

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



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

DÉPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE

DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES

LABORATOIRE DES GÉOSCIENCES DES FORMATIONS PROFONDES ET
APPLICATIONS

LABORATORY OF GEOSCIENCES OF IGNEOUS FORMATIONS AND APPLICATIONS

**CARTOGRAPHIE MORPHONÉOTECTONIQUE ET
PÉTRO-STRUCTURALE DE LA CEINTURE DE ROCHES
VERTES DE KOPONGO (SW-CAMEROUN) : ÉVOLUTION
GÉODYNAMIQUE ET STYLES GÉOTECTONIQUES**

Thèse présentée et soutenue le 04 février 2025 en vue de l'obtention
du Doctorat/Ph.D en Sciences de la Terre

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

Par

ABOU'OU ANGO Thierry

Matricule : 05V172

Master en Sciences

Sous la co-direction de



Soutenue publiquement le 04 février 2025 devant le jury composé de :

Président : BILONG Paul, *Professeur*, Université de Yaoundé I ;

Rapporteurs : BISSO Dieudonné, *Professeur*, Université de Yaoundé I ;

MVONDO ONDOA Joseph[†], *Maître de Conférences*, Université de Yaoundé I ;

NJOM Bernard De Lattre, *Chargé de Cours*, Université de Yaoundé I ;

Membres : NKOUNBOU Charles, *Professeur*, Université de Yaoundé I ;

OWONA Sébastien, *Professeur*, Université de Bertoua ;

TCHOUANKOUE Jean Pierre, *Professeur*, Université de Yaoundé I.

Année académique 2023-2024

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
GEOLOGICAL SCIENCES

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 : ABOU'OU ANGO Thierry

Matricule : 05V172

Titre de la thèse : CARTOGRAPHIE MORPHONÉOTECTONIQUE ET PÉTRO-
STRUCTURALE DE LA CEINTURE DE ROCHES VERTES DE
KOPONGO (SW-CAMEROUN) : ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE
ET STYLES GÉOTECTONIQUES


Date de soutenance : Mardi le 04 février 2025

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

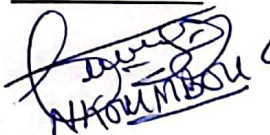
En foi de quoi, la présente Attestation de correction, lui est délivrée, pour servir et faire valoir ce que de droit./

Fait à Yaoundé, le..27/02/2025

Président


Prof. Paul BSCONTE

Examineurs


NKOUMBOU C

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



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

DÉPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE

DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES

LABORATOIRE DES GÉOSCIENCES DES FORMATIONS PROFONDES ET
APPLICATIONS

LABORATORY OF GEOSCIENCES OF IGNEOUS FORMATIONS AND APPLICATIONS

**CARTOGRAPHIE MORPHONÉOTECTONIQUE ET
PÉTRO-STRUCTURALE DE LA CEINTURE DE ROCHES
VERTES DE KOPONGO (SW-CAMEROUN) : ÉVOLUTION
GÉODYNAMIQUE ET STYLES GÉOTECTONIQUES**

Thèse présentée et soutenue le 04 février 2025 en vue de l'obtention
du Doctorat/Ph.D en Sciences de la Terre

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

Par

ABOU'OU ANGO Thierry

Matricule : 05V172

Master en Sciences

Sous la co-direction de

Soutenue publiquement le 04 février 2025 devant le jury composé de :

Président : BILONG Paul, *Professeur*, Université de Yaoundé I ;

Rapporteurs : BISSO Dieudonné, *Professeur*, Université de Yaoundé I ;

MVONDO ONDOA Joseph[†], *Maître de Conférences*, Université de Yaoundé I ;

NJOM Bernard De Lattre, *Chargé de Cours*, Université de Yaoundé I ;

Membres : NKOUMBOU Charles, *Professeur*, Université de Yaoundé I ;

OWONA Sébastien, *Professeur*, Université de Bertoua ;

TCHOUANKOUE Jean Pierre, *Professeur*, Université de Yaoundé I.

Année académique 2023-2024

*À Dieu tout puissant,
À la mémoire de mon père Ango Jean-Pierre^f,
À ma mère Mbo Ebolekem Lorette.*

*«Les desseins de l'Éternel subsistent à toujours
les projets de son cœur, de génération en génération.» Psaume 33 : 11
C'est pourquoi, « La pierre qu'ont rejeté ceux qui bâtissaient,
est devenue la principale de l'angle». Psaume 118 : 22*

REMERCIEMENTS

L'aboutissement de cette thèse est le fruit d'un dur labeur acharné ; travail qui ne saurait voir le jour sans la participation et le concours de plusieurs personnes, le tout sous le contrôle du Tout Puissant, l'Éternel des armées. Au terme de ce travail, il est donc agréable de remercier tous les corps enseignants des Sciences de la Terre des universités de Yaoundé I, Douala, Dschang et Bertoua, la compagnie minière **West African Mineral Corporations/Compagnie Minière du Cameroun** et les personnes qui ont contribué à la réalisation de ce travail de Thèse de Doctorat/Ph.D. Mes sincères remerciements vont donc à l'endroit :

Du Chef de Département des Sciences de la Terre et co-encadreur, **Bisso Dieudonné** Professeur de l'Université de Yaoundé I, pour son apport scientifique et conceptuel dans la rédaction de cette thèse ;

Du **Pr. Mvondo Ondoa Joseph[†]**, Maître de Conférence, pour la transmission de ses connaissances géomorphologiques et géologiques aussi bien sur le terrain qu'en laboratoire ;

Du **Dr. Njom Bernard De Lattre**, Chargé de Cours pour les conseils, les critiques, le soutien multiforme, le suivi de mes travaux depuis le Master jusqu'en thèse.

Du corps enseignant du Département des Sciences de la Terre, en particulier aux professeurs **Pierre Kamgang, Jean Paul Nzenti, Simon Ngos III, Rose Yongue née Fouateu, Charles Nkoumbou, Paul Désiré NDJIGUI, Temdjim Robert, Monique Abossolo née Angue, Joseph Quentin Yene Atangana, Jean Pierre Tchouankoué, Emile Ekomane, Vincent Laurent Onana, Tchakounté Numbem Jacqueline et Ganno Sylvestre**, pour leurs connaissances transmises durant tout mon cursus universitaire ;

Des Professeurs de l'Université de Douala, **Mvondo Owono François et Owona Sébastien**, pour leurs critiques constructives ;

Du Professeur Émérite **Rachid El Hamdouni**, du Département du génie civil, Université de Granada, Espagne, qui m'a intégré dans son équipe en 2021 dans le cadre de la géomorphologie quantitative ;

De mes camarades de laboratoires **Nyobe Bayi Yanick Gérard[†], Onana Jacques Bertrand, Temenou Tiolo Aurelien, Bissaya Roger, Madi Boukar et Ngoute Jean Claude**.

De ma famille et mes frères, **Abou'ou Christine, Mbwang Bertin, Zoua Ango, Assako Mbia, Mbia Rosine et Zambo Thibaut** pour vos soutiens et conseils.

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

TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE.....	i
CITATIONS	ii
REMERCIEMENTS.....	iii
SOMMAIRES.....	iv
LISTE DES FIGURES.....	x
LISTE DES TABLEAUX	xiii
LISTE DES ABRÉVIATIONS, ACRONYMES ET SIGLES.....	xiv
RÉSUMÉ.....	xvi
ABSTRACT	xvii
INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	1
CHAPITRE I. GÉNÉRALITÉS	5
INTRODUCTION.....	6
I.1 MILIEU NATUREL.....	6
I.1.1 Localisation géographique.....	6
I.1.2 Climat.....	7
I.1.3 Végétation.....	7
I.1.4 Sols.....	7
I.1.5 Géomorphologie	8
I.1.5.1 Topographie	8
I.1.5.2 Hydrographie	8
I.1.6 Géographie humaine et économique.....	9
I.2. CADRE GÉOLOGIQUE	9
I.2.1 Géologie régionale.....	9
I.2.1.1 Complexe du Ntem	11
I.2.1.2 Complexe du Nyong	14
I.1.2.3 Unité d’Ayina.....	17

I.2.2 Géologie locale	17
I.2.3 Gisements ferrifères du bloc du Ntem	19
CONCLUSION.....	19
CHAPITRE II. MATÉRIELS ET MÉTHODES	20
INTRODUCTION.....	21
II.1 MATÉRIELS.....	21
II.1.1 Imagerie satellitaire et outils de traitement	21
II.1.2 Outils géologiques de terrain et de laboratoire.....	21
II.2 MÉTHODOLOGIE	22
II.2.1 Revue de la littérature.....	22
II.2.2 Processus de prétraitement	22
II.2.3 Traitement des données satellitaires	22
II.2.3.1 Morphostructurale.....	22
II.2.3.1.1 Linéaments et pentes.....	22
II.2.3.1.2 Paramètres morphométriques et indices tectoniques	23
II.2.3.2 Réseau hydrographique et structures profondes	23
II.2.3.3 Profils hydrographiques.....	23
II.2.3.4 Profils topographiques en bandes	24
II.2.4 Traitement des données pétrographiques	25
II.2.5 Traitement des données structurales.....	26
II.2.6 Traitement des données géochimiques	29
CONCLUSION.....	29
CHAPITRE III. ANALYSE MORPHONÉOTECTONIQUE	30
INTRODUCTION.....	31
III.1 ANALYSE TOPOGRAPHIQUE	31
III.1.1 Unités morphologiques: Altitude et lithologie.....	31
III.1.2 Anomalies morphométriques linéaires.....	33

