by a high rate of sediment supply related to volcanic activity. The absence of a hiatus in volcano-sedimentary activity in the Toko-Nlokeng area, composed of the absence of significant detrital components in the IFs, suggests rapid deposition and high accumulation rates of iron oxides precipitates from hydrothermal plumes during periods of volcanic quiescence, resulting in the formation of granular iron. The accumulation rate associated with the formation of the iron-rich hydrothermal crust of the Toko-Nlokeng in the Nyong Complex has also been estimated to be high. These processes would not only increase the structural permeability for fluid flow but also allow the ascent of mafic to ultramafic magmas to higher levels of the crust and thus increase the geothermal gradient of the rift (e.g., Galley et al., 1995; Gibson, 2005). Finally, relevant seafloor hydrothermal systems could be widely established in this study.

The relationships between iron mineralization and petrochemical characteristics of mafic-ultramafic rocks have been the subject of considerable research and have generally been attributed to their specific petrogenetic events (e.g., Peng et al., 2017; Singh et al., 2016; Tong

et al., 2019). It is clear that within the Nyong Complex, all known iron deposits are closely associated with metavolcanic rocks. As mentioned previously by Soh et al. (2021), they were formed by a higher degree of hydrated partial melting of the lower mafic crust at a higher temperature (700°C–900°C) and a shallower crustal level (10–15 km), implying the presence of a high-temperature heat source. On the other hand, this heat source could also provide the energy to sustain a long-lived convective hydrothermal system, necessary for the formation of iron deposits. In comparison, relatively large-scale iron deposits (80% of the total Archean iron tonnage) are mainly found in the 2.7 Ga greenstone belts of the Upper Craton (Singh et al., 2016), and are associated with volcanic rocks. The Upper Craton is characterized by very juvenile neodymium and lead isotopic compositions (Peng et al., 2017) compared with those of the mafic-ultramafic Toko-Nlokeng host rocks in the Nyong Complex. These characteristics, taken together, imply the presence of higher heat flow at a shallower crustal level (10 km) and/or a higher density of extensional faults, both of which would enhance convection and concentrate ore fluids to form iron deposits (Huston et al., 2014; Peng et al., 2017). This can be used to explain the greater endowment of iron deposits within the upper craton in the Nyong Complex.

6.7 | Outline a model of the geodynamic evolution of the Nyong complex

Previous new isotopic, geochronological, and geochemical studies undertaken in the Nyong Complex have highlighted the importance of early Palaeoproterozoic accretionary episodes, marking major crustal growth and reworking events (e.g., Bouyo Houketchang et al., 2019; Djoukouo et al., 2021; Loose & Schenk, 2018; Nga Essomba et al., 2020; Owona et al., 2022; Owona, Ratschbacher, et al., 2020; Soh et al., 2021; Soh Tamehe et al., 2022), as well as iron formation distribution. Several Neo- and Mesoarchean zircon crystals in IFs of the Nyong Complex strongly indicate that Palaeoproterozoic subduction may have occurred beneath a hidden Archean block (i.e., a continental arc). This geodynamic evolution is linked to the tectonic setting of the Nyong Complex during the Trans-Amazonian Eburnian Orogeny (e.g., Bouyo Houketchang et al., 2019; Djoukouo et al., 2021; Fuanya et al., 2019; Kamguia Woguia et al., 2022; Loose & Schenk, 2018; Moudioh et al., 2020; Owona et al., 2021; Owona et al., 2022; Owona, Ratschbacher, et al., 2020; Soh et al., 2021). Continental arcs have an extensive range of compositions, from silica-poor stages associated with the early stages of development of convergent plate margins to highly evolved magmas marking the end of subduction (Santos et al., 2021). The mafic and ultramafic metavolcanic rocks of the Nyong Complex represent relics of an early arc stage of about 2.1 Ma, in which tholeiitic magmas were generated by partial mantle melting and deposition of IFs at about 2422 ± 50 Ma. Considering the age coinciding with the typical Cordilleran phase and the emplacement of the meta-to-peraluminous magma related to this study, the latter may have been generated during ongoing subduction necessarily involving a brief collisional episode in which calc-alkaline affinity

ACCRETIONARY MODEL

COLLISIONAL MODEL

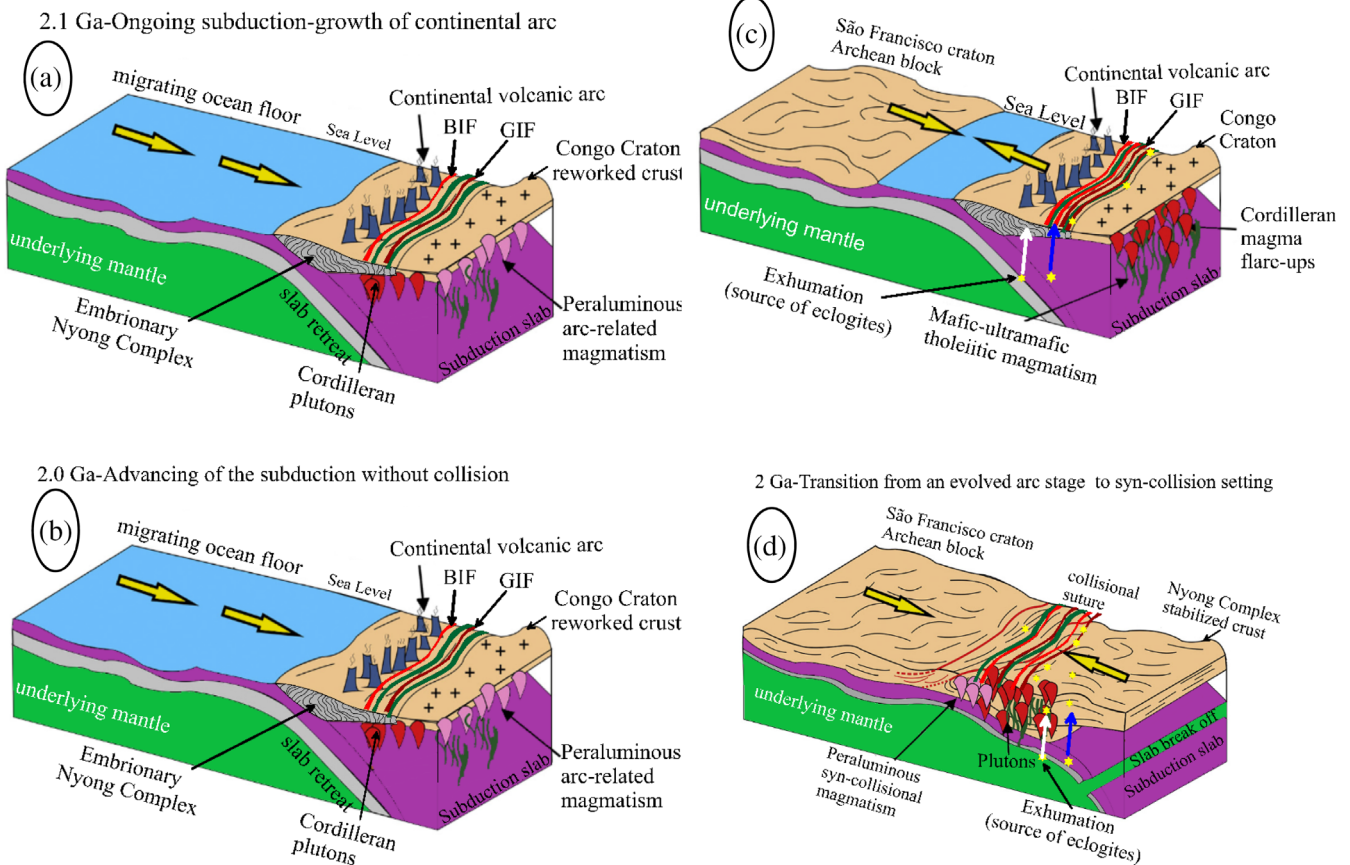


FIGURE 13 Possible tectonic scenarios (a) 2.1 Ga-Ongoing subduction-growth of continental arc; (b) 2.0 Ga-Advancing of the subduction without collision; (c) 2.1 Ga-Ongoing subduction-growth of continental arc; (d) 2 Ga-Transition from an evolved arc stage to syn-collision setting for the Nyong Complex evolution based on the similar geologic sequences between West-Central Africa and South America that stabilized around ca 2.1–2.0 Ga (modified from Santos et al., 2021); and the Palaeoproterozoic subduction process at the margins of Nyong Complex–São Francisco cratons (modified from Bouyo Houketchang et al., 2019).

magmas were generated. This orogeny is similar to the evolution of the Alto Moxotó Complex (Santos et al., 2021) in NE Brazil. An alternative pattern would be seen by considering a continental arc evolution (oceanic subduction–continental collision) and, in this case, we suggest that the time between subduction and collision may have lasted <100 Ma (Figure 13b,c). In a short period of crustal growth, the dominant magmatism of the Cordillera was generated by producing juvenile material but also by reworking the Archean crust of the Congo Craton, marked by “arc batholiths” such as the orthogneiss Batholith protolith in the Ntem Complex. In subsequent arc evolution, partial mantle melting is reduced and slab breakup is followed by continent–continent collision (Figure 13d), resulting in partial melting of the upper crust, creating eclogite (Bouyo Houketchang et al., 2019; Loose & Schenk, 2018; Owona et al., 2022). Other displaced coeval arc compartments could include supracrustal rocks from the Nyong Complex, which give a maximum depositional age of 2.85 Ga of the oldest amphibolite–protolith ages (Owona, Ratschbacher, et al., 2020), as well as detritus from Early Palaeoproterozoic and Late Archean

sources, which is the main contender for a retro arc basin remnant within the Nyong Complex. In addition, the 1.85 Ga potassic gneisses recently described at the northern boundary of the Congo craton in Cameroon by Kamani et al. (2021) may also mark advanced stages of continental crustal stabilization, interpreted as the transition between syn- and post-collisional magmatism (Bouyo Houketchang et al., 2019; Loose & Schenk, 2018; Owona, Ratschbacher, et al., 2020).

Finally, the Eburnean/Trans-Amazonian transitional orogeny in the southwestern Cameroon period is still not well understood, both in South America and in Brazil, and has received major attention due to its association with eclogite–granulite metamorphic peaks, suggesting the development of sutures during the proposed period of arc activity (Owona et al., 2022; Owona, Ratschbacher, et al., 2020). This phase of geodynamic evolution is similar to the work of Neves et al. (2015) and Santos et al. (2021) in Brazil. As the distinct models proposed in this paper show, the Toko-Nlokeng orogenic history in the Nyong Complex during this period still requires geochronological, geochemical, and stable isotope data and further investigation.

7 | CONCLUSIONS

Eight main conclusions drawn from this work are as follows:

1. The petrographic types intercepted by the drill holes for petrological and lithostratigraphic studies are classified into a metamorphic package divided into two main groups: the IFs (Algoma-type iron deposit and the metamorphosed host rocks that constitute the granitoid basement of the Nyong Complex, composed of orthogneisses, mafic metavolcanic rocks, and ultramafic metavolcanic rocks).
2. Geochemical data from this study with published data show that the metamorphosed mafic-ultramafic metavolcanic rocks are related to metaluminous and tholeiitic magmas but tend towards a calc-alkaline nature. The study area's granitic gneiss is magnesian, calcic, I-type granitoid, and peraluminous, with granite protolith. This affinity gives them a mixed source crystallized in a continental crust-arc-related setting and mantle input.
3. The protoliths of metamorphosed mafic-ultramafic host rocks are classified as E-MORB and P-MORB compositional types, with back-arc 'B' in rifted margin setting with minor crustal contamination. The tholeiitic to calc-alkaline and metaluminous affinity of the mafic-ultramafic rocks and the differentiation of the basalts reveal a mature arc and thickened crust during the Eburnean Trans-Amazonian orogenic belts in the Nyong Complex and have undergone partial melting of a depleted mantle, whereas some mafic rocks (pyrigarnites) show a protolith of transitional and tholeiitic basalts with markedly negative Nb anomalies that were formed by partial melting of a depleted mantle from the slab.
4. Toko-Nlokeng hornblendites revealed Tephrite basanite alkaline composition, high-Mg tholeiite to komatiitic basal melting, and oceanic plateau basalts (OPB) to normal mid-oceanic ridge basalts (N-MORB) geotectonic setting. The hornblendites display a type of mid-oceanic ridge basalt showing a garnet signature (G-MORB) that characterizes Alpine-type rifted margins and OCTZ.
5. The geotectonic evolution of the host rocks associated with the iron formation of the Toko-Nlokeng iron deposit is related to the Late Neoproterozoic process of subduction and collision along an extending continental margin, where the dominant iron-bearing rock assemblages undergo a sequential geodynamic change from extension to compression.
6. The geochemical interpretation also suggests that the host rocks studied are part of a broad magmatic spectrum generated in a continental arc setting, in which tholeiitic magma was emplaced at an early stage of subduction and meta-to peraluminous material resulted from crustal melting and contamination during late convergence, marking the end of orogenic activity in the Nyong Complex greenstone belt during the Palaeoproterozoic.
7. The implication of the evolution of geodynamic events on the enrichment of iron mineralization is linked to hydrothermal fluid vents in a back-arc setting related to the distal tectonic regime in the Toko-Nlokeng area and suggests their generation in an intra-oceanic arc setting followed by accretion to an active continental margin.

8. Results from several investigations of the Nyong Complex and the São Francisco Craton in recent years suggest that they correspond to two similar quasi-rigid, dismembered, and reworked blocks. The mafic-ultramafic rocks result from the melting of peridotites in the upper mantle, which is subsequently contaminated by continental crust in both super-cratons.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study is part of the research work of the first author as part of his PhD dissertation at the Department of Earth Sciences, University of Yaoundé I (Cameroon). The authors would like to thank the mining exploration company IMIC. PLC, in particular Mr. Simo Emmanuel, for permission to access unpublished data and to collect core samples from the Ntem iron project (Toko-Nlokeng iron deposit). We thank Prof. Ganno Sylvestre of the University of Yaoundé I for his inclusive support throughout this work and also Dr. Odigui A. Henri for his support and availability for the processing of the drilling data. We thank the anonymous reviewers for their critical and constructive comments that will greatly reorganize this manuscript.

FUNDING INFORMATION

This research did not receive any specific grant from funding agencies in the public, commercial, or not-for-profit sectors.

AUTHOR CONTRIBUTIONS

Yannick Saturnin Evina Aboula: Project administration, conceptualization, methodology, software, validation, investigation, visualization, resources, data curation, writing – original draft. **Paul-Désiré Ndjigui:** Writing – review & editing. **Joseph Mvondo Ondo:** Supervision, conceptualization, investigation, visualization, writing – review & editing.

PEER REVIEW

The peer review history for this article is available at <https://www.webofscience.com/api/gateway/wos/peer-review/10.1002/gj.4723>.

DATA AVAILABILITY STATEMENT

The data that support the findings of this study are available from the corresponding author upon reasonable request.

ORCID

Paul-Desire Ndjigui  <https://orcid.org/0000-0001-8574-7426>

REFERENCES

- Aguilar, C., Alkmim, F. F., Lana, C., & 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.
- Akame, J. M., Oliveira, E. P., Poujol, M., Hublet, G., & Debaille, V. (2020). LA–ICP–MS zircon U Pb dating, Lu Hf, Sm Nd geochronology and tectonic setting of the Mesoproterozoic mafic and felsic magmatic rocks in the Sangmelima granite-greenstone terrane, Ntem complex (South Cameroon). *Lithos*, 372–373, 105702. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105702>

- Akame, J. M., Schulz, B., Owona, S., & Debaille, V. (2021). Monazite EPMA-CHIME dating of Sangmelima granulite and granitoid rocks in the Ntem complex, Cameroon: Implications for Archean tectono-thermal evolution of NW Congo craton. *Journal of African Earth Sciences*, 181, 104268. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104268>
- Alvaro, J. J., Pouclet, A., Ezzouhairi, H., Souleymani, A., Bouougrid, E., Imaze, H., & Fekkak, A. G. (2014). Early Neoproterozoic rift-related magmatism in the anti-atlas margin of the west African craton, Morocco. *Precambrian Research*, 255, 433–442.
- Aye, B. A., Sababa, E., & Ndjigui, P.-D. (2017). Geochemistry of S, Cu, Ni, Cr and Au-PGE in the garnet amphibolites from the akom II area in the Archean Congo craton. Southern Cameroon. *Chemie der Erde*, 77, 81–93.
- Barnes, S. J. (2006). Komatiite-hosted nickel sulphide deposits: Geology, Geochemistry, and Genesis. Society of Economic Geologists INC, Special Publications, 13, 51–118.
- Barnes, S. J., & Fiorentini, M. L. (2012). Komatiite magmas and sulfide nickel deposits: A comparison of variably endowed Archean terranes. *Economic Geology*, 107(1), 755–780.
- Batchelor, R. A., & Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48, 43–55.
- Binam, M. E. P., Bondjè, B. L. M., Takodjou, W. J. D., Bineli, A. T., & Bitom, D. L. (2018). Lithologic and structural mapping of the Abiete-Toko gold district in Southern Cameroon, using Landsat 7 ETM +/SRTM. *Comptes Rendus Geosciences*, 350(3), 130–140. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2017.11.003>
- Binam, M. E. P., Bidjeck, B. L. M., Bessa, A. Z. E., Ntomb, Y. D., Wadjou, J. W., Doumo, E. P. E., & Bitom, D. L. (2019). Contamination and risk assessment of heavy metals, and uranium of sediments in two watersheds in Abiete-Toko gold district, Southern Cameroon. *Heliyon*, 5(10), e02591. <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2019.e02591>.
- Bleeker, W., Ketchum, J., Jackson, V., & Villeneuve, M. (1999). The central slave basement complex, part 1: Its structural topology and autochthonous cover. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36, 1083–1109.
- 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.
- Brahmaiah, T., Kumari, V. O., Krishna, S. K., Ravi, C., & Prasad, K. S. (2017). Petrogenesis of ultramafics and mafics of batampudi complex, Khammam district, Telangana state, South India. *International Journal of Applied Environmental Sciences*, 12(7), 1281–1300.
- Cabanis, B., & Lecolle, M. (1989). Le Diagramme La/10-Y/15-Nb/8: Un Outil Pour La Discrimination Des Séries Volcaniques et La Mise En Évidence Des Processus de Mélange et/Ou de Contamination Crustale. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Serie*, 309, 2023–2029.
- Cai, K., Sun, M., Yuan, C., Zhao, G. C., Xiao, W. Q., & Long, X. P. (2012). Keketuohai mafic-ultramafic complex in the Chinese Altai, NW China: Petrogenesis and geodynamic significance. *Chemical Geology*, 294(295), 26–41.
- Cassidy, K. F., Champion, D. C., & Huston, D. L. (2005). Crustal evolution constraints on the metallogeny of the Yilgarn Craton. In J. Mao & F. P. Bierlein (Eds.), *Mineral deposit research: meeting the global challenge. Proceedings of the Eight Biennial SGA meeting* (pp. 901–904). Springer.
- Chaves, O., & Porcher, C. C. (2020). Petrology, geochemistry and Sm-Nd systematics of the Paleoproterozoic Itaguara retroeclogite from São Francisco/Congo Craton: One of the oldest records of the modern style plate tectonics. *Gondwana Research*, 87, 224–237. <https://doi.org/10.1016/j.jgr.2020.06.014>
- Chombong, N. N., & Suh, C. E. (2013). 2883 Ma commencement of BIF deposition at the northern edge of Congo craton, Southern Cameroon: New zircon SHRIMP data constraint from metavolcanics. *Episodes*, 36, 47–57.
- Chombong, N. N., Suh, C. E., Lehmann, B., Vishiti, A., Ilouga, D. C., She-mang, E. M., & 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 Science*, 126(3), 129–145.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., & Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2-diagram and major element analyses—Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183–210.
- Deschamps, F., Godard, M., Guillot, S., & Hattori, K. (2013). Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos*, 178, 96–127. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.019>
- DeWit, M. J., & Ashwal, L. D. (1995). Greenstone belts: What are they? *South African Journal of Geology*, 98, 505–520.
- Dilek, Y., Furnes, H., & Shallo, M. (2008). Geochemistry of the Jurassic Mirdita ophiolite (Albania) and the MORB to SSZ evolution of a marginal basin oceanic crust. *Lithos*, 100, 174–209.
- Djoukouo, S. A. P., Ganno, S., Zhang, L., Soh, T. 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. <https://doi.org/10.1017/S0016756821000765>
- Drummond, M. S., & Defant, M. J. (1990). A model for trondhjemite-tonalite-Dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, 95B, 21503–21521.
- Ebah Abeng, S. A., Ndjigui, P.-D., Aye, A. B., Teutsong, T., & Bilong, P. (2012). Geochemistry of pyroxenites, amphibolites and their weathered products in the Nyong unit, SW Cameroon (NW border of Congo craton): Implications for Au-PGE exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 114, 1–19.
- Elliott, T. (2003). Tracers of the slab. In J. Eiler (Ed.), *Inside the subduction factory* (pp. 23–45). AGU.
- El-Rahman, A. Y., Gutzmer, J., Xian-Hua Li, X.-H., Seifert, T., Chao-Feng Li, C. F., Ling, X. X., & Li, J. (2019). Not all Neoproterozoic iron formations are glaciogenic: Sturtian-aged non-Rapitan exhalative iron formations from the Arabian-Nubian Shield. *Mineralium Deposita*, 55, 577–596. <https://doi.org/10.1007/s00126-019-00898-0>
- El-Shazly, A., Khalil, K., & Helba, H. (2019). Geochemistry of banded iron formations and their host rocks from the central Eastern Desert of Egypt: A working genetic model and tectonic implications. *Precambrian Research*, 325, 192–216.
- Feybesse, J. L., Johan, V., Triboulet, C., Guerrot, C., Mayaga-Mikolo, F., Bouchot, V., & Eko Ndong, J. (1998). The west central African belt: A model of 2.5–2.0 Ga accretion and two-phase orogenic evolution. *Precambrian Research*, 87, 161–216.
- Fozing, E. M., Kwékam, M., Gountie, D. M., Asobo, N. E., & Njanko, T. A. F. (2019). Magnetic petrography and geochemistry of amphibolites from the Fomopéa pluton (West Cameroon): Origin and geodynamic setting. *Journal of African Earth Sciences*, 154, 181–194.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., & Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2033–2048.
- Fuanya, C., Bolarinwa, A. T., Kankeu, B., Yongue, R., Tangko, T. E., & Nkegouep, F. Y. (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.
- Galley, A. G., Watkinson, D. H., Jonasson, I. R., & Riverin, G. (1995). The subsea-floor formation of volcanic-hosted massive sulfide; evidence from the Ansil deposit, Rouyn-Noranda, Canada. *Economic Geology*, 90, 2006–2017.

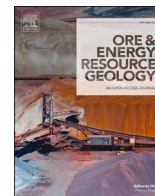
- Ganno, S., Ngnotue, T., Kouankap Nono, G. D., Nzenti, J. P., & Notsa, F. M. (2015). Petrology and geochemistry of the banded iron-formations from Ntem complex greenstones belt, Elom area, Southern Cameroon: Implications for the origin and depositional environment. *Chemie der Erde*, 75, 375–387.
- Ganno, S., Njiosseu Tanko, E. L., Kouankap Nono, G. D., Djoukouo Soh, A., Moudioh, C., Ngnotue, 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, South-western Cameroon: Constraints from petrography and geochemistry. *Ore Geology Reviews*, 80, 860–875.
- Ganwa, A., Klötzli, S. U., & Hauzenberger, C. (2016). Evidence for Archean inheritance in the pre-Panafrican crust of Central Cameroon: Insight from zircon internal structure and LA-MC-ICP-MS U–Pb ages. *Journal of African Earth Sciences*, 120, 12–22.
- Gatsé, E. C., Xie, Y., Adomako-Ansah, K., Gourcerol, B., & Qu, Y. (2021). Depositional environment and genesis of the Nabeba banded iron formation (BIF) in the Ivindo basement complex, Republic of the Congo: Perspective from whole-rock and magnetite geochemistry. *Minerals*, 2021(11), 579. <https://doi.org/10.3390/min11060579>
- Geng, H., Sun, M., Yuan, C., Zhao, G., & Xiao, W. (2011). Geochemical and geochronological study of early carboniferous volcanic rocks from the West Junggar: Petrogenesis and tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 42, 854–866.
- Gibson, H. L. (2005). Volcanic-hosted ore deposits. In J. Marti & G. G. J. Ernst (Eds.), *Volcanoes in the environment* (pp. 332–386). Cambridge University Press.
- Gourcerol, B., Blein, O., Chevillard, M., Callec, Y., Boudzoumou, F., & Djama, L.-M. J. (2022). Depositional setting of Archean BIFs from Congo: New insight into under-investigated occurrences. *Minerals*, 12, 114. <https://doi.org/10.3390/min12020114>
- Halla, J. (2020). The TTG-amphibolite terrains of Arctic Fennoscandia: Infinite networks of amphibolite metatexite-diatexite transitions. *Frontiers in Earth Science*, 8, 252.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A., & Tindle, A. G. (1986). Geochemical characteristics of collision zone magmatism. *Geological Society Special Publication*, 19, 67–81.
- Heaman, L. M. (2004). 2.5–2.4 Ga global magmatism: Remnants of supercontinents or products of superplumes? *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 36(5), 255.
- Huston, D. L., Champion, D. C., & Gassidy, K. F. (2014). Tectonic controls on the endowment of neoproterozoic cratons in volcanic-hosted massive sulfide deposits: Evidence from lead and neodymium isotopes. *Economic Geology*, 109, 11–26.
- Iloaga, 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 Geosciences*, 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 Geology*, 26, 105–117 (in Japanese with English abstract).
- Jayananda, M., Santosh, M., & Aadhiseshan, K. R. (2018). Formation of Archean (3600–2500 Ma) continental crust in the Dharwar Craton, Southern India. *Earth-Science Reviews*, 181, 12–42.
- Jenson, L. S. (1976). A new method of classifying alkali volcanic rocks. *Ontario Division Mineral, Miscellaneous Paper*, 66, 22.
- Jung, C., Jung, S., Hoffer, E., & Berndt, J. (2006). Petrogenesis of tertiary mafic alkaline magmas in the Hoheifel, Germany. *Journal of Petrology*, 47, 1637–1671.
- Kamani, K. M. S., Wang, W., Tchouankoue, J. P., Huang, S. F., Yomeun, B., Xue, E. K., & Lu, G. M. (2021). Neoproterozoic syn-collision magmatism in the Nkondjock region at the northern border of The Congo craton in Cameroon: Geodynamic implications for the central African orogenic belt. *Precambrian Research*, 353, 106015. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.106015>
- Kamguia Woguia, B., Kouankap Nono, G. D., Nga Essomba, T. P. E., Tanko Njiosseu, E. L., Ayonta Kenne, P., & Nzenti, J. P. (2022). Geochemistry and U–Pb zircon age of the Paleoproterozoic metasedimentary rocks from the Bidou I, Nyong series, Cameroon: Implications for provenance and tectonic setting. *Arabian Journal of Geosciences*, 15, 154.
- Kepezhinskas, P. K., Eriksen, G. M. D., & Kepezhinskas, N. P. (2016). Geochemistry of ultramafic to mafic rocks in the Norwegian Lapland: Inferences on mantle sources and implications for diamond exploration. *Earth Science Research*, 5(2), 148–187.
- Kouankap Nono, G. D., Fai, B. E., Azinwi, T. P., Nyangono, A. A. J., Fomekong, K. B., Fontem, K. N., & Suh, C. E. (2021). Gold deposit type and implication for exploration in the Abiete-Toko Gold District, South Cameroon: Constraint from morphology and microchemistry of alluvial gold grains. *Heliyon*, 7, e06758. <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2021.e06758>
- Kouankap Nono, G. D., Minyem, D., Nga Essomba, T. P. E., & Nkouathio, D. G. (2022). Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of granitic gneisses in the Mewengo iron deposits: evidence of Archean fingerprints within the Paleoproterozoic Nyong Group, Cameroon. *Arabian Journal of Geosciences*, 15, 1498. <https://doi.org/10.1007/s12517-022-10775-2>
- Kretz, R. (1983). Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277–279.
- Kwamou, W. M. M., Kouankap, N. G. D., Nkouathio, D. G., & Ayonta, K. P. (2021). Petrogenesis and U–Pb zircon dating of amphibolite in the Mewengo iron deposit, Nyong series, Cameroon: Fingerprints of iron depositional geotectonic setting. *Arabian Journal of Geosciences*, 14, 872. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-07235-8>
- Large, R. R., Gemmill, 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, B. (1976). Age libérien de granodiorites et des gneiss à pyroxène du Cameroun méridional. *Bulletin du Bureau de Recherche Géologique et Minière* 2e série. section, IV(I), 17–32.
- Laurent, O., Bjornsen, J., Wotzlaw, J., Bretscher, S., Pimenta Silva, M., Moyen, J., Ulmer, P., & Bachmann, O. (2020). Earth's earliest granitoids are crystal-rich magma reservoirs tapped by silicic eruptions. *Nature Geoscience*, 13, 163–169.
- Le Bas, J. M., Le Maitre, R. V., Streckeisen, A., & Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745–750.
- 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., Mark Fanning, C., & Deloué, E. (2006). Shrimp U–Pb zircon age evidence for Paleoproterozoic sedimentation and 2.05 Ga syntectonic plutonism in the Nyong group, south western Cameroon: Consequences for the eburnean-Transamazonian belt of NE Brazil and Central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 413–427.
- Liou, P., & Guo, J. (2019). Generation of archaean TTG gneisses through amphibole dominated fractionation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124, 3605–3619.
- 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.
- Ma, J., Lü, X., Liu, Y., Cao, X., Liu, Y., Ruan, B., & Adam, M. M. A. (2016). The impact of early sulfur saturation and calc-crustal contamination on ore forming process in the Posan mafic ultramafic complex: Derived

- from the shallow depleted mantle, Beishan region, NW China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 118, 81–94.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F., & Champion, D. (2005). An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79, 1–24.
- Maurizot, P., Abessolo, A., Feybesse, J. L., & Johan, L. P. (1986). Etude de prospection minière du Sud-Ouest Cameroun. Synthèse des travaux de 1978 à 1985. Rapport de BRGM 85, 274 (in French).
- McDonough, W. F., & Sun, S. S. (1995). The composition of the earth. *Chemical Geology*, 120, 223–253.
- Middlemost, E. A. K. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37, 215–224.
- Miranda, D. A., Chaves, A. O., Dussin, I. A., & Porcher, C. C. (2020). Paleoproterozoic khondalites in Brazil: A case study of metamorphism and anatexis in khondalites from Itapeperica supracrustal succession of the southern São Francisco craton. *International Geology Review*, 63, 397–421.
- Moudioh, C., Soh Tamehe, L., Ganno, S., Nzepang, T. M., Soares, M. B., Ghosh, R., Kankeu, B., & Nzenti, J. P. (2020). Tectonic setting of the Bipindi greenstone belt, Northwest Congo craton, Cameroon: Implications on BIF deposition. *Journal of African Earth Sciences*, 171, 103971.
- Moyen, J. F. (2011). The composite Archaean grey gneisses: Petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. *Lithos*, 123, 21–36.
- Muller, D., Groves, D., & Bhattachargi, S. (1997). *Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization* (2nd ed.). Springer.
- Münker, C. (2000). The isotope and trace element budget of the Cambrian Devil River arc system, New Zealand: Identification of four source components. *Journal of Petrology*, 41, 759–788.
- Mvodo, H., Ganno, S., Kouankap Nono, G. D., Fossi, D. H., Nga Essomba, P. E., Nzepang Tankwa, M., & Nzenti, J. P. (2022). Petrogenesis, LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology and geodynamic implications of the Kribi metavolcanic rocks, Nyong group, Congo craton. *Acta Geochimica*, 41, 470–495. <https://doi.org/10.1007/s11631-022-00533-2>
- 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.
- Ndime, E. N., Ganno, S., Soh Tamehe, L., & Nzenti, J. P. (2018). Petrography, lithostratigraphie 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, N. E., & Martin, H. (1990). Major ant trace element geochemistry of the Archaean Ntem plutonic complex (South Cameroon): Petrogenesis and crustal evolution. *Precambrian Research*, 47, 35–50.
- Neves, S. P., Lages, G. A., Brasilino, R. G., & Miranda, A. W. A. (2015). Paleoproterozoic accretionary and collisional processes and the build-up of the Borborema Province (NE Brazil): Geochronological and geochemical evidence from the central domain. *Journal of South American Earth Sciences*, 58, 165–187.
- Nga Essomba, T. P., Ganno, S., Tanko Njiosseu, E. L., Ndema, M. J. L., Kamguia, W. B., Soh Tamehe, L., Takodjou Wambo, J. D., & Nzenti, J. P. (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(3), 404–422.
- Niu, Y., Waggoner, D. G., & Sinton, J. M. (1996). Mantle source heterogeneity and melting processes beneath seafloor spreading centers: The East Pacific Rise, 18°–19°S. *Journal of Geophysical Research*, 101(B12), 27711–27733.
- Nkoubou, C., Barbey, P., Yonta-Ngouné, C., Paquette, J. L., & Villiéras, F. (2014). Precollisional geodynamic context of the southern margin of the pan-African fold belt in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 99, 245–260.
- Nzenti, J. P., Barbey, P., Macaudière, J., & 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., Okunloha, O. A., Tanko Njiosseu, E. L., Soh Tamehe, L., Kamguia Woguia, B., Moto Mbita, A. S., & Nzenti, J. P. (2021). Petrogenesis and tectonic setting of the Paleoproterozoic Kelle Bidjoka iron formations, Nyong group greenstones belt, Southwestern Cameroon: Constraints from petrology, geochemistry and LA-ICP-MS zircon U–Pb geochronology. *International Geology Review*, 63(14), 1737–1757.
- Odigui, A. D. H., Ndzana, G. M., Bekoa, E., Abossolo-Angue, A. M., & Bitom, L. D. (2019). Morphological, geochemical and mineralogical studies of two soil profiles developed on the itabirites of Ntem complex, Southern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 153, 111–129.
- Owona, S., Mvondo, O. J., Tichomirowa, M., & Ekodeck, G. E. (2020). The petrostructural characteristics and ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb zircon data from the Ngomedzap-Akongo area (Nyong Complex, SW-Cameroon). *Journal of Geosciences*, 65, 201–219.
- Owona, S., Ratschbacher, L., Afzal, M. G., Nsangou, N. M., Mvondo, O. J., & Ekodeck, G. E. (2020). New U–Pb zircon ages of Nyong Complex meta-plutonites: Implications for the Eburnean/Trans-Amazonian orogeny in Southwestern Cameroon (Central Africa). *Geological Journal*, 56, 1–15.
- Owona, S., Ratschbacher, L., Ngapna, M. N., Gulzar, A. M., Mvondo Ondo, J., & Ekodeck, G. 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. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106220>
- Owona, S., Schulz, B., Minyem, D., Ratschbacher, L., Chako, T. C. B., Olinga, J. B., Mvondo, O. J., & Ekodeck, G. E. (2022). Eburnean/Trans-Amazonian orogeny in the Nyong complex of southwestern Cameroon: Meta-basite geochemistry and metamorphic petrology. *Journal of African Earth Sciences*, 190, 104515. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2022.104515>
- Pearce, J. A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In R. S. Thorpe (Ed.), *Andesites* (525e548). Wiley and Sons.
- Pearce, J. A. (1996). A user's guide to basalt discrimination diagrams. In D. A. Wyman (Ed.), *Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive Sulphide exploration* (Vol. 12, pp. 79–113). Geological Association of Canada, Short Course Notes.
- Pearce, J. A. (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100, 14–48.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., & Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956–983.
- Pearce, J. A., & Peate, D. W. (1995). Tectonic implications of the composition of volcanic ARC magmas. *Annual Reviews of Earth Planetary Sciences*, 23, 251–285.
- Peccerillo, A., & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 58, 63–81.
- Penaye, J., Toteu, S. F., Tchameni, R., Van Schmus, R. W., Tchakounté, J., Ganwa, A. A., Nsifa, N. E., & Minyem, D. (2004). The 2.1 Ga west central African belt in Cameroon: Extension and evolution. *Journal of African Earth Sciences*, 39, 159–164.
- Pénaye, J., Toteu, S. F., Van Schmus, R. W., & Nzenti, J. P. (1993). U/Pb and SM/Nd preliminary geochronologic data on the Yaounde series, Cameroon: Re-interpretation of granulitic rocks as the suture of a

- collision in the "Centrafrican Belt". *Compte Rendu de l'Académie Des Sciences, Paris, Série II*, 317, 789–794.
- Peng, B., Sun, F., Li, B., Wang, G., Li, S., Zhao, T., Li, L., & Zhi, Y. (2016). The geochemistry and geochronology of the Xiarihamu II mafic-ultramafic complex, Eastern Kunlun, Qinghai Province, China: Implications for the genesis of magmatic Ni–Cu sulfide deposits. *Ore Geology Reviews*, 73, 13–28.
- Peng, Z., Wang, C., Zhang, L., Zhu, M., & Tong, X. (2017). Geochemistry of metamorphosed volcanic rocks in the Neoproterozoic Qingyuan greenstone belt, North China Craton: Implications for geodynamic evolution and VMS mineralization. *Precambrian Research*, 326, 196–221. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.12.033>
- Polat, A., Appel, P. W. U., & Fryer, B. J. (2011). An overview of the geochemistry of Eoarchean to Mesoproterozoic ultramafic to mafic volcanic rocks, SW Greenland: Implications for mantle depletion and petrogenetic processes at subduction zones in the early earth. *Gondwana Research*, 20(2), 255–283.
- Polat, A., Hofmann, A. W., & Rosing, M. (2002). Boninite-like volcanic rocks in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt West Greenland: Geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth. *Chemical Geology*, 184, 231–254.
- Polat, A., & Kerrich, R. (2000). Archaean greenstone belt magmatism and the continental growth-mantle evolution connection: Constraints from Th–U–Nb–LREE systematics of the 2.7 Ga Wawa subprovince, Superior province, Canada. *Earth and Planetary Science Letters*, 175, 41–54.
- Poulet, A., Tchameni, R., Mezger, K., Vidal, M., Nsifa, E. N., Shang, C. K., & Penaye, J. (2007). Archaean crustal accretion at the northern border of The Congo craton (South Cameroon). The charnockite-TTG link. *Bulletin of the Geological Society of France*, 178, 331–342.
- Ramiz, M. M., Erfan, A. M., & Hilal, F. M. S. (2018). Geochemistry of ultramafic-mafic rocks of the Madawara ultramafic complex in the southern part of the Bundelkhand Craton, Central Indian Shield: Implications for mantle sources and geodynamic setting. *Geological Journal*, 1–23, 2185–2207. <https://doi.org/10.1002/gj.3290>
- Rooney, T. O. (2010). Geochemical evidence of lithospheric thinning in the southern Main Ethiopian rift. *Lithos*, 117, 33–48.
- Saccani, E. (2014). A new method of discriminating different types of post-Archaean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th–Nb and Ce–Dy–Yb systematic. *Geoscience Frontiers*, 6(4), 481–501. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.006>
- Santos, L. C. M. L., Lages, A. G., Caxito, A. F., Dantas, L. E., Cawood, A. P., Lima, M. H., & da Cruz Lima, F. J. (2021). Isotopic and geochemical constraints for a Paleoproterozoic accretionary orogen in the Borboroma Province, NE Brazil: Implications for reconstructing Nuna/Columbia. *Geoscience Frontiers*, 13(5), 101167. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2021.101167>
- Santosh, M., & Groves, D. I. (2022). Global metallogeny in relation to secular evolution of the earth and supercontinent cycles. *Gondwana Research*, 107, 395–422. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2022.04.007>
- Schiano, P., Monzier, M., Eissen, J. P., Martin, H., & Koga, K. T. (2010). Simple mixing as the major control of the evolution of volcanic suites in the Ecuadorian Andes. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 160, 297–312.
- Shang, C., Satir, M., Siebel, W., Nsifa, E., Taubald, H., Liégeois, J., & Tchoua, F. (2004). 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.
- Shervais, J. W. (1982). Ti–V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 101–118.
- Singh, M. R., Manikymba, C., Ray, C. J., Ganguly, S. G., Santosh, M., Saha, A., Rambabu, S., & Sawant, S. S. (2016). Major, trace and platinum group element (PGE) geochemistry of Archean iron ore group and Proterozoic Malangtoli metavolcanic rocks of Singhbhum Craton, Eastern India: Inferences on mantle melting and Sulphur saturation history. *Ore Geology Reviews*, 72, 1263–1289.
- Singh, P. K., Sanjeet, K., Verma, J. A., Moreno, V. K., Singh, V. P., Malviya, E. P., Oliveira, S., & Mishra, M. A. (2019). Geochemistry and Sm–Nd isotope systematics of mafic-ultramafic rocks from the Babina and Mauranipur greenstone belts, Bundelkhand Craton: Implications for tectonic setting and Paleoproterozoic mantle evolution. *Lithos*, 330–331, 90–107.
- Singh, S. P., Subramanyam, K. S. V., Manikymba, C., Santosh, M., Singh, M. R., & Kumar, B. C. (2018). Geochemical systematics of the Mauranipur-Babina greenstone belt, Bundelkhand Craton, Central India: Insights on Neoproterozoic mantle plume-arc accretion and crustal evolution. *Geoscience Frontiers*, 9, 769–788.
- Smithies, R. H., Champion, D. C., & Sun, S. S. (2004). Evidence for early LREE-enriched mantle source region: Diverse magmas from the c. 3.0 Ga Mallina Basin, Pilbara Craton, NW Australia. *Journal of Petrology*, 45, 1515–1537.
- Soh, T. L., Wei, C. T., Ganno, S., Rosière, C. A., Nzenti, J. P., Gatse, E. C., & 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, 549–572.
- Soh Tamehe, L., Wei, C., Ganno, S., Rosière, C. A., Li, H., Soares, M. B., Nzenti, J. P., Santos, J. O. S., & Bekker, A. (2022). Provenance of meta-siliclastic rocks at the northwestern margin of the east Gabonian block: Implications for deposition of BIFs and crustal evolution in Southwestern Cameroon. *Precambrian Research*, 376, 106677. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2022.106677>
- Song, X., & Li, X. (2009). Geochemistry of the Kalatongke Ni–Cu–(PGE) sulfide deposit, NW China: Implications for the formation of magmatic sulfide mineralization in a postcollisional environment. *Mineralium Deposita*, 44, 303–327.
- Song, X. Y., Wang, Y. S., & Chen, L. M. (2011). Magmatic Ni–Cu–(PGE) deposits in magma plumbing systems: Features, formation and exploration. *Geosciences Frontiers*, 2, 375–384.
- Song, X. Y., Xiao, J. F., Dan, Z., Zhu, W. G., & Chen, L. M. (2010). New insights on the formation of magmatic sulfide deposits in magma conduit system. *Earth Science Frontiers*, 17, 153–163.
- Su, B. X., Qin, K. Z., Sakyi, P. A., Li, X. H., Yang, Y. H., Sun, H., & Malaviarachchi, S. P. (2011). U–Pb ages and Hf–O isotopes of zircons from late Paleozoic mafic-ultramafic units in the southern central Asian Orogenic Belt: Tectonic implications and evidence for an early-Permian mantle plume. *Gondwana Research*, 20(2), 516–531.
- Sun, S.-S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In A. D. Saunders & M. J. Norry (Eds.), *Magmatism in the ocean basins* (Vol. 42, pp. 313–345). Geological Society of London Special Publication.
- Swiffa Fajong, I., Nzepang Tankwa, M., Fossi, D. H., Ganno, S., Moudioh, C., Soh Tamehe, L., Suh, C. E., & Nzenti, J. P. (2022). Lithostratigraphy, origin, and geodynamic setting of iron formations and host rocks of the Anyouzok region, Congo Craton, Southwestern Cameroon. *Minerals*, 12, 1198. <https://doi.org/10.3390/min12101198>
- Taylor, S. R., & McLennan, S. M. (1985). *The continental crust: Its composition and evolution* (Vol. 312). Blackwell Scientific Publications.
- Tchakounté, J., Eglinger, A., Toteu, S. F., Zeh, A., Nkoumbou, C., Mvondo-Ondoa, J., & 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., Lerouge, C., Penaye, J., Cocherie, A., Milesi, J. P., Toteu, S. F., & Nsifa, N. E. (2010). Mineralogical constraint for metamorphic conditions in a shear zone affecting the Archean Ngoulemakong tonalite, Congo Craton (Southern Cameroon) and reactivity of U–Pb SHRIMP zircon dates. *Journal of African Earth Sciences*, 58, 67–80.

- Teutsong, T., Bontognali, T. R. R., Ndjigui, P.-D., Vrijmoed, J. C., Teagle, D., Cooper, M., & Vance, D. (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, 267–288.
- Tong, X. X., Wang, C. L., Peng, Z. D., Huang, H., Zhang, L. C., & Zhai, M. G. (2019). Geochemistry of meta-sedimentary rocks associated with the Neoproterozoic Dagushan BIF in the Anshan-Benxi area, North China Craton: Implications for their provenance and tectonic setting. *Precambrian Research*, 325, 172–191.
- Toteu, S. F., de Wit, M., Penaye, J., Drost, K., Tait, J. A., Houketchang Bouyo, M., Van Schmus, W. R., Jelsma, H., Moloto-A-Kenguemba, G. C., da Silva Filho, A. F., Lerouge, C., & Doucouré, M. (2022). Geochronology and correlations in the central African Fold Belt along the northern edge of The Congo Craton: New insights from U–Pb dating of zircons from Cameroon, Central African Republic, and South-Western Chad. *Gondwana Research*, 107, 296–324.
- Toteu, S. F., Van Schmus, W. R., Penaye, J., & Nyobé, J. B. (1994). U–Pb and Sm–Nd evidence for Eburnian and pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of Southern Cameroon. *Precambrian Research*, 67, 321–347.
- Wang, W., Liu, S. W., Cawood, P. A., Bai, X., Guo, R. R., Guo, B. R., & Wang, K. (2016). Late Neoproterozoic subduction-related crustal growth in the northern Liaoning region of the North China Craton: Evidence from ~2.55 to 2.50 Ga granitoid gneisses. *Precambrian Research*, 281, 200–223.
- Werner, F., Erlenkeuser, H., Grafenstein, U. V., McLean, S., Sarthein, M., Schauer, U., Unsold, G., Walger, E., & Wittstock, R. (1987). Sedimentary records of benthic processes. In *Seawater-sediment interactions in coastal waters* (pp. 162–262). American Geophysical Union (AGU).
- 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.
- Yang, Q. Y., Santosh, M., Shen, J. F., & Li, S. R. (2014). Juvenile vs. recycled crust in NE China: Zircon U–Pb geochronology, Hf isotope and an integrated model for Mesozoic gold mineralization in the Jiaodong Peninsula. *Gondwana Research*, 25, 1445–1468.
- Yellappa, T., Venkatasivappa, V., Koizumi, T., Chetty, T. R. K., Santosh, M., & Tsunogae, T. (2014). The mafic–ultramafic complex of Aniyapuram, Cauvery suture zone, southern India: Petrological and geochemical constraints for Neoproterozoic suprasubduction zone tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 95, 81–98.
- Zhang, H. F., Chen, L., Santosh, M., & Menzies, M. (2013). Construction and destruction of cratons: Preface. *Gondwana Research*, 23, 1–3.
- Zhang, J., Yu, M., Wang, H., Li, B., Feng, C., Dick, J. M., Li, J., Kong, H., & Zhao, Z. (2021). Geodynamic setting and Cu–Ni potential of late Permian Xiwanggou mafic–ultramafic rocks, east Kunlun Orogenic Belt, NW China. *Frontiers in Earth Science*, 9, 666967. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.666967>
- Zheng, Y. F. (2019). Subduction zone geochemistry. *Geoscience Frontiers*, 10, 1223–1254.
- Zhou, M.-F. (1994). PGE distribution in 2.7-Ga layer komatiite flows from the Belingwe greenstone belt, Zimbabwe. *Chemical Geology*, 118, 115–172.
- Zhou, W., Wang, B. Y., Xia, M. Z., Xia, Z. D., Jiang, C. Y., Dong, J., et al. (2016). Mineralogical characteristics of Shitoukengde mafic–ultramafic intrusion and analysis of its metallogenic potential, east Kunlun. *Acta Petrology and Mineralogy*, 35, 81–96.

How to cite this article: Evina Aboula, Y. S., Ndjigui, P.-D., & Ondoa, J. M. (2023). Petrology and geochemistry of metamorphosed rocks associated with iron formations of the Toko-Nlokeng iron deposit, (Southern Cameroon): Implications for geodynamic evolution and mineralization. *Geological Journal*, 1–40. <https://doi.org/10.1002/gj.4723>



Petrography, lithostratigraphy, and geochemistry of iron formations from Toko-Nlokeng area (northwestern Congo craton): Implications for origin, depositional tectonic setting, and potential iron ore resource deposit

Yannick Saturnin Evina Aboula^{*}, Damien Henri Odigui Ahanda, Paul-Désiré Ndjigui, Joseph Mvondo Ondo

Department of Earth Sciences, University of Yaoundé 1, P.O. Box 812, Yaoundé, Cameroon

ARTICLE INFO

Keywords:

Algoma-type IFs
Congo craton
Lithostratigraphy
Modelling, Ore mineralogy

ABSTRACT

The genesis of the ore-forming material, the depositional environment, the Fe enrichment process, and the resource estimation of the Toko-Nlokeng iron deposit in the Nyong Complex of southern Cameroon were studied using detailed field investigations, petrography, lithostratigraphy, and geochemical analyses, and deposit modeling methods. This study shows a case of coexistence of granular and banded iron formations (65% GIFs and 35% BIFs) in an Algoma-type deposit, both in the Nyong Complex and worldwide. Representative samples of IFs were collected from drillcores. The Iron Formations (IFs) were associated with metavolcanic rocks consisting of garnet amphibolite, garnet-bearing gneiss, hornblendite, and mafic granulite, which underwent several episodes of deformation and metamorphism of amphibolite to granulite facies. The lithostratigraphic results show sharp correlations between the lithological units of the IFs. The bulk chemistry exhibits SiO₂ and Fe₂O₃ content similar to that of most Archean IFs worldwide, with SiO₂+Fe₂O₃T ranging between 96.31 and 98.10 wt%. Positive Eu anomalies (> 1.8) for BIFs and their association with metavolcanic rocks are consistent with Algoma type IFs. Geochemical data show that the IFs precipitated from a mixture of seawater and high-temperature (< 0.1%) hydrothermal fluids in a submarine environment with volcanic activity under relatively low oxygen conditions. Large amounts of iron and silica were likely produced under these conditions. Thus, the deposition of the Toko-Nlokeng IFs probably involved an iron-rich environment of Fe²⁺-rich hydrothermal fluid in chemically stratified seawater. The block models estimated for TNF08 and TNF11 are constrained by robust geological models of the IFs mineralization with a total measured Mineral Resource estimate of 19.1 Mt grading 36.44% Fe and an Indicated Mineral Resource estimate of 113.6 Mt grading 34.79% Fe. The Toko-Nlokeng can be a reasonable prospect for eventual economic extraction. It is suggested that the transformation of the low-grade IFs protolith into high-grade iron ore was controlled by deformation and metamorphic events.

1. Introduction

Precambrian Iron Formations (IFs) are classified as Superior-type and Algoma-type IFs based on their depositional tectonic setting [1–3]. Algoma-type IFs are mainly hosted by submarine-emplaced volcanic rocks in convergent margin settings of Archean (e.g., [1,4–8]). The different depositional environments of iron formations are genetically related to compositional changes in the atmosphere, hydrosphere, and biosphere [1,6,7]. According to Bekker et al. [1], IFs were texturally divided into Banded Iron Formation (BIF) and Granular Iron Formation (GIF). The origin of granular structure has been suggested as a result of

mechanical movements and mineral precipitation or diagenetic reactions driven by microbial processes [9–16].

Also, various IFs-hosted iron deposits were described (Fig. 1a) within the Precambrian terranes and the narrow greenstone belts of the Congo Craton extend from Cameroon southward through northern Gabon to the northwestern Republic of Congo (e.g., [2,17–23]). Most IFs in Congo Craton are classified as Superior-type IFs, whereas relatively few IFs are Algoma-type IFs. (e.g., [22–28]). The most advanced iron ore exploration work carried out in the Ntem Complex has been limited to the feasibility stage. All is a Greenfield site and therefore is not affected by any mining, metallurgical, or infrastructure factors.

^{*} Corresponding author.

E-mail address: y.evina@yahoo.com (Y.S. Evina Aboula).

<https://doi.org/10.1016/j.oreoa.2023.100020>

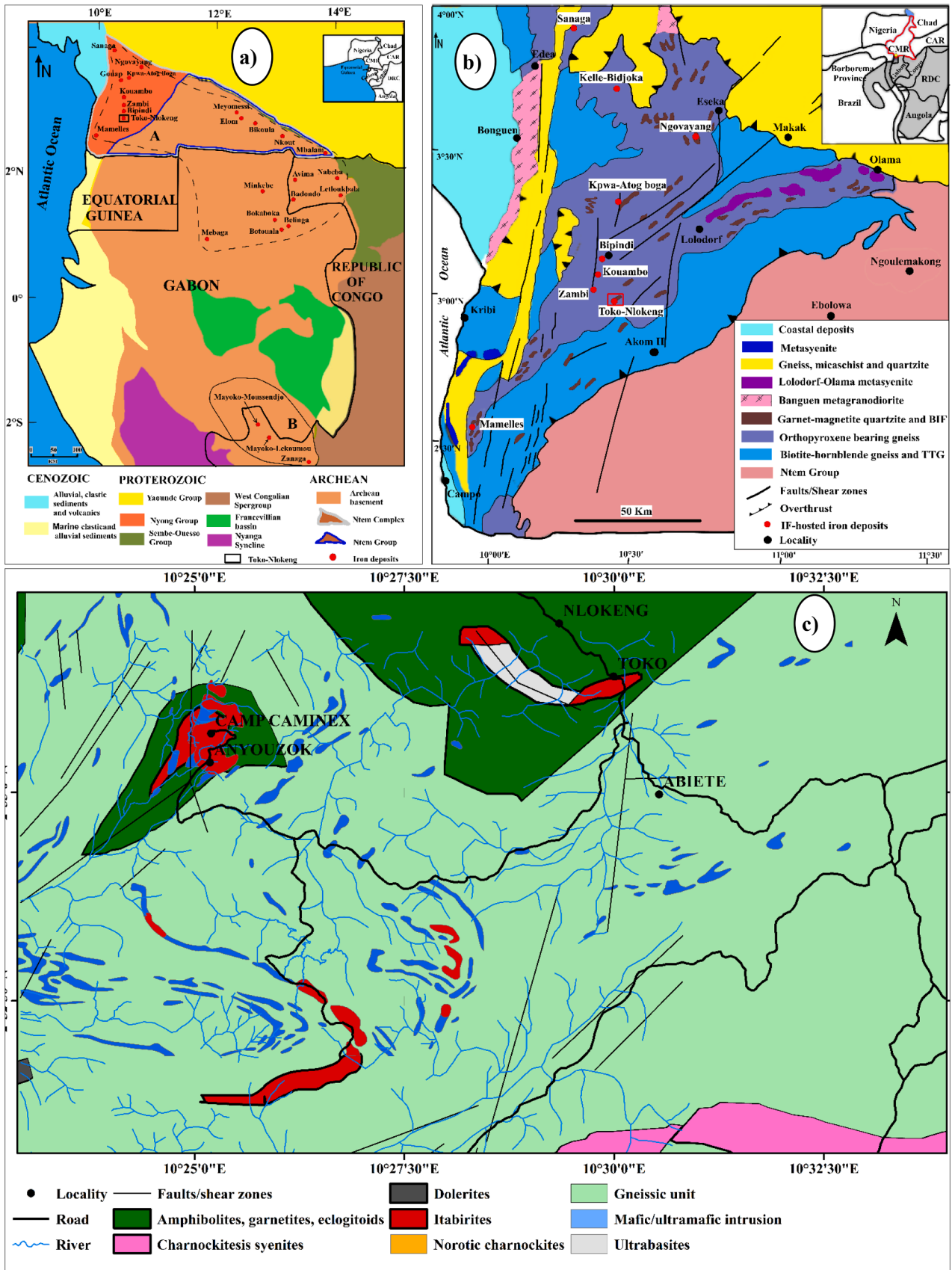


Fig. 1. (a) showing the location of significant IFs-hosted iron deposits within an emerging iron mineralization province (red rectangle in insert) in Central Africa (modified after [23]); (b) Geological map of the SW Cameroon showing the location of the studied area (red square) and major IFs-hosted iron deposits (red circle) (adapted from [29]). Inset illustrating the position of the SW Cameroon (red rectangle) relative to the Congo craton in Africa, (c) Detailed geological map of Toko-Nlokeng iron deposit (modified after [30]).

Naturally, low-grade iron ores dominate most of the IFs in the Nyong Complex ($35\% \leq \text{TFe} < 50\%$). Though many studies have been carried out on IFs in the Ntem Complex, very little is known about IFs-hosted deposits, including the depositional environment before ore enrichment in the Nyong Complex. The main IFs minerals present in the Nyong Complex are hematite and magnetite, with the hematite forming by pseudomorphic replacement of magnetite (e.g. martite). Among these iron deposits, the Toko-Nlokeng iron deposit is renowned for its strong economic potential, which attracts much attention. The original stratigraphic relationships between BIFs and GIFs have been obscured by intense deformation and this led to divergent interpretations of the sedimentation age, stratigraphy, and evolution of the supracrustal IFs. Many researchers attempted to develop genetic models for IFs based on petrological, mineralogical, geochemical, geochronological, and tectonic data. They provide information about the physicochemical conditions during IFs precipitation and tectonic setting [23,25,31,32]. The environment deposit and origin of granule Algoma-type IFs fobbed of BIFs and GIFs are poorly constrained.

In addition, it has long been argued that GIFs are generally absent within Algoma-type deposits [1]. Both BIFs and GIFs facies have been described as coexisting in oriented drill cores from the Toko-Nlonkeng site [33], and Kouambo iron deposit [25] within the Nyong Complex. This unusual fact raises the issue of the depositional environment and evolution of rocks in the Nyong Complex in particular. A comparative study with data from previous studies shows that the IFs of the Nyong Complex mainly consist of oxide-facies, characterized by the rhythmic and rarely irregular alternation of granular or recrystallized quartz-rich and iron-rich layers. Detailed lithostratigraphy, petrographical and geochemical data of drill core, and ore geometry visualization methods paired with state-of-the-art numerical modeling in this study, and previous works have provided exploration geologists with significant new sets of tools to discover concealed ore bodies in established iron deposits, and hopefully new deposits in existing. In this regard, this paper aims to characterize the Toko-Nlokeng IFs by comparing them to others in the Nyong Complex, the Ntem Complex and elsewhere in the world using geochemical data. Furthermore, this study provides an extensive field to reorganize the genesis of the iron sources of the ore forming materials, depositional environment, tectonic setting of GIFs and BIFs, and potential resource estimation of the Toko-Nlokeng iron deposit. In this manner, this study is substantiation towards the improved understanding of the tectonic setting of BIFs and GIFs and iron exploration of the IFs genesis of the Nyong Complex and elsewhere in the world.

2. Geological setting

2.1. Regional geology

The NW Congo Craton (Fig. 1b), mainly consists of Southwest Cameroon and is divided into three main tectonic units separated by regional-scale thrusts bounded [29,34–37]. They are: (1) the Ntem Complex in the southeast, (2) the Paleoproterozoic Nyong Complex to the northwest, and (3) the Neoproterozoic Pan-African mobile belt, represented by the Yaoundé Group in the north. The Archean Ntem Complex is part of the Congo Craton and occurs in the south of Cameroon. The dominant structural fabric in the Ntem Complex was formed during the ca. 2.9 Ga Liberian Orogeny [27,38]. The deposition of the Ntem supracrustal formations is dated between 3.04 and 2.88 Ga [39], and it is dominated by gneiss, Trondhjemite-Tonalite-Granodiorite (TTG) suite, and charnockitic intrusions. Dating of detrital and primary igneous zircons indicates that the Nyong Complex formed during the Paleoproterozoic and was deformed and metamorphosed during the Eburnean Orogeny [40,41]. The Nyong Complex is thrust onto the Ntem Complex as a nappe. The youngest major tectonic unit in Cameroon is the Yaoundé Group [37]. The Toko-Nlokeng IFs occur within the Palaeoproterozoic Nyong Complex (Fig. 1b and c). These IFs are composed of the granular iron formations (GIFs) contrary to that of

Nkout which are the banded iron formations (BIFs) [25,33]. The Nyong Complex dominated by orthogneiss and paragneiss with a wide range of compositions from mafic to felsic, including biotite-amphibole rich gneiss, garnet amphibole-pyroxene, gneiss, and orthopyroxene-garnet gneiss (charnockitic gneiss). Subordinate lithologies in the Nyong Complex include amphibolite, quartzite, and banded iron for several intrusive rocks including diorite, granite, granodiorite, dolerite, and syenite [41]. The IFs display strong deformational features and they are associated with different country rocks, which both have undergone a greenschist to granulite facies metamorphic grade [22–25,27,28,42–44]. The geochronological (U-Pb zircon) and isotopic (Si-, O-, and S-) analyses of the IFs of the Nyong Complex has been studied [23,45,46]. New LA-ICP-MS zircon U-Pb dating from Soh Tamehe et al. [23] data indicate that the banded iron formations were deposited at 2466 Ma and experienced metamorphism and metasomatism at 2078 Ma during the Eburnean/Trans-Amazonian orogeny. The Nyong Complex then underwent a major granulite facies metamorphism event during the Eburnean Orogeny, with peak metamorphism at approximately 2055 Ma [34]. Regional-scale thrusting and folding during the Eburnean Orogeny led to the development of a large nappe structure in the Nyong Complex as it was thrust over the Ntem Complex [41]. Little information has been published on the size, tonnage, and resource estimation of these deposits. The Mbalam iron deposit (230.9 Mt @ 56.5% Fe and an inferred resource of 28.8 Mt @ 56.6% Fe; [47]), Nkout iron deposit (1.8 Bt @ 32.6% Fe in the indicated category, and 0.9 Bt @ 30.3% Fe in the inferred category) and extends approximately 9 km long and 0.8 km wide [22], and Bikoula iron deposit (46 Mt @ 44.2% Fe) with a width of approximately 0.5 km and extends approximately 4.8 km in length [28]. The Sanaga iron deposit located to the north of the Nyong Complex hosts a total inferred resource of 82.9 Mt @ 32.1% Fe [48].

2.2. The Toko-Nlokeng lithology

The discovered Toko-Nlokeng IFs are located in the Nyong Complex (Fig. 1b and c). Previous studies in this area were limited to morphological, geochemical, and mineralogical studies of soil profiles developed on the itabirites [33], lithostratigraphy, and geodynamic setting of IFs and metamorphosed host rocks [32,49] and quantitative chemical analyses of alluvial gold grains [50], and mining exploration by Caminex/IMIC. The local geology shows different rock types interbedded with IFs, leading to better observation and stratigraphic reconstruction of drill holes in the southern and northern parts of Toko-Nlokeng. Based on mineralogy and texture, rock types can be distinguished at the megascopic scale. The GIFs show sub-spherical structures 0.2 to 9 mm in size grained of quartz, magnetite (Fig. 2a), and BIFs (Fig. 2b) interpreted as an IFs commonly weakly to strongly foliated (Fig. 2c and d). Strongly foliated IFs often have a variably developed S-C fabric (Fig. 2d) and locally the IFs also contain mylonitic zones defined by destruction of the S foliation, grain size, and ribboning of both quartz and magnetite. Amphibolitic gneiss (Fig. 2e and f): A melanocratic gneissic unit dominated by amphibole, usually with significant (<25%) garnet content, ordinarily as un-deformed porphyroblasts. Pyroxene, quartz, and plagioclase are typically present as minor amphibole-rich gneiss is the most common barren rock intercepted in drilling at the Toko-Nlokeng. Felsic gneiss (Fig. 2f) leucocratic shows sharp contact with amphibolitic gneiss. It contains quartz-feldspar dominant gneiss defined by > 50% felsic contribution to the metamorphic groundmass. Garnet porphyroblasts are common but typically less abundant than in the amphibolitic gneiss. Banding is often subtle or cryptic and massive intersections are common. This has been interpreted as an orthogneiss derived from a granitic protolith.

Other lithologies are observed only in outcrops very rarely, in drill-cores including amphibolite, fine-grained mafic metavolcanic, and possibly mafic dykes (Fig. 2g and h). Due to their limited outcrop and drillcore exposure, it is unclear at present how these lithologies relate to the IFs and gneissic hangingwall and footwall.

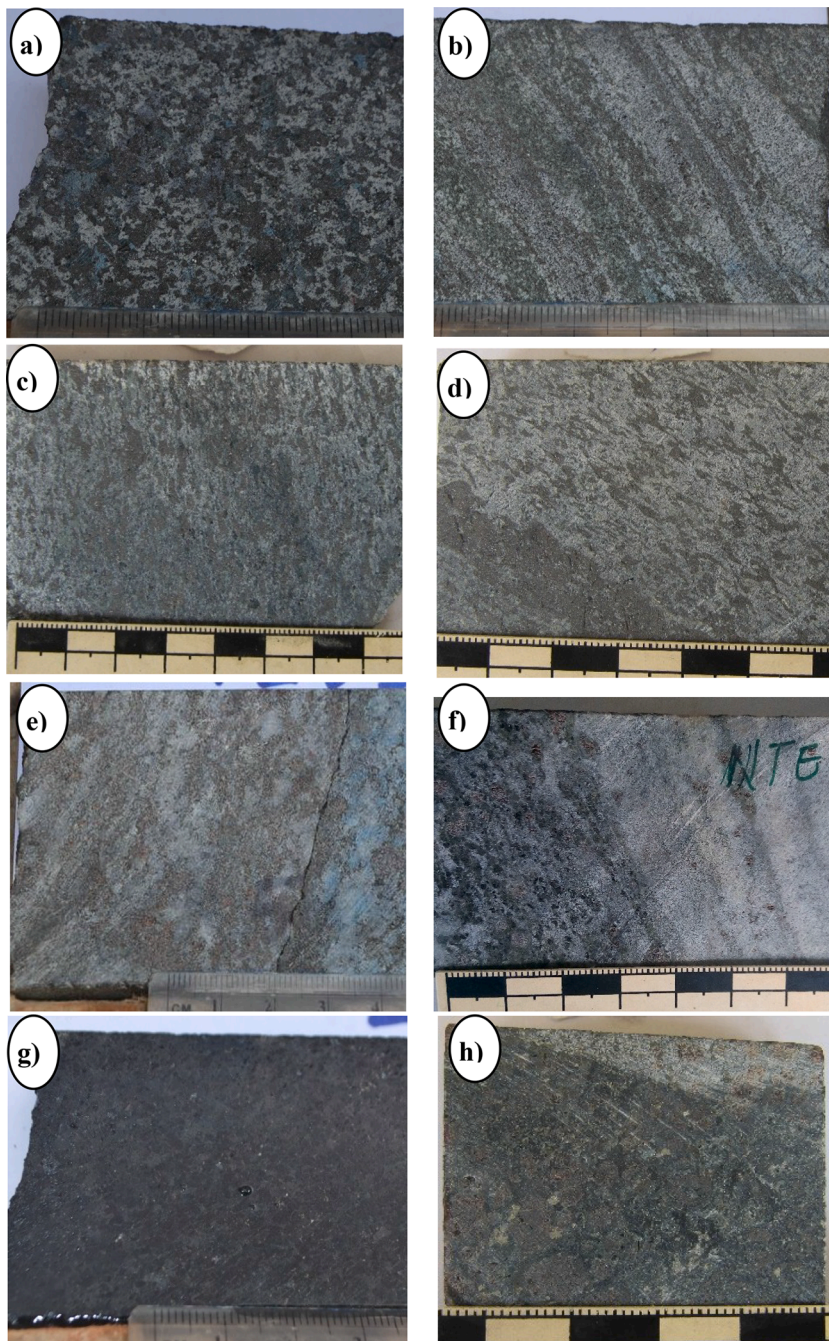


Fig. 2. Textures of Variably iron formation and host rocks associated at Toko-Nlokeng: (a) Unfoliated GIF (114 m); (b) Incipiently Foliated IFs (depth: 145.76 m); (c) Moderate-Strong Foliated itabirite With S-C Fabric, S-Planes Dominant (depth: 255 m); (d) Strongly Foliated to Mylonitic IFs with S-C Fabric, C-Planes Dominant (depth: 227.35 m); (e) garnet amphibolite gneiss; (f) amphibolite gneiss showing sharp contact with Felsic Gneiss, other mafic-ultramafic lithologie: (g) Hornblendite (h) mafic granulite.

3. Sampling and analytical methods

Some drill holes spatially distributed in two prospects of the Toko-Nlokeng iron deposit area were chosen. The drillcores were logged lithologically at their respective depth intervals. This paper focused on the two major IFs lithofacies (35% BIFs and 65% GIFs) distinguished on the structure basis. The drill cores samples were collected from different depths of two drill holes: TNF11_02 and TNF11_01. These drill holes in the southern part of the Toko-Nlokeng are representative in terms of geology. Twelve Samples were selected from a diamond core and were halved using a core cutting machine (quarter thickness of the whole original core). From the sampled quarter, polished thin sections were cut perpendicular to the banding or granular and the remainder of the core was crushed for geochemical analyses. A total of eight (08) samples are all fresh and free from weathering collected for petrographic and

geochemical investigations. The polished section observations were undertaken using transmitted and reflected light microscopy on polished thin sections. The polished section was observed with a Meiji MX petrographic microscope at the Institute of Mineralogy and Petrography, University of Hamburg, Germany. Other samples were analyzed at Lanfang Rock Detection Technologies Ltd, Hebei (China).

The model of iron deposits prospect of the Toko-Nlokeng iron formation was generated in Leapfrog Geo, using the Leapfrog vein modeling tool, initially treating downhole logged itabirite as an explicit control on model geometry. Downhole structural data, the airborne magnetic survey map, and geological structural mapping were all used to guide the model geometry between drill holes, both on and between sections. Empty block models for both prospects TNF08 and TNF11 were generated within the solid wireframes of the geological domains listed in [Tables 1 and 2](#), and the topographic surfaces were used to limit the block

Table 1

Zone codes for the Toko-Nlokeng TNF08 and TNF11 prospect model [51].

TNF08 Prospect of the Toko-Nlokeng iron deposit				TNF11 Prospect of the Toko-Nlokeng iron deposit			
Zone	Description	No. of samples	Volume (m ³)	Zone	Description	No. of samples	Volume (m ³)
101	Fresh itabirite	1117	20 331 000,00	201	Fresh itabirite	187	6 911 900,00
102	Fresh itabirite	29	91 092,00	202	Fresh itabirite	400	15 993 000,00
103	Fresh itabirite	35	1 213 100,00	203	Fresh itabirite	389	9 811 800,00
104	Fresh itabirite	398	6 326 800,00	204	Fresh itabirite	16	333,10
105	Fresh itabirite	18	349,90	205	Fresh itabirite	12	264,70
106	Fresh itabirite	25	271,13	206	Fresh itabirite	3	71,70
151	Colluvium	40	612,74	207	Fresh itabirite	91	3 280 800,00
152	Haematite transition	273	3 920 900,00	208	Fresh itabirite	6	225,70
153	Magnetite transition	288	4 390 400,00	209	Fresh itabirite	3	59,95
198	Weathered waste	276	–	251	Itabirite oxide	211	4 823 450,00
199	Fresh waste	992	–	298	Weathered waste	69	–
–	–	–	–	299	Fresh waste	615	–

Table 2

TNF08 and TNF11 empty block model framework [51].

Empty block model framework at TNF08					Empty block model framework at TNF11						
Origin	Number of blocks		Block size (m)		Origin	Number of blocks		Block size (m)			
X	656,450	X	103	X	25	X	659,395	X	470	X	5
Y	322,450	Y	72	Y	35	Y	315,900	Y	115	Y	25
Z	0	Z	146	Z	5	Z	250	Z	60	Z	10

model extents. In addition, barren block models generated the topography and outside all of the mineralization domains.

Eight (08) Whole-rock analyses were presented in Tables 3, 4, and 5. It is done by Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (ICP-MS) using the pulp at Bureau Veritas Commodities Canada Ltd. The samples were pulverized to obtain a homogeneous sample out of which 50–60 g was obtained for the analyses. 0.2 g of rock powder was fused with 1.5 g LiBO₂ and then dissolved in 100 ml 5% HNO₃. Analytical uncertainties vary from 0.1 to 0.04% for major elements; and 0.1 to 0.5% for trace elements. Loss on ignition (LOI) was determined by weight difference after ignition at 1000 °C. Various standards were used and data quality assurance was verified by running these standards between samples as unknowns. The detection limits are 0.01 to 0.04% for major elements and 0.01 to 20 ppm for trace and rare earth elements.

Table 3

Major (wt.%) element compositions and elemental ratios of the Toko-Nlokeng iron formation.

	d.l.	Granular Iron Formations						Banded Iron Formations							
		Carbonate- amphibolite-rich GIFs						Chlorite-rich		Chlorite and amphibolite			Amphibolite-rich BIFs		
		TE4A	TE4B	TE4C	Min	Max.	Average	TE05	TE6A	TE6B	TE07	TE09	Min	Max.	Average
SiO ₂	0.01	39.38	37.77	40.64	37.77	40.64	39.26	46.79	45.18	44.96	51.94	50.88	44.96	51.94	47.95
Al ₂ O ₃	0.01	0.41	0.30	0.26	0.26	0.41	0.32	1.12	0.51	0.44	1.36	0.36	0.36	1.36	0.75
Fe ₂ O ₃	0.04	58.39	60.38	57.76	57.76	60.38	58.84	47.49	52.86	53.37	41.18	46.91	41.18	53.37	48.36
MgO	0.01	2.01	2.00	1.72	1.72	2.01	1.91	3.19	1.47	1.41	2.91	1.64	1.41	3.19	2.12
MnO	0.01	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.08	0.03	0.03	0.09	0.05	0.03	0.09	0.05
CaO	0.01	1.06	1.01	0.82	0.82	1.06	0.96	1.51	1.06	1.05	2.27	1.09	1.05	2.27	1.39
Na ₂ O	0.01	0.22	0.21	0.16	0.16	0.22	0.20	0.06	0.21	0.18	0.42	0.02	0.02	0.42	0.17
K ₂ O	0.01	0.18	0.17	0.14	0.14	0.18	0.16	0.71	0.15	0.13	0.5	< dl	0.002	0.71	0.37
Cr ₂ O ₃	0.002	< dl	< dl	0.002	0.002	0.002	0.002	0.004	< dl	0.002	0.003	< dl	0.002	0.003	0.003
TiO ₂	0.01	< dl	< dl	0.10	0.10	0.10	0.10	0.04	0.01	0.01	0.08	0.23	0.01	0.23	0.07
P ₂ O ₅	0.01	0.11	0.10	0.08	0.08	0.11	0.10	0.16	0.10	0.10	0.14	0.17	0.10	0.17	0.13
LOI	–5.1	–1.80	–2.00	–1.70	–2.00	–1.70	–1.83	–1.20	–1.60	–1.70	–1.00	–1.40	–1.70	–1.00	–1.38
Total	–	99.97	99.96	99.97	99.96	99.97	99.97	99.94	99.98	99.98	99.94	99.98	99.94	99.98	99.96
Fe	–	40.873	42.26	40.432	40.432	42.26	41.19	33.243	37.002	37.35	28.82	32.837	28.82	37.35	33.85

d.l.: detection limits.

4. Results and interpretations

4.1. Petrography

4.1.1. BIFs

The IFs of the Toko-Nlokeng deposit were intercepted and sampling of drill holes TNF11_01 to different depths (Fig. 3a, b, and c). In the hand specimen, the BIF consists of subhedral fine to medium-grained quartz and magnetite alternating iron and silica-rich layers ranging from 5 to 7 mm in width (Fig. 3d and g). The BIF is commonly straight and discontinuous, but it is not well defined. The Mag-rich bands are composed of magnetite, pyroxene, and minor amphibole, whereas the Qtz-rich bands are mainly made up of quartz. The rock is highly magnetic with magnetic susceptibility measured using Magnus SM 30 revealing values > 1000. BIFs present a granoblastic heterogranular microstructure (Fig. 3d, e, and f). The main minerals contain quartz (30–40 vol.%), magnetite (30–50 vol.%), pyroxene (20–30 vol.%), and amphibolite (20–10 vol%), with plagioclase, biotite, hematite, chlorite, calcite, and sulfides occur as minor minerals (Fig. 3i, j, and k). Contacts between the laminae are usually gradual. Quartz is presented with

Table 4
Trace element compositions (ppm) of the Toko-Nlokeng Iron Formations.

	Granular Iron Formations								Banded Iron Formations						
	dl	Carbonate and amphibolite-rich							Chlorite-rich		Chlorite and amphibolite-rich		Amphibolite-rich BIFs		
		TEA	TE4B	TE4C	Min	Max.	Average	TE05	TE6A	TE6B	TE07	TE09	Min	Max.	Average
Ba	1.0	15.00	11.00	16.00	11.00	16.00	14.00	179.00	100.00	97.00	139.00	23.00	23.00	179.00	108.00
Co	0.2	1.10	0.90	0.70	0.70	0.70	1.10	3.20	1.10	1.30	10.4	3.00	1.10	10.40	3.80
Cs	0.1	0.40	0.30	0.20	0.20	0.40	0.30	2.60	< dl	< dl	0.60	< dl	< dl	2.60	1.60
Ga	0.5	< dl	< dl	< dl	< dl	< dl	< dl	< dl	0.70	0.80	5.20	< dl	0.50	5.20	2.23
Rb	0.1	10.40	9.70	8.70	8.70	9.60	10.40	35.40	5.90	5.20	23.50	< dl	0.10	35.40	17.5
Sr	0.5	16.00	14.50	12.4	12.4	16.00	14.30	32.50	20.50	22.70	17.40	23.40	17.40	32.50	23.30
U	0.1	< dl	0.2	< dl	0.1	0.2	0.13	< dl	< dl	< dl	< dl	< dl	< dl	< dl	–
Th	0.2	< dl	< dl	< dl	< dl	< dl	< dl	0.5	< dl	< dl	< dl	< dl	< dl	0.50	0.50
Hf	0.1	< dl	< dl	< dl	< dl	< dl	< dl	0.2	< dl	< dl	< dl	< dl	< dl	0.30	0.25
Zr	0.1	2.30	1.80	1.60	1.60	2.30	1.90	6.20	2.00	2.20	11.10	1.40	1.40	11.10	4.58
Y	0.1	7.00	6.40	5.40	5.40	7.00	6.26	7.10	4.90	5.80	10.90	8.50	4.90	10.90	7.44
W	0.5	< dl	< dl	< dl	< dl	< dl	< dl	< dl	< dl	< dl	< dl	< dl	< dl	< dl	–

dl: detection limits.

Table 5
Rare earth elements (ppm) of the Toko-Nlokeng Iron Formations.

	Granular Iron Formations								Banded Iron Formations						
	dl	Carbonate-amphibolite-rich GIFs							Chlorite-rich		Chlorite and amphibolite			Amphibolite-rich BIFs	
		TE4A	TE4B	TE4C	Min	Max.	Average	TE05	TE6A	TE6B	TE07	TE09	Min	Max.	Average
La	3.40	2.70	2.80	2.70	2.70	2.80	2.73	4.40	3.10	3.30	7.10	3.70	3.10	7.10	4.32
Ce	5.70	5.00	4.80	4.80	4.80	5.00	4.87	8.40	5.00	5.50	12.90	6.40	5.00	12.90	7.64
Pr	0.63	0.58	0.52	0.52	0.52	0.58	0.54	0.90	0.56	0.62	1.44	0.81	0.56	1.44	0.87
Nd	2.50	2.60	2.40	2.40	2.40	2.60	2.47	4.00	2.30	2.60	6.10	3.30	2.30	6.10	3.66
Sm	0.57	0.53	0.42	0.42	0.42	0.53	0.46	0.83	0.45	0.41	1.18	0.71	0.41	1.18	0.72
Eu	0.39	0.36	0.32	0.32	0.32	0.36	0.33	0.53	0.34	0.33	0.66	0.56	0.33	0.66	0.48
Gd	0.76	0.78	0.67	0.67	0.67	0.78	0.71	1.06	0.65	0.72	1.63	1.19	0.65	1.63	1.05
Tb	0.13	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.16	0.10	0.10	0.26	0.18	0.10	0.26	0.16
Dy	0.79	0.75	0.66	0.66	0.66	0.75	0.69	1.05	0.71	0.73	1.70	1.26	0.71	1.70	1.09
Y	7.00	6.40	5.40	5.40	5.40	6.40	5.73	7.10	4.90	5.80	10.90	8.50	4.90	10.90	7.44
Ho	0.19	0.17	0.14	0.14	0.14	0.17	0.15	0.24	0.15	0.15	0.38	0.29	0.15	0.38	0.24
Er	0.64	0.56	0.47	0.47	0.47	0.56	0.50	0.72	0.41	0.55	1.07	0.81	0.41	1.07	0.71
Tm	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.00	0.09	0.05	0.06	0.15	0.12	0.05	0.15	0.09
Yb	0.50	0.55	0.39	0.39	0.39	0.55	0.43	0.65	0.37	0.38	1.00	0.70	0.37	1.00	0.62
Lu	0.08	0.09	0.07	0.07	0.07	0.09	0.08	0.12	0.06	0.06	0.16	0.10	0.06	0.16	0.10
ΣLREE	–	12.55	11.93	11.93	11.93	12.55	12.14	20.12	12.40	13.48	31.01	16.67	12.40	31.01	18.74
ΣHREE	–	8.69	7.30	3.16	3.16	8.69	6.38	10.13	6.75	7.83	15.62	11.96	6.75	15.62	10.46
LREE/HREE	–	1.44	1.63	1.44	1.44	1.63	1.51	30.25	19.15	21.31	46.63	28.63	19.15	46.63	29.19
ΣREE	–	21.24	19.23	16.35	16.35	21.24	18.94	37.35	24.05	27.11	57.53	37.13	24.05	57.53	36.63
ΣREE-Y	–	27.64	24.63	23.35	23.35	27.64	25.21	21.52	14.85	17.58	33.03	25.76	14.85	33.03	22.55
Y/P ₂ O ₅	–	19.39	16.36	16.36	16.36	19.39	17.37	29.58	32.67	38.67	28.68	29.31	28.68	38.67	31.78
Y/Ho	–	37.65	38.57	36.84	36.84	38.57	37.69	0.51	0.48	0.43	0.47	0.40	0.40	0.51	0.46
(Sm/Yb) _{SN}	–	0.38	0.43	0.38	0.38	0.43	0.40	3.28	3.88	4.14	2.87	4.05	2.87	4.14	3.65
(Eu/Sm) _{SN}	–	3.49	3.92	3.49	3.49	3.92	3.63	0.14	0.13	0.12	0.13	0.11	0.11	0.14	0.12
(Sm/Yb) _{CN}	–	0.10	0.12	0.10	0.10	0.12	0.11	0.35	0.38	0.41	0.36	0.29	0.29	0.41	0.36
(Pr/Yb) _{SN}	–	0.26	0.33	0.26	0.26	0.33	0.29	0.85	0.93	0.91	0.89	0.88	0.85	0.93	0.89
(Tb/Yb) _{SN}	–	0.63	0.81	0.63	0.63	0.88	0.71	2.29	2.45	2.32	1.91	2.35	1.91	2.45	2.27
(Eu/Eu*) _{SN}	–	2.22	2.35	2.22	2.22	2.35	2.26	0.97	0.87	0.88	0.93	0.85	0.85	0.97	0.90
(Ce/Ce*) _{SN}	–	0.92	0.91	0.89	0.89	0.92	0.91	0.88	0.93	1.09	0.84	0.87	0.84	1.09	0.92
(Y/Y*) _{SN}	–	1.11	1.10	1.10	1.10	1.11	1.10	0.39	0.48	0.50	0.41	0.30	0.30	0.50	0.42
(La/Yb) _{SN}	–	0.28	0.41	0.28	0.28	0.41	0.33	0.11	0.12	0.12	0.12	0.11	0.11	0.12	0.11
(Tb/Yb) _{CN}	–	0.08	0.11	0.08	0.08	0.11	0.09	1.82	2.06	2.13	1.53	2.07	1.53	2.13	1.92
(Eu/Eu*) _{CN}	–	1.95	2.04	1.85	1.85	2.04	1.95	0.46	0.57	0.59	0.48	0.36	0.36	0.59	0.49

Note. Post-Archean Australian Shale (PAAS, [52]). The REE-Y ratios are calculated as follow: $(Ce/Ce^*)_{PAAS} = Ce_{PAAS}/(2Pr_{PAAS} - Nd_{PAAS})$ [53], $(Eu/Eu^*)_{PAAS} = Eu_{PAAS}/(0.67Sm_{PAAS} + 0.33Tb_{PAAS})$ [54], $(La/La^*)_{PAAS} = La_{PAAS}/(3Pr_{PAAS} - 2Nd_{PAAS})$, $(Pr/Pr^*)_{PAAS} = 2Pr_{PAAS}/(Ce_{PAAS} + Nd_{PAAS})$, $(Y/Y^*)_{PAAS} = 2Y_{PAAS}/(Dy_{PAAS} + Ho_{PAAS})$.

polycrystalline ribbons form forming the clear bands associated with iron oxides. The grains tend to be large up to 2.5 mm and are subhedral to anhedral. The quartz grains show undulatory extinction, slightly elongated grains with moderately preferred orientation (Fig. 3g). Within the magnetite and clinopyroxene-rich bands, it is often found as inclusions in grains of pyroxene and magnetite (Fig. 3e and k). Many quartz grains exhibit an equigranular lobate texture. All these deformational features are suggestive of dynamic recrystallization. Magnetite is the representative Fe-bearing mineral of the Toko-Nlokeng IFs

(Fig. 3h). The limits of magnetite grains with other minerals are clear and the association between magnetite + quartz + chlorite + clinopyroxene is frequent (Fig. 3f and l). The biotite crystals meet the edge of certain magnetite crystals (Fig. 3i). This represented the metamorphism of low degree which has affected these IFs. Amphibole mostly occurs as fine subhedral to euhedral crystals (0.1–0.5 mm), and intergrowths with quartz. Pyrite is presented in the form of interstitial subhedral crystals with euhedral between magnetite and quartz. It presents slightly right contacts at curves with these the last two minerals. The pyrite grains are

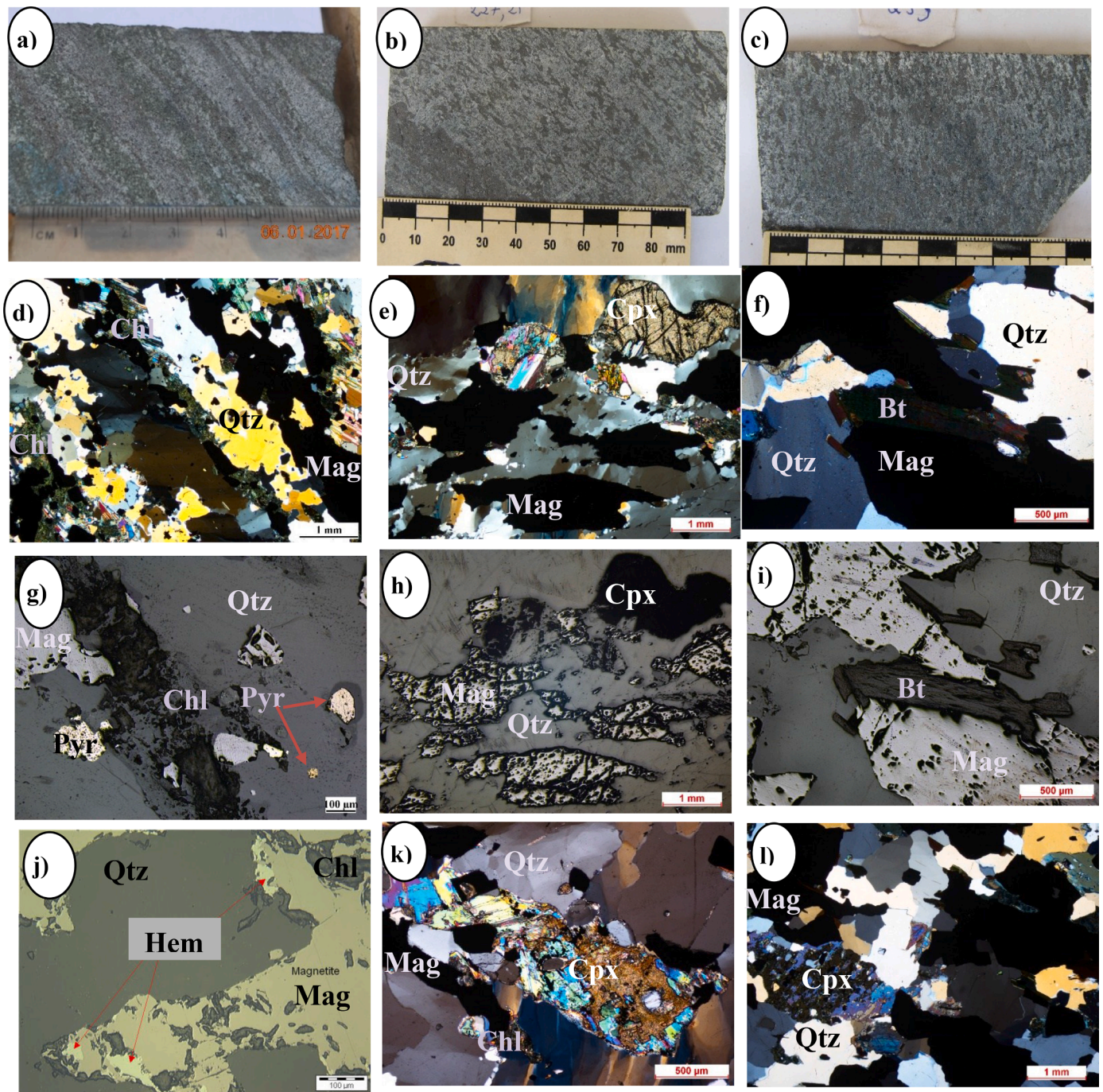


Fig. 3. Drill core samples and photomicrographs of the IFs from drill holes TNDF11_01 of the Toko-Nlokeng iron deposit: (a, b, c) hand specimen showing alternating oxide-rich and silica-rich bands; (d, e, f) the granoblastic texture shows a crystallographic preferred orientation of magnetite megacrysts and amphibole grains (transmitted light, PPL) of Toko-Nlokeng iron formation; (g, h, i) reflected light micrograph showing anhedral magnetite and subordinate amphibole, biotite, and chlorite; (j) backscattered images showed magnetite coexisting with Hematite in the oxide-rich layer; (k, l) chlorite crystals are included within the pyroxenes. Mineral abbreviations after Kretz [55]: Amp, amphibole; Bt, biotite; Cal, calcite; Chl, chlorite; Cpx, clinopyroxene, Hem, hematite, Mag, magnetite, Grt, garnet; Pyr, pyrite; Qtz, quartz.

of irregular form and their size can reach 0.2 mm in diameter (Fig. 3g and j).