III.1.2.1 Trajectoires des foliations.....	33
III.1.2.2 Trajectoires des fractures.....	36
III.1.3 Pente.....	38
III.1.4 Pente et lithologie.....	38
III.1.5 Profils topographiques en bandes.....	41
III.2 ANALYSE HYDROGRAPHIQUE.....	43
III.2.1 Configuration hydrographique	43
III.2.2 Étude morphométrique du réseau hydrographique: structures enfouies	44
III.2.3 Profils longitudinaux hydrographiques	47
III.2.4 Profils longitudinaux	48
III.3 PARAMÈTRES MORPHOMÉTRIQUES.....	50
III.3.1 Paramètres linéaires	50
III.3.2 Paramètres de forme ou de surface	51
III.3.3 Paramètres de l'aspect du relief	51
III.4 INDICES TECTONIQUES	51
III.4.1 Analyses hypsométriques.....	51
III.4.2 Indice de soulèvement tectonique relatif ou de surrection (U)	54
III.4.3 Indice d'asymétrie topographique transverse (Tc).....	54
III.4.4 Forme du bassin versant (Bs).....	55
III.4.5 Rapport d'allongement du bassin (Re).....	55
III.4.6 Facteur d'asymétrie du sous-bassin versant (AF, AF').....	56
III.4.7 Rapport de bifurcation (Rb, Rbm)	56
III.4.8 Rapport de la largeur du fond et la hauteur de la vallée (Vf).....	61
III.4.9 Évaluation de l'activité tectonique relative (IAT)	61
III.5 INVESTIGATIONS DE TERRAIN.....	61
CONCLUSION.....	64
CHAPITRE IV. TECTONIQUE	65

INTRODUCTION	66
IV.1 STRUCTURES DUCTILES	66
IV.1.1 Contexte local	66
IV.1.1.1 Déformation D_n	66
IV.1.1.2 Déformation D_{n+1}	69
IV.1.1.3 Déformation D_{n+2}	75
IV.1.2 Contexte régional	79
IV.2. STRUCTURES CISAILLANTES	81
IV.2.1 Contexte local	81
IV.2.1.1 Éléments structuraux de type C_{n+1}	81
IV.2.1.2 Éléments structuraux de type C_{n+2}	81
IV.2.2 Contexte régional	85
IV.3 STRUCTURES CASSANTES	85
IV.3.1 Contexte local	86
IV.3.1.1 Fractures de tension	86
IV.3.1.2 Failles	86
IV.3.2 Contexte régional	87
IV.4 CINÉMATIQUE	87
CONCLUSION	93
CHAPITRE V. LITHOLOGIE	94
INTRODUCTION	95
V.1 PÉTROGRAPHIE	95
V.1.1 DESCRIPTION MACROSCOPIQUE	95
V.1.2 Description microscopique	100
V.1.2.1 Formations ferrifères	100
V.1.2.2 Formations hôtes	106
V.1.3 Types de minéralisations	101

V.1.3.1 Détritique.....	101
V.1.3.2 Quartzite à magnétite.....	102
V.1.3.3 Hématite et quartz bréchifié	103
V.1.3.4 Magnétite.....	104
V.1.3.5 Magnétite enrichie	104
V.2 ANALYSE GÉOCHIMIQUE DES FORMATIONS FERRIFÈRES	104
V.2.1 Régolite	104
V.2.2 Formations ferrifères à magnétite et quartz.....	116
V.2.3 Formations ferrifères à magnétite et pyroxènes	116
V.2.4 Formations ferrifères à magnétite, pyroxènes et hornblendes.....	116
CONCLUSION.....	117
CHAPITRE VI. INTERPRÉTATIONS ET DISCUSSIONS	118
INTRODUCTION.....	119
VI.1 SIGNIFICATIONS GÉOMORPHOLOGIQUES ET TECTONIQUES	119
VI.1.1 Contrôle lithologique	119
VI.1.2 Contrôle climatique.....	120
VI.1.3 Contrôle tectonique	120
VI.1.3.1 Évolution tectonique de la région de Kopongo à travers les paramètres morphométrique	120
VI.1.3.2 Évolution tectonique de la région de Kopongo à travers des indices géomorphologiques	125
VI.1.3.3 Indice d'évaluation de l'activité tectonique	131
VI.1.3.4 Évidence d'une néotectonique	133
VI.1.4 Comparaison des résultats avec le modèle numérique de terrain, les structures profondes et les formations ferrifères.....	134
VI.2 ÉVOLUTION TECTONIQUE.....	135
VI.2.1 Tectonique régionale.....	135
VI.2.1.1 Déformation D_n	135

VI.2.1.2 Déformation D_{n+1}	136
VI.2.1.3 Déformation D_{n+2}	137
VI.2.1.4 Déformation D_{n+3}	138
VI.2.2 Contrôles de la minéralisation	139
VI.2.3 Correlation entre la tectonique et les phases de métallisation	140
VI.3 ENVIRONNEMENT GEODYNAMIQUE.....	141
IV.3.1 Contexte géodynamique.....	141
VI.3.1.1 Dépôts chimiques et apports détritiques.....	141
VI.3.1.2 Source du fer et de la silice	143
VI.3.1.3 Formations ferrifères Algoma-modifiées	147
VI.3.1.4 Effets métamorphiques : modification post-minéralisation	150
VI.3.1.5 Origine du fer riche en pyroxène.....	151
VI.3.1.6 Géochimie comparative des formations ferrifères précambriennes	151
VI.3.1.7 Corrélations lithostratigraphiques	152
VI.3.1.8 Modèle.....	154
VI.3.2 Intérêts miniers et économiques.....	156
VI.3.2.1 Intérêts miniers.....	156
VI.3.3.2 Intérêts économiques.....	157
CONCLUSION.....	158
CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES	159
RÉFÉRENCES	162
ANNEXES.....	182

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Cartes de localisation de la zone d'étude	6
Figure 2. Diagramme ombrothermique.	8
Figure 3. Esquisse géologique régionale de l'Afrique Centrale et au Nord-Est du Brésil.....	10
Figure 4. Carte géologique du Sud-Cameroun	13
Figure 5. Carte géologique de Kopongo	18
Figure 6. Modèles de détermination des paramètres morphométriques et indices tectoniques..	25
Figure 7. Prototype d'une rivière et ses paramètres morphométriques	26
Figure 8. Carte de magnétude sismique du SW-Cameroun	32
Figure 9. Cartes morphométriques de la zone de Kopongo	34
Figure 10. Images satellitaires traitées... ..	35
Figure 11. Image satellitaire traitée et structures géologiques	37
Figure 12. Image satellitaire traitée et structures géologiques.. ..	39
Figure 13. Cartes morphométriques de la zone de Kopongo illustrant	40
Figure 14. Carte obtenue par la superposition des pentes aux formations géologiques.....	41
Figure 15. Profils topographiques.	42
Figure 16. Cartes hydrographiques de la zone de Kopongo.....	45
Figure 17. Carte des structures profondes théoriques obtenue à partir de la répartition des longueurs de drains d'ordre 3	46
Figure 18. Courbes de concavité des rivières principales des sous-bassins versants I.	47
Figure 19. Profils topographiques longitudinaux élaborés le long des grands collecteurs hydrographiques	49
Figure 20. Carte illustrant l'hétérogénéité hypsométrique et l'intensité de l'activité tectonique	53
Figure 21. Cartes de : (a) L'hétérogénéité du soulèvement tectonique (U).	57
Figure 22. Cartes de : (a) L'hétérogénéité de forme du bassin versant.....	58
Figure 23. Cartes du: (a) Facteur d'asymétrie des sous-bassins versants	59
Figure 24. Cartes : (a) Du rapport de la largeur du fond et la hauteur de la vallée.	60
Figure 25. Structures géologiques affectants la morphologie de la zone de Kopongo	62
Figure 26. Structures géologiques affectants la morphologie de la zone de Kopongo	63
Figure 27. Photographies montrant les principales structures géologiques de la zone de Kopongo	67

Figure 28. Photographies montrant les principales structures géologiques de la zone de Kopongo	68
Figure 29. Photographies illustrant les principales mésoscopiques et microstructures géologiques de la zone de Kopongo.....	69
Figure 30. Photographies illustrant les principales structures géologiques de la zone de Kopongo	70
Figure 31. Projection stéréographique illustrant les tendances du pli polyharmonique P_{n+1} orienté	71
Figure 32. Photographies illustrant les principales micro-et méso-structures géologiques de la zone de Kopongo.....	72
Figure 33. Photographies illustrant les principales structures géologiques affectant un gneiss à hypersthène.....	73
Figure 34. Photos illustrant les différentes orientations des linéations L_{n+1} et L_{n+2} observées sur les les formations géologiques de la zone de Kopongo.....	74
Figure 35. Photographies montrant les principales structures tectoniques de Kopongo.....	76
Figure 36. Esquisses géologiques de la zone de Kopongo.....	77
Figure 37. Stéréogramme synthétique de la foliation S_n/S_{n+1} : (a) Cartographie	78
Figure 38. Esquisses géologiques de la zone de Kopongo.....	82
Figure 39. Photographies montrant les structures géologiques du style cisailant.....	83
Figure 40. (a) Les différentes directions développées par un système de Riedel dont la bande centrale est NNE-SSW. (b) Stéréogramme des fractures de tension.. ..	84
Figure 41. Esquisses géologiques de la zone de Kopongo.....	89
Figure 42. Carte régionale des lithoclasses théoriques	90
Figure 43. Photos illustrant les lithoclasses observées sur les affleurements	91
Figure 44. Photos illustrant les marqueurs de failles	92
Figure 45. Carte d’affleurement et d’échantillonnage des différentes formations géologiques	96
Figure 46. Différentes formations géologiques rencontrées sur le terrain	98
Figure 47. Différentes formations géologiques rencontrées sur le terrain	99
Figure 48. Logs lithostratigraphiques détaillés des puits de sondages effectués à Kopongo indiquant les différents niveaux de prélèvement des échantillons analysés.....	100
Figure 49. Vues macroscopiques et microscopiques.....	101
Figure 50. Vues macroscopiques et microscopiques.....	102
Figure 51. Vues macroscopiques et microscopiques.....	103