Analysis of the BIFs samples reveals that the Toko-Nlokeng magnetite deposit has been subject to some considerable deformation. This is shown by the presence of a well-defined foliation through some samples (Fig. 3a, i, and j) and notable deformation features within the quartz grains (Fig. 3j and k). In addition to the deformation, features hydrothermal alteration of the ferri-winchite to clinocllore and magnetite to hematite were observed.

4.1.2. GIFs

The GIFs are described as a massive gray chert rock that contains abundant black round and oval-shaped magnetite-coated granules (Fig. 4a, d, and e) of (> 2 mm) average grains size. The coated grains are irregular in outline and do not have a concentric internal texture (Fig. 4a, c, and d), and are composed mainly of microcrystalline quartz (chert) that in turn is overgrown by rather poorly defined zones of calcite intergrown with microcrystalline quartz, iron oxide (magnetite and hematite), clinopyroxene, pyrite, amphibole, and chlorite. The GIFs

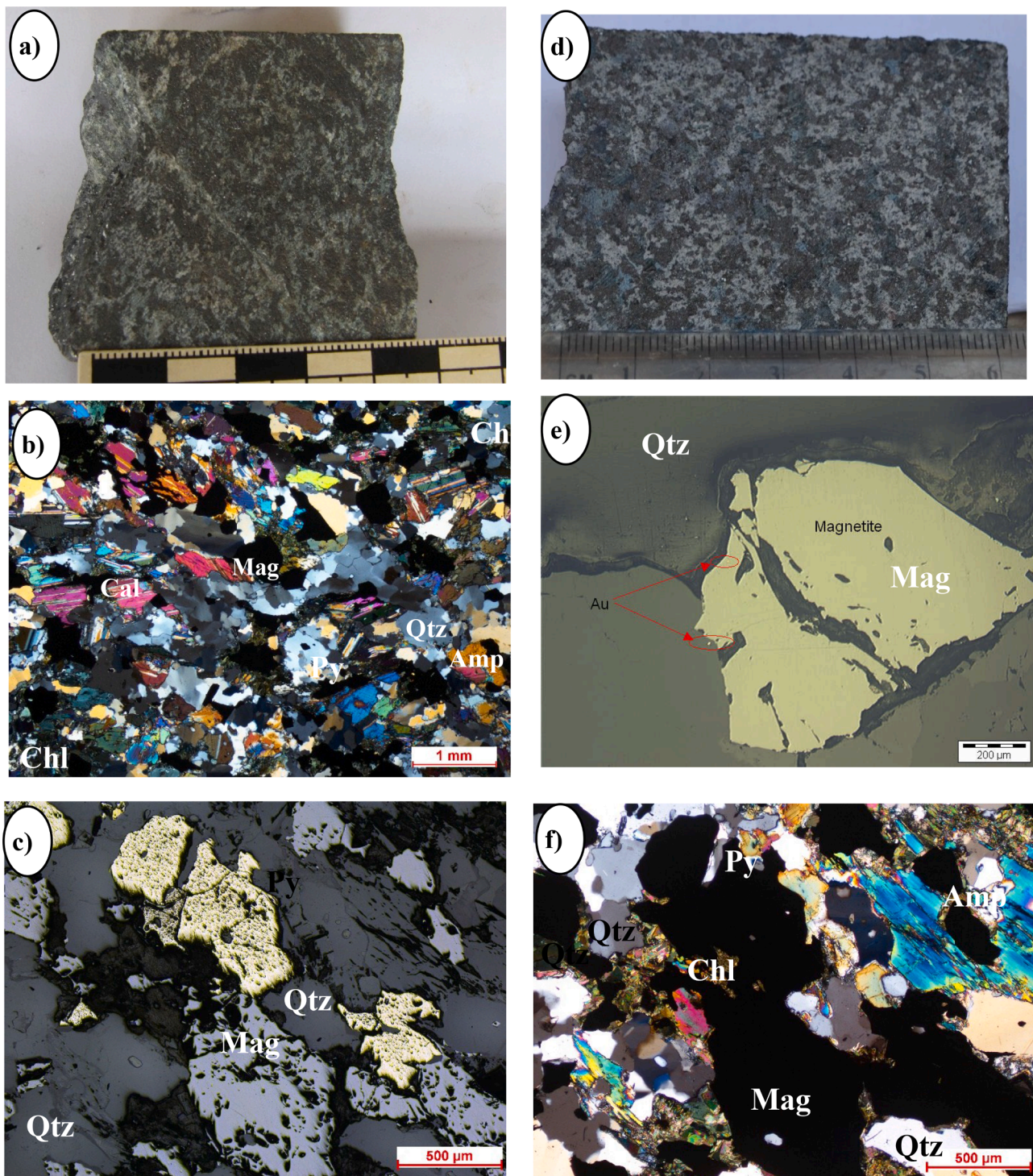


Fig. 4. Magnetite and rimmed granules in the Toko-Nlokeng GIFs, and reflected light micrograph showing anhedral magnetite with hematite replacement and subordinate amphibole and quartz: (a) Toko-Nlokeng carbonate-amphibole GIFs core sample collected at 197.20 m depth from TNF11_01 drill hole; (b) and (c) Heterogranular granoblastic microstructures and mineralogical composition of GIFs with pyrite inclusions in quartz and magnetite; (d) and (e) Pyrite inclusions in magnetite and mineral association: Mag + Qtz + Amp + Cal+ Py; (e) image showing granules of magnetite variable sizes associated with fine grains of gold e). (f) Mineral destabilization of amphibole to chlorite and inclusion of magnetite grains in amphibole.

(TE06 and TIF03 samples) were sampled at 196.50 and 197.20 m depth respectively in drill hole TNF11_01. Overall, two types of GIFs were identified, mylonite GIFs and amphibole carbonate-rich GIFs (Fig. 4a, and d). These coatings have variable thicknesses (<10–100 μm); (Fig. 4a, and c). Where well developed, the magnetite \pm calcite coatings display internal, irregular to very fine wrinkly laminations (Fig. 4f). Fragments of the coatings are also visible in the chert matrix between

the granules (Fig. 4a). GIFs are strongly magnetic; their magnetic susceptibility is higher than 1000 SI. The GIFs show a heterogranular and mylonitic granoblastic microstructure. The oval shape and bedding-parallel orientation of many of the grains suggest they were affected by compaction, although it could also be due to a sorting effect.

The granules define graded beds that are 4–5 cm thick, with the number and size of the coated grains decreasing from the bottom to the

top of the individual beds (Fig. 4b and c). Granules are enclosed in microcrystalline quartz (chert) cement or matrix. Quartz occurs in the form of xenomorphic, millimeter-sized ribbons and also appears as an inclusion in the magnetite (Fig. 4c). Calcite grows on fractures and is associated with quartz, magnetite, gold, and pyrite (Fig. 4c and f). The magnetite is commonly anhedral with common hematite patches (Fig. 4f). Small grains of amphibole and feldspar may be present in the interstices between magnetite grains (Fig. 4f). Pyrite occurs as subhedral grains to euhedral grains interspersed between magnetite, amphibole, and quartz. It has slightly straight to curved contacts with the latter minerals (Fig. 4f). Chlorite (<1%) occurs as fine crystals. These crystals are millimeter-sized and result from the destabilization of amphibole and are frequently associated with quartz, magnetite, and calcite. Fine grains of gold were observed at the edge of the magnetite granules in Fig. 4e. The two samples were taken from varying depths and consisted of disseminated magnetite (partially altered to hematite) within a matrix of silicate gangue minerals. The alteration of magnetite to hematite appears to be consistent across all IFs samples, with roughly 10–20% of the Fe-oxide material present as hematite. We suggest that the granules origin derived from reworked Fe-rich sediments in high-energy, wave-agitated, shallow-marine environments in the Nyong Complex.

4.2. Lithostratigraphy descriptions

Detailed logging of seven (07) representative drill holes (Fig. 5a, b, and c) allowed us to identify all the lithological units and mappable units of the entire deposit. The units are (i) a metamorphosed BIF and GIF or an iron-rich unit and (ii) a host rock unit.

4.2.1. TNF08 in the Northern prospect

This subdivision (Fig. 5a and b) is based on the results of four representative drill holes (TNDF08_01, TNDF08_03, TNDF08_04, and TNDF08_02). The depths of the specific drill holes are 108.62 m, 80.14 m, 70.80 m, and 53.50 m for TNDF08_01, TNDF08_03, TNDF08_04, and TNDF08_02 respectively. From bottom to top, the stratigraphic sequence consists of laterite, felsic gneiss, amphibolite-gneiss, GIFs, BIFs unfoliated mafic granulite, and hornblendites. The BIFs were intercepted at 5.16 m depth below the surface with various thicknesses between 9.30–53.10 m. The greatest thickness is ~ 50 m at the TNF08 prospect. The GIFs lithology lies at close wall contact with the gneiss and is coarse to medium-grained, with less or limited lateral extension. The upper wall gneiss was intercepted just below the laterite surface (at varying depths from 1.60 to 52 m) while the lower wall contacts were intercepted at 15.47 and 95.90 m respectively at different holes (TNDF08_01 and TNDF08_04). In general, amphibolite-gneiss forms the footwall at the IFs, while felsic gneiss is the dominant lithology in the hanging wall. Minor intercalations (1.20 to 6.42 m) were intercepted at different depths, 51 and 40.03 m. Total thicknesses of felsic gneiss along with the section range from 1.20 to 7.38 m (TNDF08_04, TNDF08_02), the greatest thickness is ~7 m. The metavolcanite unit consists of garnet and biotite rich gneisses, pyroxenites, amphibole rich gneisses, hornblendites, and mafic granulites. Thickness of these host rocks ranging from 0.92 to 61.37 m were intercepted at 51 and 23.90 m. Total thicknesses of amphibolite-gneiss along with the section range from 11.20 to 82.92 m (TNDF08_02, TNDF08_01), the greatest thickness is ~80 m. Broadly, amphibolite-gneiss forms the footwall to the IFs mineralization, whilst felsic gneiss is the dominant lithology in the hanging wall. Gneiss also occurs within the IFs layers as internal barren, with contacts parallel to the IFs foliation. This suggests that whilst some of this internal gneiss may represent metamorphosed and transposed dykes, the majority of the internal barren is likely to represent primary lithological layering or fault-bounded slivers of footwall hanging wall that were emplaced during an early thrusting event. Naturally, the true thickness of the main IFs horizon at TNF08 is in the order of 35–70 m, although apparent thickness in the fold hinge zones can be up to 140 m. Less commonly, additional IFs horizons (<15) m thick also occur in the

footwall and hangingwall gneiss.

4.2.2. TNF11 in the southern prospect

Two (02) representative drill holes (TNDF11_02 and TNDF11_01) were identified for the description of each lithological level according to the different depths and total depths at 410.65 and 356.85 m (Fig. 5a and c). In contrast to TNF08, the first IFs intercept is located at a depth of 72 m. The total thicknesses along both sections vary between 104.71–171.22 m (TNDF11_02, and TNDF11_01), the greatest thickness being ~ 170 m. It is also composed of two lithological units including IFs and BIFs. This unit is in contact with the garnet and biotite gneiss wall and is in gradual contact with the biotite gneiss at the bottom of the IFs. The garnet amphibole-rich IFs and the amphibole-rich banded iron are in contact with the lower wall of the gneissic features. They show a foliation similar to that of the garnet-biotite BIFs. The garnet-biotite overlies these units with clear contact.

Locally, the upper wall gneiss was intercepted just below the laterite surface (at varying depths from 72.00 to 214.90 m) while the lower wall contacts were intercepted at 323.62 and 394.20 m respectively at different holes (TNDF11_01, TNDF11_02). The overall gneissic formation consists of two lithological units. These units include the felsic gneiss and the amphibolite-gneiss or mafic gneiss. Generally, the amphibolite-gneiss forms the footwall to the IFs unit, while the felsic gneiss is the dominant lithology in the hanging wall. Minor thicknesses (6.70 to 118.17 m) were intercepted at 118.17 and 182.90 m depth. Total thicknesses of felsic gneiss range from 30.96 to 118.17 m (TNDF11_01, TNDF11_02), the greatest thickness is ~118 m. Intercalations ranging from 0.92 to 61.37 m were intercepted at different depths, 51 m, and 23.90 m. Total thicknesses of mafic gneiss range from 1 to 109.88 m (TNDF11_01, TNDF11_02), with the greatest thickness being ~110 m. The stratigraphic sequence at the TNF11 prospect is defined by two or three relatively continuous close-spaced iron formation layers, with minor discontinuous internal barren and occasionally detached itabirite bodies. The folded IFs units are separated by a continuous central mafic gneiss unit and bounded on both the hangingwall and footwall sides' granulite-facies gneiss of variable composition. The IFs package increases in thickness towards the south, ranging in total thickness anywhere from 10 m in the north to 180 m in the most southerly delineated area. Depending on the position along the strike, between 20 and 60% of the IFs package is internal barren. The gneissic units observed at TNF11 are texturally and compositionally comparable to those documented at TNF08 (Figs. 6a, and 7a).

4.3. Deposit modeling

4.3.1. TNF08 fresh iron deformation

The TNF08 prospect deposit has been subject to a complex deformation history, which is reflected in the structural complexity of the geometry of the sub-surface IFs. For this reason, modeling of the Toko-Nlokeng IFs ore deposit domains for grade estimation was strongly influenced by the structural interpretation outlined in Dishaw [51] and Soh Tamehe et al. [23]. This interpretation was initially developed, based on structural mapping and drillcore evaluation, and has been repeatedly updated as new data becomes available. The model vertices are snapped to drill hole intersections, and a total of six individual IFs bodies have been modeled (Fig. 6a, b, and c; Tables 1 and 2). This includes two major domains and four minor detached slivers of IFs ore in the footwall of the major IFs ore domains. It is considered likely that at one time the two major TNF08 prospect iron ore bodies (101 in the south and 104 in the north) formed part of a single continuous layer (Fig. 6a), which has since been detached as a result of shearing and also recent surface weathering.

4.3.2. TNF08 oxide material

The weathering profile observed at Toko-Nlokeng iron deposits at TNF08 (Fig. 6b) is transitional, from altered and enriched material near-

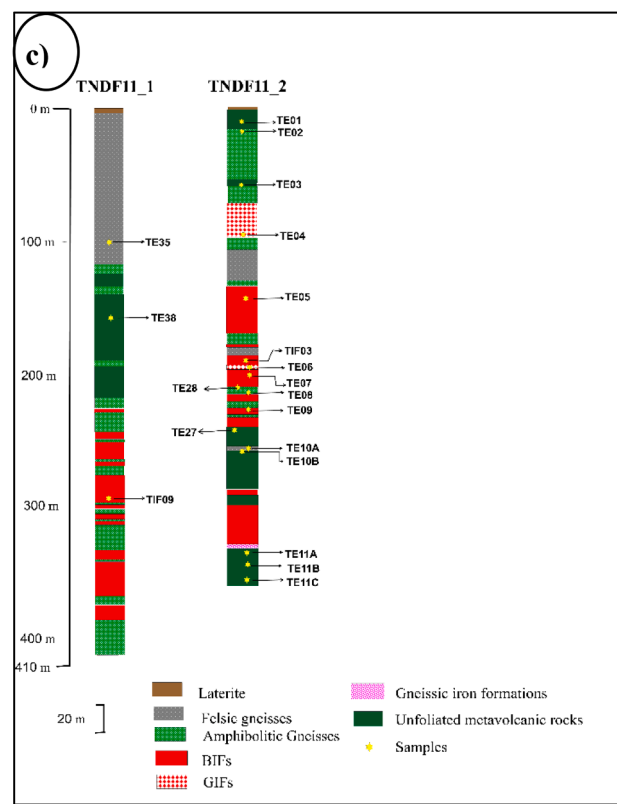
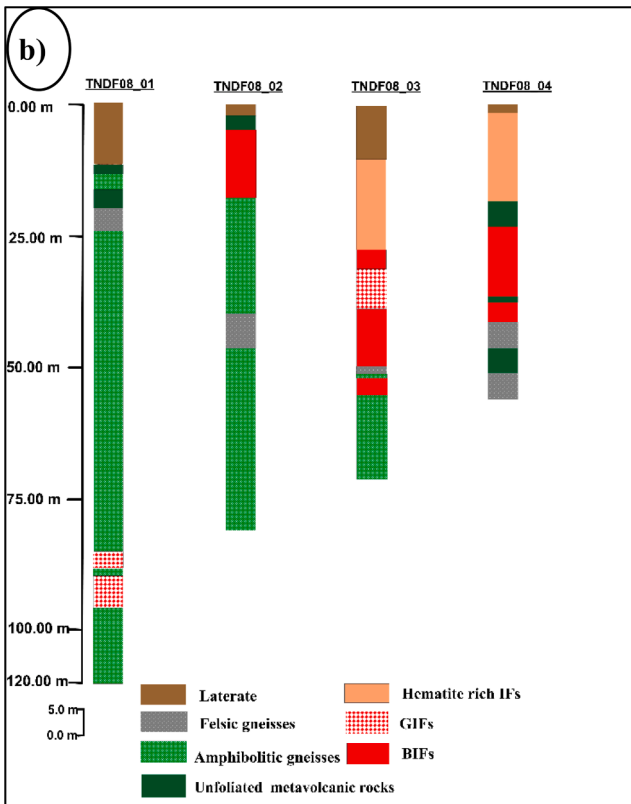
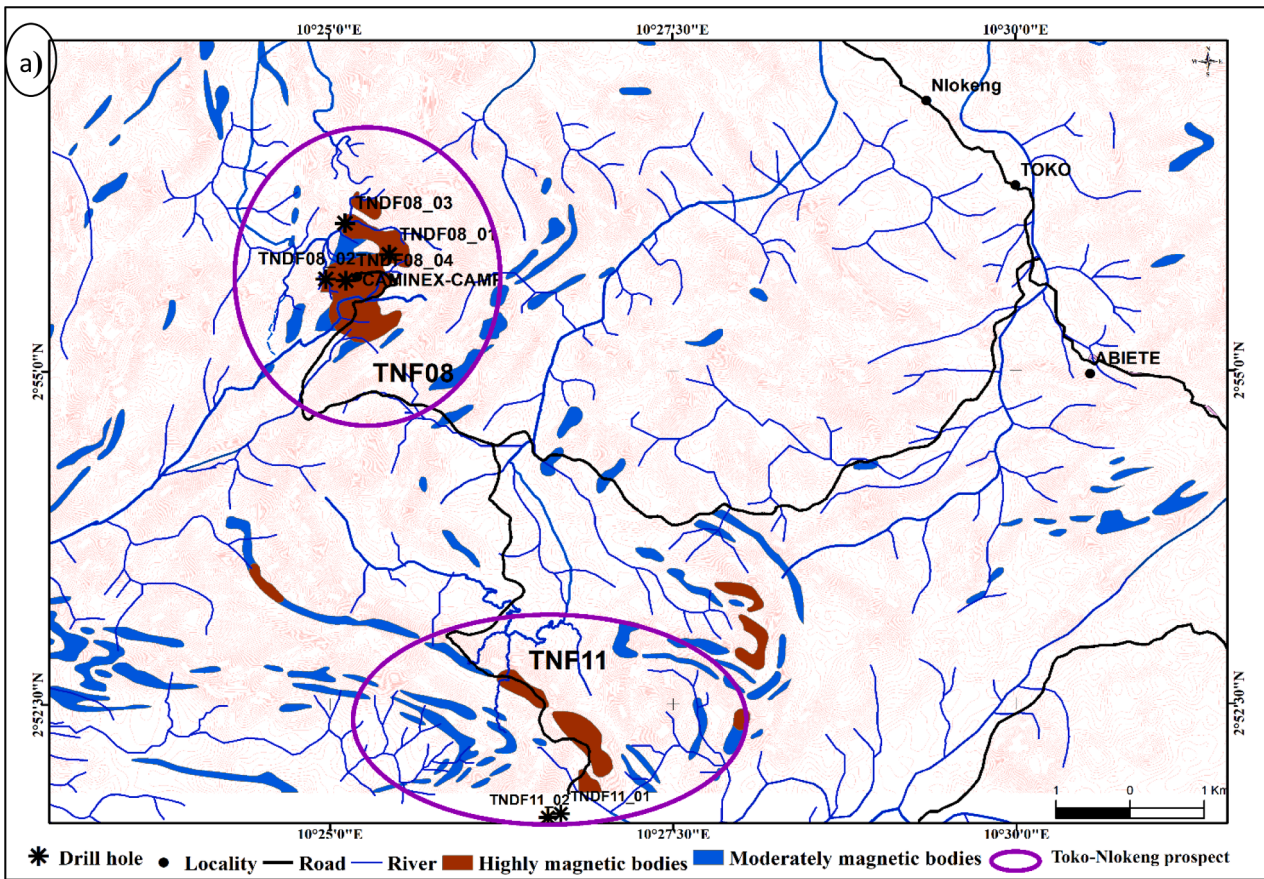


Fig. 5. (a) Prospect map showing Drill-hole stratigraphic columns at the Toko-Nlokeng IFs deposit; (c) Stratigraphic logs at Fe08 and (d) stratigraphic columns at TNF11.

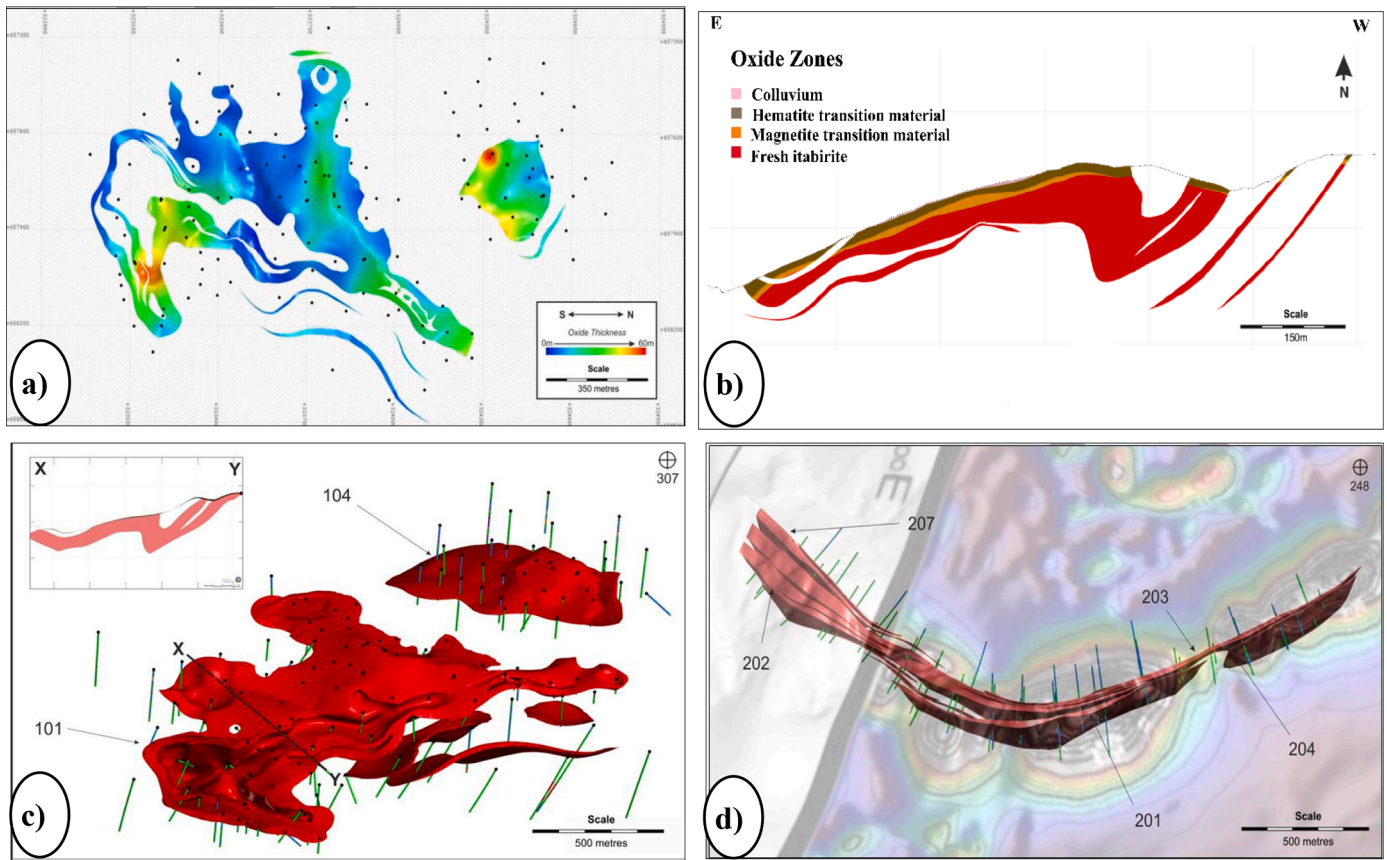


Fig. 6. Deposit Modelling (a) The TNF08 IFs model shown relative to the diamond drill holes and annotated by some of the key IFs domain codes; (b) West-facing plan view of the Fe08 oxide material within the IFs unicolor coded by thickness. The gray surface represents weathered barren; (c): E-W cross-section through the TNF08 IFs model, highlighting the oxide domains defined of the material characterization on logging; (d) Oblique view (52° towards 248°) of the TNF11 IFs model, with key zone labeled, shown relative to the diamond drill holes and the airborne magnetic survey at Toko-Nlokeng iron deposit [51].

surface and gradational down to the primary unaltered IFs at depth. This profile is relatively shallow and immature compared to other iron ore deposit projects in the region and is mostly dominated by fresh-oxide transition material, with variable replacement of magnetite by hematite and less commonly goethite. To better define the internal mineralogical and physical variation within the oxide package, mineral characterization was completed of the oxide material in all TNF08 prospect holes, using a series of representative codes put in place. Hematite predominant transition material and magnetite predominant transition material, split into hard, medium, and fine hardness categories, clay, and weathered gneiss, (03) oxide domains are defined namely magnetite dominant transition material, hematite dominant transition material, and colluvium/hydrated material. Attempts to further subdomain the hematite and magnetite transition zones based on hardness were unsuccessful due to insufficient lateral and downhole continuity in the hardness of the transition material. The TNF08 oxide domains were modeled, using an offset mesh function based on the topography surface, to honor the topographic control on the geometry of the oxide profile. All iron ore material below the oxide domains is considered fresh for resource estimation purposes.

4.3.3. TNF11 fresh iron formation

The 3D IFs model was subsequently visually verified concerning downhole Fe assays and corrected to capture any high-grade material at the margins of the model. The model vertices are snapped to drillhole intersections. Fig. 6d displays the iron ore resource wireframes generated for the TNF11 deposit. A total of nine individual iron ore bodies have been modeled (Tables 1 and 2), comprising three relatively continuous close-spaced layers (201, 202, and 203), with discontinuous

internal barren, and six additional, relatively narrow and discontinuous, bodies in either the hanging wall or footwall of the main itabirite horizons.

4.3.4. TNF11 oxide material

A base of oxidation surface was generated in Leapfrog Mining by running a surface interpolation (using a trend based on the topographic profile) of the base of weathering in each drill hole defined based on the Caminex geological logging (Fig. 7a). The geology model of the IFs in the TNF11 prospect was cut by the modeled oxide surface to divide each iron ore body into fresh and oxide portions.

4.3.5. Block model creation

Fig. 8a and b display cross-sections of sections of block models for TNF08 and TNF11 prospect respectively at the Toko-Nlokeng iron deposit. The TNF08 block model was generated using block sizes of 25 mX by 35 mY by 5 mZ, whilst a block size of 5 mX by 25 mY by 10 mZ was utilized TNF11, reflecting the steep dip and relatively small thickness of the IFs at the TNF11 deposit. The origin point and several locks used in each model are displayed in Table 2. After maiming and wireframe generation, the drill hole is sampled by the corresponding domains. This enabled a statistical analysis of each domain to be undertaken. Geological W-E (dip) cross-section (Fig. 7b, and c) shows the visual validation and highlights the strong correspondence between block sample Fe grades of drill hole intersections a drill hole TNF08 and TNF11 (Fig. 8a, and b). In all cases, block models display the topography surface and outside all of the mineralization and barren domains of the Toko-Nlokeng iron deposit the in Nyong Complex.

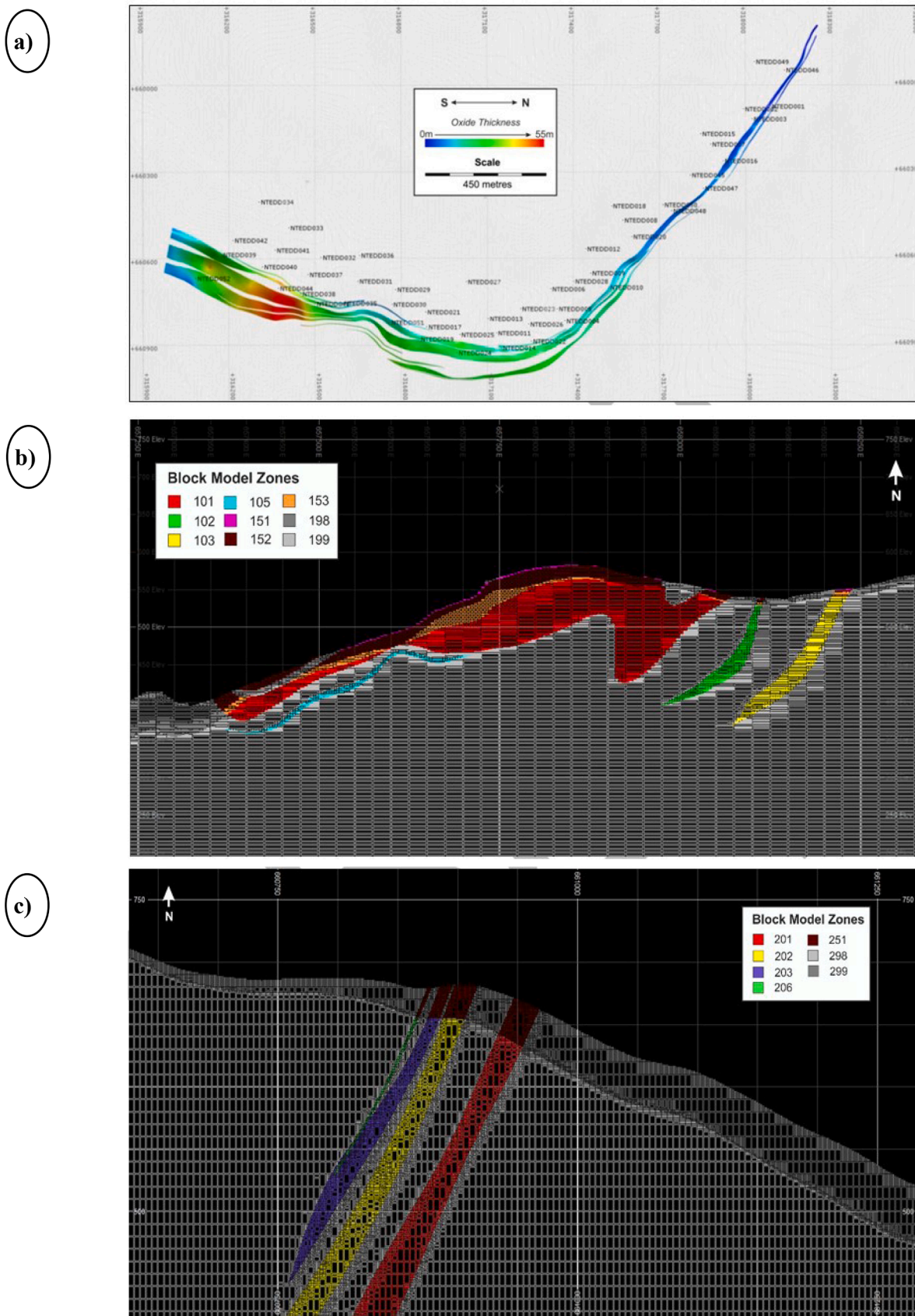


Fig. 7. (a) West-facing plan view of the TNF11 oxide material within the IFs unicolor coded by thickness. The gray surface represents weathered barren Dishaw, [51]; (b) West- Macross-section through the TNF08 empty block model colored by zone (c) West-Macross section through the TNF11 empty block model colored by zone Dishaw, [51].

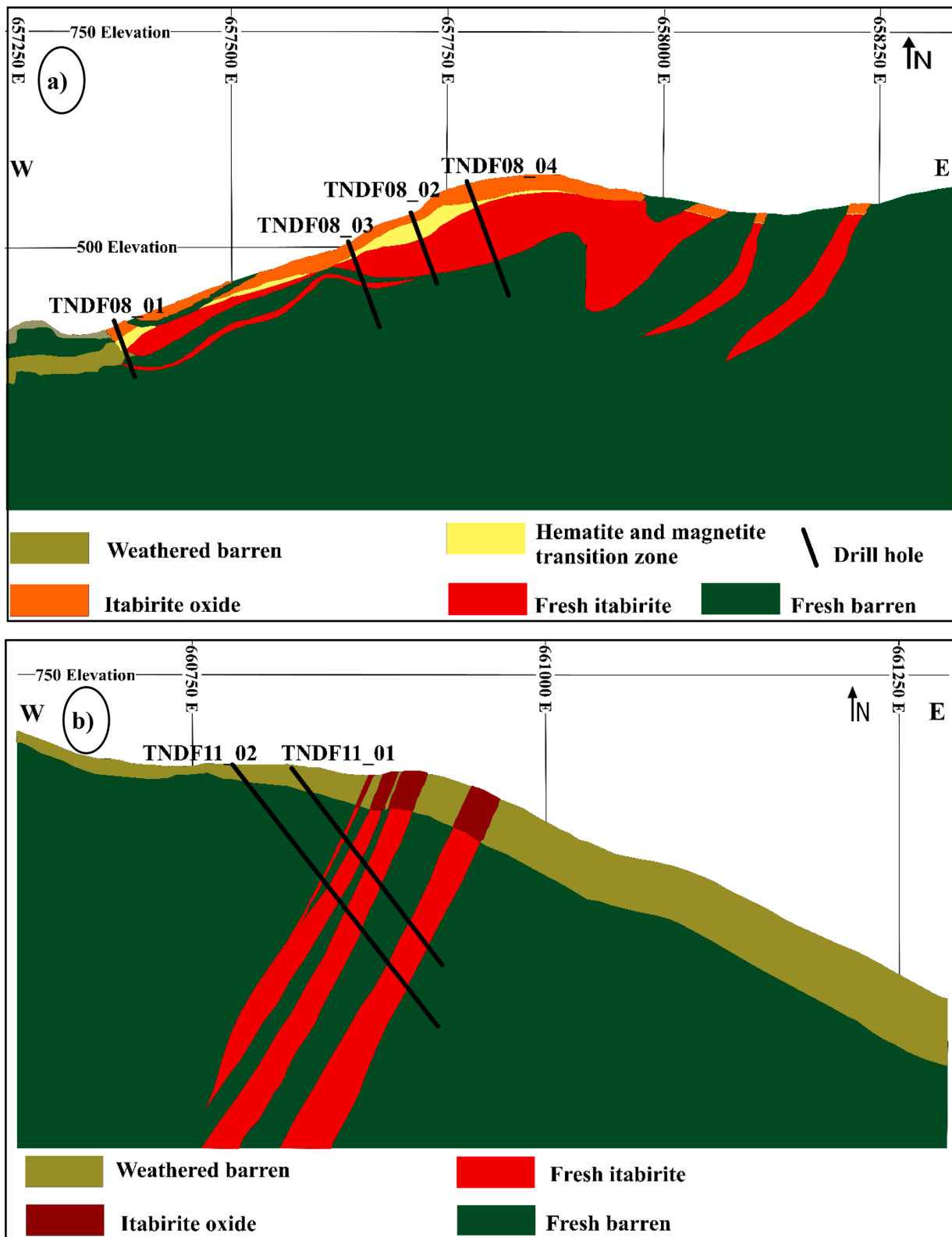


Fig. 8. Geological cross-section: (a) TNF08 drill holes (Azimuth = 140°, dip= -70°); (b) TNF11 drill holes (Azimuth = 135°, dip= -50°) of Toko-Nlokeng iron deposit (looking East).

4.4. Geochemistry

4.4.1. Major elements

The geochemical data for the major elements of five (05) representative samples of the BIFs from the Toko-Nlokeng sector are recorded in

Table 3 as for the GIFs. The major constituents of GIFs are Fe₂O₃ (57.76–60.38 wt.%), SiO₂ (37.77–40.64 wt.%) and MgO (1.72–2.01). These compositions reflect the major mineral constituents, which are magnetite, quartz, and chlorite or amphibole in the GIFs. All other major elements show concentrations of <0.5 wt.%. These rocks are rich in

silica and iron with contents ranging from 44.96% to 51.94% (~47.95 wt.%) and 41.18% to 53.37 wt.% (~48.36 wt.%) respectively; the native iron (Fe) content ranges from 28.82% to 37.33% (~33.85%). Compared to the GIFs unit, the BIFs has significantly slightly lower concentrations of Fe_2O_3 (41.18–53.37 wt.%) and higher contents of SiO_2 (44.96–51.94 wt.%). BIFs have higher contents of Al_2O_3 , MgO , and CaO (0.75 wt.%; 2.12 wt.%, and 1.39 wt.% respectively). On the other hand, Na_2O is low (0.17 wt.%) compared to GIFs (0.19 wt.%). The other major elements (K_2O , P_2O_5 , Cr_2O_3 , MnO , and TiO_2) have very low contents.

4.4.2. Trace elements

Trace elements show low contents that are generally close to or below detection limit (Table 4), only Ba, Rb, and Sr concentrations exceed 10 ppm in IFs of the study area. All others show below detection limits in High Field Strength Element (HSFE) except for zirconium and LILE (Large Ion Lithophile Element) values on all rocks except sample TE04B which has a very low Uranium content (0.2 ppm). The only trace elements that show low enrichments are the lithophile elements (Rb, Ba, and Sr) with values of 0.60; 14, and 12.40 ppm respectively. The contents of Rb, strontium, cesium, cobalt, zirconium, and yttrium are higher than the trace element contents of the GIFs and show slight variation. Nickel, Rb, and Sr are above 10 ppm. The other elements are below the detection limit. HFSE element contents low concentration except for Zr and Fe-Mg elements on all rocks. Thorium, Hf, Ba, Va, Ga, Ni, U, and Nb being below the limit of determination in all samples except sample TE07 which has Ni=30 ppm. The Toko-Nlokeng IFs deposits are more enriched in lithophile elements (mean Rb = 17.5 ppm and Sr = 23.2 ppm) than in the GIFs (mean Rb =12.36 ppm and Sr = 19.92 ppm).

4.4.3. Rare earth elements

The rare earth elements (REE) data from the Toko-Nlokeng GIFs are

presented in Table 5. The Toko-Nlokeng GIFs show low REE contents (mean $\Sigma\text{REE} = 18.94$ ppm). These rocks are particularly rich in light rare earth (LREE) ($\Sigma\text{LREE} = 12.556$ ppm) compared to heavy rare earth (HREE) ($\Sigma\text{HREE} = 6.383$ ppm). This LREE enrichment is also verified by the ratios ($\text{La}_{\text{SN}}/\text{Yb}_{\text{SN}} = 0.362$) being higher than the ratios ($\text{Tb}_{\text{SN}}/\text{Yb}_{\text{SN}} = 0.103$) in all samples. The rare earth spectra, normalized to PAAS (Fig. 9a, and b), are very homogeneous and fractional, with positive in Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 2.32$). These spectra are flat for the HREE and not very fractionated. The Y/Ho ratios vary from 36.842 to 38.571 with an average of 37.686 while the Eu/Sm ratios are low (~3.640 ppm). The chondrite-normalized spectra (Fig. 9c and d) are very poorly fractionated ($\text{La}_{\text{CN}}/\text{Yb}_{\text{CN}} = 0.424$) and are characterized by a depletion of LREE compared to HREE ($\text{Tb}_{\text{CN}}/\text{Yb}_{\text{CN}} = 0.103$) and a positive anomaly in Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.786$). The total REE contents of the Toko-Nlokeng BIFs are shown in Table 4. The REE values of all values were normalized to the PAAS (Post-Archean Australian Shale) in Fig. 10b.