Figure 52. Vues macroscopiques et microscopiques.....	104
Figure 53. Vues macroscopiques et microscopiques.....	105
Figure 54. Vues macroscopiques et microscopiques.....	100
Figure 55. Vues macroscopiques et microscopiques.....	101
Figure 56. Photos montrant la minéralisation ferrifère de type.....	102
Figure 57. Séquence évolutive des teneurs en oxyde et de la susceptibilité magnétique.....	103
Figure 58. Carte obtenue par superimposition du réseau hydrographique, les structures profondes et les trajectoires.....	122
Figure 59. (a) Schéma interprétatif de la relation observée entre les structures géologiques enfouies et le réseau hydrographique.....	123
Figure 60. (a) Carte de la variation des épaisseurs crustales (en km) en Afrique Centrale ..	126
Figure 61. Carte obtenue par superimposition des structures géologiques enfouies et les sillons ferrifères de la zone d'étude.....	134
Figure 62. Carte géologique régionale montrant l'emplacement d'importants gisements de fer	137
Figure 63. Diagramme Ternaire Fe-Mn-Al	144
Figure 64. Diagramme Al_2O_3 vs. SiO_2	145
Figure 65. Compositions géochimiques des échantillons des FFs de Kopongo plotés sur le diagramme de discrimination Fe/Ti vs. $Al / (Al + Fe + Mn)$	145
Figure 66. Diagrammes discriminants.....	141
Figure 67. Diagramme comparatif de la composition en éléments majeurs des FFs de Kopongo avec celle des autres FFs du CC.....	152
Figure 68. Coupe géologique de la région de Kopongo, illustrant les relations étroites entre la minéralisation et les roches encaissantes.	153
Figure 69: Modèle illustratif	152

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Données météorologiques de la station d'Edéa de la période 1948-2017.....	7
Tableau 2. Formules mathématiques des paramètres linéaires.	24
Tableau 3. Formules mathématiques des paramètres de forme	24
Tableau 4. Formules mathématiques des paramètres traitant l'aspect du relief.	24
Tableau 5. Formules mathématiques des indices tectoniques.....	27
Tableau 6. Statistiques des trajectoires de foliation.	35
Tableau 7. Statistique des trajectoires de fracturation.	36
Tableau 8. Valeur altimétriques du relief.....	43
Tableau 9. Résultat statistique des ordres des drains en fonction de la direction d'écoulement normale.....	44
Tableau 10. Calcul des fréquences des ordres des drains en fonction de la direction d'écoulement normale.	44
Tableau 11. Paramètres hydrographique des collecteurs principaux.	48
Tableau 12. Paramètres morphométriques linéaires de la zone de Kopongo.	50
Tableau 13. Statistique des paramètres morphométriques.	51
Tableau 14. Indices tectoniques des sous-bassins versants sélectionnés dans la zone de Kopongo.....	52
Tableau 15. Indices tectoniques groupés en classes et par unité morphologique	52
Tableau 16. Indices tectoniques groupés en unité morphologique	54
Tableau 17. Indices tectoniques des sous-bassins versants sélectionnés dans la zone de Kopongo.	55
Tableau 18. Composition géochimique et rapports des éléments majeurs représentatifs des FFs de Kopongo.	105
Tableau 19. Composition géochimique et rapports des éléments traces représentatifs des FFs de Kopongo.	106
Tableau 20. Corrélations linéaires inter-élément de quelques échantillons des formations ferrifères (n = 18).	146

LISTE DES ABRÉVIATIONS, ACRONYMES ET SIGLES

A : Superficie du bassin versant
a/A : Superficie relative
AF, AF' : Facteur d'Asymétrie du sous-bassin versant
AMB : Amphibolite
AMBR : Amphibolite rubanée
Ar : Aire facultative définie comme l'aire droite du cours d'eau principal orienté vers l'aval
At : Aire totale du bassin versant
BIF : Banded iron formation
Bl : Longueur du bassin versant mesurée depuis le niveau de l'eau de surface jusqu'en amont
Bs : Forme du bassin versant
Bw : Largeur du bassin mesurée à son point le plus large
CC : Craton du Congo
CI : Indice de croissance du bassin versant
CL : Longueur du collecteur principal du bassin versant
Da : Distance entre la ligne médiane du bassin versant
Dd : Distance entre la ligne médiane du bassin et la division du bassin versant
Dd : Densité de drainage du bassin versant
DI : Indice de dissection du bassin versant
E_n : Événement thermotectonique
Eu : Europium,
FCK : Faille Kribi-Campo
FF : Formation ferrifère
FL : Faille de Loloma,
FN : Faille de Ngombé,
FS : Faille de la Sanaga
Fs : Fréquence de flux/drainage
Ga : Milliard d'années,
Gt : Milliard de tonnes
FFMQ : Formation ferrifère à magnétite et quartz
FFMPH : Formation ferrifère à magnétite, pyroxènes et hornblendes
FFMP : Formation ferrifère à magnétite et pyroxènes
GNBA : Gneiss à biotite et amphibole
GNH : Gneiss à hypersthène
h/H : Hauteur relative du bassin versant
HI : Intégrale hypsométrique
H_{max} : Altitude maximale du bassin versant
H_{min} : Altitude minimale du bassin versant
H_{moy}/ hm : Altitude moyenne du bassin versant
IAT : Activité tectonique relative
Lbm : Longueur de la rivière
Lsm : Longueur moyen du flux du bassin versant
Lu : Longueur totale de tous les ordres/Longueur de flux du bassin versant

Ma : Million d'années
MNT : Modèle Numérique de Terrain
Mt : Million de tonnes
n : Indice de la première phase tectonique
Nd : Nombre de donnée
Nu : Nombre total de tous les ordres/nombre de flux
NWCC : Nord-Ouest du Craton du Congo
P : Périmètre du bassin versant, Phosphore
R : Rapport des contraintes
R' : Indice des contraintes
Ra : Relief absolu du bassin versant
Rb : Rapport de bifurcation
Rbm : Rapport de bifurcation moyen
Re : Rapport d'allongement du bassin versant
Rf : Facteur de forme du bassin versant
Rfs : Rapport de finesse du bassin versant
RGL : Régolite
Rh : Rapport du relief du bassin versant
Rhp : Relief relatif du sous-bassin
RL : Rapport du flux de longueur du bassin versant
Rw : Rapport d'errance du bassin versant
S_{Hmax} : Axe de compression horizontale maximale
S_{hmin} : Axe d'extension horizontale maximale
SL : Longueur de la ligne droite entre l'exutoire et l'amont du bassin versant
SM : Susceptibilité magnétique
S : Soufre
SRTM : Shuttle Radar Topography Mission
Su : Ordre
Tc : Indice d'asymétrie topographique transverse du bassin versant
TTG : Tonalite-Trondjémite-Granodiorite
UTM : Universal Transverse Mercator
Vf : Rapport de la largeur du fond de la vallée à la hauteur de la vallée
Zmax : Élévation maximum du bassin versant
Zmin : Élévation minimum du bassin versant

RÉSUMÉ

La région de Kopongo appartient au Complexe du Nyong, qui représente la marge Nord-Ouest du craton du Congo au Sud du Cameroun. La présente étude vise à proposer un modèle d'évolution géodynamique de la région de Kopongo. Ce paysage illustre un relief asymétrique et allongé suivant la direction NNE-SSW. Les paramètres morphométriques ont montré que cette région a été rajeunie en raison de l'interaction de plusieurs facteurs tels que les conditions climatiques, la variabilité lithologique et les activités néotectoniques. L'hétérogénéité spatiale de l'activité tectonique relative (IAT) a permis de subdiviser cette région en zones d'activité tectonique élevée (14,89 %), modérée (72,71 %) et faible (12,33 %). La région de Kopongo montre une évolution tectonique, métamorphique et métallifère marquée par quatre phases de déformation $D_nM_n-D_{n+3}M_{n+3}$ et métallifères Z_n-Z_{n+3} . La déformation $D_nM_nZ_n$ est un aplatissement général horizontal. L'évènement $D_{n+1}M_{n+1}Z_{n+1}$ évolue en deux épisodes : un aplatissement général horizontal/cisaillement pur et un cisaillement simple. La déformation $D_{n+2}M_{n+2}Z_{n+2}$ montre un cisaillement simple/constriction générale pendant que l'évènement $D_{n+3}M_{n+3}Z_{n+3}$ affiche une transtension. La minéralisation de Kopongo est liée aux plis P_{n+1} et P_{n+2} (en forme de S, M et Z) perturbés par les lithoclasses régionales. La région de Kopongo est composée des formations ferrifères et des roches hôtes, aux textures et structures variées. Les analyses géochimiques montrent que les formations ferrifères sont composées de Fe_2O_3 et de SiO_2 , de masse >98% suggérant des précipités chimiques de silice et de fer. De faibles concentrations d' Al_2O_3 , TiO_2 , K_2O , Na_2O , MgO et CaO , couplées à une forte corrélation positive entre MgO et CaO ($r=0,96$) indiquent un apport détritique négligeable, dans un environnement de dépôt marin. À partir de ces données géochimiques, les minéralisations ferrifères de type détritique, quartzite à magnétite, hématite-quartz bréchifié, à magnétite et à magnétite enrichie ont pu être définies, avec des teneurs en Fe_2O_3 (29,03-87,16%), SiO_2 (3,02-55,5%), Al_2O_3 (0,48-10,20%), phosphore d'environ 0,15% et de 0,48% pour le soufre. Les résultats de cette thèse ont permis de : (1) souligner la complexité géomorphologique, lithologique, structurale, de l'activité tectonique et de la minéralisation; (2) montrer que cette région met en évidence des formations ferrifères à magnétite et pyroxènes; (3) faire une corrélation structurale de cette ceinture de roches vertes à celles observées sur le craton du Congo, en Australie, et au Brésil; et (4) montrer que ces formations ferrifères sont de type Algoma modifié et acceptables pour la production du métal.

Mots-clés: Craton du Congo; Complexe du Nyong; Kopongo; Néotectonique; Évolution géodynamique; Gneiss à magnétite et pyroxène

ABSTRACT

The Kopongo area belongs to the Nyong Complex, which represents the North-Western margin of the Congo craton in Southern Cameroon. The present study aims to propose a geodynamic evolution model of the Kopongo region. This landscape illustrates an asymmetrical and elongated relief following the NNE-SSW direction. Morphometric parameters showed that this region has been rejuvenated due to the interaction of several factors such as climatic conditions, lithological variability and neotectonic activities. The spatial heterogeneity of the relative tectonic activity (RTA) enabled to subdivide this region into zones of high (14.89%), moderate (72.71%) and low (12.33%) tectonic activity. The Kopongo region shows polyphase tectonic, metamorphic and metalliferous evolution with four phases of deformation D_nM_n - $D_{n+3}M_{n+3}$ and metalliferous Z_n - Z_{n+3} . $D_nM_nZ_n$ deformation is a horizontal general flattening. $D_{n+1}M_{n+1}Z_{n+1}$ event evolves in two episodes: a horizontal general flattening /pur shear and simple shear. $D_{n+2}M_{n+2}Z_{n+2}$ deformation shows simple shear/general constriction while $D_{n+3}M_{n+3}Z_{n+3}$ event exhibited a transtension. Mineralization at Kopongo is related to F_{n+1} and F_{n+2} folds (S, M and Z-shaped) disturbed by regional lithoclasts. The Kopongo region is composed of iron formations and gneissic host rocks, with varied textures and structures. Geochemical analyzes have shown that the iron formations are composed of Fe_2O_3 and SiO_2 , mass >98% suggesting chemical inputs of silica and iron. Low concentrations of Al_2O_3 , TiO_2 , K_2O , Na_2O , MgO and CaO , coupled with a strong positive correlation between MgO and CaO ($r=0.96$) are indicative of negligible terrigenous influx, in marine environment. From these geochemical data, detrital iron, magnetite-quartzite, quartz-hematite breccia, magnetite and enriched magnetite mineralization types are observed, with Fe_2O_3 contents (29.03-87.16%), SiO_2 (3.02-55.5%), Al_2O_3 (0.48-10.20%), phosphorus of about 0.15% and 0.48% for sulfur. The results of this thesis: (1) highlight the geomorphological, lithological, structural, tectonic activity and mineralization complexity; (2) show that this region exhibits magnetite-pyroxene iron formations; (3) make a structural correlation of this greenstone belt to those observed on the Congo craton, in Australia, and in Brazil; and (4) show that the Kopongo iron formations are of the modified Algoma type and acceptable for metal production.

Keywords: Congo craton; Nyong complex; Kopongo; Neotectonic; geodynamic evolution; magnetite-pyroxene iron formations

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Les formations ferrifères (FFs) rencontrées dans les ceintures de roches vertes ont joué un rôle dans l'évolution de la Terre primitive. Leur composition, leur classification, leur distribution spatio-temporelle, et leurs multiples associations de faciès, aussi bien que leur environnement de dépôt et leur genèse ont été largement discutés (Spier et al., 2003; Spier et al., 2008). On considère également que le dépôt des formations ferrifères est lié non seulement à l'évolution de la vie, des océans et de l'atmosphère, mais aussi à l'origine et à la croissance des continents (Trendall, 2002). Ainsi, les FFs sont définies comme étant les plus anciens dépôts chimiques connus sur Terre, qui s'apparentent aux roches sédimentaires (James, 1954 ; Klein, 2005), et constituent la plus importante des ressources en fer dans le monde. Ces roches sédimentaires, sont majoritairement archéennes à Paléoproterozoïques et contiennent 15% ou plus de fer, dans lesquelles les minéraux de fer sont généralement intercalés avec du quartz ou des carbonates (ex., James, 1954 ; Trendall, 2002 ; Bekker et al., 2010). Les roches ferrifères peuvent être subdivisées en fonction de l'environnement de dépôt et du cadre géotectonique : Algoma, Lac Supérieur et Rapitan (Gross and McLeod, 1980). Les formations ferrifères de type Algoma sont associées aux roches volcaniques des ceintures archéennes (Gross, 1983 ; Klein and Beukes, 1992). Au contraire, celles de type Lac Supérieur se trouvent dans des séquences de roches sédimentaires de marge passive et généralement sans lien direct avec des roches volcaniques (Bekker et al., 2010) ; alors que celles de type Rapitan sont exclusivement d'âge Néoproterozoïque et sont associés à un environnement de dépôt sous influence glaciaire (Gross, 1983; Klein et Beukes, 1992).

Plusieurs de ces formations ferrifères sont localisées au Cameroun entre les longitudes 9°30'-16°E et les latitudes 2-7°N, et dont les âges Archéens et Néoarchéens à Paléoproterozoïques sont reconnus (Maurizot et al., 1986; Lerouge et al., 2006; Suh et al., 2008; Nkoumbou et al., 2017; Soh Tamehe et al., 2021, 2022). Au cours des dernières décennies, les activités géologiques au sein du bloc du Ntem (marge Nord-Ouest du craton du Congo) ont permis la caractérisation de nombreuses roches vertes porteuses de minéralisations ferrifères (ex., Suh et al., 2008; Ilouga et al., 2013; Teutsong et al., 2017; Ganno et al., 2018; Ndime et al., 2019; Soh Tamehe et al., 2019). Les efforts précieux déployés par ces auteurs permettaient de comprendre uniquement le cadre géodynamique de la minéralisation ferrifère, les études géologiques ont peu insisté sur le modèle morphostructural, l'histoire tectonométamorphique et le contrôle structural des formations ferrifères rencontrées dans ces roches vertes. Ces études se focalisaient sur la genèse de la minéralisation, la lithostratigraphie et la géochronologie (Ndime et al., 2018, 2019; Teutsong et al., 2017, 2020; Moudioh et al., 2020; Nzepang Tankwa et al., 2021; Djoukouo Soh et al.,

2021; Soh Tamehe et al., 2018, 2021, 2022; Deassou Sezine et al., 2022; Tchouakui et al., 2022 ; Evina Aboula et al., 2023 ; Bonda et al., 2022 ; Bafon et al., 2023a, b). Les études relatives à l'analyse géomorphologique et structurale des roches vertes durant leur évolution géodynamique dans le bloc du Ntem ont reçu moins d'attention (ex., Akame et al., 2018, 2020; Soh Tamehe et al., 2019; Swiffa Fajong et al., 2022 ; Evina Aboula et al., 2024). Ce manque de documentation morphotectonique et structurale dans ce complexe contrairement aux autres roches vertes Précambriennes localisées au Brésil (Rosière et al., 2006; Brando Soares et al., 2017), en Australie (Eggseder et al., 2017), en Chine (Zhao et al., 2001) et en Argentine (González, 2009) pousse à mener des études morphotectoniques et pétro-structurales sur les roches vertes de Kopongo.

Les roches vertes de Kopongo se situent au SW-Cameroun dans la bordure NW du bloc du Ntem. Ces roches vertes ont été essentiellement structurées au cours de l'orogénèse éburnéenne/transamazonienne (Weber et al., 2016) et probablement remobilisées au cours de celle Panafricaine (ex., Lasserre and Soba, 1976; Toteu et al., 2004, 2006). Ces évènements thermotectoniques montrent différentes structures tectoniques en rapport avec les événements tectono-magmatiques suscités et voire d'autres plus récents. Ces structures tectoniques sont marquées par les failles actives de Loloma, Ngombé, Sanaga (FL, FN, FS, Bisso, 2007 ; Moussango Ibohn et al., 2018; Nsangou et al., 2020) et de Kribi-Campo (FKC, Sandron et al., 2018), qui exposent des caractères d'activité sismiques récentes (Nana et al., 2021; Ndibi et al., 2021). En effet, la zone de Kopongo est située dans un domaine équatorial où prédominent un climat tropical humide et une forêt dense. Ces paramètres naturels sont à l'origine de la distribution parfois sporadique des affleurements rocheux, il devient alors difficile de mener uniquement une étude structurale au marteau à l'échelle locale, voire régionale. De nombreuses études ont montré que la télédétection, du fait de la nature synoptique des images satellites peut être utilisée pour les études tectoniques et l'identification des anomalies topographiques et hydrographiques (Delcaillau et al., 2006; Gaidzik et al., 2016; Alizadeh et al., 2020; Sedrette et Rebai, 2020). Par conséquent, les techniques de système d'information géographique deviennent des outils puissants et efficaces pour calculer et analyser les paramètres morphométriques et les indices tectoniques d'une région (ex., Gasparini et Whipple, 2014 ; Bahrami et al., 2020). La présente étude est une contribution supplémentaire des travaux effectués à Kopongo (ex., Ndema Mbongué et Aroke, 2020 ; Bafon et al., 2023a,b). L'objectif visé de ce travail est d'apporter une nouvelle approche pour une meilleure connaissance du contexte morphonéotectonique, du cadre pétrologique des formations ferrifères et hôtes, tectonique et métallifère de la région de Kopongo.

L'objectif principal est de retracer l'évolution géodynamique de la région de Kopongo. Pour y parvenir, une approche multidisciplinaire combinant les études géomorphologiques, structurales, pétrographiques et géochimiques sera adoptée :

- Les analyses morphostructurales qualitatives permettent de ressortir les anomalies topographiques et hydrographiques, et en déduire la position topographique des sillons ferrifères. Les analyses quantitatives évaluent l'influence combinée du climat, de la lithologie et des structures géologiques, et ressortira la répartition spatiale de l'intensité de l'activité tectonique de la région ;

- Les analyses structurales permettent d'identifier les éléments structuraux linéaires, planaires et ductiles, l'orientation des paléocontraintes et les régimes de la déformation, de produire les cartes structurales, de déduire les styles géotectoniques et les contrôles de la minéralisation.