Overall, the Toko-Nlokeng BIFs show higher REE contents than the GIFs (mean $\Sigma\text{REE} = 28.63$ ppm). These rocks are rich in LREE (16.67 ppm) compared to HREE (11.96 ppm). The rare earth spectra, normalized to PAAS and chondrite, are also homogeneous. They show negative Ce anomalies ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0.93$ – 1.23) and positive Eu anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 2.21$ – 3.02). These spectra are flat for HREE and poorly fractionated. The Y/Ho ratios vary from 36.842 to 38.571 with an average of 37.686 while the Eu/Sm ratios are quite strong (average = 4.053 ppm). The geochemical analysis of the major elements in the Toko-Nlokeng GIFs reveals that these formations respectively have total iron contents averaging 58.84% and 48.36% with native iron contents ranging from 40.43 to 42.26 wt.% and from 28.82 to 37.33 wt.%; with SiO_2 contents averaging 39.26 to 47.95 wt.%. Trace element analysis shows a slight enrichment in transition elements such as Zr, Co, Y, and Cs in lithophile elements (Sr, Rb, and Ba). Overall, the Toko-Nlokeng IFs are poor in REE

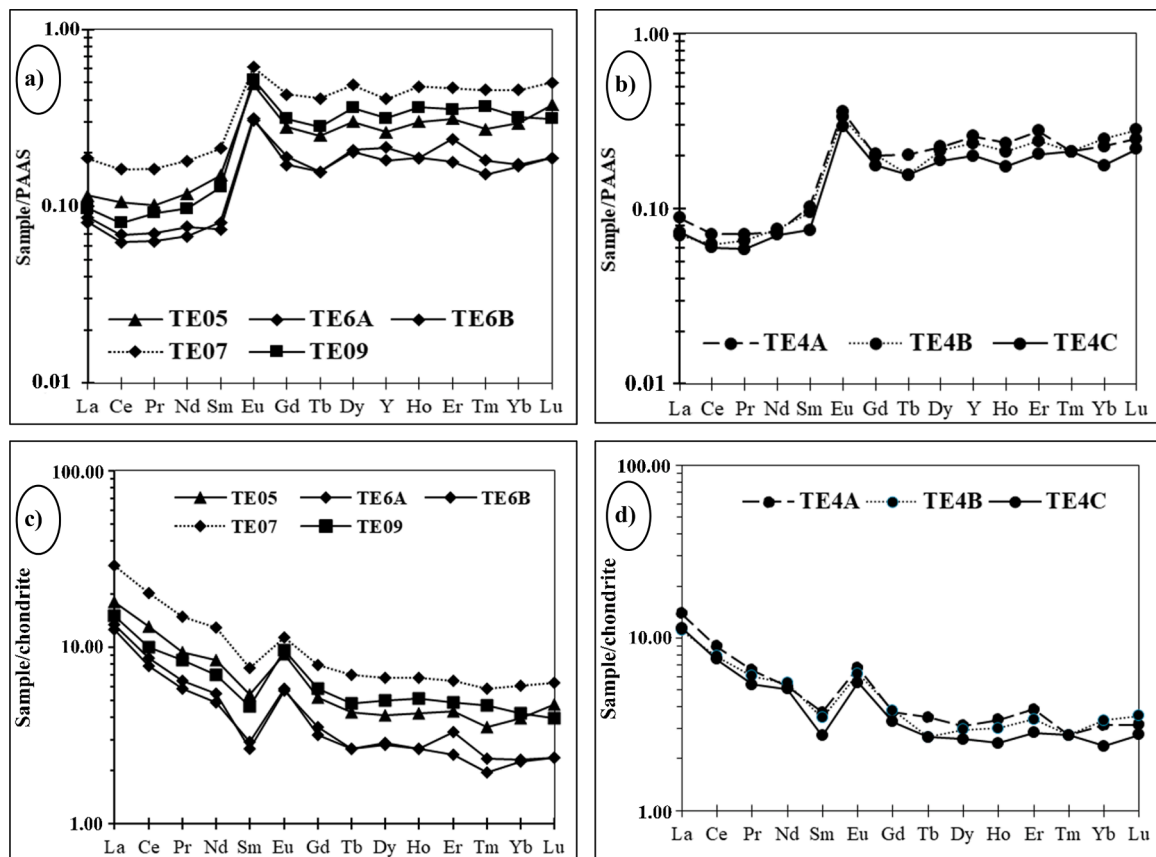


Fig. 9. Rare-earth minerals + Y spectra of IFs (a) BIFs and (b) GIFs from Toko-Nlokeng normalized to PAAS [52]; Rare-earth + Y spectra of IFs (c) BIFs and (d) normalized to chondrite [56].

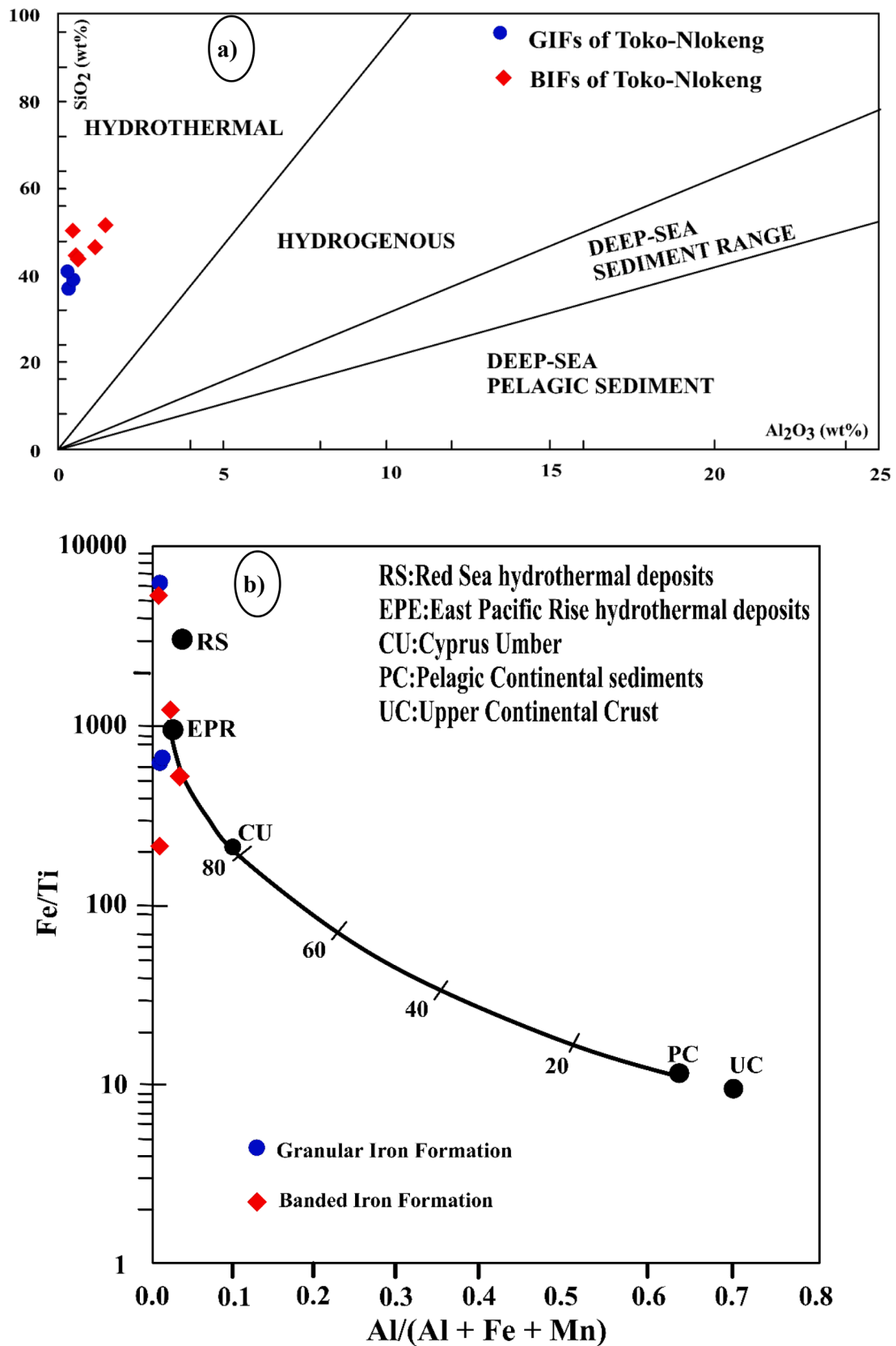


Fig. 10. (a) SiO₂ vs Al₂O₃ diagram [57] showing the hydrothermal affinity of the Toko-Nlokeng iron formations; (b) Fe/Ti vs. Al/(Al + Fe + Mn) diagram of Toko-Nlokeng IFs. The curve represents the mixing of East Pacific Rise deposits (EPR) with pelagic sediments (PC) whereas the numbers indicate the approximate percentage of EPR in the mixture (adopted from [58]). Also shown are configurations for the mean upper continental crust (UC, [59]), Red Sea hydrothermal deposits (RS, [60]), and the Cyprus umber (CU).

($\Sigma\text{REE} = 18.940$ in GIFs and 29.194 in BIFs). The REE spectra are homogeneous, poorly fractionated, and show no Ce anomaly and positive Eu ones.

5. Discussion

5.1. Metamorphic grade

In the Toko-Nlokeng area, the IFs are interbedded with garnet amphibolite, hornblendite, mafic granulite, ultramafic granulite, biotite-garnet gneiss, biotite rich felsic gneiss, Pyroxenite rich hornblendite, and magnetite-rich amphibolites. These rocks have been affected by regional metamorphism [32,49]. The mineralogical assemblages of the IFs are typical of green schist facies, while the host rocks show amphibolite and granulite facies assemblages. Previous works [23, 36,40] have shown that the Nyong Complex has undergone metamorphism of varying degrees, ranging from green schist to granulite facies. In these IFs, magnetite is the main ore of the iron oxides. According to Ayrès [61], magnetite in IFs is generally the by-product of the diagenetic/metamorphic transformation of certain pre-existing iron-rich mineral phases. Here, the magnetite crystals are coarse-grained, characteristic of magnetite derived from metamorphic recrystallization. The quartz shows the polygonal granoblastic texture with triple points, which suggests static recrystallization. Quartz is also found as an inclusion in magnetite, which means that magnetite is the second mineral phase to crystallize. The second texture of the magnetite is that of blasts grouped around the pyroxene. This observation reflects a secondary crystallization resulting from the probable transformation of pyroxene. The relationship between magnetite and hematite suggests the transformation of the former into the latter during magnetite-pyroxene enrichment processes. The following mineral transformations have been proposed: pyroxene magnetite-hematite.

5.2. Nature and origin

Trace elements with high ionic potential or HFSE (High Field Strength Elements) and rare earth elements (REE) are considered immobile during metamorphism, whereas some lithophilic elements or (LILE) such as Ba, K, Rb, Th, and U, due to their mobility, are good indicators to assess metamorphic effects on the chemical composition of IFs. Lan et al. [62] proposed to use K/Rb, Th/U, and La/Th ratios to examine the mobility of LILE. High-grade metamorphic rocks show high K/Rb ratios (500 for granulites), while these ratios are low in plutonic rocks (230) and clays (200). In this study, the K/Rb ratios are very low, ranging from 100 to 254.23 (mean 190.85), similar to those of non-metamorphosed rocks [63]. In addition, some rocks show a very low loss of ignition values indicating that the Toko-Nlokeng IFs did not undergo significant loss of K and Rb during metamorphism and alteration. These results indicate that the mobile elements were stable during metamorphism and therefore the Toko-Nlokeng IFs retained their original chemical composition. Therefore, their geochemical composition can be used to determine their origin. Cloud [64] and Holland [65] suggested that iron and silica, the main components of IFs, are derived from seawater. More recently and based on the fact that the REE spectra of all IFs show positive europium anomalies, Huston and Logan [66] and Klein [67] proposed that iron and silica were derived from hydrothermal activity in the deep ocean. Several authors [57,68] have proposed the use of discriminative diagrams to determine the influence of hydrothermal, detrital, biological, and seawater components in the genesis of iron formations. In the SiO_2 vs. Al_2O_3 diagram, all the representative points of the Toko-Nlokeng IFs fall into the field of hydrothermal rocks (Fig. 10a). This result is confirmed by the Fe/Ti vs $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ diagram of Barret and Dulski [58] where all samples of the Toko-Nlokeng BIFs and GIFs fall very close to the East Pacific Coast hydrothermal deposits (EPR) with a few samples close to the Red Sea hydrothermal deposits (Fig. 10b). Furthermore, this diagram shows that

these iron formations are composed of more than 90% of the fraction of hydrothermal origin. Indeed, the Toko-Nlokeng GIFs show high Fe/Ti (192.53); Fe/Al (188.61); Si/Al (126.09), and Fe/Ti (2505.79) ratios similar to those of the sediments with a significant hydrothermal contribution [69]. Alexander et al. [70] conducted further research on the mixing proportions of seawater and high-temperature hydrothermal fluids during IFs precipitation. Conservative two-end member mixing lines, such as the Sm/Yb vs. Eu/Sm diagrams (Fig. 10b) shows that the IFs of Toko-Nlokeng can be precipitated from less than 1% of high-temperature hydrothermal fluid mixed with seawater (Fig. 11a). The REEs are mainly affected by the hydrothermal fluid. The REE concentrations of hydrothermal fluids are much higher than those of seawater. In addition, many IFs in the world were identified as precipitation contributions of seawater and high-temperature hydrothermal fluids (< 1%), as mentioned above (Fig. 11a). The role of low-temperatures hydrothermal fluid is considered to be a common feature of IFs around the world. The ore-forming material of the Toko-Nlokeng IFs was derived from seawater and high-temperature fluids in a submarine environment and was sufficient to produce positive Eu anomalies in the Toko-Nlokeng IFs (Fig. 11a). These data are similar to those obtained on the Kuruman IF from South Africa [71] Isua IF of Greenland [53], and Yishui BIF [7] but differs from those of the Bikoula [28], Kouambo BIFs [25], Elom BIFs [24], Eséka BIFs [72], which instead have a strong hydrothermal component. The interpretation of whole-rock geochemical is indicative of the source of the ore-forming material, which is derived from the mixture of is high-temperature hydrothermal than 1% and seawater in a submarine environment in Toko-Nlokeng iron deposits. These results and petrographic observations confirm that the GIFs in these IFs represent sediments disrupted by currents and wave action similar to Akin et al. [9] results of the origin of granules in GIFs origin Formation, Western Australia.

5.3. Contamination by detrital materials

The chemical composition of the Toko-Nlokeng IFs indicates that Si_2O and Fe_2O_3 constitute more than 80% of the rock, indicating that they are pure chemical sediments. In the iron formations, the contribution of detrital materials is generally indicated by high concentrations in Al_2O_3 , TiO_2 , Zr, Hf, and Th and by the correlations between HFSE and rare earth concentrations [25,53]. High SiO_2 and Fe_2O_3 contents indicate chemical precipitation. Bonatti [57] proposed that typical chemical sediments are enriched in Mn and Fe, but the addition of detrital or volcanic material results in dilution and enrichment of Ti, Al, and Zr. Geochemical data from the Toko-Nlokeng IFs show relatively low values of Al and Zr. In the Al vs. $\Sigma(\text{Y} + \text{Nb} + \text{Zr})$ and Al vs. REE binary diagrams (Fig. 11b and c), these samples show the homogeneous distribution (nugget effect), suggesting an insignificant detrital contribution. Thus, we suggest that the mineralizing material of IFs were added to the seawater by hydrothermal solutions with a small detrital component.

5.4. Deposit environments

5.4.1. Paleo-redox

Ce anomalies are used as an indicator of redox reactions and the paleoenvironment during the formation of IFs [73]. Indeed, no or positive Ce anomalies are characteristic of an anoxic environment while negative anomalies reflect an oxic or oxygenated environment [1]. The Toko-Nlokeng IFs show earth spectra with low negative Ce anomalies. Bau and Dulski [54] proposed the use of the $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_{\text{SN}}$ vs $(\text{Pr}/\text{Pr}^*)_{\text{SN}}$ diagram (Fig. 12a). According to this diagram, any Ce anomaly occurs in the Toko-Nlokeng IFs. The absence of Ce anomaly in the Toko-Nlokeng IFs would reflect their emplacement in an anoxic environment, probably in a deep ocean. In contrast, all IFs samples of the Toko-Nlokeng fall in positive La anomaly trend, which suggests that La has been stabilized and weakly fractionated relative to the other LREE in the seawater prior to precipitation. After Planavsky et al. [74], the majority of the BIFs

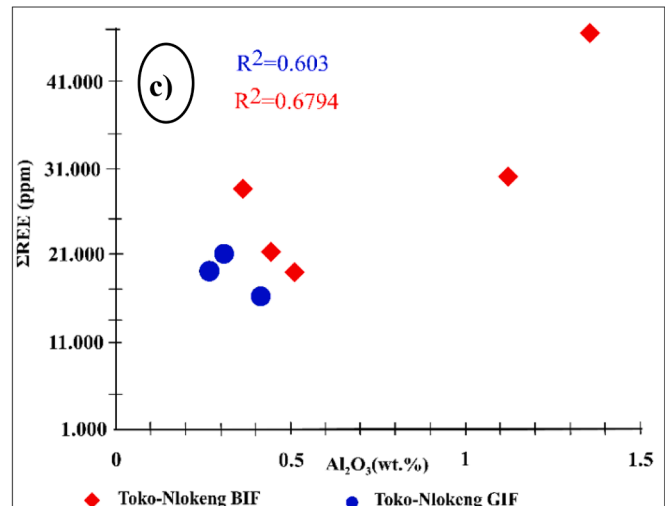
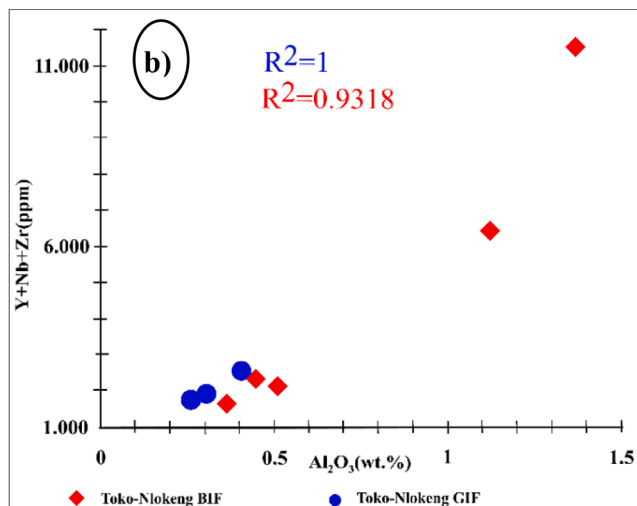
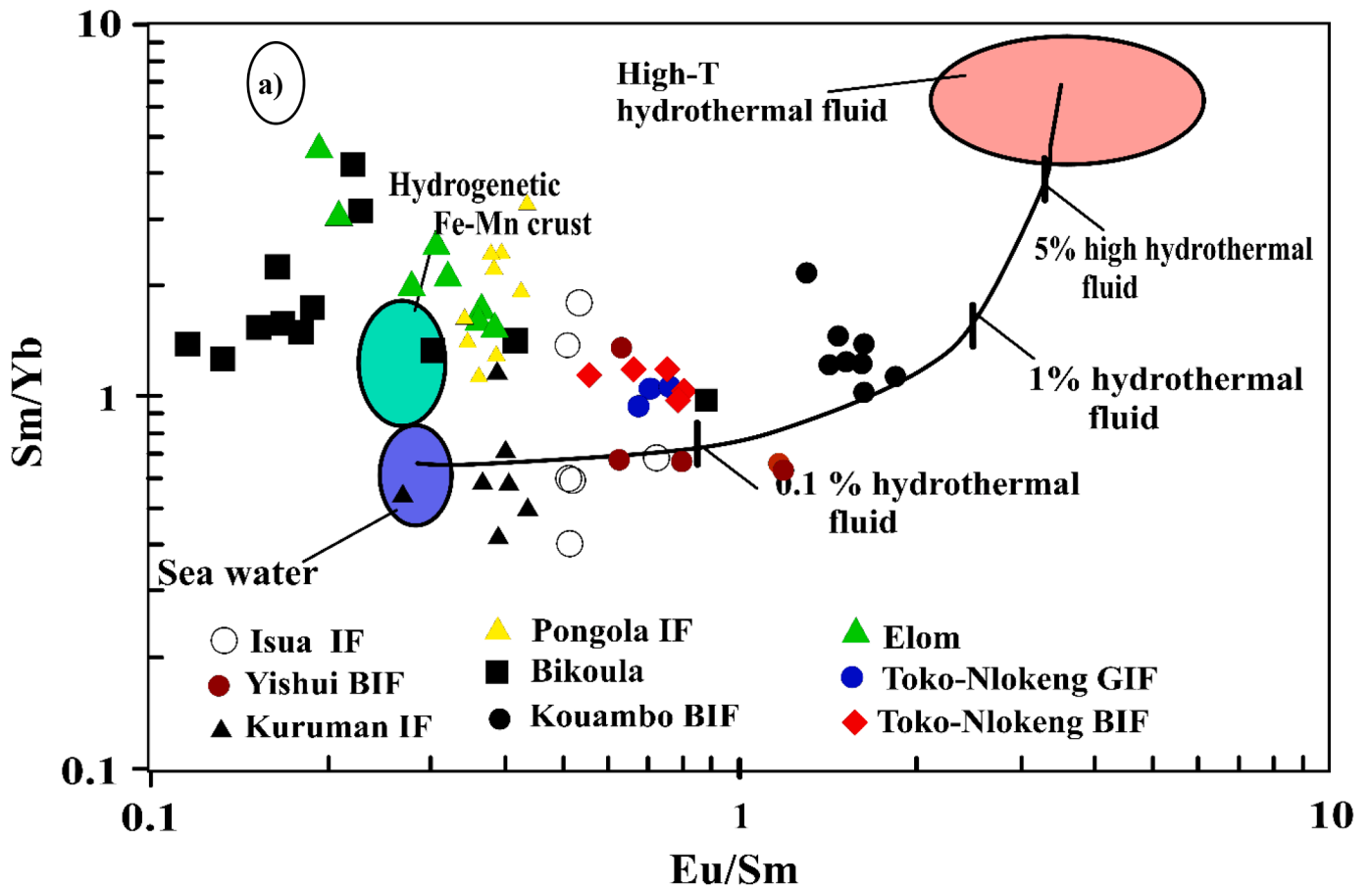


Fig. 11. (a) Eu/Sm versus Sm/Yb [70] for modehydrogenetic Fe–Mn crust and Pongola IF [70], Kuruman IF [54], Isua IF [53], Yiski IF [7], Bikoula [28], Kouambo [25], Elom [24] and of the Toko-Nlokeng IFs. (b) Binary diagrams Y + Nb + Zr vs Al₂O₃ (c) and ΣREE vs Al₂O₃ of the Toko-Nlokeng iron formations.

samples plots in Archean and early Paleoproterozoic IFs (>2.4 Ga) fields, while all GIFs samples fall into fields of late Paleoproterozoic IFs (<2.0 Ga) field (Fig. 12a). This also suggests that, the GIFs and BIFs in the study area were not deposited at the same time. This hypothesis is confirmed by Djoukouo Soh et al. [46] where SIMSU–Pb data show that the Bibole BIFs were deposited at 2466 Ma and Gouap BIFs were at 2422 ± 50 Ma [23].

5.4.2. Tectonic context of deposition

Gross [4] proposed to classify the iron formations according to their

tectonic context and lithological associations. He defined two types, the Algoma type, and the Lake Superior type. Gross and McLeod [3] showed that Algoma-type IFs are closely related to volcanic activity, whereas Lake Superior-type IFs are not related to volcanism but sedimentation. Hustand and Logan [66] compared (Eu/ Eu*)_{SN} ratios in IFs and indicated that Algoma-type IFs often have relatively higher (Eu/ Eu*)_{SN} ratios (> 1.8) than upper-type IFs (< 1.8). Furthermore, the upper lake type IFs are depleted in transition metals such as V (30 ppm), Co (27 ppm), and Ni (32 ppm), while the Algoma type BIFs are enriched in these elements (97 ppm, 38 ppm, 83 ppm, respectively). The average

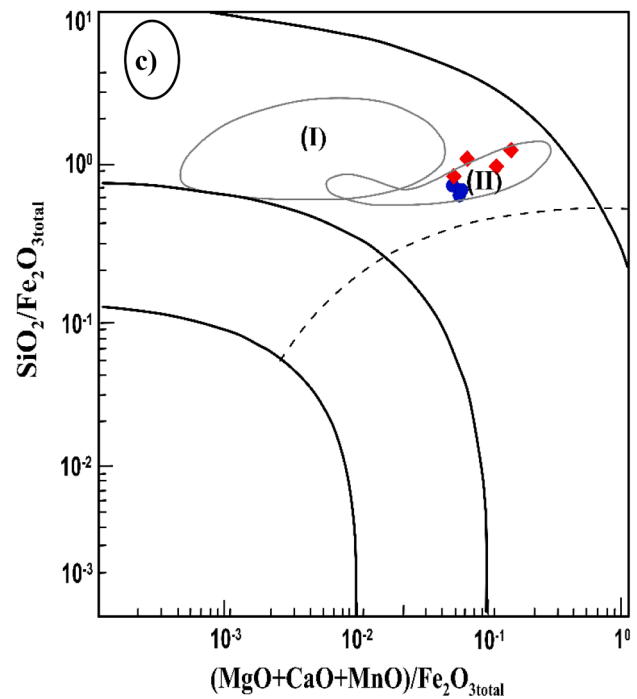
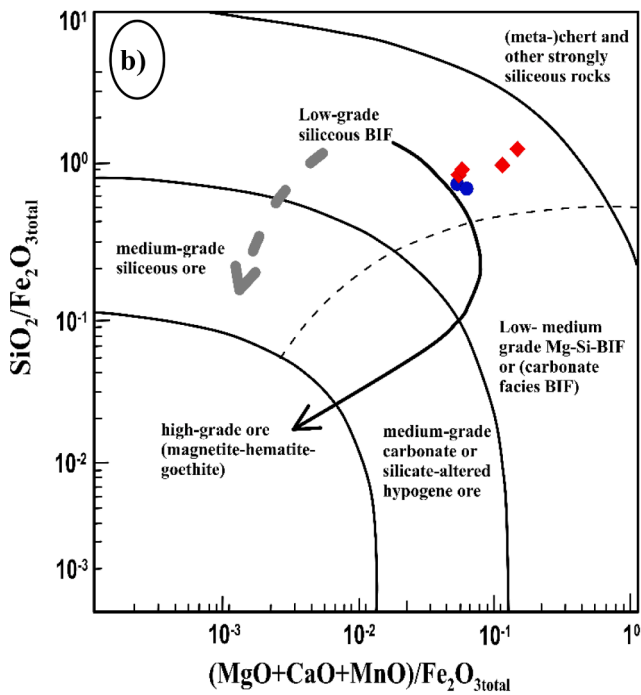
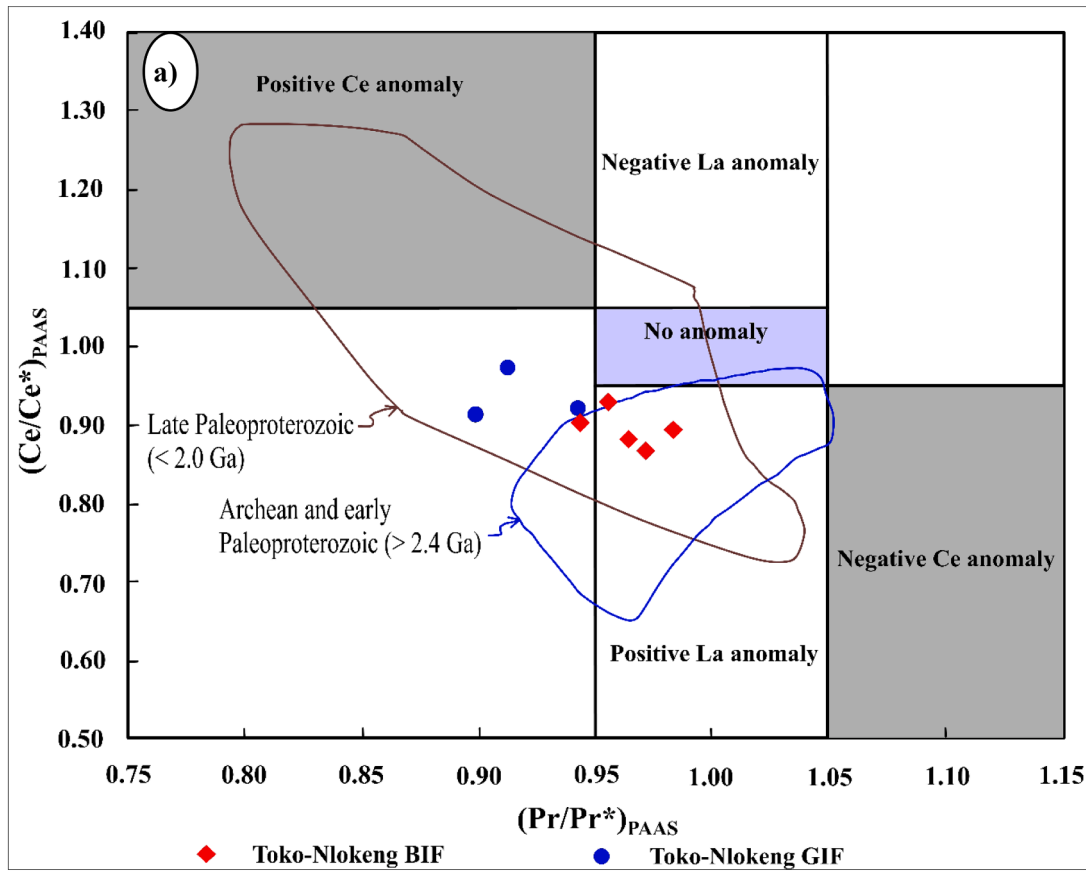


Fig. 12. (a) Ce/Ce*(SN) vs. Pr/Pr*(SN) discrimination diagram for La and Ce anomalies [54], area delimitation of late Paleoproterozoic BIFs (<2.0 Ga) and Archean and early Paleoproterozoic BIFs (>2.4 Ga) are after Planavsky et al. [74]; discrimination diagrams for whole-rock geochemistry of the enriched and non-enriched BIFs and GIFs of the Toko-Nlokeng iron deposit, displaying major oxide ratios (MgO+CaO+MnO)/Fe₂O_{3total} versus SiO₂/Fe₂O_{3total} [75], b) discrimination fields and arrows illustrating the low-grade siliceous ore type and the alteration trends with the MgO+CaO+MnO-rich and -poor stages; the c) same diagram depicting the metasomatic Mg–Ca–Mn “contamination” in the Toko-Nlokeng IFs including the low contamination (I) and high contamination (II) fields.

(Eu/Eu*)_{SN} values of the iron samples studied are 2.32 and 2.27 for GIFs and BIFs respectively. These values are similar to those of the Algoma-type BIFs. Vanadium (< 8 ppm), Co (0.9–3.80 ppm), and Ni (< 20 ppm) contents are very low. However, the associations of these IFs with mafic-ultramafic granulites in the field are characteristic of an active margin or volcanic arc setting. In summary, all samples from the Toko-Nlokeng IFs show positive Eu anomalies indicating the influence of low-temperature hydrothermal fluids. Their close association with metavolcanic host rock consisting of orthogneiss and mafic-ultramafic rocks suggests a depositional environment similar to that of the Algoma-type IFs.

5.5. Mineral resource statement and classification

5.5.1. Classification of the iron ore

The transformations of the protolith IFs to low- and high-grade iron ore at the depositional site take place at various stages during orogenic events and are controlled by the: (1) far-field stress configuration and structural architecture at the time of the upgrade from IFs to iron ore, (2) hypogene alteration processes that caused the formation of distinct alteration zones and supergene enrichment and associated mineralogical and geochemical footprints, and (3) hydrothermal fluids both of hypogene and supergene nature [5,23]. The fluid dynamics and chemistry of hypogene fluids control the formation of structures, hydrothermal alteration of wall rocks, and specific ore types. Itabirite hosted Fe systems in the Toko-Nlokeng iron deposits experienced additional orogenic events that affected the geometry of the ore bodies and properties of the ore (i.e., BIFs and GIFs grain size). The final imprint on the depositional site is controlled by uplift, exhumation, weathering, and related supergene alteration and mineralization. The latter constitutes an additional, significant upgrade of Fe in hypogene IFs iron ore, or results in the formation of purely supergene IFs iron ore without prior hypogene enrichment of Fe confirmed by Odigui et al. [33]. Geochemistry provides information on the genetic evolution of different types of ores. Although the definition requires a minimum iron content of 15%, the vast majority of rocks called "iron formations" contain between 25 and 35 wt.% iron. Iron ore can be classified into three types [76]: poor ore with iron contents below 52% for high SiO₂ and Al₂O₃ contents and low K₂O, MnO, Cr₂O₃, P₂O₅ contents; intermediate ore with iron contents ranging from 52 to 65%; rich ore or DSO (Direct Shipping Ore) with iron contents > 65 wt.% with silica contents between 20 and 35 wt.%. The geochemical data show that they correspond to poor iron ore as the average iron content is between 40.43 and 42.26 wt.% in GIFs and between 28.82 wt.% and 37.35 wt.% in BIFs. Based on the geochemistry, the discrimination diagram of Angerer et al. [75] is designed to distinguish the different ore grades using the oxide ratios of the major elements such as SiO₂/Fe₂O_{3total} and (MgO + CaO + MnO) / Fe₂O_{3total} diagram (Fig. 12b). In this diagram, all samples of the Toko-Nlokeng (BIFs and GIFs) fall within the low-grade siliceous BIF field. We suggest that these formations derive from supergene enrichment of the precipitated IFs by hydrothermal and early-stage magnetite enrichment. The same diagram of Angerer et al. [75] is also used to demonstrate metasomatic Mg-Ca-Mn 'contamination' in BIFs worldwide. In the Fig. 12c, all samples fall into the field of high Mg-Ca-Mn contamination. This result implies that the Toko-Nlokeng iron formations are influenced by hydrothermal processes but less by supergene enrichment. This data base is similar to that obtained by several authors in the south-Cameroon (e.g., [20,24,25,28,44]).

5.5.2. Toko-Nlokeng iron resource deposit

The Precambrian IFs are the most economic sources of iron ore, and therefore are very attractive exploration targets. The Toko-Nlokeng Iron Ore is in the pre-feasibility stage. Results of petrographic and geochemical studies show that the iron ore is composed mainly of magnetite and hematite. The gangue minerals are quartz and pyroxene. The resource calculation work was carried out indicated a Measured

Resource of 19.1 Mt at 36.44% Fe, and an Indicated Mineral Resource of 113.6 Mt at 34.79% Fe. The combined total measured and indicated resource of 132.7 Mt at 35.03% Fe, 44.22% SiO₂, 1.56% total Al₂O₃, and 0.058% P. Inferred resources of 57.5 Mt at 36.40% Fe, 41.93% SiO₂, 2.47% Al₂O₃ and 0.052% P. Indicated and measured resources are confined to fresh IFs only, while the material involved comprises 22.6 Mt of fresh formation and 34.9 Mt of oxidized material. The fresh Inferred resources grade at 34.61% Fe, and the oxide Inferred resources grade at 37.55% Fe, 40.18%.

Economically, the Mineral Resource has been restricted to all classified material falling within the Whittle shells generated assuming a metal price of USD1.3/dmtu for magnetite and sinter fines concentrate. This represents the material that has a reasonable prospect for eventual economic extraction. All estimated blocks at both the TNF08 deposit and the TNF11 deposit of the Toko-Nlokeng iron deposit have a Fe grade greater than the calculated marginal cut-off of 4.7% Fe.

5.5.3. Comparison with the other IFs

Kouambo and Toko-Nlokeng areas belong to the Nyong Complex. The Toko-Nlokeng and Kouambo deposits are oriented in a NE-SW direction. Unlike the Bikoula sector which is located on the same structural alignment as the Avima, Nabeba, Mbalam, and Nkout deposits with NW-SE orientation. Bikoula is located in the Ntem Complex between Djoum and Sangmelima. Ganno et al. [25] show that the Kouambo area belongs to a metamorphic complex in which all rock features have heterogranular granuloblastic textures and have undergone prograde metamorphism from green schist facies to high-grade amphibolite facies. The rocks in the Bikoula area are charnockites of various orientations. Observations from outcrops typically indicate that the surficial IFs are strong with light silica bands alternating with dark (iron oxide) bands. The main mineral assemblage of the Bikoula IFs is magnetite-quartz-orthopyroxene-clinopyroxene. This mineralogy is characteristic of iron formations that have undergone high-grade granulite facies metamorphism [28,67]. The geochemical characteristics show that the Kouambo BIFs are of the oxide type from chemical sediments. They have high Fe₂O₃ contents (52.43 wt.% on average) and fairly high SiO₂ contents (42.82 wt.% on average). The native iron content is between 34.79 and 35.7 wt.%, characteristic of poor iron ore. The rare earth spectra of the Kouambo BIFs show positive Eu anomalies (Eu/Eu* = 1.29 – 1.75) and negative Ce anomalies (Ce/Ce* = 0.58 – 0.84); and depletion of LREE (La_N/Yb_N = 0.65 – 1.37) compared to HREE (Tb_N/Yb_N = 1.36–1.83) and Y/Ho ratios between 27.4 and 33 (average = 29.47). All these characteristics are similar to those of the seawater-impregnated hydrothermal rocks, BIF geochemical data from Bikoula show that Fe₂O₃ contents vary from 42.79 to 57.89 wt.% (average = 49.97 wt.%), SiO₂ from 32.3 to 42 wt.%. The samples are characterized by strong positive Y anomalies (Y/Y*PAAS = 0.98–6.25) and weak negative Ce anomalies (e.g., Ce/Ce*PAAS = 0.85). Some samples show strong positive Eu anomalies (Eu/Eu*PAAS = 1.19–3.45). The REE-Y spectra of the Bikoula BIFs show positive Eu anomalies, in some indicating that these IFs were precipitated by hydrothermal solutions. The Eu anomalies in some samples are very low or even slightly negative, probably indicating varying amounts of clastic contamination. The absence of Ce anomalies in the Bikoula BIFs suggests that its deposition occurred in a basin that was not fully oxygenated (i.e. at least partially anoxic). The REE-Y spectra of the Toko-Nlokeng samples show good similarity with the low-temperature hydrothermal fluid profiles. They are similar to the spectra of the Bikoula and seawater IFs, except that a strong positive Y anomaly is observed for the seawater and Bikoula IFs. The BIFs from Mbalam, Nkout, Eséka, and Edéa have spectra close to those of high-temperature hydrothermal fluids. Fig. 13 is a comparative PAAS-normalized REE-Y pattern of Toko-Nlokeng with typical modern seawater and hydrothermal fluid. Data of the Isua BIFs of Greenland [53], the Kuruman BIFs from South Africa [54,71], the Brokman BIFs from western Australia [77], Yishui County North China Craton [7], Bikoula Ntem Complex [28], the Neoproterozoic Edéa BIF

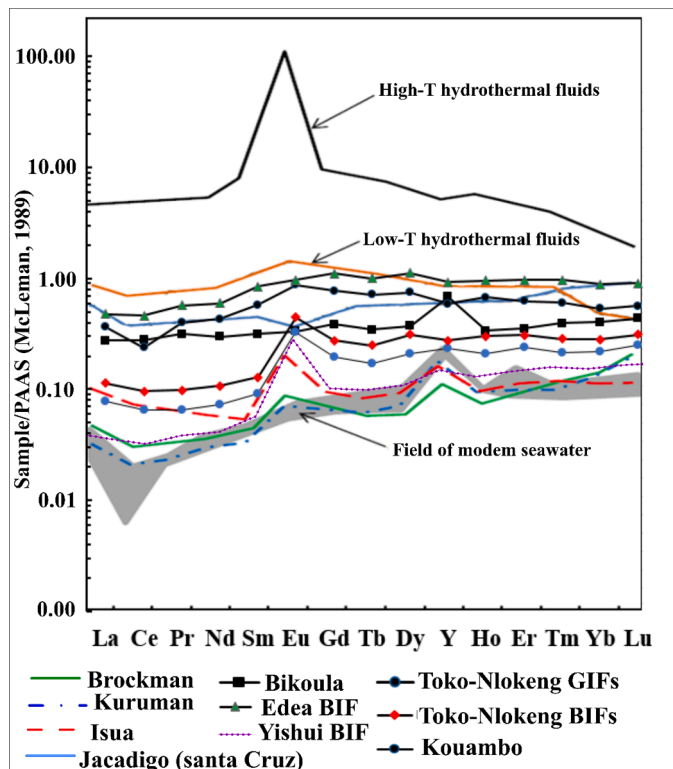


Fig. 13. PAAS-normalized REE-Y pattern of Toko-Nlokeng iron formations samples compared with the average compositions of hydrothermal fluids (Bau and Dulski, 1999) of modern seawater [53]. REE-Y data of Archean Isua IF of Greenland [53], Palaeoproterozoic Kuruman IF from South Africa [71], Palaeoproterozoic Brockman IF from western Australia [77], Jocadigo IF from Santa Cruz [78] are shown for comparison, Neoproterozoic Kouambo BIF [25], Edea BIF [72] and Palaeoproterozoic BIF Bikoula [28].

[72], Kouambo BIF [25] and the Neoproterozoic Jocadigo BIFs from SW Brazil [78], are also plotted to better constrain the stratigraphy of the Toko-Nlokeng IFs deposit. The REE-Y patterns of the studied samples show well similarity with modern seawater and the positive Eu anomalies (Kuruman BIFs, Isua, Brockman, and Yishui); Low-T hydrothermal fluids profile, and resemble that of Yishui IFs and seawater, with the strong positive Y anomaly exhibited. The Neoproterozoic Jocadigo BIF. The REE-Y patterns of Kouambo BIFs show a similar profile (weak negative Ce and positive Eu anomalies) to that of both Brockman and Kuruman BIFs, but the former is more REE-enriched. When compared to Isua BIFs and the average compositions of the High-T hydrothermal fluid, the studied samples are enriched in REE and lack strong positive Eu and Y anomalies as displayed by the Isua IFs, whereas the High-T.

In sum, the Toko-Nlokeng, Bikoula, and Mafé iron formations in Cameroon are of the Algoma type while those of Mbalam, Nkout, Kouambo, Kawa-Atog Boga are of the Upper Lake type. All are of low-temperature hydrothermal origin, with variable proportions of contamination by detrital elements.

6. Conclusions

Based on the results of a multidisciplinary approach to geological, petrological, lithostratigraphic modeling, and geochemical analyses, the significant characteristics of the Toko-Nlokeng iron formation are as follows:

- (1) The petrography, field and laboratory studies reveal that the Toko-Nlokeng area is a metamorphic unit consisting of iron formations (BIFs and GIFs). The IFs of Toko-Nlokeng have

heterogranular granoblastic microstructures and are characterized by the greenschist facies

- (2) The geochemical data show that the GIFs and BIFs of Toko-Nlokeng are oxide types from chemical sediments and they have high Fe_2O_3 and relatively low SiO_2 . The native iron in the GIF and BIF is characteristic of low-grade iron ore. All characteristics diagrams of the Toko-Nlokeng IFs are similar to those of seawater-impregnated hydrothermal rocks with low detrital contamination.
- (3) The favorable GIF and BIF depositional environment is deep anoxic seawater and the tectonic context highlighted is an active continental margin where the chemical elements (Fe and Si) precipitated from a mixture of seawater and hydrothermal fluid at low temperature. The positive $(\text{Eu}/\text{Eu})_{\text{SN}^*}$ anomalies and the association with metavolcanites are consistent with the character of Algoma-type iron formations deposits.
- (4) The transformation of protolith IFs to low- and high-grade iron ore depositional sites is controlled by the structural architecture, hypogene alteration including vein formation and mineralization of IFs, and hydrothermal fluids. Major hypogene and supergene ore stages are observed: silica leaching and formation of magnetite and locally carbonate; oxidation of magnetite to hematite (martitization), further dissolution of quartz and formation of carbonate, further martitization, replacement of Fe silicates by hematite, new microplate hematite and specular hematite formation and dissolution of carbonates.
- (5) The estimated block models for the Toko-Nlokeng iron deposit are constrained within robust geological models of the IFs mineralization. The majority of Mineral Resource tonnage, including all of the measured resources, is contained within the northern deposit, which also has a higher Fe grade than the southern deposit. The fresh IFs Inferred resources grade at 34.61% Fe, and the oxide Inferred resources grade at 37.55% Fe, 40.18%. This represents the material that we consider has a reasonable prospect for eventual economic extraction.

Declaration of Competing Interest

The authors declare no competing financial interest or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper. The authors alone are responsible for the content and writing of this article. We authors appreciate your time in handling our manuscript and hope your will find our manuscript compelling to be published *Ore and Energy Resource Geology*.

Data availability

Data will be made available on request.

Acknowledgments

This study is part of the corresponding author's Ph.D. research work in the Department of Earth Sciences, University of Yaoundé I. The authors thank the mineral exploration company IMIC/CAMINEX PLC., especially Mr. Simo Emmanuel, for the permission to access unpublished data and collect drillcore samples of the Ntem iron deposit. We wish to thank Pr. Ganno S. of LGFPA, FS University of Yaoundé I for his inclusive support throughout this work. We gratefully acknowledge the two anonymous reviewers for their critical and constructive comments that greatly reshaped the manuscript.

This research did not receive any specific grant from funding agencies in the public, commercial, or not-for-profit sectors.

Supplementary materials

Supplementary material associated with this article can be found, in the online version, at [doi:10.1016/j.oreoa.2023.100020](https://doi.org/10.1016/j.oreoa.2023.100020).