- L'étude pétrologique décrit et ressort tous les types pétrographiques et leurs assemblages minéralogiques ;

- L'analyse géochimique détermine la source du fer et de la silice, l'environnement de dépôt et valorise ces FFs ;

Ce manuscrit après l'introduction générale, s'articulera autour de six chapitres :

Le chapitre I, "Généralités", présente sur la revue de la littérature, qui est focalisée sur le cadre naturel de l'étude et les travaux antérieurs ;

Le chapitre II, "Matériels et méthodes", présente succinctement la méthodologie adoptée dans le cadre de ce travail ;

Le Chapitre III, "Analyse morphonéotectonique", présente les résultats obtenus sur les différents ensembles lithostructurales, les paramètres morphométriques et les indices tectoniques de la région de Kopongo ;

Le Chapitre IV, "Évolution tectonique", ressort les styles géotectoniques de la région de Kopongo ;

Le Chapitre V, "Étude pétrographique et géochimique", présente les résultats obtenus sur la lithostratigraphie, la pétrographie et la géochimie des éléments majeurs et traces des FFs ;

Le Chapitre VI, "Interprétations et discussions", montre les significations géomorphologiques, l'évolution tectonique régionale, la minéralisation, le contexte métamorphique et l'environnement de dépôt. Les corrélations lithostratigraphiques, le modèle illustratif et les intérêts économiques et scientifiques des FFs de Kopongo sont également exposés ;

Le présent travail s'achève par une conclusion générale faisant ressortir les principaux résultats obtenus et les interprétations qui en découlent avec la formulation des perspectives.

CHAPITRE I. GÉNÉRALITÉS

INTRODUCTION

Ce chapitre présente le cadre géographique (données climatologiques, hydrographiques et phytogéographiques), le contexte géologique et minier de la zone d'étude. Le contexte géologique et minier décrit l'évolution géodynamique et tectonométamorphique, les faciès pétrographiques et les multiples indices/gisements ferrifères repertoriés dans le bloc du Ntem.

I.1 MILIEU NATUREL

I.1.1 Localisation géographique

La zone d'étude se situe dans le Complexe du Nyong, au Nord-Ouest du craton du Congo et au Nord de la ville d'Edéa entre 10°06' et 10°19' de longitude Est et 03°53' et 04°05' de latitude Nord (Fig.1).

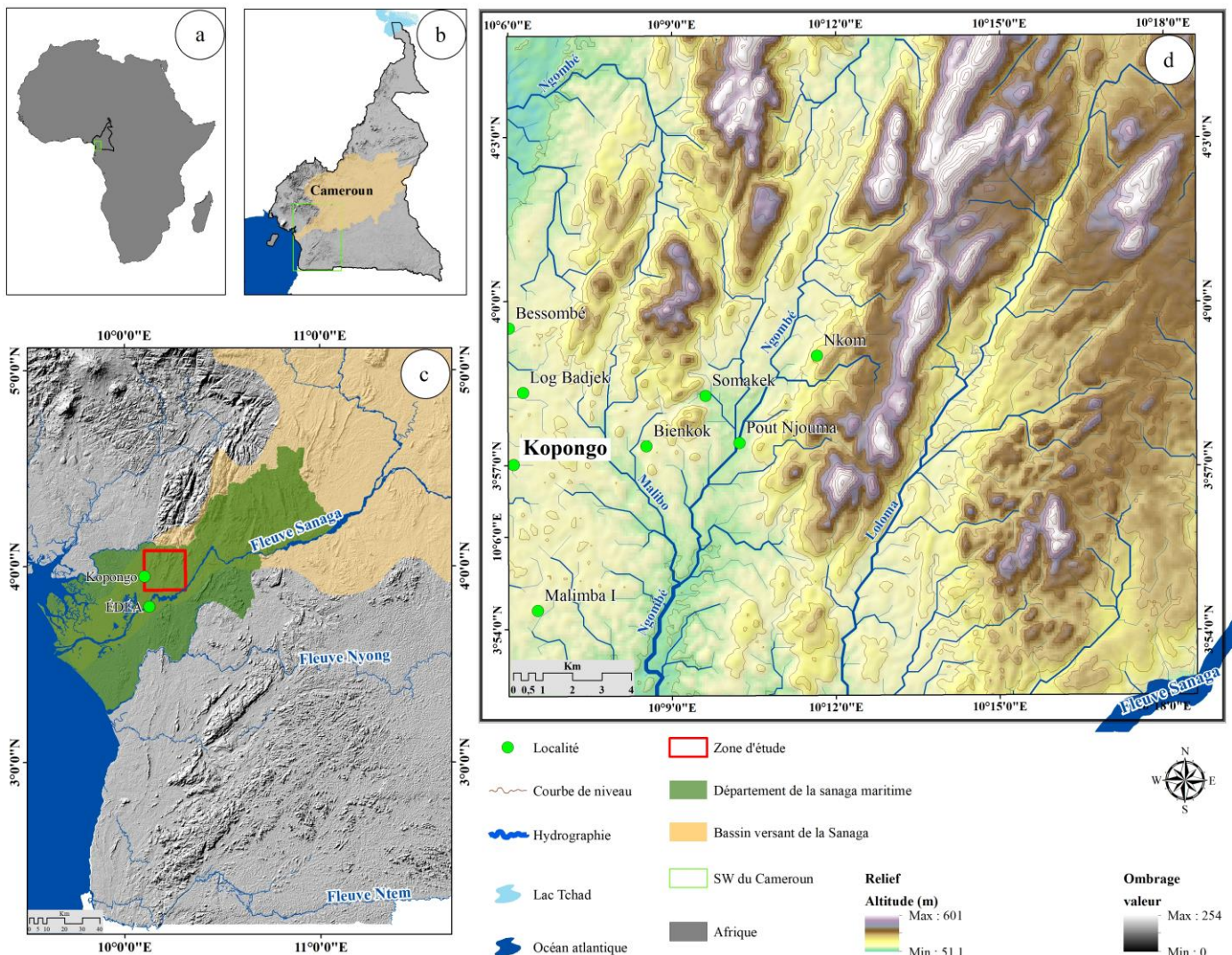


Figure 1. Cartes de localisation de la zone d'étude : (a) Position du Cameroun dans la carte de l'Afrique. (b) Présentation du bassin de la sanaga. (c) Position de la zone d'étude au SW-Cameroun et (d) Topographie et hydrographie de la zone d'étude.

Sur le plan administratif, la zone d'étude appartient à la région du Littoral, département de la Sanaga-Maritime, et les arrondissements d'Edéa 2, de Ngwei et de la Dibamba.

I.1.2 Climat

Le climat de la zone d'étude peut être caractérisé par les relevés météorologiques de la station de la Sanaga maritime à Edéa, localisée à 27 m d'altitude et avec pour coordonnées 3° 08'N et 10°13'E. Ce climat est de type équatorial côtier Sud à trois saisons : Janvier-Février (sec), Mars-Novembre (pluvieux) et Décembre (sec) (Sighomnou, 2004). Il est marqué par un ensoleillement important avec une température moyenne annuelle de 31°C et bénéficie d'une pluviométrie importante de 3512 mm/an (Tab.1, Fig.2 ; Tchindjang et al., 2015). Le maxima se trouve entre Février et Mars (33°C), et le minima entre Juillet-Août (28°C).

Tableau 1. Données météorologiques de la station d'Edéa de la période 1948-2017.

Mois	Jan.	Fév.	Mar.	Avr.	Mai	Jun.	Jul.	Août.	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Température (°C)	32	33	33	32	31	30	28	28	29	30	31	32
Précipitation (mm)	32	95	164	247	289	364	530	600	556	397	195	43

I.1.3 Végétation

La végétation de la zone de Kopongo appartient au grand domaine de la forêt dense humide de mangrove à ombrophile sempervirente atlantique, située entre 51,1 et 601 m d'altitude (Vallerie, 1995). La végétation est toujours forestière avec tous les intermédiaires possibles entre la grande forêt et les plantations arbustives, en passant par des forêts secondaires, des brousses et des jachères forestières. Les principales espèces caractéristiques de cette forêt sont constituées de : *Sacoglottis gabonensis* (bidou), *Lophira alata* (bongossi ou azobé), *Cynometra kankei* (Nkokom), et *Coula edulis*.

I.1.4 Sols

Les terres jaunes sur roche acide couvrent la région (Olivry, 1986). On note trois séquences de sols :

- Groupe des sols jaunes profonds/gravillonnaires, sur les flancs de thalwegs, localisés sur les zones de plateau à pente faible ;
- Groupe des sols jaunes profonds-bas de pente/gravillonnaires, localisés sur les zones de plateau et début de pente des vallées ;
- Groupe des sols rocheux de colline ou sols érodés presque jusqu'à l'horizon gravillonnaire de plateau, sol très érodé et de pente.

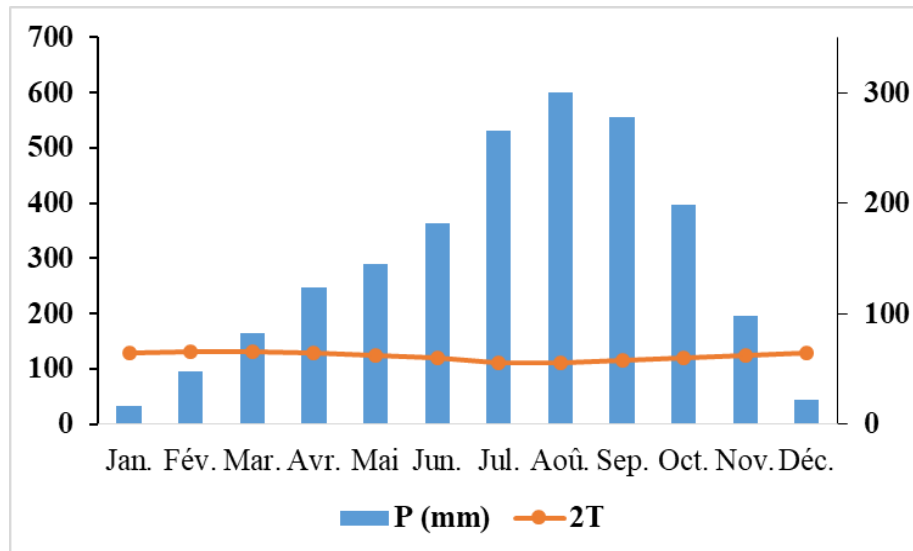


Figure 2. Diagramme ombrothermique de Tchindjang et al. (2015) appliqué aux données climatiques de la Sanaga maritime à Edéa.

I.1.5 Géomorphologie

I.1.5.1 Topographie

Dans la vue d'ensemble, ce relief se présente comme une vaste pénéplaine à formes elliptiques, allongées, polygonales, angulaires et quelque peu sub-arrondies, illustrées par les courbes de niveau (Fig.1d). C'est en fait une surface plane à altitude variable et au relief faiblement moutonné (Sud, Sud-Ouest et Nord-Ouest) dû à une érosion modérée. C'est un relief à altitude moyenne de 326 m, avec des altitudes comprises entre 51,1 et 601 m de hauteur (Fig.1d). Les massifs en ces lieux montrent une orientation préférentielle NNE-SSW synonyme d'un basculement tectonique suivant cette direction (Toteu et al., 1994, 2004). Le paysage est à majorité montagnard constitué de grandes collines à sommets parfois en demi-oranges. Cette structuration topographique rappelle les caractéristiques d'un relief plissé. Les flancs des massifs de cette région sont à certains niveaux peu inclinés. Cette faible inclinaison des pentes est indicative de l'existence des plis d'entraînement dans la région (Dada et al., 1989; Toteu et al., 2004). L'érosion dans cette zone donne naissance à un relief conforme, illustré par une succession des zones surélevées, et des dépressions correspondant respectivement à des sillons et à des barres appalachiennes parsemées de sillons ferrifères.

I.1.5.2 Hydrographie

La zone de Kopongo se localise dans le bassin de la Sanaga, dont le cours d'eau principal porte le même nom (Fig.1c-d). Le réseau hydrographique est varié : sub-parallèle (illustré par les rivières Ngombé et Loloma), sub-dendritique (zone SE), treillis recourbé (zone NW, rivière Ngombé), contourné (zone N) et angulaire (zone NE) (Fig.1d). Le fleuve Sanaga est

caractérisé dans cette zone par un relief aux pentes très faibles (Olivry, 1986). Ses eaux gagnent en volume par apports externes de celles de ses affluents qui sont Ngombé et Loloma en rive droite.

I.1.6 Géographie humaine et économique

La population de Kopongo appartient au grand groupe des Bantous subdivisé en trois grands groupes ethniques : Bassa, Malimba et Bakoko. Les principales cultures sont le palmier à huile (*Elaeis guineensis*), le café (*coffea*) et l'agriculture vivrière faite de manioc (*Manihot esculenta*), banane plantain (*Musa paradisiaca*), d'arachide (*Arachis hypogaea*) et de concombre (*Cucumis sativus*). Les produits obtenus de cette agriculture sont destinés à la consommation familiale et au petit commerce. Aux côtés de cette agriculture, on retrouve également l'exploitation forestière des arbres *Beilschmiedia spp.* (*Lauraceae*), la pêche, la chasse, et l'élevage traditionnel du petit bétail (chèvres, *Capra aegagrus hircus*, moutons, *Ovis aries* et porcs, *Sus scrofa domesticus*) et d'animaux de la basse-cour.

I.2. CADRE GÉOLOGIQUE

I.2.1 Géologie régionale

Le continent africain est subdivisé en zones stables appelées 'cratons' autour desquelles se sont formées des ceintures de roches plissées et des zones juvéniles appelées 'zones mobiles' (Clifford and Gass, 1970). Le bloc archéen de la marge Nord-Ouest du craton du Congo (Fig. 3), correspond au bloc du Ntem-Chaillu (Thieblemont et al., 2018). Il est représenté au Cameroun par le bloc du Ntem (Maurizot et al., 1986; Nédélec et al., 1990; Pouclet et al., 2007) qui est caractérisé par une remarquable présence de ceinture de roches vertes (Fuanya et al., 2019; Moudioh et al., 2020; Nga Essomba et al., 2020; Kwamou et al., 2021; Soh Tamehe et al., 2021, 2022; Abou'ou Ango et al., 2021, 2022; Deassou Sezine et al., 2022). Cette ceinture de tendances E-W, s'étend sur 500 km d'Est en Ouest (Maurizot et al., 1986; Suh et al., 2008 ; Ganno et al., 2018). Le bloc du Ntem englobe le Complexe du Ntem, le Complexe du Nyong (Maurizot et al., 1986; Lerouge et al., 2006; Owona et al., 2021; Soh Tamehe et al., 2021) et l'unité de l'Ayina (Vicat, 1998) (Fig.4). Il est bordé au Nord par la ceinture de plissement nord-équatorial néoprotérozoïque (Groupe de Yaoundé) qui s'est formée et tectonisée au cours de l'orogénèse panafricaine 0,8-0,6 Ga (Nzenti et al., 1988; Toteu et al., 1994; Mvondo et al., 2003; Owona et al., 2011; Fuh et al., 2021; Nkoubou et al., 2014; Kundu et al., 2022; Toteu et al., 2022).

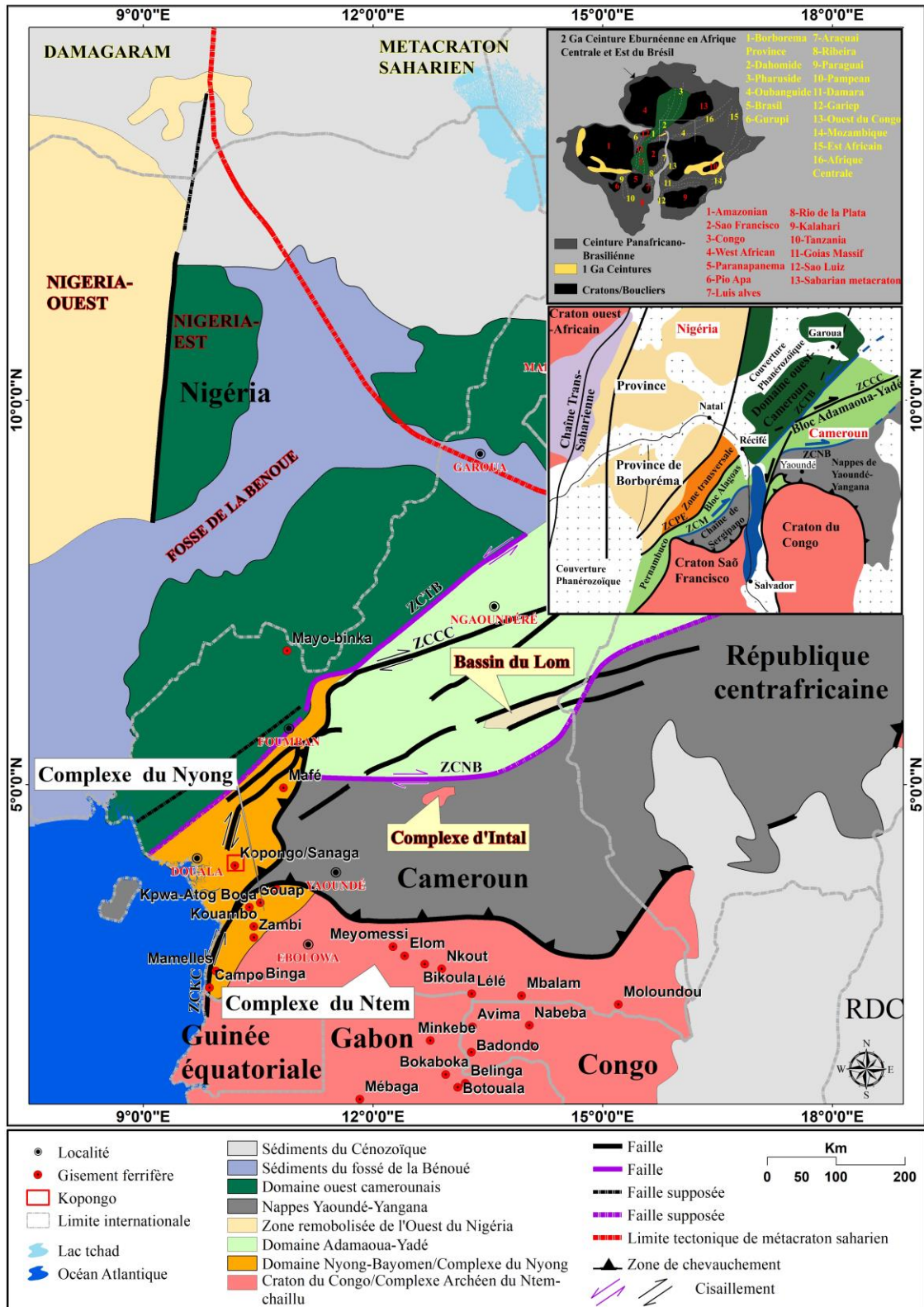


Figure 3. Esquisse géologique régionale de l'Afrique centrale et au Nord-Est du Brésil : a) Carte géologique de la bordure NW du craton du Congo (Pénaye et al., 2006; Liegeois et al., 2013; Toteu et al., 2004, 2022). Zone de Cisaillement Tibati-Banyo (ZCTB), Zone de Cisaillement Centre Camerounais (ZCCC), Zone de Cisaillement Kribi-Campo (ZCKC), Zone de Cisaillement Ngoro-Belabo (ZCNB), Zone de Cisaillement de Macururé (ZCM) et Zone de Cisaillement de Pernambuco (ZCPE). b) Principaux blocs cratoniques et ceintures orogéniques éburnéennes, modifiés par Ganade et al. (2016). c) Corrélation des unités géologiques et les mégastuctures entre l'Afrique centrale et le NE du Brésil, modifiée d'après Toteu et al. (2022). RDC : République Démocratique du Congo