References

- [1] A. Bekker, J.F. Slack, N. Planavsky, B. Krapez, A. Hofmann, K.O. Konhauser, O. J. Rouxel, Iron formation: the sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic and biospheric processes, *Econ. Geol.* 105 (2010) 467–508.
- [2] B. Gourcerol, O. Blein, M. Chevillard, Y. Callec, F. Boudzoumou, L.M.J. Djama, Depositional setting of Archean BIFs from Congo: new insight into under-investigated occurrences, *Minerals* (2022), <https://doi.org/10.3390/min12020114>.
- [3] G. Gross, C. McLeod, A preliminary assessment of the chemical composition of iron formations in Canada, *Can. Miner.* 18 (1980) 223–229.
- [4] G.A. Gross, A classification of iron-formation based on depositional environments, *Can. Miner.* 18 (2) (1980) 215–222.
- [5] S. Hagemann, T. Angerer, P. Duuring, C. Rosière, R.F. Silva, L. Lobato, A. Hensler, D. Walde, BIF-hosted iron mineral system: a review, *Ore Geol. Rev.* 76 (2016) 317–359.
- [6] C. Han, W. Xiao, B. Su, Z. Chen, X. Zhang, S. Ao, J. Zhang, Z. Zhang, B. Wan, D. Song, Neoproterozoic Algoma-type banded iron formations from Eastern Hebei, North China Craton: SHRIMP U-Pb age, origin and tectonic setting, *Precamb. Res.* 251 (2014) 212–231.
- [7] I. Moon, I. Lee, X. Yang, Geochemical constraints on the genesis of the Algoma-type banded iron formation (BIF) in Yishui County, western Shandong Province, North China Craton, *Ore Geol. Rev.* 89 (2017) 931–945.
- [8] N.A. Sial, M.S. Campos, C. Gaucher, R. Frei, V.P. Ferreira, R.C. Nascimento, M. M. Pimentel, N.S. Pereira, Rodler, Algoma-type Neoproterozoic BIFs and related marbles in the Seridó Belt (NE Brazil): REE, C, O, Cr and Sr isotope evidence, *J. S. Am. Earth Sci.* 61 (2015) 33–52.
- [9] S.J. Akin, P.K. Pufahl, E.E. Hiatt, F. Pirajno, N. Sheldon, Oxygenation of shallow marine environments and chemical sedimentation in Palaeoproterozoic peritidal settings: frere Formation, Western Australia, *Sedimentology* 60 (2013) 1559–1582.
- [10] K. Dahanayake, W.E. Krumbein, Microbial structures in oolitic iron formations: miner, *Depos* 21 (1986) 85–94.
- [11] S.M. Dodd, D. Papineau, Z. She, L.M. Fogel, S. Nederbragt, F. Pirajno, Organic remains in late Palaeoproterozoic granular iron formations and implications for the origin of granules, *Precamb. Res.* 310 (2018) 133–152.
- [12] D.F. Lascelles, Black smokers and density currents: a uniformitarian model for the genesis of banded iron-formations, *Ore Geol. Rev.* 32 (2007) 381–411.
- [13] W. Salama, M.M. El Aref, R. Gaupp, Mineral evolution and processes of ferruginous microbialite accretion - an example from the Middle Eocene stromatolitic and ooidal ironstones of the Bahariya Depression, Western Desert, Egypt, *Geobiology* 11 (2013) 15–28.
- [14] B.M. Simonson, Origin and evolution of large Precambrian iron formations, in: M. A. Chan, A.W. Archer (Eds.), *Extreme Depositional environments: Mega end Members in Geologic Time*, Special Paper of the Geological Society of America, Boulder, Colorado, 2003, pp. 231–244, 370.
- [15] A.J.B. Smith, N.J. Beukes, J. Gutierrez, A.D. Czaja, C.M. Johnson, N. Nhlleko, Oncoidal granular iron formation in the Mesoarchaeic Pongola Supergroup, southern Africa: textural and geochemical evidence for biological activity during iron deposition, *Geobiology* (2017), <https://doi.org/10.1111/gbi.12248>.
- [16] E.J.T. Stefurak, D.R. Lowe, D. Zentner, W.W. Fischer, Sedimentology and geochemistry of Archean silica granules, *Geol. Soc. Am. Bull.* (2015). B31181.31181.
- [17] B. De Waele, M. Lacombe, J. Rivers, Banded iron formations and associated detrital iron deposits of the Western Congo Craton, in: *Proceedings of the SEG Conference*, September 2015, 2015.
- [18] K. Evans, T. McCuaig, D. Leach, T. Angerer, S. Hagemann, Banded iron formation to iron ore: a record of the evolution of Earth environments? *Geology* 41 (2013) 99–102.
- [19] Chesther Gatsé Ebotehoua, X. Yuling, K. Adomako-Ansah, L. Pei, Fluid inclusion and oxygen isotope characteristics of vein quartz associated with the nabeba iron deposit, republic of congo: implications for the enrichment of hypogene ores, *Minerals* 9 (11) (2019) 677, <https://doi.org/10.3390/min9110677>.
- [20] C. Gatsé Ebotehoua, X. Yuling, K. Adomako-Ansah, B. Gourcerol, Y. Qu, Depositional environment and genesis of the nabeba Banded Iron Formation (BIF) in the ivindo basement complex, republic of the Congo: perspective from whole-rock and magnetite geochemistry, *Minerals* 11 (6) (2021) 579, <https://doi.org/10.3390/min11060579>.
- [21] R. Longley, P. Kitto, S. Thornett, Exploration History of the Mbalam Iron Ore Project, Sundance Resources Ltd., Perth, WA, Australia, 2013, 2013.
- [22] E.N. Ndime, S. Ganno, L. Soh Tamehe, J.P. Nzenti, Petrography, lithostratigraphy and major element geochemistry of Mesoarchean metamorphosed banded iron formation-hosted Nkout iron ore deposit, north western Congo craton, Central West Africa, *J. Afr. Earth Sci.* 148 (2018) 80–98.
- [23] L. Soh Tamehe, C.T. Wei, S. Ganno, C.A. Rosière, J.P. Nzenti, E.C. Gatsé, L. Guanwen, Depositional age and tectonic environment of the Goup banded iron formations from the Nyong Group, SW Cameroon: insights from isotopic, geochemical, and geochronological studies of drillcore samples, *Geosci. Front.* 12 (2021) 549–572.
- [24] S. Ganno, T. Ngotue, N.G.D. Kouankap, J.P. Nzenti, F.M. Notsa, Petrography and geochemistry of the banded iron-formations from Ntem complexes belt Elom area, Southern Cameroon: implications for the origin and depositional environment, *Chem. Erde.* 75 (2015) 375–387.
- [25] S. Ganno, T.E.L. Njiosseu, N.G.D. Kouankap, S.A. Djoukouo, C. Moudioh, T. Ngotue, J.P. Nzenti, A mixed seawater and hydrothermal origin of superior-type Banded Iron Formation (BIF)-hosted Kouambo iron deposit Palaeoproterozoic Nyong series, Southwestern Cameroon: constraints from petrography and geochemistry, *Ore Geol. Rev.* 80 (2017) 860–875.
- [26] C.D.I. Ilouga, C.E. Suh, R.T. Ghogomu, Textures and rare earth elements composition of Banded Iron Formations (BIF) at Njweng prospect, Mbalam Iron Ore District, Southern Cameroon, *Int. J. Geosci.* 4 (2013) 146–165.
- [27] E.N. Ndime, S. Ganno, J.P. Nzenti, Geochemistry and Pb–Pb geochronology of the Neoproterozoic Nkout West metamorphosed banded iron formation, southern Cameroon, *Int. J. Earth. Sci.* 108 (2019) 1551–1570.
- [28] T. Teutsong, R.R. Tomaso, Bontognali, P.D. Ndjigui, C. Johannes, D.T. Vrijmoe, C. Matthew, V. Derek, Petrography and geochemistry of the Mesoarchean Bikoula banded iron formation in the Ntem Complex (Congo craton), Southern Cameroon: implications for its origin, *Ore Geol. Rev.* 80 (2017) 267–288.
- [29] C. Lerouge, A. Cocherie, S.F. Toteu, J. Penaye, J.P. Milesi, R. Tchameni, N.E. Nsifa, C.M. Fanning, E. Delouie, Shrimp U/Pb zircon age evidence for Paleoproterozoic sedimentation and 2.05Ga syntectonic plutonism in the Nyong Group, Southwestern Cameroon: consequences for the eburnean-transamazonian belt of NE Brazil and central Africa, *J. Afr. Earth Sci.* 44 (2006) 413–427.
- [30] P. Maurizot, A. Abessolo, J.L. Feybesse, L.P. Johan, Étude de prospection minière du Sud-Ouest Cameroun. Synthèse des travaux de 1978 à 1985, Rapport de BRGM 85 (1986) 274.
- [31] C. Moudioh, L. Soh Tamehe, S. Ganno, M. Nzepang Tankwa, S.M. Brando, R. Ghosh, B. Kankeu, J.P. Nzenti, Tectonic setting of the Bipindi greenstone belt, northwest Congo craton, Cameroon: implications on BIF deposition, *J. Afr. Earth Sci.* (2020), <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2020.103971>.
- [32] I. Swiffa Fajong, M. Nzepang Tankwa, D.H. Fossi, S. Ganno, C. Moudioh, L. Soh Tamehe, C.E. Suh, J.P. Nzenti, Lithostratigraphy, origin, and geodynamic setting of iron formations and host rocks of the anyouzk region, congo craton, southwestern cameroon, *Minerals* 12 (2022) 1198, <https://doi.org/10.3390/min12101198>.
- [33] A.D.H. Odigui, G.M. Ndzana, E. Bekoa, M. Abossolo-Angue, D. Bitom, Morphological, geochemical and mineralogical studies of two soil profiles developed on the itabirites of Ntem Complex, southern Cameroon, *J. Afr. Earth Sci.* 153 (2019) 111–129.
- [34] S. Owona, L. Ratschbacher, M.G. Afzal, M. Nsangou Ngapna, J. Mvondo Ondoa, G. E. Ekodeck, New U–Pb zircon ages of nyong complex metaplutonites: implications for the eburnean/trans-African orogeny in southwestern cameroon (Central Africa), *Geol. J.* 56 (2020) 1741–1755.
- [35] C.K. Shang, M. Satir, E.N. Nsifa, J.P. Liégeois, W. Siebel, H. Taubald, Archaean high-granitoid produced by remelting of earlier tonalite-trondhjemite-granodiorite (ttg) in the sangmelima region of the ntem complex of the congo craton, southern cameroon, *Inter. J. Earth Sci.* 96 (2007) 817–841.
- [36] S.F. Toteu, W.R. Van Schmus, J. Penaye, J.B. Nyobé, U-Pb and Sm N evidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon, *Precamb. Res.* 67 (1994) 321–347.
- [37] S.F. Toteu, M. de Wit, J. Penaye, K. Drost, J.A. Tait, M. Houketchang Bouyo, W. R. Van Schmus, H. Jelsma, G.C. Moloto-A-Kenguemba, A.F. da Silva Filho, C. Lerouge, M. Doucoure, Geochronology and correlations in the Central African Fold Belt along the northern edge of the Congo Craton: new insights from U-Pb dating of zircons from Cameroon, Central African Republic, and south-western Chad, *Gondwana Res.* 107 (2022) 296–324.
- [38] X.H. Li, Y. Chen, J. Li, C. Yang, X.X. Ling, J.P. Tchouankoué, New isotopic constraints on age and origin of Mesoarchean charnockite, trondhjemite and amphibolite in the Ntem Complex of NW Congo Craton, southern Cameroon, *Precamb. Res.* 276 (2016) 14–23.
- [39] J.M. Akame, B. Schulz, S. Owona, V. Debaille, Monazite EPMA-CHIME dating of Sangmelima granulite and granitoid rocks in the Ntem Complex, Cameroon: implications for Archean tectono-thermal evolution of NW Congo craton, *J. Afr. Earth Sci.* 181 (2021), 104268.
- [40] S. Owona, B. Schulz, D. Minyem, L. Ratschbacher, B.C. Tchamabe, J.B. Olinga, O. J. Mvondo, G.E. Ekodeck, Eburnean/Trans-African orogeny in the Nyong Complex of southwestern Cameroon: meta-basite geochemistry and metamorphic petrology, *J. Afr. Earth Sci.* (2022), <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2022.104515>.
- [41] J. Pényaye, S.F. Toteu, R. Tchameni, W.R. Van Schmus, J. Tchakounté, A. Ganwa, E. N. Nsifa, The 2.1 Ma West central African belt in Cameroon: extension and evolution, *J. Afr. Earth Sci.* 39 (2004) 159–164.
- [42] S. Ganno, C. Moudioh, N.A. Nzina, G.D. Kouankap Nono, J.P. Nzenti, Geochemical fingerprint and iron ore potential of the siliceous itabirite from Palaeoproterozoic Nyong Series, Zambi area, Southwestern Cameroon, *Resour. Geol.* 66 (2016) 71–80.
- [43] S. Ganno, D. Tsozue, N.G.D. Kouankap, M.S. Tchouatcha, T. Ngotue, G.R. Takam, J.P. Nzenti, Geochemical constraints on the origin of banded iron formation-hosted iron ore from the Archaean Ntem Complex (Congo Craton) in the Meyomessi area, Southern Cameroon, *Resour. Geol.* 68 (3) (2018) 287–302.
- [44] L. Soh Tamehe, C.T. Wei, S. Ganno, S.J. Simon, G.D. Kouankap Nono, J.P. Nzenti, Y.B. Lemdjou, N.H. Lin, Geology of the Goup iron deposit, Congo craton, southern Cameroon: implications for iron ore exploration, *Ore Geol. Rev.* 107 (2019) 1097–1128.
- [45] S.E. Deassou, L. Soh Tamehe, S. Ganno, T.M. Nzepang, Y.B. Lemdjou, H. Dadjo D, C.A. Rosière, J.P. Nzenti, A. Bekker, Geochronological and geochemical constraints

- for the metavolcanosedimentary succession of the Nyong Complex, northwestern margin of the Congo craton: implications for depositional age and tectonic setting of associated banded iron formations, *Precamb. Res.* (2022), <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2022.106910>.
- [46] S.A.P. Djoukouo Soh, S. Ganno, L. Zhang, L. Soh, C. Wang, Z. Peng, X. Tong, J. P. Nzenti, Origin, tectonic environment and age of the Bibole banded iron formations, northwestern Congo Craton, Cameroon: geochemical and geochronological constraints, *Geol. Mag.* (2021), <https://doi.org/10.1017/S0016756821000765>.
- [47] Sundance Resources Ltd, Mbalam-Nabebe Iron Ore Project Increases Total High Grade and Itabirite Hematite Mineral Resources. ASX Announcement 20 May 2015, Sundance Resources Ltd, Perth, 2015, p. 22.
- [48] 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 p.
- [49] Y.S. Evina Aboula, P.D. Ndjigui, J. Mvondo Ondoa, Petrology and geochemistry of metamorphosed rocks associated with iron formations of the Toko-Nlokeng iron deposit, (Southern Cameroon): implications for geodynamic evolution and mineralization, *Geol. J.* (2023), <https://doi.org/10.1002/gj.4723>.
- [50] N.G.D. Kouankap, B.E. Fai, T.P. Azinwi, A.A.J. Nyangono, K.B. Fomekong, K. N. Noline Fontem, E.C. Suh, Gold deposit type and implication for exploration in the Abiete-Toko Gold District, South Cameroon: constraint from morphology and microchemistry of alluvial gold grains, *Heliyon* (2021), <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2021.e06758>.
- [51] Dishaw, G., 2017. Mineral resource estimate for the Fe08 and Fe11 deposits of the Ntem iron project, South province, Cameroon, March 2017. SRK Consulting (UK) Limited, Report Number: U6670 NTEM MRE, 169 p. Unpublished.
- [52] S.M. McLennan, Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes, in: B.R. Lipin, G.A. McKay (Eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, *Rev. Miner. Geochem.*, 1989, pp. 169–200, vol. 21.
- [53] R. Bolhar, B.S. Kamber, S. Moorbath, C.M. Fedo, M.J. Whitehouse, Characterization of Early Archaean chemical sediment by trace element signatures, *Earth. Planet. Sci. Lett.* 222 (2004) 43–60.
- [54] M. Bau, P. Dulski, Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman Iron Formation, Transvaal Supergroup, South Africa, *Precamb. Res.* 79 (1996) 37–55.
- [55] R. Kretz, Symbols for rock-forming minerals, *Amer. Miner.* 68 (1983) 277–279.
- [56] N.M. Evensen, P.J. Hamilton, R.K. O'niions, Rare-earth abundances in chondritic meteorites, *Geochim. Cosmochim. Acta* 42 (1978) 1199–1212.
- [57] E. Bonatti, Metallogenesis at oceanic spreading centers, *Ann. Rev. Earth Planet* 3 (1975) 401–433.
- [58] T.J. Barret, Chemistry and mineralogy of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the North Apennines, Italy, *Chem. Geol.* 34 (1981) 289–317.
- [59] S.R. Taylor, S.M. McLennan, *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*, Blackwell, Oxford, 1985, pp. 1–328.
- [60] V. Marchig, H. Gundlach, P. Möller, F. Schley, Some geochemical indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments, *Mar. Geol.* 50 (1982) 241–256.
- [61] D.E. Ayres, Genesis of iron-bearing minerals in banded iron formation mesobands in the dales gorge member, Hamersley group, Western Australia, *Econ. Geol.* 67 (1972) 1214–1233.
- [62] T.G. Lan, H.R. Fan, M. Santosh, F.F. Hu, K.F. Yang, Y.S. Liu, U–Pb zircon chronology, geochemistry and isotopes of the Changyi banded iron formation in the eastern Shandong Province: constraints on BIF genesis and implications for Paleoproterozoic tectonic evolution of the North China Craton, *Ore Geol. Rev.* 56 (2014) 472–486.
- [63] D.M. Shaw, A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis, *Geochim. Cosmochim. Acta.* 32 (1968) 573–1602.
- [64] P. Cloud, Paleogeological significance of banded iron formation, *Econ. Geol.* 68 (1973) 1135–1143.
- [65] H.D. Holland, The oceans: a possible source of iron in iron formations, *Econ. Geol.* 68 (1973) 1169–1172.
- [66] D.L. Huston, G.A. Logan, Barite, BIFs and bugs: evidence for the evolution of the Earth's early hydrosphere, *Earth Planet Sci. Lett.* 220 (2004) 41–55.
- [67] C. Klein, Some Precambrian banded iron formations (BIFs) from around the world: their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin, *Amer. Miner.* 90 (2005) 1473–1499.
- [68] K. Bostrom, The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments, *Stockh. Contribut. Geol.* 27 (1973) 149–243.
- [69] E. Gurvich, *Metalliferous Sediments of the World Ocean: Fundamental Theory of Deep-Sea Hydrothermal Sedimentation*, Springer, Berlin, 2006.
- [70] B.W. Alexander, M. Bau, P. Andersson, P. Dulski, 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, *Geochim. Cosmochim. Acta* 72 (2008) 378–394.
- [71] C. Klein, N.J. Beukes, Geochemistry and sedimentary of a facies transition from limestone to iron formation deposition in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa, *Econ. Geol.* 84 (1989) 1733–1774.
- [72] N.N. Chombong, C.E. Suh, B. Lehmann, A. Vishiti, D.C. Ilouga, E.M. Shemang, B. S. Tantoh, A.C. Kedia, Host rock geochemistry, texture and chemical composition of magnetite in iron ore in the Neoproterozoic Nyong unit in southern Cameroon, *Appl. Earth. Sci.* 126 (2017) 129–145.
- [73] C.R. German, H. Elderfield, Application of the Ce-anomaly as a paleoredox indicator: the ground rules, *Paleoceanography* 5 (1990) 823–833.
- [74] N. Planavsky, A. Bekker, O.J. Rouxel, B. Kamber, A. Hofmann, A. Knudsen, T. W. Lyons, Rare Earth Element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe formations revisited: new perspectives on the significance and mechanisms of deposition, *Geochim. Cosmochim. Acta* 74 (2010) 6387–6405.
- [75] T. Angerer, S.G. Hagemann, L.V. Danyushevsky, Geochemical evolution of the banded iron formation-hosted high-grade iron ore system in the Koolyanobbing Greenstone Belt, Western Australia, *Econ. Geol.* 107 (2012) 599–644.
- [76] Y.N. Belevtsev, R.Y. Belevtsev, R.I. Sirosthan, The Krivoy Rog Basin, in: A. F. Trendall, R.C. Morris (Eds.), *Iron-Formation: Facts and Problems*, Elsevier, Amsterdam, 1982, pp. 211–252.
- [77] C. Klein, N.J. Beukes, Time distribution, stratigraphy, and sedimentological setting, and geochemistry of Precambrian iron formation, in: J.W. Schopf, C. Klein (Eds.), *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study*, Cambridge University Press, New York, 1992, pp. 139–146.
- [78] J.L. Graf, E.A. O'Connor, P. Van Leeuwen, Rare-earth element evidence of origin and depositional environment of Late Proterozoic ironstone beds and manganese-oxide deposits, SW Brazil and SE Bolivia, *J. S. Am. Earth Sci.* 7 (2) (1994) 115–133.



Mapping geological configuration using geophysics data: an investigative approach in targeting iron ore, gold mineralization and other commodities, a case study of Toko-Nlokeng area (Nyong Greenstone Belt, SW Cameroon)

Yannick Saturnin Evina Aboula, Joseph Mvondo Ondoa & Paul-Désiré Ndjigui

To cite this article: Yannick Saturnin Evina Aboula, Joseph Mvondo Ondoa & Paul-Désiré Ndjigui (2023): Mapping geological configuration using geophysics data: an investigative approach in targeting iron ore, gold mineralization and other commodities, a case study of Toko-Nlokeng area (Nyong Greenstone Belt, SW Cameroon), Applied Earth Science, DOI: [10.1080/25726838.2023.2218686](https://doi.org/10.1080/25726838.2023.2218686)

To link to this article: <https://doi.org/10.1080/25726838.2023.2218686>



Published online: 06 Jun 2023.



Submit your article to this journal [↗](#)



View related articles [↗](#)



View Crossmark data [↗](#)

Mapping geological configuration using geophysics data: an investigative approach in targeting iron ore, gold mineralization and other commodities, a case study of Toko-Nlokeng area (Nyong Greenstone Belt, SW Cameroon)

Yannick Saturnin Evina Aboula, Joseph Mvondo Ondo and Paul-Désiré Ndjigui

Department of Earth Sciences, University of Yaoundé, Yaoundé, Cameroon

ABSTRACT

Regional geophysical data are important for detecting the presence of mineral deposits under cover. This study used geophysical data coupled with field geology of the Toko-Nlokeng area, Cameroon, to locate and map structures and lithologies as part of an exploration campaign for mineral deposits. The airborne geophysical survey in the Toko-Nlokeng area located in the Nyong complex revealed a predominantly EW striking highly folded series result of polyphase deformation of iron formations and host rocks divided into domains based on magnetic and radiometric character. The geophysical data indicate that major faults and shear zones strike NE-SW, with N-S striking units on the western margin and mainly E-W striking units in the rest of the area. These data suggest a major N-S thrust fault similar to the Borborema Province (NE Brazil) terrane marked by accretionary processes during the assembly of Western Gondwana. Several significant NE-SW striking shear zones are present. The data revealed many moderate to highly magnetic bodies that are interpreted as magnetite-bearing iron formation, mafic-ultramafic intrusions and flows, skarns, carbonatites and kimberlites. The magnetic and radiometric trends reveal the internal regional rock fabric and strike, and iron ore targets with magnetic anomaly up to 27,000 nT related to iron formations and other significant targets for gold, potassium (alteration) and uranium. The Toko-Nlokeng iron deposit is comprised of magnetite-bearing quartzite beds and is concordant with the surrounding host rocks and stands as one of a broad group of magnetite-dominated iron formations that occur throughout West and Central Africa. A new geological map was produced from mapped lithologies and microstructure characteristics of the iron formations, interpretations of the aeromagnetic data and structural features. The study results have important implications for regional exploration programs.

ARTICLE HISTORY

Received 9 December 2022
Revised 18 May 2023
Accepted 18 May 2023

KEYWORDS

Geophysical survey; lithology configuration; iron-gold deposit; structural analysis; Toko-Nlokeng area; Nyong complex

Introduction

The use of modern computer data processing has enabled the introduction of new interpretation methods and the achievement of greater reliability in solving geological and environmental problems. The integration of geological and geophysical datasets is useful in tropical and equatorial regions where deposits are generally covered by heavy vegetation and thick laterite profiles and can provide in-depth information on ore genesis. Such an interdisciplinary approach has provided successful results in Precambrian terrains in Australia (Aitken and Betts 2009; Holden et al. 2012; Hronsky and Kreuzer 2019; Hronsky 2020), in Brazil (Leite et al. 2019; Santos et al. 2017, 2022) West and Central Africa (Metelka et al. 2011; Jessell et al. 2016; Chardon et al. 2020 Sepwouo et al. 2022), the south Eastern Desert of Egypt (Zoheir 2012; Eldosouky et al. 2017; Karmel et al. 2022), the Guiana Shield in South America (Combes et al. 2022) and Canada (Montsion et al. 2021). Among the wide range of geophysical methods, the aeromagnetic

method is considered to be one of the most rapid, cost-effective and versatile geophysical tools that can help reveal large- and small-scale features, including differences between basement rock types, magmatic intrusions, volcanic rocks and fault structures (Feumoe et al. 2012; Holden et al. 2012; Combes et al. 2022). A multi-scale mapping approach using airborne magnetic and radiometric data can provide a better understanding of the spatial distribution of intrusions and possibly associated shear zones, both of which are related to iron and gold mineralization events (Angerer and Hagemann S 2010; Egglseeder et al. 2017; Leite et al. 2019; Combes et al. 2022). Thus the magnetic survey can be used to delineate magnetic lineaments, analyse their relationship to tectonic faults and identify the location of the mineralization. Geological mapping techniques can then provide a welcome complement to these efforts. In addition to improving geological work, the use of airborne magnetic and radiometric data is being applied to the exploration of economic mineral deposits in the

greenstone belts. Recurrently, mineral exploration uses the proximity and density of favourable features (e.g. fault traces, fold axes, favourable lithological units) to delineate structurally prospective areas as a proxy for traps and pathway fluids. These pathway fluids are genetically linked to ore formation (Cox 2010; Ford and McCuaig 2010; Bark and Weihed 2012; Kreuzer et al. 2019; Zhang and Zhou 2015; Santos et al. 2017; Ford 2020; Montsion et al. 2021; Combes et al. 2022; Kwak et al. 2022). The structural evolution of the Nyong Complex greenstones belt within the margin of the Congo craton in Cameroon is still poorly documented for it was strongly deformed and reworked during collision between the Congo-São Francisco and the West African cratons associated with Eburnean/Trans Amazonian orogeny (Owona et al. 2020).

In Cameroon, iron formations and gold mineralization are found in the Ntem complex and the Nyong Complex where they form an iron belt extending from Mbalam to Kribi, over a length of nearly 500 km (Suh et al. 2008; Ganno et al. 2015; Evina Aboula et al. 2023a, 2023b). The Southwest Cameroon can be divided into three major tectonic units separated by regional-scale thrusts; these are the Ntem Complex, Nyong Complex and Yaoundé Group (Shang et al. 2010; Bouyo Houketchang et al. 2019; Owona et al. 2020). The Nyong Complex belongs to the NW corner of the Congo craton and remains a part of the N–S trending Eburnean-Trans Amazonian West Central African Fold that covers along the western lateral of the Congo craton from Angola to Cameroon and continues to NE Brazil (Feybesse et al. 1998; Bouyo Houketchang et al. 2019; Caxito et al. 2020; Owona et al. 2020). It has been understood as the consequence of the convergence and collision between the São Francisco–Nigerian Shield block and a former Congo megacraton (Toteu et al. 1994; Feybesse et al. 1998; Lerouge et al. 2006; Owona et al. 2020). This belt belongs to a metallogenic province that extends from Cameroon to Gabon and Congo (Soh Tamehe et al. 2021, 2022). Most iron formations and host rocks have been documented to thorough lithostratigraphie, geochemistry and geochronology within the Nyong complex (Chombong et al. 2017; Soh Tamehe et al. 2021, 2022; Deassou et al. 2022; Sepwouo et al. 2022; Evina Aboula et al. 2023a, 2023b). Recent field mapping, petrography and ground magnetic geophysical surveys were documented by Sepwouo et al. (2022) to describe Makouré iron prospect. This study shows that the lithology of the area is mainly composed of gneiss, amphibolite, micaschist, orthogneiss, quartzite and iron formations (IFs), and the foliation of these BIFs averagely strikes N065°E and dips 70° toward the SSE. These similar deposits which are also structurally controlled are found in Brazil. The Nyong Complex shows shallow

dipping S₁/S₂ foliations with patchily oriented axial fold (N–S to NNE–SSW) and stretching (E–W to NW–SE) lineation and local large open folds related with N–S sinistral strike-slip faults (Moudioh et al. 2020; Owona et al. 2020; Swiffa Fajong et al. 2022). The IFs of the Makouré iron deposit and most others in the Nyong complex are typical Banded Iron Formations (BIFs). The IFs of the Toko-Nlokeng deposit show a case of coexistence of granular and banded iron formations (65% GIFs and 35% BIFs) in an Algoma-type deposit (Evina Aboula et al. 2023a). However, most of the gold and iron mineralization in the Ntem Complex appears to be structurally driven. Over the past decade, the Toko-Nlokeng area has been extensively explored for iron and gold mineralization, but important investigation of gold and iron occurrences concerning geological mapping has never been documented in this area. These exploration activities have provided a huge data, including airborne geophysical data, structural outcrop data and drill core, which is compiled in this work.

The purpose of this research paper is to provide the geophysical approach coupled with the field data aiming to map the geological configuration and structural frameworks from which kinematic relationships can be interpreted and delineates targets for iron ore, gold and other previously unidentified commodities. Particular emphasis is placed on the mapping of lithology and structural architecture controlling the distribution of iron and gold mineralization along with other commodities and delineating the best prospects for iron and gold ores using mainly aeromagnetic–radiometric surveys coupled with field data, including correlations along the Nyong Complex deposit-controlled counterpart of the Borborema Province NE Brazil ore deposits.

Regional geological setting

The Paleoproterozoic Nyong complex is the result of plate tectonic processes such as ocean opening, plate compartment convergence, subduction and collision between the São Francisco–Nigerian block and an ancient Congo megacraton (Figure 1(a, b, d), Ledru et al. 1994; Toteu et al. 1994; Feybesse et al. 1998; Lerouge et al. 2006; Bouyo Houketchang et al. 2019; Owona et al. 2022; Santos et al. 2023). New geophysical, structural and petrological data suggest that the complex network of shear zones that once connected the Borborema province (NE Brazil), Tuareg shield (Hoggar) and Central African domain (NW Africa) likely characterise ancient sutures that mark collisional events between Archean-Paleoproterozoic paleocontinents such as Amazonian-West African and São Francisco-Congo (Evina Aboula et al. 2023a; Santos et al. 2022, 2023).

The NW extension of the Congo Craton (CC) is represented in southern Cameroon by the Archean–Paleoproterozoic Ntem Complex. This Complex comprises the Paleoproterozoic Nyong complex to the north-west and the Archean Ntem Complex to the southeast (Figure 1c) (Maurizot et al. 1986; Tchameni et al. 2010; Soh Tamehe et al. 2021). The latter consists of tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and charnockite suites, potassic granitoid, minor supra-crustal (banded iron formations, BIFs; sillimanite-bearing gneisses; garnet-bearing amphibolites and pyroxenites) rocks that represent remnants of greenstone belts (Ganno et al. 2017; Ndime et al. 2019; Akame et al. 2021). Metagabbro and dolerite dykes cross-cut the granite-gneissic basement and greenstone belt. The Nyong Complex is mainly composed of metasedimentary and meta igneous rocks consisting of various gneisses, IFs (GIFs and BIFs), amphibolites, pyroxenites, eclogites, charnockites, TTG suites, serpentinised peridotites, metagranodiorites, metasyenites, metagabbros, metavocanites, mafic granulites, metabasite, dolerites and hornblendite. (Lerouge et al. 2006; Aye et al. 2017; Ganno et al. 2017; Loose and Schenk 2018; Bouyo Houketchang et al. 2019; Fuanya et al. 2019; Nga Essomba et al. 2020; Kwamou et al. 2021; Mvodo et al. 2022; Owona et al. 2022; Kouankap Nono et al. 2022; Swiffa Fajong et al. 2022; Evina Aboula et al. 2023a, 2023b). The Nyong complex hosts several BIF-hosted iron deposits including the Ngovayang, Sanaga and Kelle-Bidjoka, Gouap deposits to the north, the Kouambo, Bibole, Zambi and Mewongo deposits to the centre forming the Bipindi iron ore district (Soh Tamehe et al. 2021) and the Mamelles deposit to the south (Figure 1c). Metavolcano-sedimentary rocks from this group were deposited from Mesoarchean (ca. 2850 Ma) to Paleoproterozoic (ca. 2378 Ma) and metamorphosed during the Paleoproterozoic (ca. 2080–2050 Ma) with a Pan-African overprint at ca. 620–500 Ma (U-Pb zircon ages; Chombong et al. 2017; Nzepang Tankwa et al. 2020; Owona et al. 2021; Soh Tamehe et al. 2021; Djoukouo Soh et al. 2021; Kwamou et al. 2021; Kouankap Nono et al. 2022; Mvodo et al. 2022; Toteu et al. 2022).

Deposit geology

The discovered Toko-Nlokeng IFs deposits are located in the Nyong Complex. The geological sketch map of the deposit is presented in Figure 2(b). The Toko-Nlokeng area hosts mainly gneissic basement, schist, amphibolite, garnetite, eclogitoid, quartzite, tonalite trondhjemite-granodiorite (TTG) granitoid, orthopyroxene-garnet (charnockitic) gneiss, mafic-ultramafic intrusion, dolerite and IFs (Odigui et al. 2019; Swiffa Fajong et al. 2022; Evina Aboula et al. 2023a, 2023b). These rocks have a general E–W-trending S_1 foliation

and SW–NE-trending S_2 foliation (Binam et al. 2018) associated with numerous intrusions (granodiorite, tonalite, syenogranite and serpentinites). Its morphology is marked by horsts and grabens (Binam et al. 2018; Odigui et al. 2019). Some studies point out the alluvial gold potential of the study site, more precisely in Abiete and Toko-Nlokeng, where the gold grade in some streams varied from 0.35 to 3.7 g t⁻¹ (Milési et al. 1980; Binam et al. 2018; Kouankap Nono et al. 2021; Evina Aboula et al. 2023b). The quantitative chemical analyses of this alluvial gold could originate from the mobilization of primary vein minerals (Ngo Bidjeck 2004; Binam et al. 2018; Kouankap Nono et al. 2021). Previous studies of iron deposits in this area were limited in morphological, lithostratigraphic, geochemical and mineralogical studies of soil profiles developed on the IFs (Odigui et al. 2019; Swiffa Fajong et al. 2022; Evina Aboula et al. 2023a, 2023b) and mining exploration results by Caminex/IMIC.

Methodology and data

Geophysical surveys

The study area was covered by an airborne geophysical campaign carried out by Aureus Mining Inc in March 2010 with Aircraft AS350B Helicopter, reverse Line Spacing of 100 m, Traverse line Direction 000° – 180°, Tieline Spacing of 1000 m, and Mean Terrain Clearance 30 m and the ground geophysical survey by Afferro Mining Ltd. The proposed workflow for mapping structural and lithology was performed using two inputs, field sheet measurements and auto-detected aeromagnetic–radiometric data. Techniques relating to preprocessing and lineament extraction from aeromagnetic grids as well as methods of calculating structural trends are described by Santos et al. (2017), Leite et al. (2019) and Montsion et al. (2021). Parameter sensitivity testing was also performed as part of the workflow to determine optimal parameters and the effect each has on results. The surveys were generally carried out along parallel flight lines and with a few lines of control perpendicularly. Airborne spectrometric surveys provided efficient physical measurements, bedrock mapping and lithologic coverage, and help the determination of the depth of magnetic sources. The survey and the processed image Atlas, GIS raster images and vector layers show a great deal of lithological and structural information which will be an essential aid for understanding the geology of the area and defining new target areas for exploration of metallic and non-metallic minerals. Then imaging and contouring of various derivatives and enhancements were produced with SGC software, data made available to Southern Geoscience Consultants by Aureus Mining Inc. This

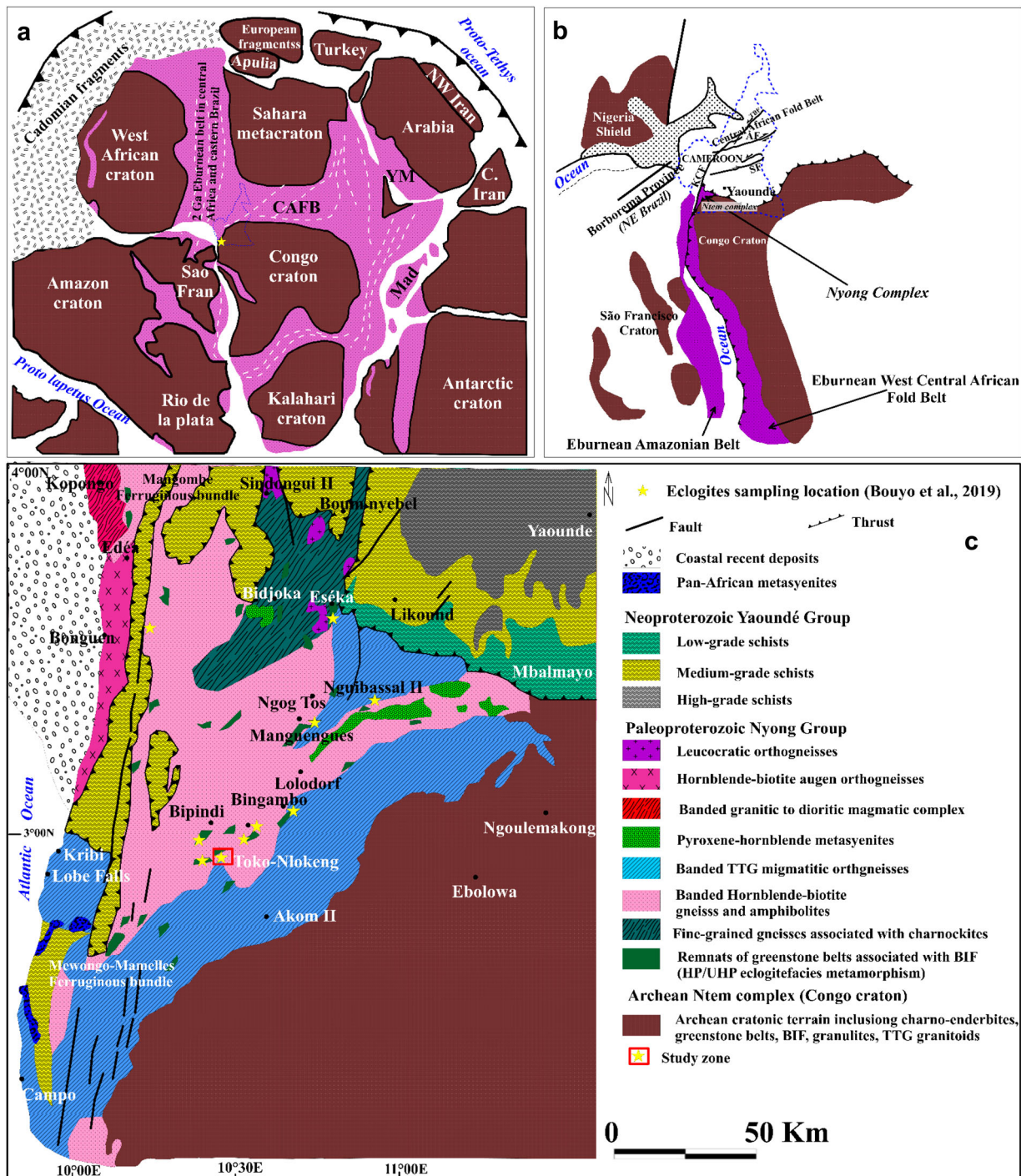


Figure 1. (a) The position of the Congo–West Africa–Sao Francisco–Cratons and Palaeogeographic fitting of South America and Africa with cratons (Brown area), Eburnian–Transamazonian orogenic belt (ETB), and mobile belts (Ledru et al. 1994; Kusky et al. 2003), (b) Sketch map of the Congo and Sao Francisco cratons (Brown area) with limits of NE Brazil and Central West Africa illustrating Eburnian–Transamazonian orogenic belt location of the studied area. Inset illustrates the position of the SW Cameroon relative to the Congo craton in Africa. (c) Detailed geological map of the Nyong Complex showing the location of the Toko-Nlokeng prospect (red square) (modified after Lerouge et al. 2006).

includes Total Magnetic Intensity Images (TMI), Reduced-to-Pole Total Magnetic Intensity Images (RTP), Total Magnetic Intensity – Analytic Signal Images, Digital Elevation images and Radiometric images. These images were used to produce GIS Geotiffs, digital contours and digital maps at a scale of 1:50,000. Following this, hard copy maps of the geophysical and geological data were used on a light

table for the detailed work with the interpretation done in pencil on a film overlay. This overlay was then scanned and digitised into GIS (Many different image maps were used because of the complex and confusing nature of the magnetic patterns due to the low magnetic inclination). All the existing maps are in UTM coordinates, placed on the WGS84 Zone 32N projection. Rose diagrams completed with the

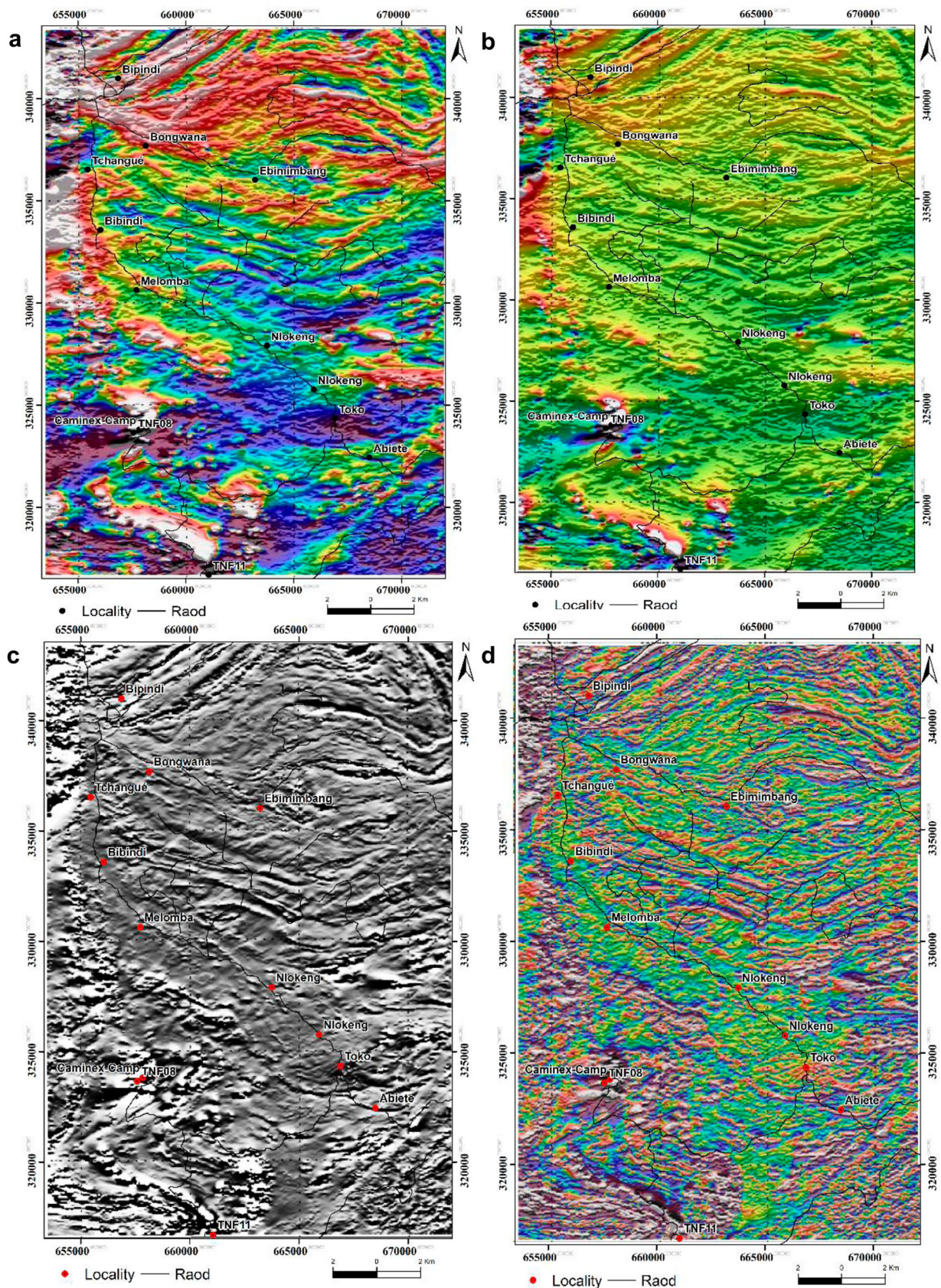


Figure 2. The Geotiff format images produced with SGC proprietary software (a) TMI colour shadowed image – non-linear stretch; (b) TMI colour shadowed image – linear stretch; (c) TMI with Automatic Gain Control (non-linear greyscale) image.

directions of ($N = 780$) magnetic and ($N = 620$) radiometric trends were also produced using RockWorks v 16 2014.5.31. the magnetic and radiometric trends have been added to the interpretation to give more

detail and structure interpreted. These were separated into two groups: major, which are linked to unit limits and/or shear zones, and secondary, which are associated with minor, linear/curvilinear segments. The

main items to be interpreted are magnetic and radiometric trends, faults/shears, dykes, folds, discrete intrusive features, geological domains, rock unit out-lines and rock type classification.