I.2.1.1 Complexe du Ntem

I.2.1.1.1 Évolution géodynamique

Le Complexe du Ntem se caractérise par :

(1) le cycle orogénique libérien qui est marqué par la mise en place entre 3600 et 3300 Ma des protolithes des roches vertes, suivie par l'intrusion des charnockites, des TTG (Tonalite, Trondhjémite, Granodiorite) et des gabbros entre 3400 et 2800 Ma (âge U-Pb/Pb-Pb sur zircon ; [Toteu et al., 1994](#); [Shang et al., 2004b](#); [Takam et al., 2009](#); [Li et al., 2016](#); [Akame et al., 2020, 2023](#)). [Tchameni et al. \(2004\)](#) suggèrent que les FFs d'Ebolowa ont été mises en place à environ 3100 Ma (U-Pb sur zircon), pendant que celles de Mbalam à 2883 Ma (U-Pb sur zircon ; [Chombong et Suh, 2013](#)), et celles de Nkout étaient métamorphisées à 2679 ± 89 Ma (Pb-Pb sur roche totale ; [Ndime et al., 2019](#)). Ce cycle s'achève par l'intrusion entre 2760 et 2500 Ma (âges U-Pb/Pb-Pb sur zircon) des granitoïdes potassiques ([Feybesse et al., 1987](#); [Tchameni et al., 2000, 2001](#); [Toteu et al., 2004](#); [Shang et al., 2010](#); [Akame et al., 2020, 2023](#)).

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

(i) un épisode magmatique caractérisé par l'intrusion des syénites alcalines autour de 2300 Ma ([Tchameni et al., 2001](#)) ;

(ii) une deuxième phase marquée par la mise en place des dolérites vers 2100 Ma ([Toteu et al., 1994](#)) et enfin ;

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

I.2.1.1.2 Pétrographie

Le Complexe du Ntem est composé de roches archéennes principalement représentées par les Tonalite-Trondhjémite-Granodiorites (TTGs), les gneiss et la ceinture de roches vertes ([Maurizot et al., 1986](#); [Feybesse et al., 1998](#); [Fig.4](#)). La ceinture de roches vertes est composée de métavolcanites (amphibolites et pyroxénites) et des formations ferrifères ([Shang et al., 2010](#); [Ganno et al., 2015](#)). Le plutonisme granitique est marqué par les granodiorites, granites, syénites et charnockites intrusives, tandis que, la charnockitisation est représentée par des gneiss à tendance charnockitique ([Toteu et al., 1994](#); [Shang et al., 2004a, b](#)). Pendant ces événements, les roches ont subi une série de métamorphisme de faible à haut degré responsable d'une granulitisation associée à une gneissification et une charnockitisation ([Caen-Vachette et al., 1988](#); [Toteu et al., 1994](#)).

I.2.1.1.3 Tectonique

Quatre phases de déformation ont affecté ce groupe. La déformation D_n est identifiée dans les formations métamorphiques marquées par une foliation S_n orientée NE-SW, ENE-WSW à E-W avec un fort pendage respectivement vers le NW, NNW/N et par une linéation d'étirement L_n orientée E-W, NNW-SSE, NW-SE à WNW-ESE (Feybesse et al., 1998; Owona et al., 2011; Shang et al., 2004a, b; Akame et al., 2020a). Cette foliation S_n est localement déformée en pli isoclinal P_n (Owona, 2008) ou ptygmatique P_n (Ntomba et al., 2020; Akame et al., 2020a). Localement, les zones de cisaillement ductile (C_n) sont orientées NNW-SSW à tendance subverticale (Akame et al., 2020a). La D_{n+1} est dominée par les dômes et bassins, et reliée aux mouvements diapiriques au niveau de la croûte moyenne à inférieure (Tchameni et al., 2000). Elle est caractérisée par des couloirs de cisaillement senestre C_{n+1} , des traces de fusion partielle, les ombres de dépression, des boudins décalés entre les plans de cisaillement C_{n+1} et la foliation S_{n+1} , et les plis P_{n+1} . La D_{n+1} est responsable des intrusions observées le long de la foliation S_{n+1} orientée NE-SW/NW ou ENE-WSW/NNW (Tchameni et al., 2001; Ntomba et al., 2020). La foliation S_n , quartzo-feldspathique/ les veines de pegmatite ou les dykes mafiques sont plissés en P_{n+1} ouverts, serrés (de type « Z ») et isoclinaux (de type « S ») à plans axiaux sub-verticaux et axes obliques avec des tendances majeures NNW-SSE à NNE-SSW (Akame et al., 2020a). Au sein des roches cristallines, la schistosité S_{n+1} est parallèle aux plans de cisaillement C_{n+1} dextre à senestre, orientés NNW-SSE à NNE-SSW, et définissant une fabrique S_{n+1}/C_{n+1} (Tchameni et al., 2001; Suh et al., 2009; Shang et al., 2004a, b; Akame et al., 2020a). Dans ce cas, les injections minéralogiques le long de ces zones de cisaillement et les leucosomes in situ correspondent aux leucosomes D_{n+1} . La linéation d'étirement L_{n+1} est orientée NW-SE/NW à N-S/N (Ntomba et al., 2020). La phase de déformation (D_{n+2}) a produit les failles, les joints et les veines (Suh et al., 2009; Ganno et al., 2017). La déformation D_{n+2} est représentée par un clivage espacé S_{n+2} orientée NE-SW généralement subvertical, recoupant les structures D_n et D_{n+1} (Akame et al., 2020a; Ntomba et al., 2020). Cette foliation porte une linéation étirée orientée NE-SW/NW délimitée par des agrégats de quartz et plagioclase parfois associés à des cisaillement C_{n+2} à mouvement décrochant NE-SW, NNE-SSW à E-W senestre/dextre (Shang et al., 2004a; Akame et al., 2020a; Ntomba et al., 2020). La phase de déformation D_{n+3} est attribuée aux anciennes failles et fractures réactivées (Akame et al., 2018).

Ntem (au sein de la série rubanée), la charnockite d'Akom Bikak a été datée à 3266 ± 5 Ma (Takam et al., 2009).

* Phase 2 (> 2900 Ma) équivalent à l'événement thermotectonique E_{n+1} (D_{n+1} - M_{n+1}). Il est enregistré dans les charnockites intrudées à 2920 Ma (U-Pb sur zircon, Li et al., 2016) et à 2982 ± 220 Ma (Rb/Sr isochrone sur roche totale, Shang et al., 2004b). Dans les granodiorites de Sangmélina cet évènement a eu lieu à 2999 ± 10 Ma (Pb/Pb zircon, Shang et al., 2004a).

* Phase 3 (> 2700 Ma) équivalent à l'événement thermotectonique E_{n+2} (D_{n+2} - M_{n+2}). Il est marqué par des intrusions charnockitiques à 2896 ± 7 Ma, observées à Ebolowa (U/Pb zircon, Toteu et al., 1994b) et à Sangmélina à 2899 ± 93 Ma et 2879 ± 55 Ma (respectivement Sm/Nd et Rb/Sr isochrones sur roche totale, Shang et al., 2004a). Entre autre les granodiorites et les dolérites de Sangmélina affichent respectivement des âges de 2882 ± 28 Ma (Rb/Sr sur roche totale et 2899 ± 18 Ma à $2723 \pm 3,3$ Ma (Pb/Pb zircon) (Shang et al., 2004a). L'intrusion de gabbro a été datée à 2866 ± 6 Ma (Akame et al., 2020b). Les Trondhjémites et protolithes amphibolites associés cristallisaient simultanément autour de 2870 - 2860 Ma (Li et al., 2016). Le granite d'Adzap montrait un âge U-Pb de 2853 ± 12 Ma (Takam et al., 2009). La migmatisation du gneiss-TTG observé à Sangmélina était contemporaine de l'événement régional du métamorphisme de haut degré à 2843 ± 7 Ma, alors que les granites potassiques ont probablement été cristallisés à ~ 2758 Ma et l'âge Sm-Nd de la roche entière à grenat à 2744 ± 31 Ma (Akame et al., 2020b). Les âges minimaux de cristallisation des dykes de granite et de dolérite à haute teneur en potassium de Sangmélina sont respectivement de 2722 ± 2 Ma et 2723 ± 3 Ma (Shang et al., 2010).

I.2.1.2 Complexe du Nyong

I.2.1.2.1 Évolution géodynamique

Le Complexe du Nyong représente la partie Nord-Ouest du craton du Congo qui a été remobilisée entre 2400 et 1750 Ma par la collision des cratons du Congo et de São Francisco lors de l'orogénèse éburnéenne/transamazonienne (Feybesse et al., 1998; Loose et Schenk, 2018; Fig.3b-c). Cette orogénèse est enregistrée en Afrique centrale et constitue la ceinture Ouest de l'Afrique Centrale (Feybesse et al., 1998) en Zambie et en Tanzanie (Boniface et al., 2012) ; dans le Nord-Est du Brésil, autour du craton de São Francisco, il constitue les ceintures orientales de Bahia, Mineiro et Quadrilátero Ferrífero (Barbosa et Barbosa, 2017). Les processus qui caractérisent cette orogénèse impliquent la tectonique des plaques classique avec subduction et collision des plaques convergentes, associée à un métamorphisme dominé par la pression puis la température (Bouyo Houketchang et al., 2019; Owona et al., 2022).