Field sampling and analytical methods

The field works consisted of detailed geological mapping and sampling of fresh representative outcrop samples of IFs and their host rocks. In addition, core samples were collected from two representative drill holes. The cores were logged lithologically at their respective depth intervals and then study under the microscope for their petro-structural aspects along with structural measurements. A simple procedure was used to assess the reliability of the measurement of the orientation of the drill core. Two methods have been used for structural measurements and orientation: (1) the alpha and beta angle method for measuring the orientations of the drill core structures (Holcombe 2008; Blenkinsop and Doyle 2010) and (2) the structural table method which consists to reposition the core identical to the wellbore (e.g. following the direction and the drilling angle) to correctly interpret structural measurements in situ. The GeoCalculator software (<http://www.holcombe.net.au/software>) was used to convert angles measured from a sample into geographic structural readings. Finally, the structural elements of the outcrops and the drill cores were classified according to the different deformation phases. The polished thin sections were prepared from representative samples at Lanfang Rock Detection Technologies Ltd, Hebei (China) using conventional technics. A petrographic study was done under both transmitted and reflected light petrographic microscopes.

Results and interpretation

Aeromagnetic–radiometric data

Magnetic bodies in the study area tend to produce magnetic lows to the north and magnetic highs to the south. North–south trending magnetic bodies in particular are poorly resolved and tend to form a series of magnetic ‘beads’ because small offsets, folds and terrain variations along the strike will produce a series of magnetic dipoles. The non-linear colour-stretched TMI image in Figure 2(a) gives a visual image with more colour variation than its linear colour-stretched counterpart (Figure 2b). It does, however, tend to hide the true magnetic magnitudes of anomalies when compared to linear colour stretch images. The greyscale TMI 1VD image (Figure 2c) shows subtle detail that cannot be seen in colour. In addition, the colour RTP 1VD image with non-linear scaling displays a lot of detail but the colouring is rather overwhelming

and the north–south features are poorly resolved (Figure 2d) image. The greyscale RTP 2VD image (Figure 3a) shows even more detail than the RTP 1VD image. It tends to sharpen and separate magnetic features further but it does lose most of the longer wavelength deeper amplitude information. To enhance the magnetic linear features associated with the structures, frequency filtering operators were applied on the RTE to create the first vertical derivative image, analytic signal and tilt angle maps (Figure 3b). This tilt image is good at showing fine details of anomalous features regardless of amplitude. It can tend to lengthen units and thus string magnetic trends together disguising fault offsets. The ternary radiometric image (Figure 3c) shows a large amount of stratigraphical detail and lithological discrimination. The radiometric data is probably even more useful than the magnetic data for lithological and structural mapping overall. The analytic signal image (Figure 3d) mainly produces highs over magnetic bodies regardless of magnetic inclination and magnetic remanence. The exception is for wide bodies where it produces highs over the margins. This enhancement does a reasonably good job of resolving the north–south striking stratigraphy in the west of the area. In general, the magnetic intensity in the area has a range of about 25,000 nT with the strongest responses being on the western margin of the survey area. There are several isolated magnetic anomalies in the central area ranging up to 3000 nT in amplitude. Most of the remainder of the area has an amplitude range of about 500 nT. The strikes and fold structures are best shown by the radiometric image (Figure 3c). This shows that the bulk of the area has approximately east–west strikes but with a series of interfering complex folds. The western margin of the area has a north–south strike.

Geophysical interpretations

The structural design of the Toko-Nlokeng area is marked by a predominance of NE–SW and NW–SE radiometric lineaments, but E–W orientations occur subordinately to the magnetic lineaments (Figure 4a–d). The NE–SW Kienke Shear Zone (KSZ), Tchangue Shear Zone (TSZ) and Mvouba Shear Zone (KSZ), indicated as a major shear zone (Figure 4a, c), show the strongest and most continuous magnetic trends and it is the regional controlling structure, which is also marked as a series of secondary NW–SE Nlokeng Shear Zone (NLSZ) and Lokoundje Shear Zone (LSZ) in the north of the studied area. Despite the magnetic trend, it is still possible to observe that the magnetic lineaments are oriented E–W interpreted as a predominantly EW striking highly folded series of gneisses and amphibolites divided into domains based on magnetic and radiometric character (Figure 4b, d). The

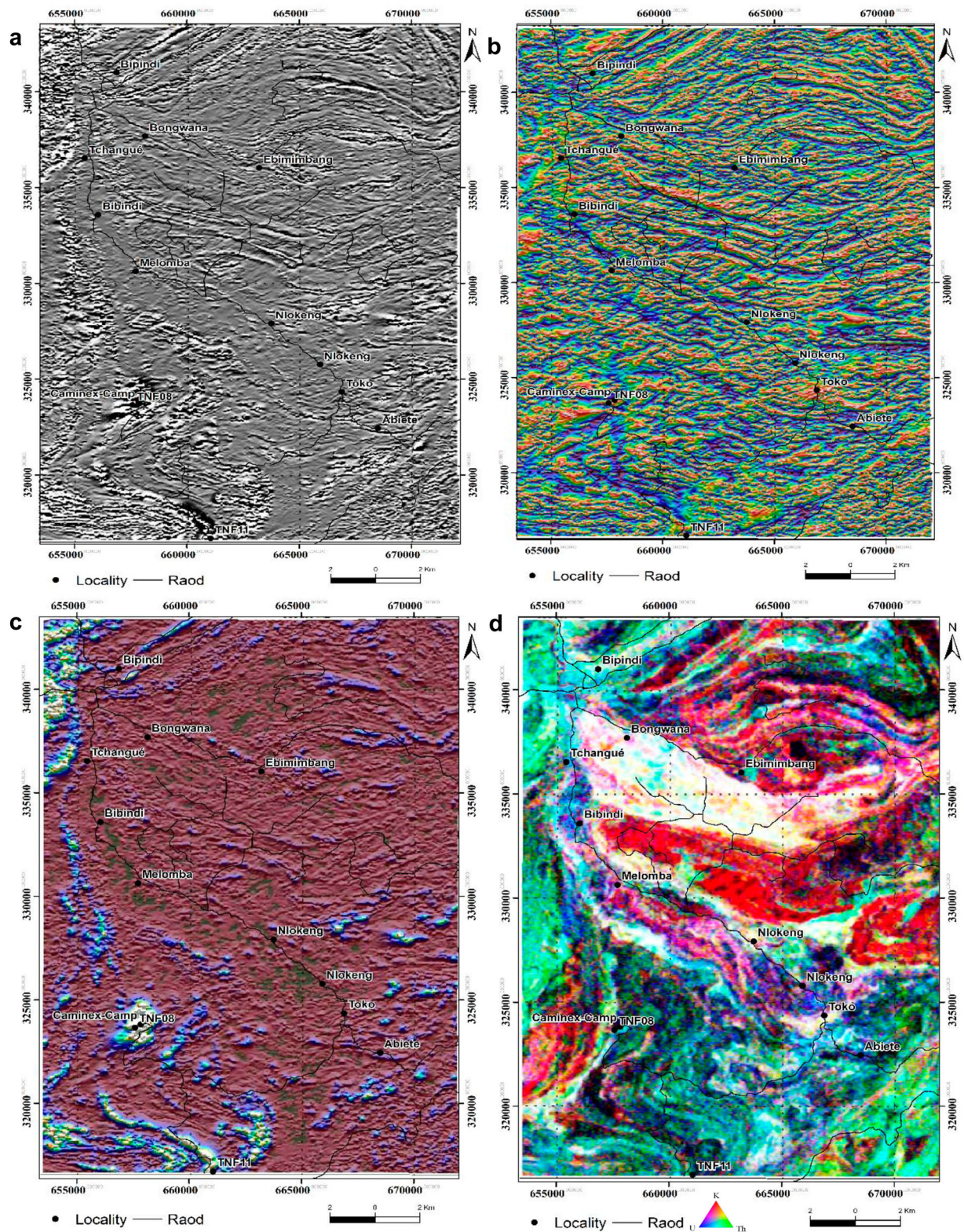


Figure 3. Selected image enhancements produced with SGC proprietary software: **(a)** RTP 2VD greyscale image; **(b)** RTP Tilt Derivative color shadowed image; **(c)** Ternary Radiometric image: Potassium-red, Uranium-blue, Thorium-green; **(d)** Analytic Signal image – Linear colour.

sampling and detailed mapping were confined mainly to a small prospect area in the southern area around Abiete village. An interpretation scale of 1:40,000 was chosen to allow good resolution. The image enhancements were first used in GIS on the computer for ideas and basic structure by using a similar method

as Metelka et al. (2011). Then, hard-copy maps of the geophysical and geological data were used on a light table for the detailed work with the interpretation done in pencil on a film overlay. This overlay was then scanned and digitised into GIS. Many different image maps were used because of the complex and

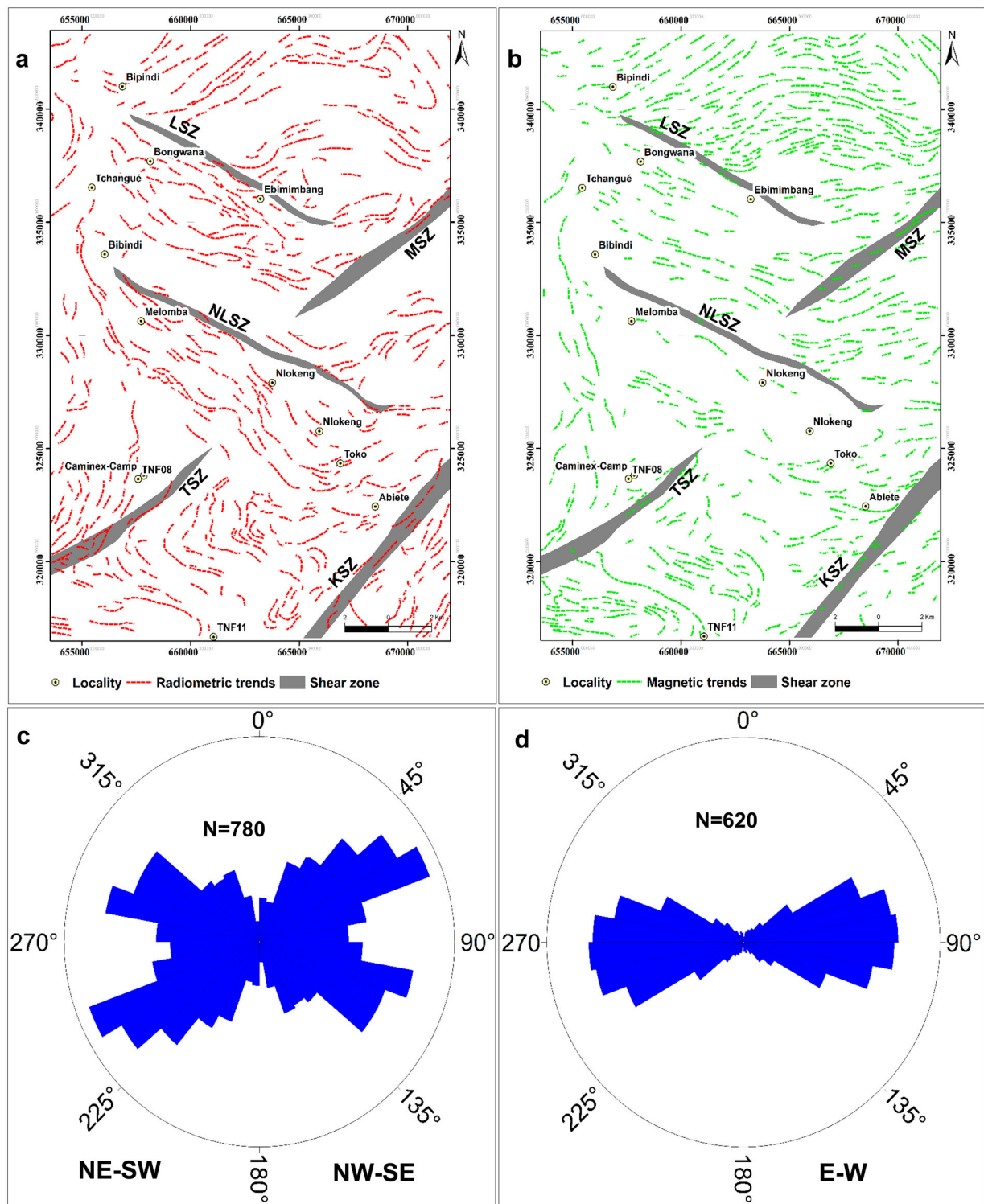


Figure 4. (a) Radiometric trends of Ternary Radiometric image and (b) magnetic trends of analytic signal amplitude, and interpretation of magnetic and radiometric lineaments from Toko-Nlokeng area; Rose diagrams show (c) E–W trending S_1 foliation and (d) NE–SW direction, which are rotated to NW–SE under the influence of the Kienke Shear Zone (KSZ), Tchangué Shear Zone (TSZ), Mvouba Shear Zone (MSZ) and Nlokeng Shear Zone (NLSZ), Lokoundje Shear Zone (LSZ) respectively.

confusing nature of the magnetic patterns due to the low magnetic inclination. The radiometric image maps in particular were very useful. The main items are usually interpreted in full showing magnetic and radiometric trends, faults/shears, dykes, folds, dips, cross-cutting, discrete intrusive features, lithological domains, cultural features, rock unit outlines and rock-type classification. The scope of this work did

include rock type classification by using radiometric trends (Figure 5a, b). The magnetic and radiometric data show quite marked changes in character and the area can be loosely subdivided into geological domains as shown in Figure 5(a). There is scope to further refine these subdivisions as required.

The DEM image (Figure 6) shows a clear picture of the topography and this can be used to some extent for

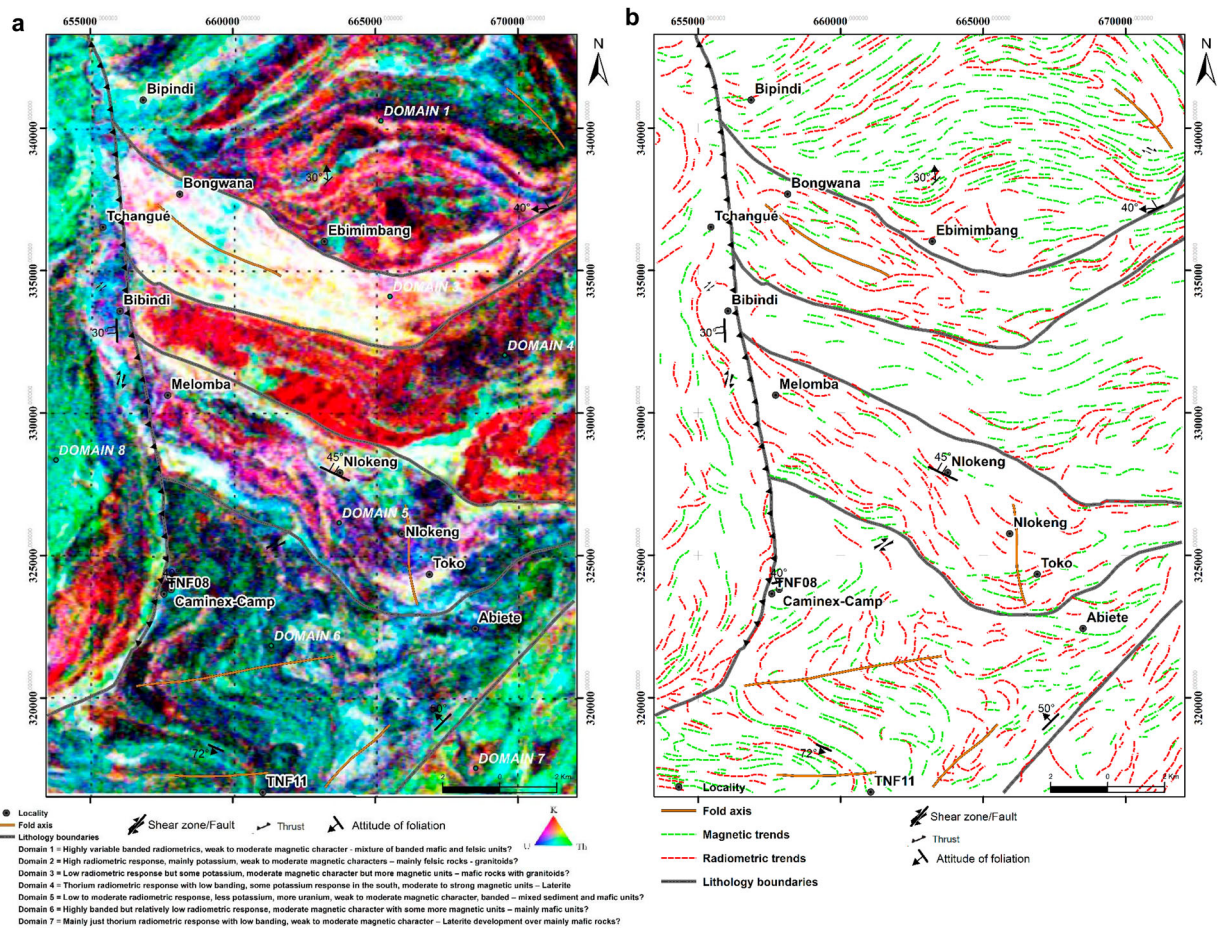


Figure 5. (a) Interpreted geological domains and fold structures over ternary radiometric image; (b) Geological domains and fold structures over Magnetic (dashed green) and radiometric (dashed red) trends show rock fabric and strike.

structural interpretation. This map displays the occurrence of the moderately and highly magnetic bodies overlain on the Elevation image (>400 m), which can be used either to support manual prospectivity examination or as a supplementary layer of information for GIS-based quantitative prospectivity analysis that groups multiple geoscientific datasets.

Faulting and shearing

Faults and other brittle structures are identified as they often act as boundaries between high and low magnetic anomalies or are observed to offset anomalies. The best examples of this are observed around west-trending faults along the TNF08 prospect (Figure 7a), where high magnetic associated with the shear zone is contained and offset by the fault traces. Another example is the north-northwest trending Bipindi fault (Figure 7b), which separates high magnetic spatially associated fault traces in the west and low magnetic anomalies in the east of the study area. The most important outcome for gold exploration is likely to be structural features through the interpreted faults and shears (Figure 7a). Radiometric analysis of both the bedding and magnetic lineament data shows a systematic spatial correlation with kilometre-scale faults (Figure 7b). Nearly every mapped

fold axial trace is associated with high magnetic anomalies at TNF08 prospect. Faults are only directly interpretable by the offsetting or truncation of magnetic units. Strike parallel faults cannot be confidently interpreted unless they are offsetting/truncating stratigraphy somewhere but can sometimes be inferred by linear patterns and changes in magnetic character. Shear zones have been interpreted and annotated as an overprint to the underlying interpretation as shown in Figure 4(a and b). Those are fault systems with a significant width of deformation in a ductile manner, often near strike parallel, and have been interpreted from several factors such as truncation of magnetic units, Linear banding due to deformation in the shear direction, and low magnetic response due to magnetite destruction. The very marked discordance between north-south striking rocks on the western margin (Domain 4) and mainly east-west striking rocks in the rest of the area suggests a major north-south thrust fault as shown (Figure 7a and b).

Dips and folds

Dips are difficult to interpret in low magnetic latitudes, especially when remanent magnetization is a high probability. No dips have been shown directly in this interpretation but the interpretation of folds

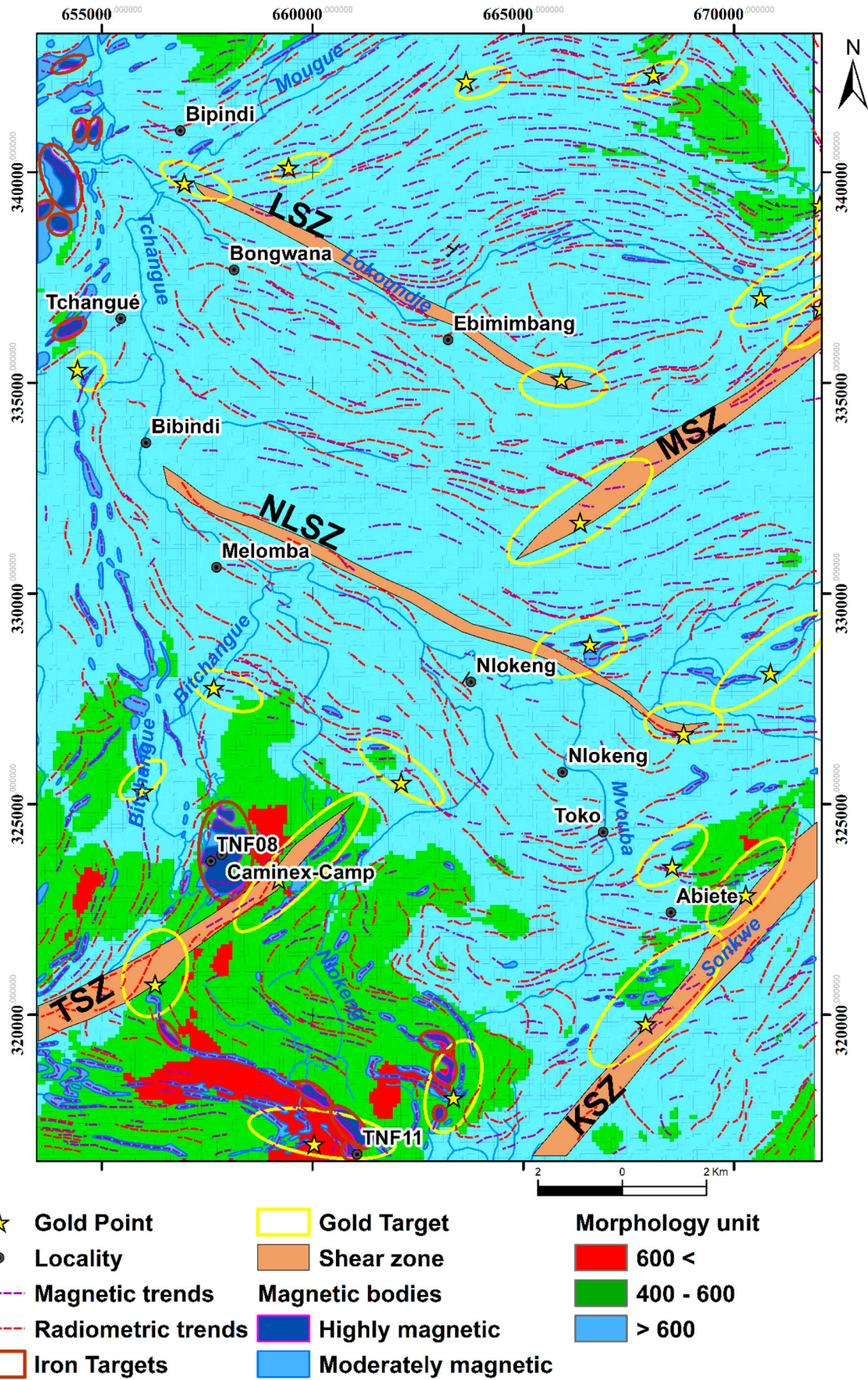


Figure 6. DEM image, the linear colour of Toko-Nlokeng digitized and vectorized from the SRTM image and the Ebolowa and Kribi topographic sheets illustrated.

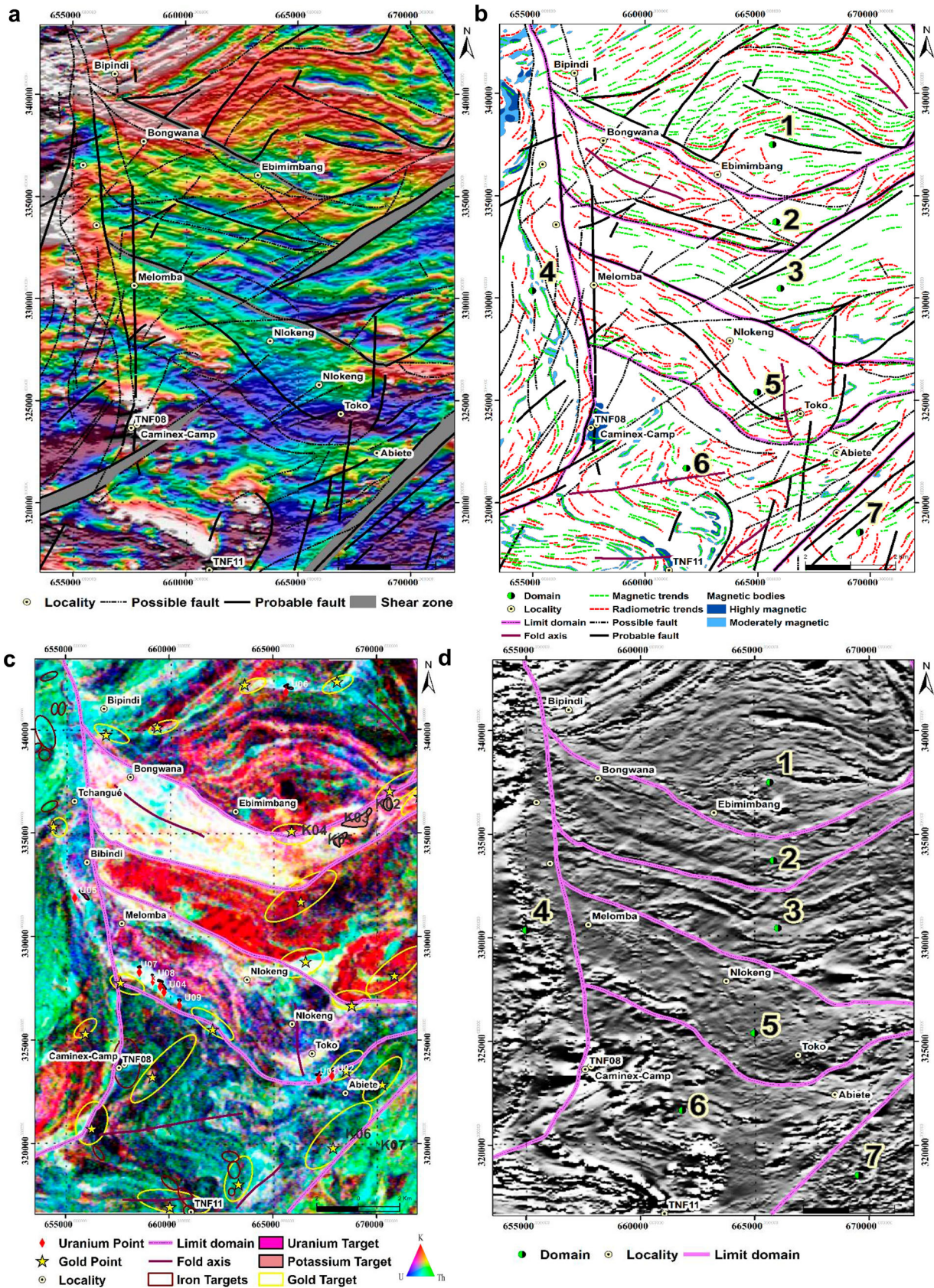


Figure 7. The interpretation is shown: (a) Interpreted faults and shears over colour RTP TMI image; (b) Interpreted geological domains over a ternary radiometric image showing fold structures shear zone and commodity targets; (c) Magnetic (dashed green) and radiometric (dashed red) trends show rock fabric and strike, interpreted faults and shears over aeromagnetic bodies; (d) Interpreted geological domains over greyscale magnetic image.

shows the inferred dip in several places. The radiometric data in particular shows folded stratigraphy. In several places, these have been classified as

anticlines or synclines based on the magnetic response. The interpreted fold structures are shown overlain on a radiometric image in Figure 7(c).

Representative folds in both study areas are displayed in [Figure 7\(d\)](#), some of these also represent refolded folds and/or drag folds, which are spatially associated with high anomalies body.

Discrete magnetic bodies

Magnetic and radiometric trends have been added to give more detail and structure to fabrics as shown in [Figures 8\(a and b\)](#). Discrete moderately and highly magnetic bodies have been outlined and classified as shown in [Figure 9](#). These will be due to various sources known to contain significant magnetite such as Iron Formation Mafic-ultramafic intrusion and flows Skarns, Carbonatites and Kimberlites. The magnetic bodies have primarily been outlined using the TMI Analytic Signal image which more or less overcomes the problems of low magnetic inclination and remanence. On the negative side, this image does tend to merge and broaden features and wide bodies show edges rather than the central areas. The dominant magnetic body is a complexly folded zone in the southwest of the area as shown in [Figure 9](#). This has an amplitude of over 25,000 nT which is comparable to some iron ore deposits in West Africa forming an attractive iron ore target. The targets are ranked according to their magnetic character and amplitude. For comparison, Putu Range in Liberia has magnetic amplitudes of up to 35,000 nT, and Archean BIF of Nkout in Cameroon has amplitudes of up to 25,000 nT. On this basis, only the two targets ranked as 'High' have any similarity.

Exploration targets

Several targets were identified for iron ore, gold, and to a lesser extent, other commodities based almost entirely on the magnetic and radiometric data as only very minor geological or geochemical information is available. This limits the reliability of the targeting, particularly for gold where structural signatures of known deposits in an area help identify new similar targets. A total of 96 targets have been selected, outlined and labelled as shown in [Figure 10\(a\)](#).

Iron ore targets

Selected iron ore targets are shown in [Table 1](#) and dark brown in [Figure 9](#). These are the most highly magnetic portions of the interpreted magnetic bodies that also have significant size. The targets are ranked according to their magnetic character and amplitude as shown in [Table 1](#). Then, only the two targets (target TNF08 and TNF11) ranked as 'High' have similarities as shown in [Figure 9](#) that is the standout target with its magnetic amplitude of 27,000 nT being three times the amplitude of any of the other targets. It is a complex folded zone about 2 km long × 1 km wide maximum. The

remaining targets are much lower in magnetic amplitude and size ([Figure 9](#)) but still have some prospectivity, as do some of the remaining 'moderately magnetic' units, particularly in the west of the area.

Gold structural targets

Various indicative factors used in selecting gold exploration targets from magnetic and radiometric data ([Table 2](#)): (1) the geophysical signature of the known Abiete gold mineralization ([Figure 10\(a, b\)](#)); (2) Major shear zones intersecting with other structures, bends/kinks in faults/shears, contacts between magnetic (mafic volcanics or BIF) and non-magnetic stratigraphy (sediments), presence of magnetic bodies (BIF) close to faults/shears, potassium alteration.

BIF fold noses

The only indicator of known gold mineralization within the survey area is the geochemical sampling data supplied. This consists of soil sampling over the Abiete prospect and sparse stream sampling. The gold soil sample results at Abiete are shown in [Figure 10\(b\)](#). The mineralization is mainly north of the major NE-SW shear zone which could be the regional controlling structure. A total of 26 gold target areas have been selected and ranked ([Table 2](#)) and shown in blue in [Figure 10\(a\)](#).

Discrete small magnetic targets

Eleven discrete small magnetic targets have been selected mainly from magnetic residual profiles as shown in dark purple in [Figure 8\(a and b\)](#). These are selected as possible kimberlite or small skarn targets.

Twenty-eight other discrete magnetic targets have been selected ([Table 3](#)). These are based on larger but still discrete, relatively short strike-length magnetic bodies. They could be due to skarns, magnetite alteration, BIF outliers or intrusions, all of which can have mineralization potential. Only two of the targets, M10 and M11, have been ranked high and these are shown in [Figure 8\(a and b\)](#).

Potassium (alteration) targets

Seven potassium targets have been selected ([Table 4](#)) and shown in red in [Figure 10\(a and c\)](#). These are zones of elevated potassium radiometric response but with no or minimal associated uranium or thorium radiometric response. These could be due to microcline feldspar dykes/pegmatite that is seen to be caused by potassium clay alteration associated with gold or base metal mineralization. Amount the three targets ranked 'high', two (K02 and K03) are within a generally highly radioactive belt of rocks and thus may be of lesser interest. The remaining 'high' target (M06) is a lower order but isolated anomaly coincident with an interpreted

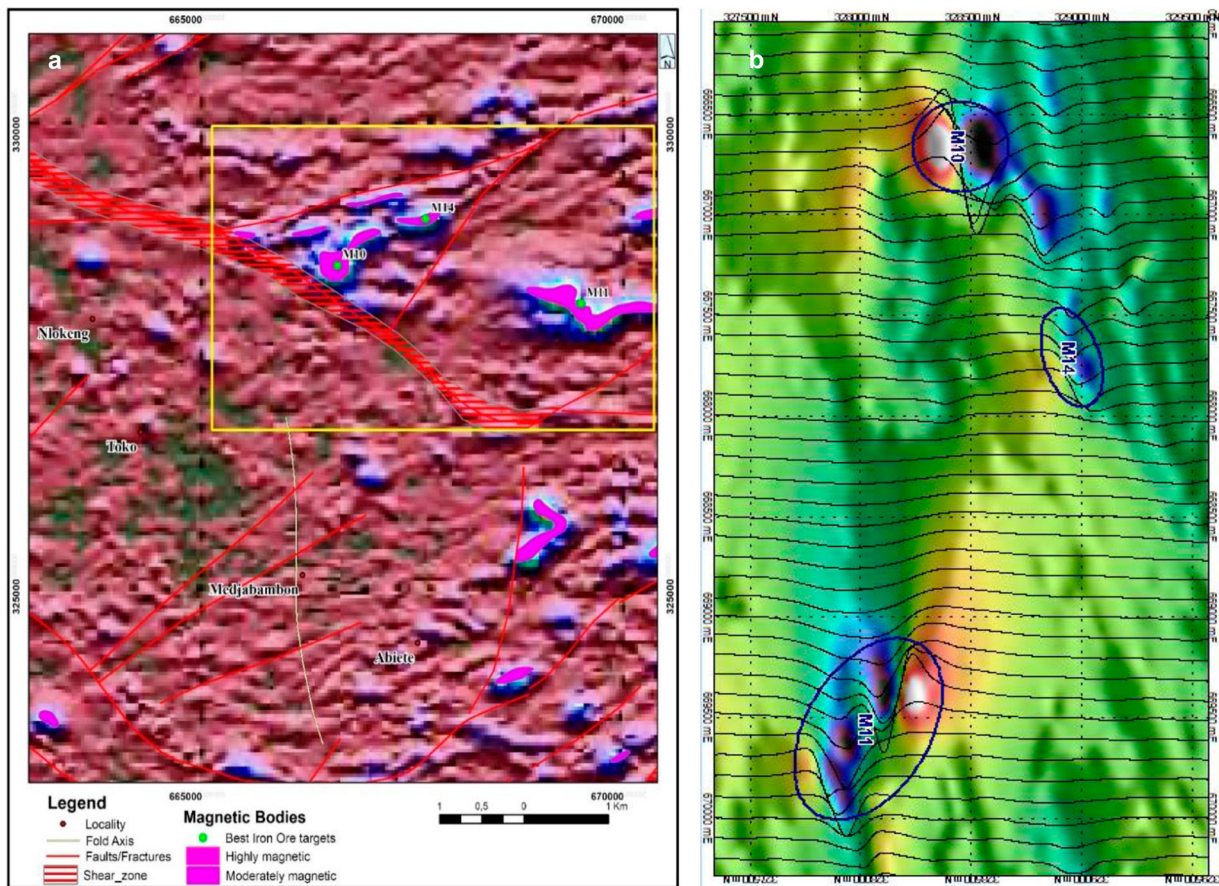


Figure 8. (a) Discrete magnetic targets M10 and M11 overlain on TMI images and profiles. (b) Discrete magnetic targets M10 and M11 overlain on TMI image and profiles

fault close to the Abiete gold mineralization as shown in Figure 10(c).

Uranium targets

Nine uranium targets have been selected mostly in domain 5 (Table 5) and shown in magenta in Figure 10(a). These are zones of elevated uranium radiometric response but with no or minimal associated potassium or thorium radiometric response. The targets are all relatively low order. Wyborn et al. (1994) concluded on a common major fault structure is essential for enhanced permeability and associated alteration zones, and a sharp break between high and low metamorphic grade may be favourable as a thermal contrast and/or driving force for fluid flow.

Unidentified dikes

As a part of lineament extraction, several previously unidentified and/or unexposed likely Proterozoic diabase dikes were identified from the aeromagnetic bodies as parallel lineaments that crosscut or were at a high angle to the mapped volcanic or mafic intrusion that is also spatially correlated to magnetic lineaments.

Iron mineralization and magnetic anomalies

Depending on the intensity of the identified magnetic anomalies, two types of magnetic bodies were

distinguished after the aeromagnetic investigation. These bodies are mostly concentrated in the southern, western and northeastern parts of the study area, but some isolated bodies can be seen in the central to the southeastern corners. These are the highly magnetic bodies mainly banded iron formation with mafic to ultramafic intrusions and the moderately magnetic bodies still banded iron formation and/or mafic to ultramafic rocks.

During the geological fields, outcrops several geological outcrops were visited at NTF08 and TNF11 areas as well as drill core at three drill rig positions. The iron-bearing lithology at both the TNF08 and TNF11 deposits is a variably foliated quartz-magnetite iron formation, interpreted as a metamorphosed and recrystallised banded iron formation. The iron formation unit is commonly foliated, with variations in intensity from weakly to strongly foliated over distances of meters to tens of meters. Most near-surface iron formation occurrences have undergone Fe-enrichment processes that have resulted in the removal of quartz and/or oxidation of magnetite to hematite. The oxide profile is normally <40 m thick, and typically comprises a succession of colluvium/hydrated hardcap at surface, through to hematite-dominant itabirite transition and then magnetite-dominant itabirite transition at the base of the profile. This sequence is often intercalated with weathered clays. The hangingwall and footwall of the iron

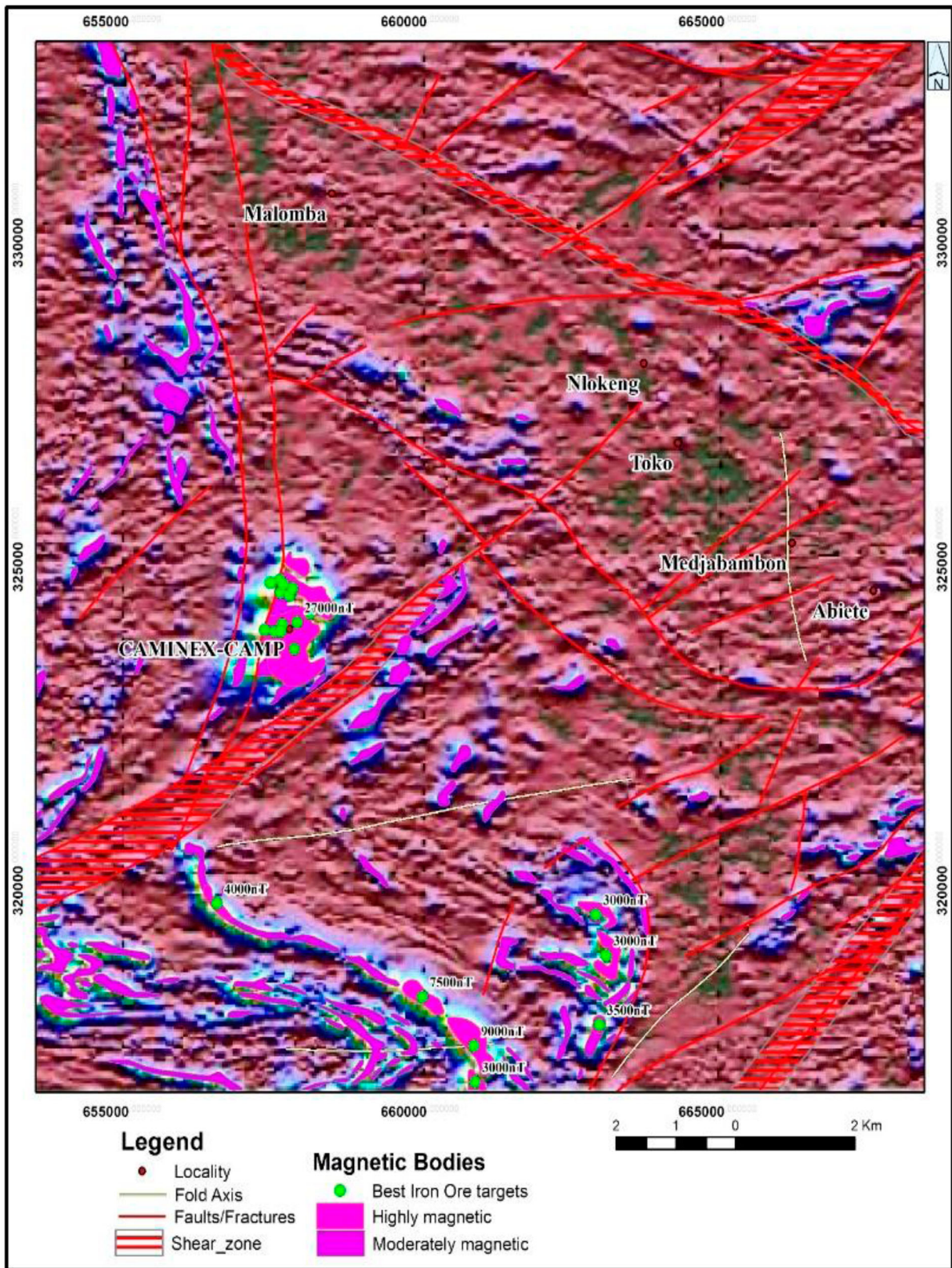


Figure 9. Highly magnetic zone interpreted as Banded Iron Formation overlain on TMI Analytic Signal image.

formation consist dominantly of layered gneiss. Layering typically occurs on a centimetre to metre scale. The gneiss is commonly, but not always, garnet-rich and varies from leucocratic, quartz-feldspar-rich gneiss to melanocratic, amphibolitic gneiss. The first-order geometry of the TNF08 iron formation can be understood

in terms of an overall shallowly to moderately, W/WNW dipping layer or layers that are locally folded into a series of ENE trending folds. At the prospect-scale, TNF11 is a simply folded, steeply dipping itabirite, which strikes sub-parallel to the trend of the magnetic anomalies.

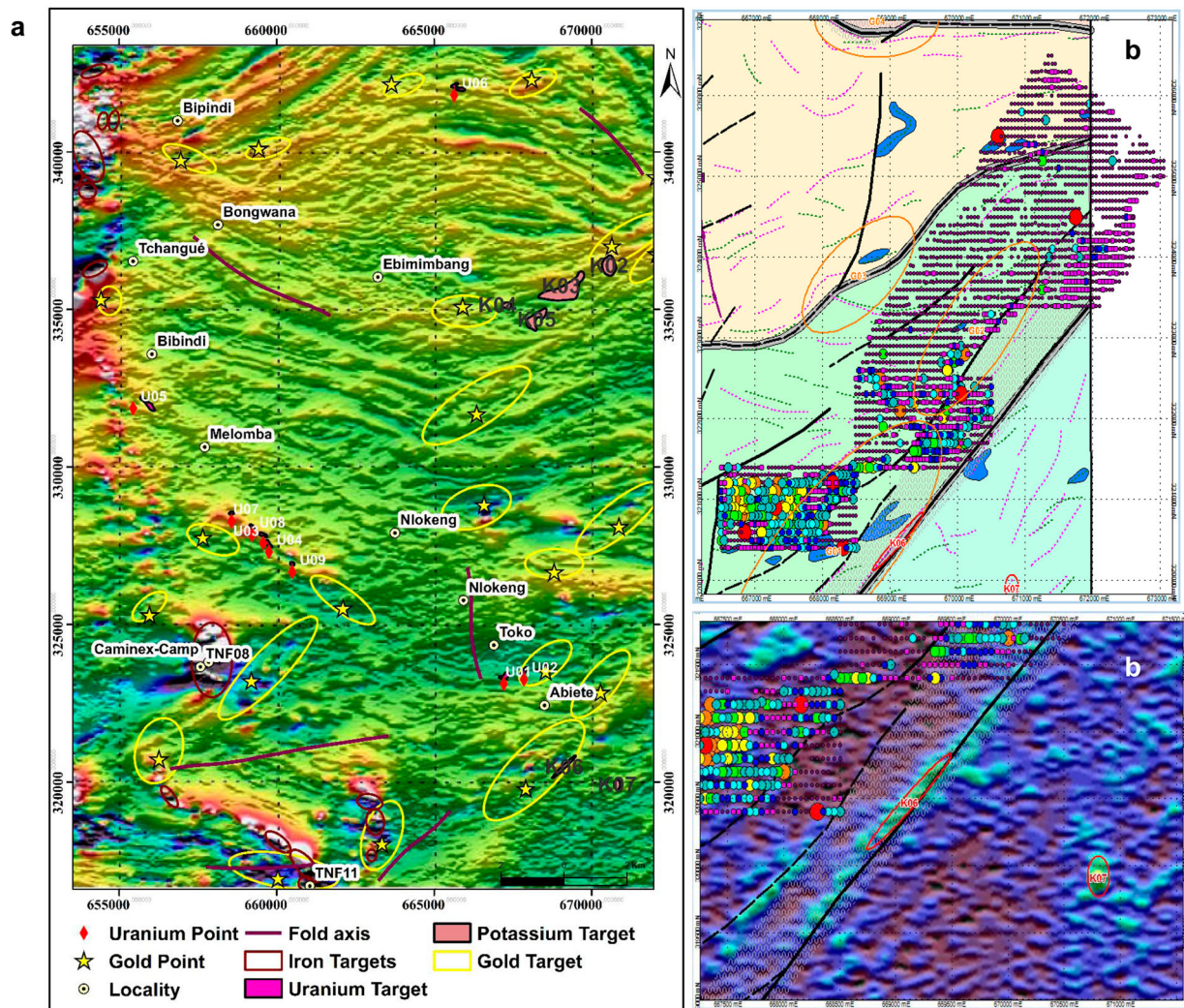


Figure 10. (a) Targets overlain on TMI magnetic image, (b) Abiete Prospect: Gold soil geochemistry overlain on interpretation; (c) Potassium (alteration) anomaly K06 along major structure adjacent to Abiete gold mineralization.

Discussion

Mapping and surface sampling

Structural observations made during this mapping phase indicated a complex deformation history manifested by intense folding and potentially major faulting. Follow-up geological and structural mapping was undertaken, and the results of this mapping campaign confirmed the presence of strongly recrystallised, variably foliated itabirite, bounded by granulite facies gneiss in the Nyong complex greenstone belt (Swiffa Fajong et al. 2022; Evina Aboula et al. 2023b). Significant variations in the thickness of the IFs and internal gneiss units were identified along the strike and confirmed by the drilling phase. Figure 11(a and b) presents the TNF8 and TNF11 lithological sections (W–E cross-section). The TNF8 attractive iron ore target is a complexly folded zone in the southwest of the area as shown in Figure 11(c). This has an amplitude of over 25,000 nT which is structurally comparable to several iron ore and gold deposits in West Africa and NE Brazil (Santos et al. 2017;

Fabricio-Silva et al. 2019; El-Shazly et al. 2019; Leite et al. 2019; Santos et al. 2021). At the TNF12 anomaly, the far southeast of the TNF11 prospect, IFs outcrops

Table 1. Iron ore targets.

ID	WGS East	WGS North	Rank	Amplitude	Comments
FE01	654210	342566	Low	4500 nT	
FE02	654831	340999	Low	5000 nT	
FE03	654484	340990	Low	4000 nT	
FE04	654021	339856	Moderate	6500 nT	
FE05	653579	339100	Low	2500 nT	
FE06	653994	338760	Moderate	5500 nT	
FE07	654232	336283	Moderate	6000 nT	
TNF08	657941	323876	High	27000 nT	Complexly folded BIF
FE09	656596	319536	Low	4000 nT	
FE10	660041	318094	Moderate	7500 nT	
TNF11	660904	317338	High	9000 nT	Complexly folded BIF
FE12	660925	316779	Low	3000 nT	
FE13	663016	317666	Low	3500 nT	
FE14	663127	318734	Low	3000 nT	
FE15	662955	319365	Low	3000 nT	
M10	666664	328449	High	9000 nT	
M11	669557	328034	High	9000 nT	
M14	667711	328953	Low	4500 nT	

Table 2. Gold structural targets.

ID	WGS East	WGS North	Rank	ID	WGS East	WGS North	Rank
G01	668170	320375	High	G14	672345	339095	Moderate
G02	670282	323113	High	G15	657230	339796	Moderate
G03	668533	323783	Moderate	G16	659727	340115	Low
G04	668806	326935	Moderate	G17	664036	342120	Low
G05	666337	328721	Moderate	G18	668136	342184	Moderate
G06	670868	328375	High	G19	654697	335277	Low
G07	666347	331952	High	G20	655964	325574	Low
G08	674151	338615	Moderate	G21	659727	323615	High
G09	672014	336583	Moderate	G22	656265	320991	High
G10	671135	337211	High	G23	660228	317183	Low
G11	665955	334943	Moderate	G24	663344	318304	Low
G12	678008	341371	Moderate	G25	657984	327693	Moderate
G13	674778	340908	Low	G26	662101	325781	Low

were found to be continuous up to 50 m along the strike. In contrast, the maximum recorded width of a single continuous IFs outcrop at the Fe10 anomaly, in the far northwest of the TNF11 prospect, was 10 m (Evina Aboula et al. 2023b). A more comprehensive summary of the results of the TNF11 mapping campaign is given in Figure 11(d).

The uranium deposits are formed by oxidizing surface waters, it is necessary to combine several conditions and processes of different ranks that make up a specific mineral system in an unusual near-surface environment. Analysis of exogenic deposits of different scales and ore quality from different regions of the world showed that among all the critical processes necessary for the formation of large epithermal uranium deposits and vast provinces, global tectonic movements coupled with microbial activity have played a major role in the formation of deposits (Wyborn et al. 1994; Agard 2021; Kochkin 2021). Only ascending waters along faults and shear zone that can carry uranium-reducing agents to the ore-bearing horizon are important for ore deposition linked to the case of the Toko-Nlokeng deposits (Goldhaber et al. 1983; Angibourst et al. 2012; Kochkin 2020, 2021).

Local lithology

Iron formations

The case study of the Toko-Nlokeng iron formations is variably metamorphosed Fe-rich rocks also known as itabirite (Ganno et al. 2017; Soh Tamehe et al. 2022; Evina Aboula et al. 2023b). These rocks typically consist of equigranular subhedral fine-to-medium-grained quartz and magnetite. The weakly to strongly

foliated type exhibits alternation of Fe-rich and quartz-rich bands, interpreted as banded iron formations (BIFs); while the unfoliated or massive type is interpreted as granular iron formations (GIFs). Strongly foliated BIFs often have a variably developed S–C fabric and locally in the outcrop the rock is completely mylonitised (Figures 12c–d and a–e); Evina Aboula et al. 2023b). In the TNF8 Target confirmed that main lithological units comprise the iron formations unit, involving of banded IFs and sheared BIFs (Moudioh et al. 2020; Swiffa Fajong et al. 2022; Evina Aboula et al. 2023b).

Country rocks

The hanging wall and footwall of the Toko-Nlokeng iron formations are dominated by gneisses with variable mineral compositions and textures. They include (1) Garnet-amphibole gneiss (Figure 13a) a melanocratic gneissic unit dominated by amphibole, usually with significant (<25%) garnet content, ordinarily as un-deformed porphyroblasts. Pyroxene, quartz and plagioclase are typically present as minor phases. The amphibole-rich gneiss is the most common weathered rock intercepted in drilling at the Toko-Nlokeng iron deposit; (2) Felsic gneiss (Figure 13b): a quartz-feldspar dominant gneiss defined by >50% felsic contribution to the metamorphic groundmass. Garnet porphyroblasts are common but typically less abundant than in the amphibolitic gneiss. Mafic minerals include biotite and/or amphibole; (3) Mafic Gneiss (Figure 13c): is defined by disseminated biotite and/or garnet blebs in a feldspar and quartz matrix. Banding is often subtle or cryptic and massive intersections are common and the unit is spatially associated with felsic gneiss. This has been interpreted as an orthogneiss derived from a

Table 3. Discrete small magnetic targets.

ID	WGS East	WGS North	Rank	ID	WGS East	WGS North	Rank
D01	668392	318579	Moderate	D06	676516	339890	Moderate
D02	669537	318499	Low	D07	678913	335495	Moderate
D03	667733	319324	Moderate	D08	676419	335618	Moderate
D04	666749	334652	Moderate	D09	678934	342814	Moderate
D05	663869	343011	Low	D10	669510	337714	Low
				D11	659741	327733	Moderate

Table 4. Potassium (alteration) targets.

ID	WGS East	WGS North	Rank	Comments
K01	672479	337664	Low	
K02	670520	336387	High	
K03	669320	335742	High	
K04	667295	335130	Low	
K05	668103	334682	Moderate	
K06	669120	320479	High	Along major structure
K07	670808	319917	Low	

volcanic protolith; (4) a mafic granulite (Figure 13d): A metavolcanic mafic granulite defined by disseminated magnetite and pyrite within an amphibole-rich matrix. Commonly intersected by drilling at the immediate hangingwall to the Toko-Nlokeng iron formation as well as in high strain zones (Figure 13e). The metavolcanic host rocks associated with the IFs unit contain garnet amphibolite, mafic granulite and biotite gneiss (Moudioh et al. 2020; Swiffa Fajong et al. 2022; Evina Aboula et al. 2023a) in the study area and the others iron deposits of the Nyong complex (Moudioh et al. 2020; Kwamou et al. 2021; Kouankap Nono et al. 2022; Mvodo et al. 2022) targeting by study. On a mesoscopic scale, the S_1/S_2 and S_2 foliations are affected by P_3 folds. Observations made on the slab outcrops show P_3 double-hinged folds with axial plane schistosity N00E and N040E (Figure 13f), P_3 folds with padded (thick) hinges, and opposite flanks sheared in opposite polarity (i.e. dexter and sinister), closed and open P_3 folds affecting quartzo-feldspathic mobilizations in the migmatites, some of whose leucosomes form intrafolial P_2 isoclinal hinges (rootle fold). The magnetic and radiometric character of the various rock units could be used for a subsequent full lithological interpretation if linked with ground geological investigation. The aeromagnetic–radiometric processing and interpretation method was successfully applied to illustrate iron and gold deposits in the whole world such as in Brazil (Fabricio-Silva et al. 2019; Leite et al. 2019), Australia (Holden et al. 2012), South America (Combes et al. 2022) and West Africa (El-Shazly et al. 2019).

Oxidised itabirite

The main iron-oxide minerals present in the Toko-Nlokeng oxide material are hematite and magnetite, with the hematite forming by pseudomorphic

Table 5. Uranium targets.

ID	WGS East	WGS North	Rank
U01	667211	323379	Moderate
U02	667848	323523	Low
U03	659568	327851	Moderate
U04	659754	327565	Moderate
U05	655903	332012	Moderate
U06	665642	342066	Moderate
U07	658564	328533	Low
U08	659211	328110	Low
U09	660493	326933	Low

replacement of magnetite (e.g. martite). Depending on the degree of oxidation, this replacement of magnetite by hematite varies from pervasive to incipient. Where the hematite is observed to replace the magnetite from the rim towards the core along crystallographically controlled lamellae. In the colluvium material and some of the more intensely oxidised hematite transition material, there is a further alteration of hematite to goethite that may be forming as fine-grained skeletal rims, or occasionally present in fractures that cross-cut samples. The results of the mineralogical analysis suggest that the Toko-Nlokeng oxide mineralization has a high to very high quartz content. This result was also confirmed by Odigui et al. (2019). Other gangue phases present are kaolinite and illite, which are considered to likely form as part of the weathering process and are present as interstitial phases. In heavily weathered oxide, the kaolinite forms aggregate with fine-grained tremolite, often separate from relic itabirite fragments. A weak brown color associated with the kaolinite is likely to be a product of trace amounts of iron present as a solid solution within the lattice (Table 6).

Mesoscopic to microscopic scales petrographic studies were added to the aeromagnetic and radiometric data to confirm the obtained results (Figure 14a–h). The ductile (folds, shear zones) and brittle deformation structures observed at the regional scale are also identified on the thin sections of the iron formations and the host rock. Similarly, the thin sections show the different lithologies reported by geophysics in the different domains. In addition, the thin sections show the recrystallization phenomena, the transformation of magnetite to hematite, and the control of gold and iron mineralization in the iron formations and the host rock. Figure 14(e) shows evidence of the steep dip of the pyrite layer resulting from post-orogenic hydrothermal.

Structural significance

Folds

High magnetic response anomalies are associated with hinges of drag folds, particularly where early folds are modified by obliquely cross-cutting, younger shear zones in the Toko-Nlokeng area (Figure 15). Then, refined interpretations of fold axial traces were constrained by high magnetic response anomalies, especially in the TNF11 deposit map area. Given the isoclinal geometry of complex folds, foliation along fold limbs is sub-parallel, and magnetic response increases with proximity to hinges. Therefore, high anomaly values in fold hinges would be expected and are commonly observed (Figure 15). In some cases, the high magnetic response also correlates to fold interference patterns (e.g. Santos et al. 2021; Perrouy et al. 2017). For example, the anomalously high

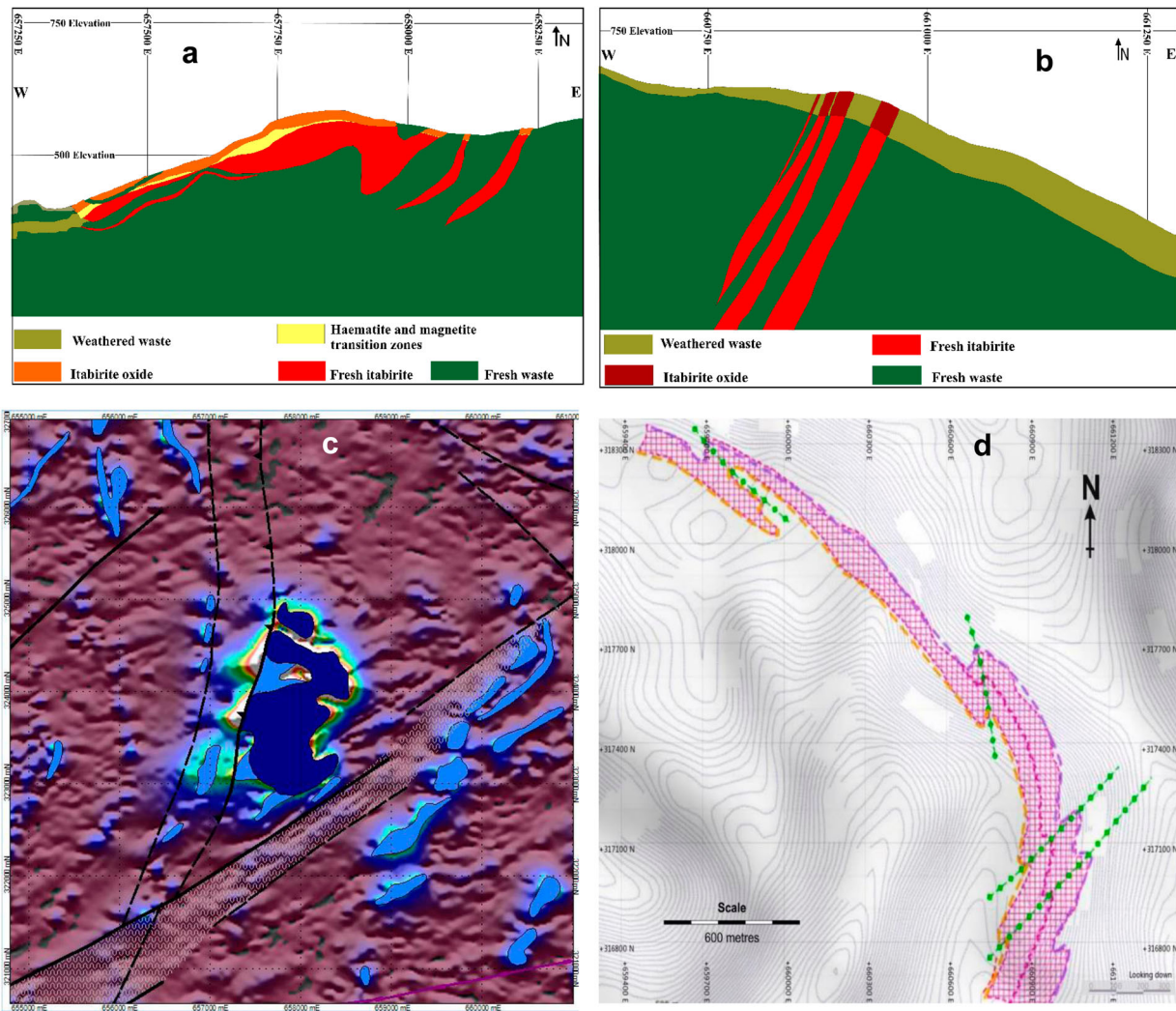


Figure 11. (a and b) Geological E–W (dip) cross-section in the TNF8 and TNF11 deposits (looking west); (c) Potassium (alteration) anomaly K06 along major structure adjacent to Abiete gold mineralization (d) Interpreted surface extent (pink hatch) of the TNF11 itabirite from surface mapping showing progressive folding into a sheath fold during shearing in high strain zones. sections parallel and perpendicular to the transport direction (shear sense), respectively, as indicated by dashed lines (modified after Fossen et al. 2019).

zone in the TNF11 area highlights where early isoclinal folds are refolded by later z-folds and drag folding related to the TNF11 prospect (Binam et al. 2018; Nabavi and Fossen 2021). The aeromagnetic–radiometric analysis also provides further geological insight into structures poorly defined by field mapping. For example, the location of the *Kienké* river antiform axial trace in the TNF11 prospect is well defined by the structural/lithology mapping results. This structure was originally interpreted by Binam et al. (2018); however, uncertainty in the location and geometry of the structure persisted, in part, due to dense vegetation and coincident with the feature. Using magnetic and radiometric trend lines results, the axial trace of the fold was extended to the west until it is offset by late northwest-trending faults. In addition to the mesoscale folds with their corresponding parasitic folds, outcrop-scale recumbent folds are found in ductile shear zones developed commonly in the hinterland of orogens (e.g. Yassaghi et al. 2000;

Williams and Jiang 2005; Bastida et al. 2014; Santos et al. 2021). In these cases, near-isoclinal anticline – syncline fold pairs are common. Many folds have curved hinges and are sometimes sheath folds characteristic of cumbent folds. TNF11 Sheath folds (Figure 10d) are strongly non-cylindrical folds with hinge lines curve of more than 90°, formed in zones of simple shear by gradual rotation of fold hinges toward the shear direction and by drag effect associated with rigid inclusions during non-coaxial deformation. In cross-section, sheath folds typically exhibit elliptical shapes (Alsop and Carreras 2007; Alsop and Holdsworth 2012; Nabavi et al. 2020; Alsop et al. 2021).

Shear zones and faults

The Nyong Complex iron and gold deposits frequently have close association with highly deformed regions, which might contain one or more generations of faults or ductile shear zones (Binam et al. 2018; Fuanya et al. 2019; Owona et al. 2020; Kouankap Nono et al. 2021).



Figure 12. Various textures of foliated itabirite: (a) Foliated BIF itabirite sampled at 145 m depth from a drill hole in TNF11; (b) Unfoliated GIF itabirite (TNDF11_02, 114 m); (c) Incipiently foliated itabirite (TNDF11_02, 147,76 m); (d) Moderate to strongly foliated itabirite with S-C fabric, S-Planes dominant (TNDF11_02, 255 m); (e) Strongly foliated to mylonitic itabirite with S-C fabric, C-Planes dominant (outcrop).

Shear zones have been found, that are fault systems with a significant width of deformation in a ductile manner (Figure 15). They are often near strike parallel and have been interpreted from several factors such as (1) truncation of magnetic units, (2) linear banding due to deformation in the NE–SW direction of shear and (3) low magnetic response – due probably to magnetite destruction. The very marked discordance between north–south striking rocks on the western margin and mainly east–west striking rocks in the rest of the area suggests a major north–south thrust fault. Fractures, faults, and folds were also distinguished thus giving a structural sketch that clearly shows that most of the highly magnetic bodies are mainly found on the hinges of the regional mega-folds in the southwest part. Then this shows that

folding was the process that controlled the placement of the iron and gold bodies (Figure 15).

Anomalous magnetic zones are sometimes bounded or offset by shear zones and/or faults. In some cases, the relative offsetting relationship can provide relative timing constraints on deformation features (Figure 15), indicating that folding pre-dates faulting. Additionally, shear zones and/or faults form boundaries between adjacent structural domains. Magnetic and radiometric trends tend across these boundaries to differ as a result of offsetting continuous stratigraphic packages or juxtaposing distal and unrelated structural blocks. The width of linear-shaped low magnetic anomalies may also aid in defining the extent of high-strain zones associated with these structures. Traditionally, shear zones are represented as finite

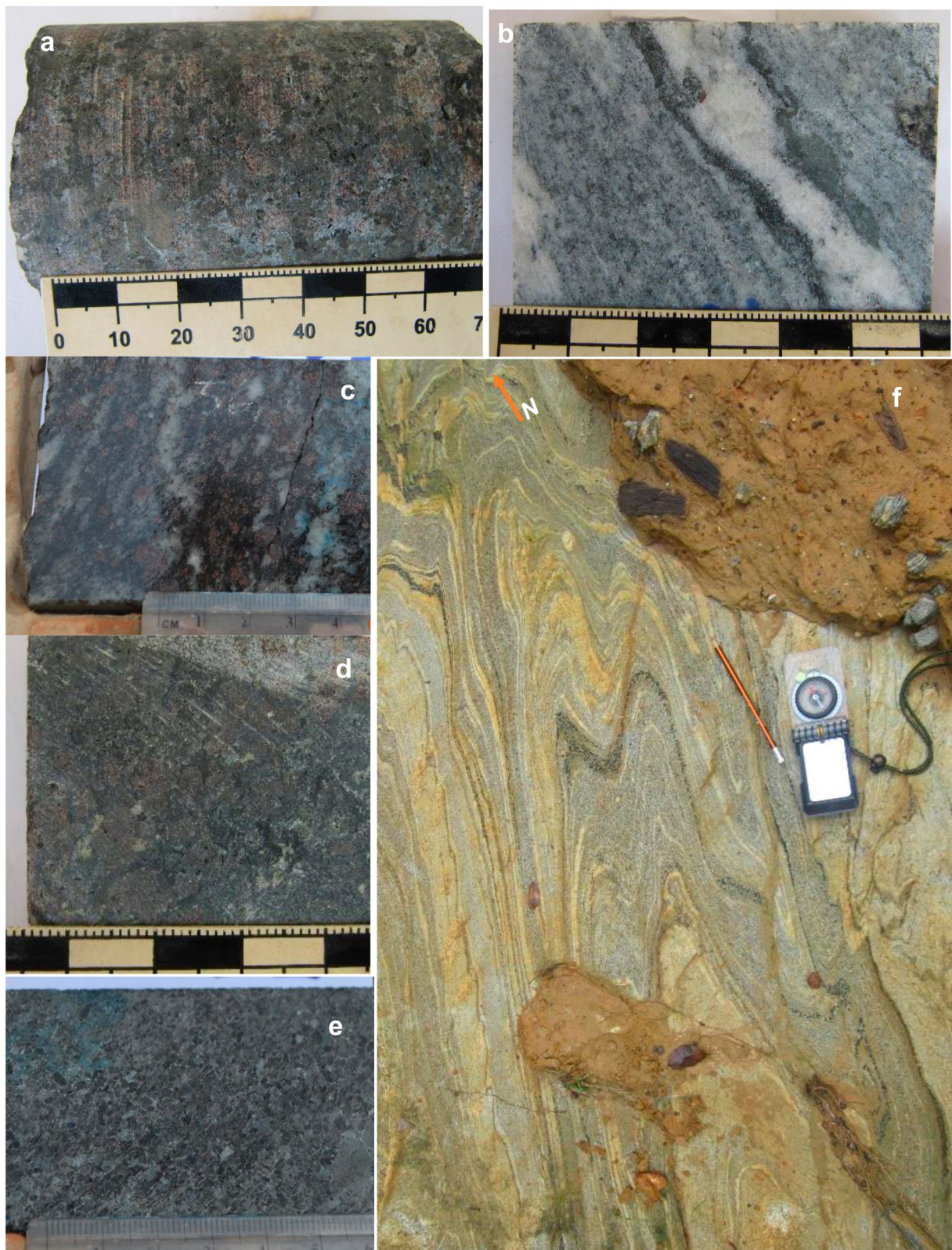


Figure 13. Toko-Nlokeng country lithologies: (a) Amphibolite gneiss, (b) Felsic gneiss/ high strain felsic gneiss, (c) Mafic gneiss, (d) Gneissic Iron Formation; (e) Hornblendites; (f) mesoscopic scale the regional foliations (S_n) of the host rocks in the study area affected by P_3 folds.

lines in geological maps; however, this practice oversimplifies the complex 3D nature of shear zones. This is because shear zones affect volumes of rock where progressive strain may be localised into networks of anastomosing fault/slip planes (Sibson

1977; Fossen et al. 2019; Parsons et al. 2018; Santos et al. 2021; Montsion et al. 2021; Nabavi and Fossen 2021). Shear zones, especially at the crustal-scale, commonly record protracted phases of brittle-ductile deformation. The geologic map, represented by

Table 6. Summary of minerals found in thin section and Polished Block.

		Sample ID Lithology → Ideal chemistry ↓	TN017 71.30 m Disseminated Magnetite	TN017 100.7 m Disseminated Magnetite	TN017 112.8 m Disseminated Magnetite	TN017 124.4 m Dessiminated Magnetite
Silicates	Quartz	SiO ₂				
	Epidote	Ca ₂ (Al ₂ Fe ³⁺) (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH)				X
	Ferri-Winchite	(Ca,Na)[Mg ₄ (Fe ³⁺ ,Al)](Si ₈ O ₂₂)(OH) ₂	XX	XX	XX	XX
Oxides	Hematite	Fe ₂ O ₃	XXX	XX	XX	XX
	Magnetite	Fe ₃ O ₄	XXX	XXX	XXX	XXX
Feldspar Grains	Albite – Andesine	NaAlSi ₃ O ₈ – Ca,Na[Al(Al, Si)Si ₂ O ₈]	XX	XX		
	Microcline	KAlSi ₃ O ₈	XX		XX	
	Anorthite	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	XX			XX
	Fluorapatite	Ca ₅ (PO ₄) ₃ F	X	X	X	X
Clay Minerals	Phlogopite – Annite	K(Mg,Fe) ₃ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH,F) ₂		X	X	
	Clinochlore – Chamosite	(Mg,Fe ²⁺) ₅ Al(AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₈	XX	XX	XX	XX
	Illite – Muscovite	K _{0.65} Al _{2.0} [Al _{0.65} Si _{3.35} O ₁₀](OH) ₂		XX	XX	XX
Carbonates	Calcite	CaCO ₃		X		XX
X	Trace Minerals (<1% by area)					
XX	Minor Minerals (1-10% by area)					
XXX	Major Minerals (> 10% by area)					

magnetic and radiometric trends or dispersion, within these deformation corridors is likely masked by the intense transpressive strain along strike, as lineaments would have been passively rotated and/or sheared into subparallel orientations. The sub-parallel orientation of these strained structures appears as linear and low magnetic anomalies and the intensity of the low anomaly may be indicative of strain intensity. New geological insight and improved map interpretations related to low aeromagnetic–radiometric processing and deformation (shear) zones include straightening and narrowing the southern extent of the *Kienké* shear zone, based on low anomaly trends as well as the location of a high anomaly in the adjacent drag fold axis. The gold mylonitic rock deformation zone of the *Kienké* shear zone was also identified by a linear and low magnetic trend along a west-trending fold axis to the south of the TNF11 prospect. Thus the application of the aeromagnetic–radiometric geological mapping method described may provide a means of tracking the fault below forest cover.

Presented Aeromagnetic–Radiometric Processing, structural and petrological data suggest that the complex network of the main NE–SW shear zones that likely characterise ancient sutures that mark collisional episodes between Archean–Paleoproterozoic paleocontinents such as Amazonian–West African and São Francisco–Congo similar to result document by Leite et al. (2019) and Santos et al. (2017, 2022, 2023) in Brazil. This study suggested the understanding of the accretionary evolution of western Gondwana in the Nyong complex.

Implications for gold exploration

Various indicative factors used in selecting gold exploration targets from the interpretation of the

magnetic and radiometric data include: the geophysical signature of the known Abiete gold mineralization, major shear zones intersecting with other structures, bends/kinks in faults/shears, contacts between magnetic (mafic-ultramafic or BIF) and non-magnetic stratigraphy. With the presence of magnetic bodies (BIF) close to faults/shears, BIF fold noses, and potassium alteration for aeromagnetic map areas, the spatial relationship between known mineralization was tested (Figure 10c and d). The only indicator of known gold mineralization within the survey area is the geochemical sampling data supplied. This consists of soil sampling over the Abiete prospect and sparse stream sampling. The gold soil sample results at Abiete are shown in Figure 10(c and d). The relationship between gold mineralization and geophysical interpretation is not at all obvious as the mineralization is mainly north of the major NE–SW shear zone that could be the regional controlling structure. There do seem to be higher gold values associated with a parallel interpreted fault north of the shear zone. Then, a total of 26 gold target areas have been selected and ranked (Table 5) and shown in Figures 15 and 16. The distribution of prospects and occurrences in the Dryden area in Canada is polarised with clusters proximal to adjacent to both high and low variance anomalies (Montsion et al. 2021) as opposed to a strong correlation in the Toko-Nlokeng area may have experienced a different structural and hydrothermal evolution. Therefore, further research into these aspects of this region is recommended (Kouankap Nono et al. 2021).

Magnetics as an effective mapping tool

To see beyond the ground surface into the depth dimension has always been an aim of exploration and the mapping of geophysical anomalies caused by

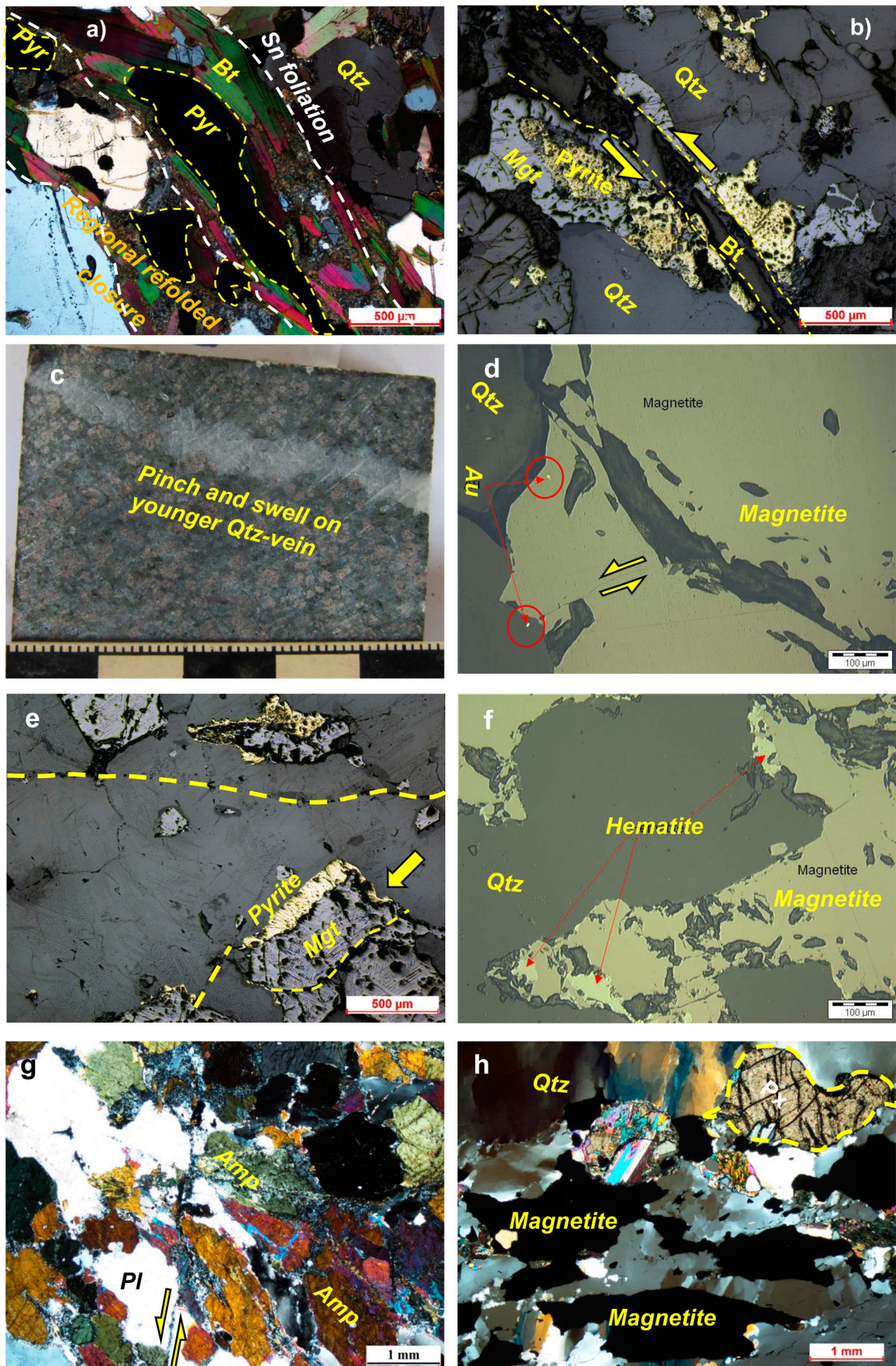


Figure 14. Microstructures and lithology confirming the results of the geophysical data: (a) Folded structure showing regional foliation (Sn) and hinges stuffed with pyrite, (b) Iron formation affected by ductile deformation of the shear zone with mineral transformation; (c) Drill core of a Pyrigarnite showing a vein of quartz boudins posterior to the trans-amazonian orogeny; (d and e) Gold-rich itabirites affected by brittle deformation; (g) Shear zone amphibolite showing recrystallization phenomena; (h) Pyroxene itabirites with frustrated foliation of magnetite and quartz-feldspar beds.

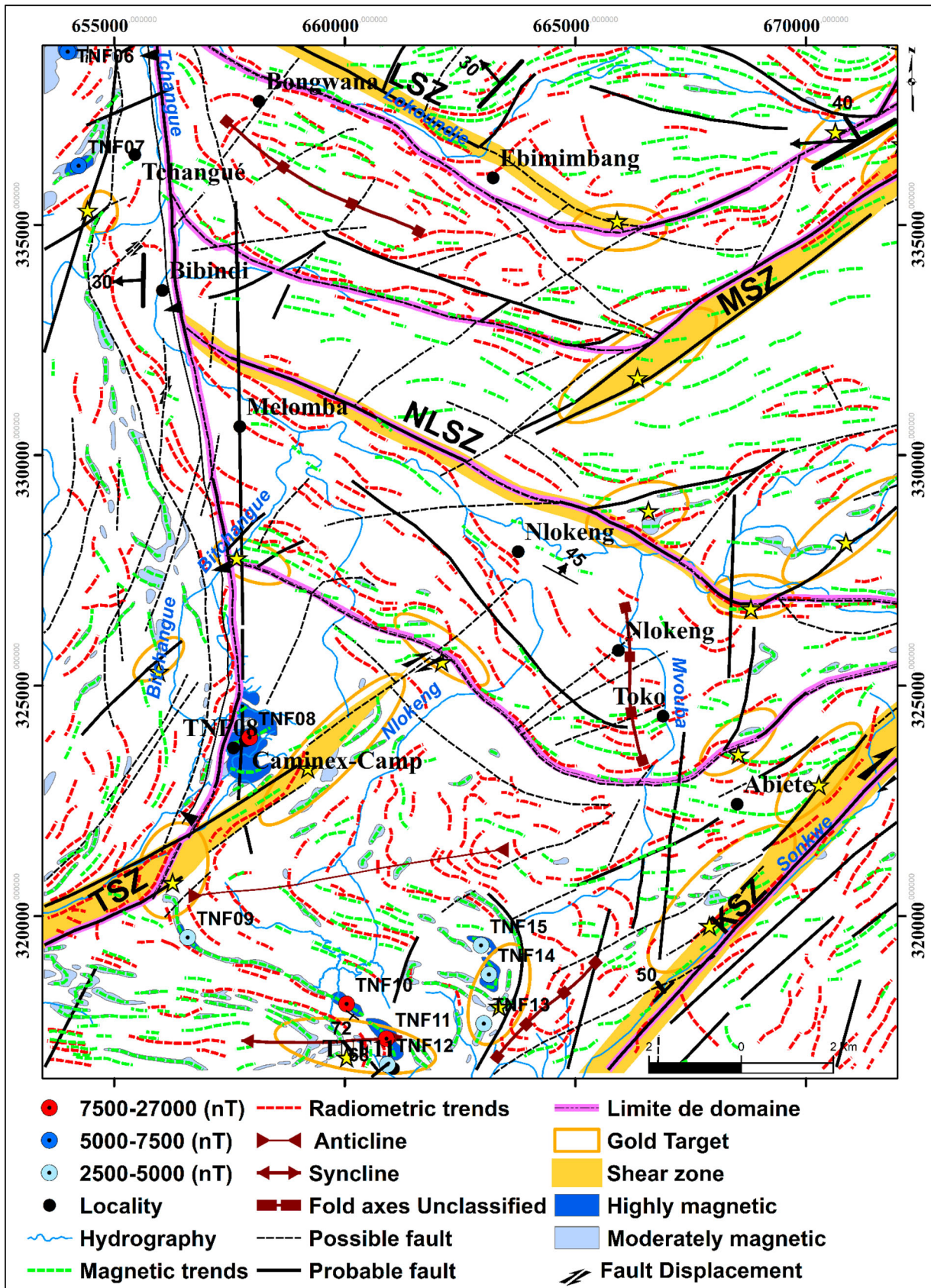


Figure 15. Structural map produced from geological and geophysical data at the district scale showing the location of significant target.

the entirety of the buried geology (rather than just the ore bodies) proves to be one of the most realistic methods of achieving this over large areas at modest cost. Multispectral satellite images have educated a

large audience on the advantages of digitally processed and enhanced color imagery at the correct scale and projection over, for example, monochrome aerial photography in conventional hard copy. An example of

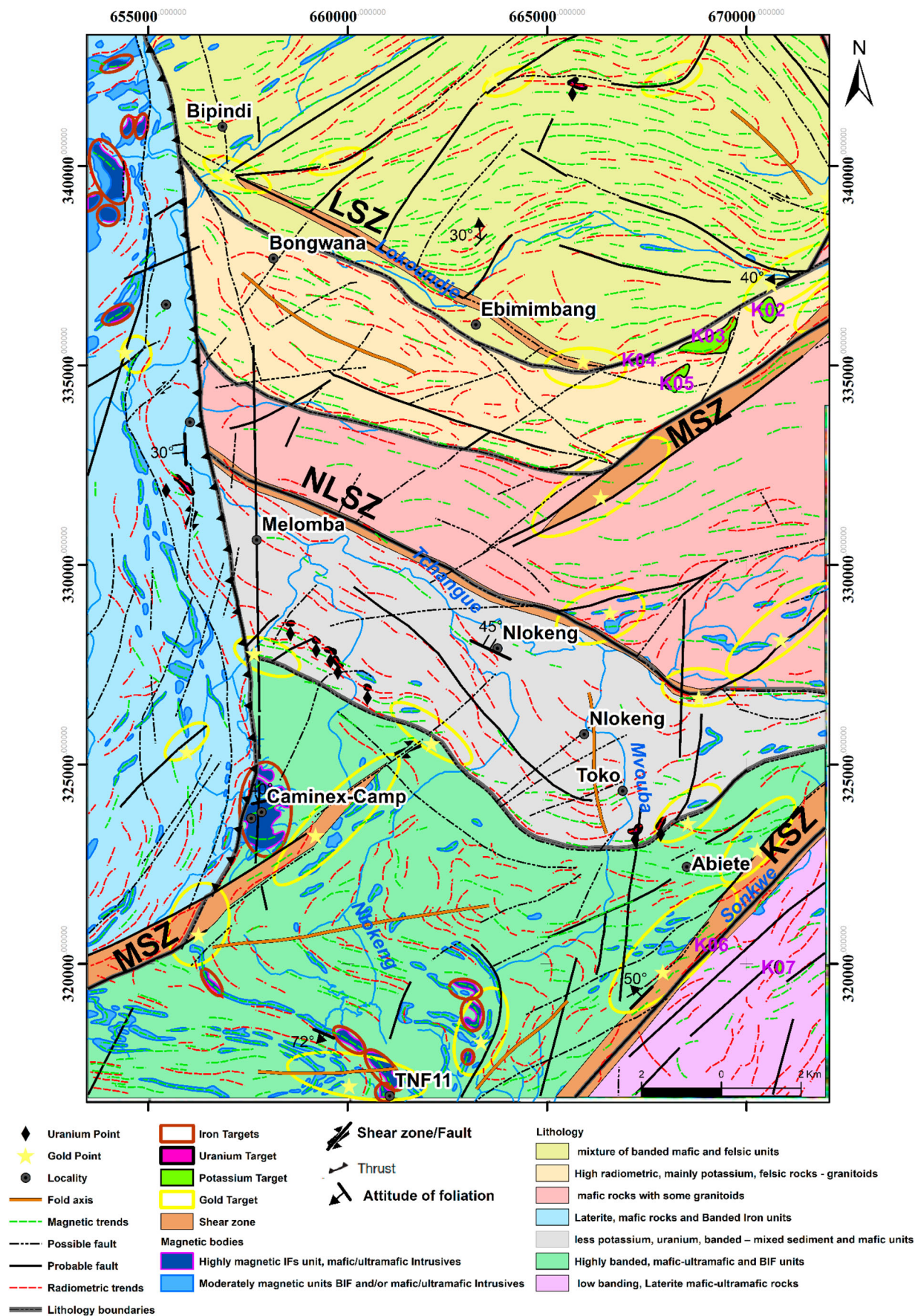


Figure 16. Litho-structural map produced from geological field investigation and geophysical data at the regional scale of the study area.

lithologic mapping in the Abitibi Greenstone Belt, Canada, using airborne hyperspectral imagery (a magnetic anomaly image of Archaean granite-greenstone

terrane in Western Australia’s Yilgarn Block (Rivard et al. 2009) and airborne used for the litho-structural analysis of the eburnean greenstone belts in Burkina

Faso, west Africa (Metelka et al. 2011; El-Shazly et al. 2019). The method seems to be entering a new era of more extended application and many potential users are becoming aware of the capabilities of state-of-the-art gamma-ray spectrometer mapping, not only within exploration but for many other applications such as in soil mapping where the chemistry of the ground surface may be indicative.

The criteria for acquiring gamma-ray spectrometer data of the highest possible quality are quite different from those described for aeromagnetics. Nevertheless, the two systems have, in recent years, become firm partners for simultaneous data acquisition in many fixed-wing airborne systems, and the main objective of both aeromagnetic and radiometric surveys is now usually systematic geological mapping rather than direct detection of exploration targets. Unlike magnetic images, however, the color of each geological unit in a gamma-ray image is derived from its inherent concentration of U, Th and K and thus its geochemistry. A good gamma-ray image of an area characterizing the first 30 cm of depth (Minty 1997), with residual soils has an immediate similarity with a geological map. The aeromagnetic–radiometric techniques discussed here have applications outside mapping structures, lithology of the Paleoproterozoic basement greenstone belt at all scales, to depths of approximately 100–300 m (e.g. Jaques et al. 1997; Betts et al. 2007; Metelka et al. 2011) alteration area, metamorphism facies, subsequent 3D geological modelling, and data. The application of magnetic–radiometric data may also have greater success in Phanerozoic terranes where shallowly dipping geological features are common (Aitken and Betts 2009), as opposed to characteristic steeply dipping Archean structures observed in the Sangmelima area (Ntomba et al. 2020) or Paleoproterozoic structure of Toko-Nlokeng area. Other input datasets such as digital elevation models (DEM), seismic or gravity surveys (in either 2D and 3D), electromagnetic surveys, and spectral data may also provide a means of capturing structure and lithology that leverage constraints on additional physical rock properties; however, each dataset will have specific use cases (Figures 13a–f).

Most importantly, this technique has the potential as a mapping tool for fluid pathways and traps in mineral prospectivity modelling. Frequently, inputs for prospectivity studies rely heavily on interpretations or knowledge because they integrate geological expertise with observations while providing the spatial continuity needed (Carranza and Hale 2001; Bierlein et al. 2006; Joly et al. 2015; Zhang and Zhou 2015; Santos et al. 2017; Montsion et al. 2021). However, inputs constrained by knowledge-based features are influenced by compounding and unverified data that decrease the confidence and accuracy of results. In orogenic gold exploration, structural/lithology

mapping is often represented by covering shields around surface traces of related linear structures (e.g. shear zone, faults, folds) and structure density maps (Wyborn et al. 1994; Knox-Robinson and Wyborn 1997; Carranza and Hale 2001; Brown et al. 2003; Bierlein et al. 2006; Zhang and Zhou 2015; Campos et al. 2017; Ford 2020). While these inputs are useful, the non-existence of the thoroughness of purely data-driven, quantitative approaches such as including outcrop mapping, drillcore investigation, and subsequent 3D geological modelling. Downhole structural data, the airborne magnetic survey map, and geological/structural mapping were all used to guide the model geometry between drill holes, both on and between sections. The 3D itabirite model was subsequently visually verified concerning downhole Fe assays and corrected to capture any high-grade material at the margins of the model. The model vertices are snapped to drill hole intersections.

Mineralization controls

High-grade hematite deposits are found in intensely folded rock to the ones that have less or only little deformation (TNFE08, TNFE11), suggesting that folding had greatly influenced iron ore genesis. Morphostructural analysis and aeromagnetic images show the trajectory of the regional foliation in a predominantly NE–SW direction. Four main deformation events are highlighted in the area. The mapping of these radiometric/magnetic trends data and the superposition of aeromagnetic anomalies provide a structural outline where the mapping pattern of the iron formations revealed by aeromagnetic anomalies show curvatures that correspond to the mega-P₃ folds (Figure 15). The axial planes of the latter, which are locally associated with decays, are oriented in two perpendicular directions: N–S to NE–SW and E–W to NW–SE. The hydrographic network is therefore tectonically dependent. On a regional scale, mega-shear zones are often fault-lined and shear bands affect the flanks of the meso-folds in outcrop. Two multi-kilometre shear zones with a general ENE–WSW orientation and dextrous kinematics have been highlighted. The first is in the north along the *Tchengue river* and the second in the south along the *Kienké river*. These mega-shear zones are reinforced by dextral shears which represent the main shears characteristic of the D₃. Thus the structural analysis of Toko-Nlokeng has allowed the observation of ductile structures (foliation, folds, ductile shear zones, stretching lineation), and ductile-to-fragile and fragile structures (shear zone, faults/fractures and joints). In the case study of the Toko-Nlokeng, controls on primary mineralization would have been associated with favourable Ferich stratigraphic horizons with little clastic sedimentation, metamorphic grain size enhancement and structural thickening during folding deformation.

Some near-surface itabirite occurrences have undergone Fe-enrichment processes resulting in the removal of quartz and/or oxidation of magnetite to hematite, although the oxide profile at Toko-Nlokeng is relatively shallow (average oxidation depth from the surface is approximately 30 m) and immature compared to other iron formation projects in the region, due to the steep topography in the iron formation outcrop areas. This Fe enrichment/oxidation appears to be a predominantly supergene process, however, the influence of earlier phylogenetic processes cannot be excluded. The oxidation profile is mainly dominated by a fresh oxide transition material, with a thin and discontinuous hard cap. In the transition zone, the main iron oxide minerals observed are hematite and magnetite, with hematite forming by pseudomorphic replacement of magnetite. The replacement of magnetite by hematite is variable, depending on the depth in the oxide profile, ranging from no or weakly incipient replacement to pervasive replacement of magnetite by hematite in a highly oxidised transition material. Replacement of hematite by goethite is less common, usually occurring in the upper parts of the oxide profile or associated with fractures. There is usually only minor silica removal in the transition material, which mostly retains a quartz content similar to that of fresh iron formation, resulting in only modest improvements in Fe content in the transition zone. Thus deformation and associated dissolution–precipitation creep were key contributors to the upgrading of BIF to iron ore (Egglseider et al. 2017). These processes were also active during all deformation events that affected the Nyong unit. Traditionally, it was proposed that these deposits were formed in the Proterozoic as supergene hematite–goethite deposits, which were subsequently buried, metamorphosed, and leached to form the high-grade, microplate hematite ores (e.g. Morris 1980, 1985; Morris and Kneeshaw 2011) case study of the Mount Wall region in the Hamersley province, Western Australia) and (Soh Tamehe et al. 2021 in the Gouap Nyong Complex Cameroon). For the main control of the location of the deposits, these supergene or supergene/metamorphic models favour structures that facilitate the downward percolation of surface-derived waters, such as plunging synclines, fractures or faults. As the mineralization events post-date any structural event, the timing of such structures is not considered important.

Regional correlations with the Brazilian deposits

In West Gondwana, several early to late Paleoproterozoic orogenic belts are recognised, mostly concentrated in the cratons, such as the São Francisco-Congo and São Luis-West Africa blocks (Alkmim and Marshak 1998; Klein and Moura 2008; Aguilar

et al. 2017; Santos et al. 2021). They are characterised by a protracted accretionary tectono-magmatic evolution with major crustal growth period recorded at ca. 2.1 Ga, related to the assembly of Paleo- to Neoproterozoic microcontinents (e.g. Heilbron et al. 2017; Santos et al. 2021). The breakup of the early landmasses is well marked by several dyke swarms that are dated at ca. 1.9 Ga, 1.8–1.7 Ga, 1.6–1.5 Ga and 1.0–0.9 Ga (Ernst et al. 2013; Caxito et al. 2020). Paleoproterozoic crust within them present evidence for a variety of tectono-magmatic scenarios, including remnants of TTG, sanukitoid and greenstone-like mafic-ultramafic sequences as well as island- to continental arcs, including voluminous calc-alkaline to highly peraluminous granite emplacement (Caxito et al. 2021; Santos et al. 2021).

The Neoproterozoic orogens of South America and West Africa resulted from the assembly of West Gondwana and their inner Paleoproterozoic domains are mostly disrupted, being interpreted as exotic terranes or basement inliers (Santos et al. 2021). Despite the strong overprint of the Congo craton deformation and metamorphism in the Nyong Complex, coeval Paleoproterozoic blocks have been long recognised in all subprovinces as well as in the São Francisco Craton (Figure 1a).

Similar main geophysical lineaments are oriented in the NE–SW and E–W directions and display a clear correlation with the major gold-bearing structures in this paper has been speculated within the Alto Moxotó Terrane NE Brazil (e.g. Leite et al. 2019; Santos et al. 2023), but links between early arc formation and later compression were missing (Santos et al. 2017; Santos et al. 2021). Herein, we have revealed the former products, the tholeiitic Toko-Nlokeng host rocks, to be the result of early subduction, which is coeval to other poorly understood mafic-ultramafic sequences within basement units of the Central Subprovince (e.g. Neves 2015; Owona et al. 2020; Santos et al. 2021; Evina Aboula et al. 2023a).

In-situ U–Pb zircon dating of BIFs was conducted by Soh Tamehe et al. (2022) assess the BIF depositional age based on strong evidence of zircon in thin section. The Gouap BIFs from Nyong complex were probably deposited at 2422 ± 50 Ma in a region where sediments extended from continental shelf to deep-water environments along craton margins like the Cauê Formation of the Minas Supergroup, Brazil (Soh Tamehe et al. 2021). The studied BIFs have experienced regional hydrothermal activity and metamorphism at 2089 ± 8.3 Ma during the Eburnean–Transamazonian orogeny. These findings suggest a physical continuity between the protocratonic masses of both Sao Francisco and Congo continents in the Rhyacian Period SIMS U–Pb data of Nyong complex indicate that the banded iron formations were deposited at 2466 Ma and experienced metamorphism and

metasomatism at 2078 Ma during the Eburnean/Trans-Amazonian orogeny (Djoukouo Soh et al. 2021). 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. A remarkable Paleoproterozoic unit of the Nyong rocks associated with iron formation is the calcalkaline ca. 2.1 Ga as Floresta Batholith that outcrops in the studied region, corresponding to a major Cordilleran arc-related magmatic record in the region. Coeval arc-related settings within the Nyong Complex span from ca. 2.2 to 2.1 Ga (e.g. Neves 2015; Owona et al. 2020, 2021; Kamani et al. 2021), that fits with the age interval of the Transamazonian-Eburnian orogeny. Additional elements of accretionary tectonics in this period also include a possible ca. 1.96 Ga supra-subduction zone ophiolite or island-arc tholeiite remnants in the Southern Subprovince of NE Brazil (Caxito et al. 2015; Santos et al. 2021, 2023), detrital material of continental magmatic arc exhumation (e.g. Caxito et al. 2015; Owona et al. 2020) and eclogitic and retro-eclogitic assemblages recorded in the Central Subprovince (Loose and Schenk 2018; Bouyo Houketchang et al. 2019; Owona et al. 2021). In the Pan-African orogenic belts, relics of Archean and Paleoproterozoic accretionary episodes are well marked and also strongly reworked during the Pan-African orogeny (e.g. Toteu et al. 2022; Loose and Schenk 2018; Bouyo Houketchang et al. 2019; Owona et al. 2021; Kamani et al. 2021). The major markers include subduction-related TTG and normal calc-alkaline magmas as well as evidence of high-grade metamorphism related to collisional episodes at ca. 2.03 Ga (Penaye et al. 2004), interpreted as relics of Paleoproterozoic sutures, for instance, in southern Cameroon. The recognition of Paleoproterozoic growth and reworking markers within younger belts of West Gondwana has a critical role on paleogeographic speculations, especially concerning older supercontinents such as Columbia or Nuna. Indeed, some authors have already postulated that early Paleoproterozoic blocks such as the Alto Moxotó Terrane might represent missing pieces (e.g. Santos et al. 2021, 2023) of those supercontinents, presenting several similarities regional structures with the adjoining cratons of the Nyong Complex at Toko-Nlokeng possibly extruded during the Neoproterozoic tectonics, being later docked along continental margins as exotic terranes.

Conclusion

The objective of this work was to provide the geophysical approach coupled with the field data aiming to map the geological configuration and to outline

structural frameworks for iron ore and gold targets generation. The findings are as follows:

- 1) Aeromagnetic and radiometer surveys have allowed the identification of potential traps for mineralizing fluids associated with orogenic gold systems and provide new insights into the relative timing and significance of geological features.
- 2) The predominantly NE–SW trending shear zones in the Toko-Nlokeng area are fault systems with significant width of ductile deformation indicated by truncation of the magnetic units, linear banding due to deformation in the shear direction, and diminished magnetic response (magnetite destruction) related to the accretionary evolution of western Gondwana.
- 3) The radiometric data of the study area show folded stratigraphy hinges within the Nyong greenstone belt, while field mapping and drilling programs have confirmed the existence of isoclinal to open folds related to the D₃ event across the study area.
- 4) The mapping results confirmed that the iron lithology of the Toko-Nlokeng deposit is a variably foliated quartz-magnetite itabirite, which dips shallowly to the northwest and is locally thickened by asymmetric northeast-trending folds. It has also been hypothesized that this first-order geometry is locally modified by several shear zones and brittle faults of variable chronology.

Acknowledgements

Yannick Saturnin Evina Aboula and Paul-Désiré Ndjigui dedicate this paper to Professor Joseph Mvondo Ondo who has just left us in the revision status on this paper. The authors would like to thank the mining exploration company IMIC. PLC, in particular Mr. Simo Emmanuel, for permission to access unpublished data and to collect core samples from the Ntem iron project (Toko-Nlokeng iron deposit). We thank Pr. Sylvestre Ganno for his support and availability for the processing of the drilling data. We thank the anonymous reviewers for their critical and constructive comments that greatly reorganize this manuscript.

Disclosure statement

No potential conflict of interest was reported by the author(s).

References

- Agard P. 2021. Subduction of oceanic lithosphere in the Alps: selective and archetypal from (slow-spreading) oceans. *Earth Sci Rev.* 214:103517.
- Aguilar C, Alkmim FF, Lana C, Farina F. 2017. Palaeoproterozoic assembly of the São Francisco Craton, SE Brazil: New insights from U–Pb titanite and monazite dating. *Precambrian Res.* 289:95–115.
- Aitken ARA, Betts PG. 2009. Multi-scale integrated structural and aeromagnetic analysis to guide tectonic models:

- An example from the eastern Musgrave Province, Central Australia. *Tectonophysics*. 476:418–435.
- Akame IM, Schulz B, Owona S, Debaille V. 2021. Monazite EPMA-CHIME dating of Sangmelima granulite and granitoid rocks in the Ntem Complex, Cameroon: Implications for Archean tectonic-thermal evolution of NW Congo craton. *J Afr Earth Sci*. 181:104268. doi:10.1016/j.jafrearsci.2021.104268.
- Alkmim FF, Marshak S. 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Res*. 90:29–58.
- Alsop GI, Carreras J. 2007. The structural evolution of sheath folds a study case from Cap de Creus. *J Struct Geol*. 29:1915–1930.
- Alsop GI, Holdsworth RE. 2012. The three dimensional shape and localisation of deformation within multilayer sheath folds. *J Struct Geol*. 44:110–128.
- Alsop GI, Weinberger R, Marco S, Levi T. 2021. Detachment fold duplexes within gravity-driven fold and thrust systems. *J Struct Geol*. 142:104207. doi:10.1016/j.jsg.2020.104207.
- Angerer T, Hagemann S G. 2010. Geochemical evolution of the banded iron formation-hosted high-grade iron ore system in the Koolyanobbing Greenstone Belt, Western Australia. *Econ Geol*. 107:599–644.
- Angibourst S, Fayek M, Power IM, Camacho A. 2012. Structural and biological control of Cenozoic epithermal uranium concentrations from the Sierra Peña Blanca, Mexico. *Miner Depos*. 47:859–874.
- Aye BA, Sababa E, Ndjigui P-D. 2017. Geochemistry of S, Cu, Ni, Cr and Au-PGE in the garnet amphibolites from the Akom II area in the Archaean Congo Craton, Southern Cameroon. *Chem Erde*. 77:81–93.
- Bark G, Weihed P. 2012. Geodynamic settings for paleoproterozoic gold mineralization in the Svecofennian domain: A tectonic model for the Fäboliden orogenic gold deposit, northern Sweden. *Ore Geol Rev*. 48:403–412.
- Bastida F, Aller J, Fernandez FJ, Lisle RJ, Bobillo-Ares NC, Menendez O. 2014. Recumbent folds: key structural elements in orogenic belts. *Earth Sci. Rev*. 135:162–183.
- Betts P, Williams H, Stewart J, Ailleres L. 2007. Kinematic analysis of aeromagnetic data: looking at geophysical data in a structural context. *Gondwana Res*. 11:582–583.
- Bierlein FP, Murphy FC, Weinberg RF, Lees T. 2006. Distribution of orogenic gold deposits in relation to fault zones and gravity gradients: targeting tools applied to the Eastern Goldfields, Yilgarn Craton, Western Australia. *Miner Depos*. 41:107–126. doi:10.1007/s00126-005-0044-4.
- Binam MEP, Bondjè BLM, Takodjou WJD, Agbor T, Bineli BT, Ipan AS, Lionel Tchami NL, Bitom DL. 2018. Lithologic and structural mapping of the Abiete–Toko gold district in southern Cameroon, using Landsat 7 ETM+/SRTM. *C R geosci*. 350:130–140. doi:10.1016/j.crte.2017.11.003.
- Blenkinsop TG, Doyle MG. 2010. A method for measuring the orientations of planar structures in cut core. *J Struct Geol*. 32:741–745.
- Bouyo Houketchang M, Penaye J, Mouri H, Toteu SF. 2019. Eclogite facies metabasites from the Paleoproterozoic Nyong Group, SW Cameroon: Mineralogical evidence and implications for a high-pressure metamorphism related to a subduction zone at the NW margin of the Archean Congo craton. *J Afr Earth Sci*. 149:215–234.
- Brown WM, Groves DI, Gedeon TD. 2003. An artificial neural network method for mineral prospectivity mapping: A comparison with fuzzy logic and Bayesian probability methods. In: Sandham W.A., Leggett M, editor. *Geophysical application of artificial neural networks and fuzzy logic. modern A approaches in geophysics*, vol. Dordrecht: Springer; p. 21. doi:10.1007/978-94-017-0271-3_12
- Campos LD, de Souza SM, de Sordi DA, Tavares FM, Klein EL, Lopes EC, Dos S. 2017. Predictive mapping of prospectivity in the Gurupi Orogenic Gold Belt, North-Northeast Brazil: an example of district-scale mineral system approach to exploration targeting. *Nat Resour Res*. 26:509–534. doi:10.1007/s11053-016-9320-5.
- Carranza EJM, Hale M. 2001. Geologically constrained fuzzy mapping of gold mineralization potential, Baguio District, Philippines. *Nat Resour Res*. 10:125–136. doi:10.1023/A:1011500826411.
- Caxito FA, Basto CF, Santos LCML, Dantas EL, Medeiros VC, Dias TG, Barrote V, Hagemann S, Alkmim AR, Lana C. 2021. Neoproterozoic magmatic arc volcanism in the Borborema Province, NE Brazil: possible flare-ups and lulls and implications for western Gondwana assembly. *Gondwana Res*. 92:1–25.
- Caxito FA, Santos LCML, Ganade CE, Bendaoud A, Fettous E-H, Bouyo MH. 2020. Toward an integrated model of geological evolution for NE Brazil-NW Africa: the Borborema Province and its connections to the Trans-Saharan (Benino-Nigerian and Tuareg shields) and Central African orogens. *Braz J Geol*. 50. doi:10.1590/2317-4889202020190122.
- Caxito FA, Uhlein A, Dantas EL, Stevenson R, Pedrosa-Soares AC. 2015. Orosirian (ca. 1.96 Ga) mafic crust of the northwestern São Francisco Craton margin: petrography, geochemistry and geochronology of amphibolites from the Rio Preto fold belt basement, NE Brazil. *J. South Am. Earth Sci*. 59:95–111.
- Chardon D, Bamba O, Traoré K. 2020. Eburnean deformation pattern of Burkina Faso and the tectonic significance of shear zones in the West African craton. *BSGF Earth Sci. Bull*. 191:2.
- Chombong NN, Suh CE, Lehmann B, Vishiti A, Ilouga DC, Shemang EM, Tantoh BS, Kedia AC. 2017. Host rock geochemistry, texture and chemical composition of magnetite in iron ore in the Neoproterozoic Nyong unit in southern Cameroon. *B. Applied Earth Science*. 126 (3):129–145.
- Combes V, Eglinger A, André-Mayer A-S, Teitler Y, Jessell M, Zeh A, Reisberg L, Heuret A, Gibert P. 2022. Integrated geological-geophysical investigation of gold-hosting Rhyacian intrusions (Yaou, French Guiana), from deposit to district scale. *J South Am Earth Sci*. 114:103708. doi:10.1016/j.jsames.2021.103708.
- Cox SF. 2010. The application of failure mode diagrams for exploring the roles of fluid pressure and stress states in controlling styles of fracture-controlled permeability enhancement in faults and shear zones. *Geofluids*. 10:217–233. DOI: 10.1111/j.1468-8123.2010.00281.x.
- Deassou SE, Soh Tamehe L, Ganno S, Nzepang TM, Lemdjou YB, Dadjo DH, Rosière CA, Nzenti JP, Bekker A. 2022. Geochronological and geochemical constraints for the metavolcanosedimentary succession of the Nyong Complex, northwestern margin of the Congo craton: implications for depositional age and tectonic setting of associated banded iron formations. *Precambrian Res*. 383:106910. doi:10.1016/j.precamres.2022.106910.

- Djoukouo Soh AP, Ganno S, Zhang L, Soh TL, Wang C, Peng Z, Tong X, Nzenti JP. 2021. Origin, tectonic environment and age of the Bibole banded iron formations, northwestern Congo Craton, Cameroon: geochemical and geochronological constraints. *Geol Mag.* 158:2245–2263.
- Eggsleder MS, Cruden AR, Dalstra HJ, Nicholas L. 2017. The role of deformation in the formation of banded iron formation hosted high-grade iron ore deposits, Hamersley Province (Australia). *Precambrian Res.* 296:62–77.
- Eldosouky AM, Abdelkareem M, Sayed O, Elkhattee SO. 2017. Integration of remote sensing and aeromagnetic data for mapping structural features and hydrothermal alteration zones in Wadi Allaqi area, South Eastern Desert of Egypt. *J Afr Earth Sci.* 130:28–37.
- El-Shazly A, Khalil K, Helba H. 2019. Geochemistry of banded iron formations and their host rocks from the central Eastern Desert of Egypt: a working genetic model and tectonic implications. *Precambrian Res.* 325:192–216.
- Ernst RE, Pereira E, Hamilton MA, Pisarevsky SA, Rodrigues J, Tassinari CCG, Teixeira W, Van-Dunem V. 2013. Mesoproterozoic intraplate magmatic “barcode” record of the Angola portion of the Congo craton: newly dated magmatic events at 1505 and 1110 Ma and implications for Nuna (Columbia) supercontinent reconstructions. *Precambrian Res.* 230:103–118.
- Evina Aboula YS, Ndjigui P-D, Mvondo Ondo J. 2023a. Petrology and geochemistry of metamorphosed rocks associated with iron formations of the Toko–Nlokeng iron deposit, (southern Cameroon): implications for geodynamic evolution and mineralization. *Geol J.* 1–40. doi:10.1002/gj.4723.
- Evina Aboula YS, Odigui AH, Ndjigui P-D, Mvondo Ondo J. 2023b. Petrography, lithostratigraphy, and geochemistry of iron formations from Toko–Nlokeng area (northwestern Congo craton): implications for origin, depositional tectonic setting, and potential iron ore resource deposit. *Ore and Energy Resource Geology.* 14:100020. DOI:10.1016/j.oreoa.2023.100020.
- Fabricio-Silva W, Rosière CA, Bühn B. 2019. The shear zone-related gold mineralization at the Turmalina deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: structural evolution and the two stages of mineralization. *Minera Deposita.* 54:347–368.
- Feumoe SAN, Ndougsa-Mbarga T, Manguelle-Dicoum E, Fairhead JD. 2012. Delineation of tectonic lineaments using aeromagnetic data for the south-east Cameroon area. *Geofizika.* 29:175–192.
- Feybesse JL, Johan V, Triboulet C, Guerrot C, Mayaga-Mikolo F, Bouchot V, Eko Ndong J. 1998. The West Central African belt: a model of 2.5–2.0 Ga accretion and two-phase orogenic evolution. *Precambrian Res.* 87:161–216.
- Ford A. 2020. Practical implementation of random forest-based mineral potential mapping for porphyry Cu–Au mineralization in the Eastern Lachlan Orogen, NSW, Australia. *Nat. Resour. Res.* 29:267–283. doi:10.1007/s11053-019-09598-y.
- Ford A, McCuaig TC. 2010. The effect of map scale on geological complexity for computer-aided exploration targeting. *Ore Geol Rev.* 38:156–167. doi:10.1016/j.oregeorev.2010.03.008.
- Fossen H, Cavalcante GCG, Pinheiro RVL, Archanio CJ. 2019. Deformation – progressive or multiphase? *J Struct Geol.* 125:82–99.
- Fuanya C, Bolarinwa AT, Kankeu B, Yongue R, Tangko TE, Nkepguep FY. 2019. Geochemical characteristics and petrogenesis of basic rocks in the Ako’ozam–Njabilobe area. Southwestern Cameroon: implications for Au genesis. *SN Applied Sci.* 1:904.
- Ganno S, Ngnotue T, Kouankap Nono GD, Nzenti JP, Notsa FM. 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. *Chem Erde.* 75:375–387.
- Ganno S, Njiosseu Tanko EL, Kouankap Nono GD, Djoukouo Soh A, Moudioh C, Ngnotué T, Nzenti JP. 2017. A mixed seawater and hydrothermal origin of superior-type banded iron formation (BIF)-hosted Kouambo iron deposit, Palaeoproterozoic Nyong series, Southwestern Cameroon: Constraints from petrography and geochemistry. *Ore Geol. Rev.* 80:860–875.
- Goldhaber MB, Reynolds R L, Rye RO. 1983. Role of fluid mixing and fault-related sulfide in the origin of the Ray Point uranium district, South Texas. *Econ Geol.* 78 (6):1043–1063.
- Heilbron M, Cordani UG, Alkmim FF. 2017. The São Francisco craton and its margins. In: Heilbron M., Cordani U., Alkmim F., editor. *São Francisco Craton, Eastern Brazil, tectonic genealogy of a miniature continent. regional geology reviews.* Cham: Springer; p. 3–13. doi:10.1007/978-3-319-01715-0_1.
- Holcombe R. 2008. Oriented drillcore: measurement and calculation procedures for structural and exploration geologists. http://www.holcombecoughlin.com/HCA_downloads.htm.
- Holden EJ, Wong JC, Kovesi P, Wedge D, Dentith M, Bagas L. 2012. Identifying structural complexity in aeromagnetic data: An image analysis approach to greenfields gold exploration. *Ore Geol Rev.* 46:47–59.
- Hronsky JMA. 2020. Deposit-scale structural controls on orogenic gold deposits: an integrated, physical process-based hypothesis and practical targeting implications. *Miner Depos.* 55:197–216. doi:10.1007/s00126-019-00918-z.
- Hronsky JMA, Kreuzer OP. 2019. Applying spatial prospectivity mapping to exploration targeting: fundamental practical issues and suggested solutions for the future. *Ore Geol. Rev.* 107:647–653.
- Jaques AL, Wellman P, Whitaker A, Wyborn D. 1997. High-resolution geophysics in modern geological mapping. *AGSO J. Aust. Geol. Geophys.* 17:159–173.
- Jessell MW, Begg GC, Miller MS. 2016. The geophysical signatures of the west African craton. *Precambrian Res.* 274:3–24.
- Joly A, Porwal A, McCuaig TC, Chudasama B, Dentith MC, Aitken ARA. 2015. Mineral systems approach applied to GIS-based 2D-prospectivity modelling of geological regions: insights from western Australia. *Ore Geol Rev.* 71:673–702. doi:10.1016/j.oregeorev.2015.06.007.
- Kamani KMS, Wang W, Tchouankoue JP, Huang SF, Yomeun B, Xue EK, Lu GM. 2021. Neoproterozoic syn-collision magmatism in the Nkondjock region at the northern border of the Congo craton in Cameroon: geodynamic implications for the Central African orogenic belt. *Precambrian Res.* 353:106015. doi:10.1016/j.precamres.2020.106015.
- Karmel M, Tolba A, AbuBarkr M, Omar M. 2022. Utilization of landsat-8 data for lithological mapping of Neoproterozoic basement rocks in north Qena-Safaga

- road, North Eastern Desert, Egypt. *J Afr Earth Sci.* 186:104420. doi:10.1016/j.jafrearsci.2021.104420.
- Klein EL, Moura CAV. 2008. São Luís Craton and Gurupi belt (Brazil): possible links with the West African Craton and surrounding Pan-African belts. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 294:137–151.
- Knox-Robinson CM, Wyborn LAI. 1997. Towards a holistic exploration strategy: using geographic information systems as a tool to enhance exploration. *Aust. J. Earth Sci.* 44:453–463. doi:10.1080/08120099708728326.
- Kochkin BT. 2020. Reduced-type alterations at exogenic infiltration uranium deposits and their relation to rising groundwater. *Geol Ore Depos.* 62:19–30. doi:10.1134/S1075701520010043.
- Kochkin BT. 2021. Special conditions for the formation of large exogenic epigenetic uranium deposits. *Geol Ore Depos.* 63:135–150. doi:10.1134/S1075701522010032.
- Kouankap Nono GD, Fai BE, Azinwi TP, Nyangono AAJ, Fomekong KB, Fontem KN, Suh CE. 2021. Gold deposit type and implication for exploration in the Abiete-Toko Gold District, South Cameroon: constraint from morphology and microchemistry of alluvial gold grains. *Heliyon.* 7:e06758. doi:10.1016/j.heliyon.2021.e06758.
- Kouankap Nono GD, Minyem D, Nga Essomba TPE, Kwamou B, Ayonta KP, Kamguia WB, Nkouathio DG. 2022. Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of granitic gneisses in the Mewengo iron deposits: evidence of Archean fingerprints within the Paleoproterozoic Nyong Group, Cameroon. *Arab J. Geosci.* 15:1498. doi:10.1007/s12517-022-10775-2.
- Kreuzer OP, Buckingham A, Mortimer J, Walker G, Wilde A, Appiah K. 2019. An integrated approach to the search for gold in a mature, data-rich brownfields environment: A case study from Sigma-Lamaque, Quebec. *Ore Geol. Rev.* 111:102977. doi:10.1016/j.oregeorev.2019.102977.
- Kusky TM, Abdelsalam M, Tucker RD, Stern RJ. 2003. Evolution of the East African and related orogens, and the assembly of Gondwana. *Precamb. Res.* 123:81–85.
- Kwak Y, Park S-I, Park C. 2022. Structural controls on crustal fluid redistribution and hydrothermal gold deposits: A review on the suction pump and fault valve models. *Korea Econ Environ Geol.* 55:183–195. doi:10.9719/EEG2022.55.2.183.
- Kwamou WMM, Kouankap N GD, Nkouathio DG, Ayonta KP. 2021. Petrogenesis and U–Pb zircon dating of amphibolite in the Mewengo iron deposit, Nyong series, Cameroon: fingerprints of iron depositional geotectonic setting. *Arab J Geosci.* 14:872. doi:10.1007/s12517-021-07235-8.
- Ledru P, Johan V, Milesi JP, Tegye M. 1994. Markers of the last stages of the paleoproterozoic collision: evidence for 2.0 Ga continent evolving circum-South Atlantic provinces. *Precamb. Res.* 69:169–191.
- Leite PLC, Santos LCML, Andressa CT. 2019. The role of airborne geophysics in the investigation of gold occurrences in the Itapetim Region, Borborema Province, Northeast Brazil. *Brazilian J. Geol.* 49(3). doi:10.1590/2317-4889201920190028.
- Lerouge C, Cocherie A, Toteu SF, Penaye J, Milési JP, Tchameni R, Nsifa EN, Mark Fanning C, Deloule E. 2006. Shrimp U–Pb zircon age evidence for Paleoproterozoic sedimentation and 2.05 Ga syntectonic plutonism in the Nyong Group, South western Cameroon: consequences for the Eburnean-Transamazonian belt of NE Brazil and Central Africa. *J Afr Earth Sci.* 44:413–427.
- Loose D, Schenk V. 2018. 2.09 Ga old eclogites in the Eburnian-Transamazonian orogen of southern Cameroon: significance for Palaeoproterozoic plate tectonics. *Precamb. Res.* 304:1–11.
- Maurizot P, Abessolo A, Feybess JL, Johan LP. 1986. Etude de prospection minière du Sud-Ouest Cameroun. Synthèse des travaux de 1978 à 1985. Rapport de BRGM. 85:274. (in French).
- Metelka V, Baratoux L, Naba S, Jessell MW. 2011. A geophysically constrained litho-structural analysis of the Eburnean greenstone belts and associated granitoid domains, Burkina Faso, West Africa. *Precamb. Res.* 190:48–69.
- Milési J, Verhague P, Ceaux P. 1980. Etude et prospection minière du Sud-Ouest Cameroun. 2e phase, campagne 1979. Rapport complémentaire, rapport BRGM. 80RDM 022F. (216 p.).
- Minty BRS. 1997. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO J. Austral Geol Geophysics.* 17:39–50.
- Montsion RM, Perrouy S, Lindsay MD, Jessell MW, Frieman BM. 2021. Mapping structural complexity using geophysics: A new geostatistical approach applied to greenstone belts of the southern Superior Province, Canada. *Tectonophysics.* 812:228889. doi:10.1016/j.tecto.2021.228889.
- Morris RC. 1980. A textural and mineralogical study of the relationship of iron ore to banded iron-formation in the Hamersley Iron Province of Western Australia. *Econ Geol.* 75:184–209.
- Morris RC. 1985. Genesis of iron ore in banded iron-formation by supergene and supergene-metamorphic processes – A conceptual model. In: Wolf K.H., editor. *Handbook of strata-bound and stratiform Ore deposits.* Amsterdam: Elsevier; p. 73–235. doi:10.1016/B978-0-444-42497-6.50006-0.
- Morris RC, Kneeshaw M. 2011. Genesis modelling for the Hamersley BIF-hosted iron ores of Western Australia: a critical review. *Australian J Earth Sci.* 58:417–451. doi:10.1080/08120099.2011.566937.
- Moudioh C, Soh Tamehe L, Ganno S, Nzepang Tankwa M, Soares BM, Rupam G, Kankeu B, Nzenti JP. 2020. Tectonic setting of the Bipindi greenstone belt, northwest Congo craton, Cameroon: implications on BIF deposition. *J Afr Earth Sci.* 171:103971. doi:10.1016/j.jafrearsci.2020.103971.
- Mvodo H, Ganno S, Kouankap Nono GD, Fossi DH, Nga Essomba PE, Nzepang Tankwa M, Nzenti JP. 2022. Petrogenesis, LA-ICP-MS zircon U–Pb geochronology and geodynamic implications of the Kribi metavolcanic rocks, Nyong Group, Congo Craton. *Acta Geochim.* 41:470–495. doi:10.1007/s11631-022-00533-2.
- Nabavi ST, Alavi SA, Wibberley CAJ, Jahangiri M. 2020. Normal fault networks and their spatial relationships in Plio-Quaternary sedimentary series: a case study in the Zanjan Depression, NW Iran. *J Struct Geol.* 136:104072. doi:10.1016/j.jsg.2020.104072.
- Nabavi ST, Fossen H. 2021. Fold geometry and folding – a review. *Earth-Sci. Revi.* 222:103812. doi:10.1016/j.earscirev.2021.103812.
- Ndime EN, Ganno S, Nzenti JP. 2019. Geochemistry and Pb–Pb geochronology of the Neoproterozoic Nkout West metamorphosed banded iron formation, southern Cameroon. *Inter J Earth Sci.* 108(5):1551–1570.
- Neves SP. 2015. Constraints from zircon geochronology on the tectonic evolution of the Borborema Province (NE Brazil): widespread intracontinental Neoproterozoic

- reworking of a Paleoproterozoic accretionary orogen. *J. South Am. Earth Sci.* 58:150–164.
- Nga Essomba TP, Ganno S, Tanko Njiosseu EL, Ndema Mbongue JL, Kamguia Woguia B, Soh Tamehe L, Takodjou Wambo JD, Nzenti JP. 2020. 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.
- Ngo Bidjeck LM. 2004. Université Yaoundé-I. L'altération des roches basiques et ultrabasiques du Sud-Ouest Cameroun et ses implications métallogéniques : cas du complexe d'Abiete-Yenjok [PhD thesis]. Université Yaoundé-I. 266 p.
- Ntomba SM, Bisso D, Magnekou TRC, Ndong BF, Messi Ottou JE, Mvondo Ondo J. 2020. Crustal growth in the Mesoarchean plutonic belt from the Memve'ele area (Ntem Complex- Southern Cameroon): evidence of "early earth" transpressional tectonics. *J Struct Geol.* 141:104195. doi:10.1016/j.jsg.2020.104195.
- Nzepang Tankwa M, Ganno S, Okunlola AO, Tanko NEL, Soh Tamehe L, Kamguia Woguia B, Mbata ASM, 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. *Inter Geol Rev.*
- Odigui ADH, Ndzana GM, Bekoa E, Abossolo-Angue AM, Bitom LD. 2019. Morphological, geochemical and mineralogical studies of two soil profiles developed on the itabirites of Ntem Complex, southern Cameroon. *J Afr Earth Sci.* 153:111–129.
- Owona S, Mvondo OJ, Tichomirowa M, Ekodeck GE. 2020. The petrostructural characteristics and ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb zircon data from the Ngomedzap-Akongo area (Nyong complex, SW-Cameroon). *J Geosci.* 65:201–219.
- Owona S, Ratschbacher L, Nsangou Ngapna M, Azfal MG, Mvondo Ondo J, Ekodeck GE. 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 Res.* 359:106220. doi:10.1016/j.precamres.2021.106220.
- Owona S, Schulz B, Minyem D, Ratschbacher L, Chako TCB, Olinga JB, Mvondo OJ, Ekodeck GE. 2022. Eburnean/Trans-Amazonian orogeny in the Nyong complex of southwestern Cameroon: Meta-basite geochemistry and metamorphic petrology. *J Afr Earth Sci.* 190:104515. doi:10.1016/j.jafrearsci.2022.104515.
- Parsons AJ, Coleman MJ, Ryan JJ, Zagorevski A, Joyce NL, Gibson HD, Larson KP. 2018. Structural evolution of a crustal-scale shear zone through a decreasing temperature regime: the Yukon River shear zone, Yukon-Tanana terrane, Northern Cordillera. *Lithosphere.* 10:760–782. doi:10.1130/L724.1.
- Penaye J, Toteu SF, Tchameni R, Van Schmus RW, Tchakounté J, Ganwa AA, Nsifa EN, Minyem D. 2004. The 2.1 Ga west central African belt in Cameroon: extension and evolution. *J. Afr. Earth Sci.* 39:159–164.
- Perrouy S, Gaillard N, Piette-Lauzière N, Mir R, Bardoux M, Olivo GR, Linnen RL, Berube CL, Lypaczewski P, Guilmette C, et al. 2017. Structural setting for Canadian malartic style of gold mineralization in the pontiac sub-province, south of the Cadillac larder lake deformation zone, Québec, Canada. *Ore Geol Revi.* 84:185–201.
- Rivard B, Zhang J, Feng J, Sanchez-Azofeifa GA. 2009. Remote predictive lithologic mapping in the Abitibi Greenstone Belt, Canada, using airborne hyperspectral imagery. *Can J. Remot. Sens.* 35:S95–S105.
- Santos LCM, Oliveira RG, Medeiros WM, Lages GA, Dantas EL, Cawood PA, Santos GL, Neto JFA, Lima HM, Paixão MS. 2023. Combined Nd isotope systematics and geophysical data constrain the crustal evolution of the disrupted Alto Moxoto Terrane, Borborema Province, Brazil. *Tectonophysics.* 848. Journal pre-proof. doi:10.1016/j.tecto.2023.229716.
- Santos LCML, Caxito FA, Bouyo MH, Ouadahi S, Arabia K, Lages GA, Lira Santos G, Pitombeira JPA, Cawood PA. 2022. Relics of ophiolite-bearing accretionary wedges in NE Brazil and NW Africa: connecting threads of western Gondwana's ocean during Neoproterozoic times. *Geosyst. Geoenviron.* 10048. Journal pre-proof. doi:10.1016/j.geogeo.2022.100148.
- Santos LCML, Dantas EL, Vidotti RM, Cawood PA, Santos EJ, Fuck RA, Lima HM. 2017. Two-stage terrane assembly in Western Gondwana: Insights from structural geology and geophysical data of Central Borborema Province, NE Brazil. *J. Struct. Geol.* 103:167–184. doi:10.1016/j.jsg.2017.09.012.
- Santos LCML, Lages AG, Caxito AF, Dantas LE, Cawood AP, Lima MH, Felipe J, Lima CJF. 2021. Isotopic and geochemical constraints for a Paleoproterozoic accretionary orogen in the Borborema Province, NE Brazil: Implications for reconstructing Nuna/Columbia. *Geosci Front.* 13:101167. doi:10.1016/j.gsf.2021.101167.
- Sepwouo SADS, Kouankap Nono GD, Mvodo H, Pemha NS, Kamguia Woguia B, Nzenti JP. 2022. Petrography and geophysical characterization of the newly discovered iron ore deposit in Makoure (Bidou-East), Nyong group, South Cameroon. *Resul Geophys Sci.* 12:100050. doi:10.1016/j.ringsp.2022.100050.
- Shang CK, Li'egeois JP, Satir M, Frisch W, Nsifa EN. 2010. Late Archaean high-K granite geochronology of the northern metacratonic margin of the Archaean Congo craton, Southern Cameroon: evidence for Pb-loss due to non-metamorphic causes. *Gondwana Res.* 18(2–3):337–355.
- Sibson RH. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J Geol Soc. London.* 133:191–213. doi:10.1144/gsjgs.133.3.0191.
- Soh Tamehe L, Wei C, Ganno S, Rosière CA, Li H, Soares MB, Nzenti JP, Santos JOS, Bekker A. 2022. Provenance of metasiliclastic rocks at the Northwestern margin of the East Gabonian Block: implications for deposition of BIFs and crustalevolution in southwestern Cameroon. *Precambrian Res.* 376:106677. doi:10.1016/j.precamres.2022.106677.
- Soh Tamehe L, Wei CT, Ganno S, Rosière CA, Nzenti JP, Gatse EC, 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. *Geosci Front.* 12:549–572. doi:10.1016/j.gsf.2020.07.009.
- Suh CE, Cabral AR, Shemang EM, Mbinkar L, Mboudou GGM. 2008. Two contrasting iron-ore deposits in the Precambrian mineral belt of Cameroon, West Africa. *Exploration and Mining Geol.* 17:197–207.
- Swiffa Fajong I, Nzepang Tankwa M, Fossi DH, Ganno S, Moudioh C, Soh Tamehe L, Suh CE, Nzenti JP. 2022. Lithostratigraphy, origin, and geodynamic setting of iron formations and host rocks of the Anyouzok Region, Congo Craton, Southwestern Cameroon. *Minerals.* 12:1198. doi:10.3390/min12101198.

- Tchameni R, Lerouge C, Penaye J, Cocherie A, Milesi JP, Toteu SF, Nsifa NE. 2010. The mineralogical constraint for metamorphic conditions in a shear zone affecting the Archean Ngoulemakong tonalite, Congo craton (Southern Cameroon), and retentivity of U-Pb SHRIMP zircon dates. *J Afr Earth Sci.* 58:67–80.
- Toteu SF, de Wit M, Penaye J, Drost K, Tait JA, Houketchang Bouyo M, Van Schmus WR, Jelsma H, Moloto-A-Kenguemba GC, da Silva Filho AF, et al. 2022. Geochronology and correlations in the Central African Fold Belt along the northern edge of the Congo Craton: New insights from U-Pb dating of zircons from Cameroon, Central African Republic, and south-western Chad. *Gondwana Res.* 107:296–324.
- Toteu SF, Van Schmus WR, Penaye J, Nyobé JB. 1994. U-Pb and Sm-Nd evidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. *Precambr Res.* 67:321–347.
- Williams PF, Jiang D. 2005. An investigation of lower crustal deformation: evidence for channel flow and its implications for tectonics and structural studies. *J Struct Geol.* 27:1486–1504.
- Wyborn LAI, Heinrich CA, Jaques AL. 1994. Australian Proterozoic mineral systems: essential ingredients and mappable criteria. *AusIMM Publication Ser.* 5:109–115.
- Yassaghi A, James PR, Flottmann T. 2000. Geometric and kinematic evolution of asymmetric ductile shear zones in thrust sheets, southern Adelaide Fold ± Thrust Belt, South Australia. *J Struct Geol.* 22:889–912.
- Zhang N, Zhou K. 2015. Mineral prospectivity mapping with weights of evidence and fuzzy logic methods. *J Intell Fuzzy Syst.* 29:2639–2651. doi:10.3233/IFS-151967.
- Zoheir B. 2012. Lode-gold mineralization in convergent wrench structures: examples from south eastern desert. *Egypt. J. Geochem Expl.* 114:82–97.