L'évolution géodynamique du Complexe du Nyong a commencé avec la formation de bassins sédimentaires archéens, par exemple les bassins de l'Ogooué, de Franceville au Gabon ; il a été suivi d'une inversion de bassin et d'un plutonisme entre ~2515 et 2435 Ma (Feybesse et al., 1998). Nédélec et al. (1993) ont décrit un métamorphisme de degré faible à moyen (530-750 °C, 4 - 9 kbar) dans les métapélites et migmatites d'Eséka et l'ont lié à l'orogénèse éburnéenne/transamazonienne. Toteu et al. (1994) et Mvondo et Bineli Betsi (2021) ont daté son pic métamorphique dans les métasédiments du Complexe du Nyong à 2100-2005 Ma. Loose et Schenk (2018) et Bouyo Houketchang et al. (2019) ont décrit et quantifié le métamorphisme du faciès éclogite (800-850 °C, 16-25 kbar) dans les metabasites du Complexe du Nyong et Loose et Schenk (2018) ont daté l'événement métamorphique à 2093 ± 45 Ma (zircon U-Pb). Au Gabon, le métamorphisme éburnéen/transamazonien culmine à ~2100 Ma (zircon U-Pb, Caen- Vachette et al., 1988) et atteint ~600-700 °C, 6-10 kbar dans les métapélites d'Ayem, et ~ 650 °C, ~7,5 kbar dans les amphibolites de Ndjole-Nkan-Nkolissen (Feybesse et al., 1998). Par contre, les BIFs (Banded iron formations) ont limité l'âge maximal de dépôt dans le Complexe du Nyong entre 2466 et 2000 Ma (Djoukouo Soh et al., 2021 ; Soh Tamehe et al., 2021, 2022), tandis que Owona et al. (2021a, b) trouvent des âges compris entre 2400 et 2200 Ma.

Des données géochimiques étayées par des observations de terrain et pétrographiques indiquent que les roches du Complexe du Nyong comprennent une croûte archéenne remaniée et partiellement fondue (Nédélec et al., 1993; Tchameni et al., 2001; Owona et al., 2022). Par exemple, les données sur les isotopes du néodyme avec des âges d'environ 3000 Ma corroborent l'origine archéenne de la plupart des protolithes (Penaye et al., 2004). Cette origine archéenne est également observée à 3072 ± 28 Ma (Nkoumbou et al., 2015) et 2819 ± 12 Ma (Owona et al., 2021a).

I.2.1.2.2 Pétrographie

Ce groupe montre une complexité pétrographique, en grande partie faite de métasédiments et de metabasites Paléoproterozoïques (Toteu et al., 1994). Elle comprend des TTGs, dolérites, syénites alcalines, granodiorites, roches vertes, gneiss à orthopyroxène et grenat, pyroxénites à grenat et amphibole, gneiss à biotite et hornblende, amphibolites, péridotites serpentinisées, monzonitiques et gneiss à magnétite (Nsifa et al., 2013; Chombong et al., 2017; Nga Essomba et al., 2020; Kwamou et al., 2021; Mvodo et al., 2022; Fig.4). Les gneiss ont subi un rajeunissement Panafricain soutenu par la présence de roches similaires à celles observées dans la Chaîne Panafricaine Nord Équatoriale au Nord du CC (Toteu et al., 1994).

Les gneiss à magnétite en l'occurrence sont lenticulaires et apparaissent sous forme de gneiss à magnétite et quartz, de gneiss à biotite-quartz-magnétite, de gneiss à biotite-amphibole-magnétite, de gneiss à magnétite-grenat et de gneiss à pyroxène-grenat-magnétite (Chombong et al., 2017).

I.2.1.2.3 Tectonique

Le Complexe du Nyong est marqué par quatre phases de déformations (Owona et al., 2020; Moussango et al., 2022). La phase de déformation D_n est identifiée par la linéation L_n , les reliques de foliation S_n , plans axiaux aux plis couchés à intrafoliaux P_n (Soh Tamehe et al., 2019; Owona et al., 2020; Moussango et al., 2022). La foliation S_n est orientée E-W (Owona et al., 2020; Moussango et al., 2022), NNE-SSW à NW-SE (Soh Tamehe et al., 2019). La linéation L_n montre des tendances NW-SE/NW, NNE-SSW/SSW à NE-SW/SW avec des plongements compris entre 20° et 38° (Moussango et al., 2022). La déformation D_{n+1} est caractérisée par la foliation S_{n+1} , la linéation d'étirement L_{n+1} , les plans de cisaillement C_{n+1} , des boudins B_{n+1} et des plis P_{n+1} . La foliation S_{n+1} est orientée NNE-SSW à NE-SW et à pendage WNW ou NW (Feybesse et al., 1998; Pénaye et al., 2004) et E-W à pendage S/N (Moussango et al., 2022). Cette foliation est plan axiale aux plis isoclinaux, serrés, dissymétriques à droit P_{n+1} (Soh Tamehe et al., 2019; Owona et al., 2020; Moussango et al., 2022) avec des déversements soit vers l'E ou au SE (Feybesse et al., 1986; Toteu et al., 1994). La linéation d'étirement L_{n+1} est ENE-WSW à WNW-ESE avec un plongement ENE à ESE, et est Parallèle aux axes A_{n+1} (Toteu et al., 1994; Owona et al., 2020). Dans cette zone chevauchante les roches montrent des fabriques linéaires à plano-linéaires de type mylonitique, des ombres de pression asymétrique et des bandes de cisaillement C_{n+1} E-W, NNE-SSW à NE-SW avec des tendances senestres à dextres (Feybesse et al., 1998; Moussango et al., 2022) qui attestent le caractère rotatif de la déformation D_{n+1} . La déformation D_{n+2} montre une schistosité S_{n+2} de crénulation-clivage orientée ENE-WSW, N-S, NW-SE à NE-SW et parallèle aux couloirs cisailants C_{n+2} , suggérant la présence des plis isoclinaux P_{n+2} orientés $N176/21^\circ$ (Owona et al., 2020; Moussango et al., 2022). Ces plis montrent des axes orientés N-S à NE-SW et plongeant de $5-20^\circ$ du S au SW ou du N au NE (Feybesse et al., 1998). La linéation L_{n+2} plonge vers le NW, SSW, SW, N et S de $5^\circ-38^\circ$ et les boudins B_{n+2} ont des tendances N-S (Moussango et al., 2022). La phase de déformation D_{n+3} est postérieure aux déformations précédentes, et est documentée par les fentes de tension, les joints, les veines, les diaclases et les failles (Owona et al., 2020; Moussango et al., 2022).

I.2.1.2.4 Déformation et métamorphisme

Les âges paléoprotérozoïques (2400 -1800 Ma) peuvent être divisés en trois phases :

* Phase 1 (>2100 Ma) correspond à l'événement thermotectonique E_n . Dans le Complexe du Nyong, les pics métamorphiques M_n (770-530°C ; 9-4 kbar ; [Pénaye et al., 2004](#); [Loose et Schenk, 2018](#)) sont observés à Edéa dans les gneiss à 2300 ± 17 Ma (Pb/Pb zircon, [Lerouge et al., 2006](#)) et dans les FFs d'Eséka à 2120 ± 31 Ma (U/Pb zircon, [Toteu et al., 1994b](#)).

* Phase 2 (> 2000 Ma) correspond à l'événement thermotectonique E_{n+1} . Les pics métamorphiques M_{n+1} (856-250°C ; 10,50-3 kbar) sont obtenus dans les gneiss d'Edéa à 2086 ± 8 Ma (Pb/Pb zircon, [Lerouge et al., 2006](#)), les métasyénites de Lolodorf à 2055 ± 5 Ma, et dans les charnockites de Bienkop (environs de Kopongo) de 2044 ± 9 Ma à 2016 ± 7 Ma (U/Pb zircon, [Lerouge et al., 2006](#)). Cet événement thermotectonique est enregistré dans les amphibolites d'Eséka à 2060 ± 17 Ma, les amphibolites de Mewongo à 2050 Ma (U/Pb zircon, [Kwamou et al., 2021](#)), les gneiss migmatitiques d'Akom II à 2049 ± 36 Ma et les amphibolites de Kopongo à 2049-2037 Ma (Ar/Ar biotite, [Toteu et al., 1994b](#)).

* Phase 3 (>1800 Ma) correspond à l'événement thermotectonique E_{n+2} . Il marque l'événement métamorphique Éburnéen M_{n+2} , dont les pics (530-490°C ; 5,45-4 kbar, [Nédélec et al., 1993](#)) sont observés dans les charnockites de Bienkok à 1985 ± 8 Ma (U/Pb zircon, [Lerouge et al., 2006](#)).

I.1.2.3 Unité d'Ayina

Cette unité est composée de roches cristallophylliennes, vertes et des granitoïdes intrusifs au sein desquelles la foliation développe des tendances N120°E et N140°E auxquelles se superposent des plis postérieurs N50°E et des blastomylonites N40°E senestres tous anté-panafricains et recouverts par la nappe de Yaoundé ([Maurizot et al., 1986](#); [Vicat, 1998](#)).

I.2.2 Géologie locale

La zone de Kopongo est composée de granites calco-alcalins à pyroxène, de pyroxéno-amphibolites feldspathiques à grenat, de gneiss à deux mica et grenat, de gneiss à hypersthène, de gneiss à biotite et amphibole, d'amphibolites, de migmatites à biotite-amphibole et des roches migmatites indifférenciées ([Champetier de Ribes, 1957](#); [Fig.5](#)). Ces formations géologiques de cette région, et sont orientées NE-SW ([Fig.5](#)). Les études récentes ont montré la présence des FFs sous forme de quartzites à magnétite ([Bonda et al., 2017](#)), de gneiss à amphibole et magnétite ([Ilouga et al., 2017](#)), de BIFs ([Ndema Mbongué et Aroke, 2020](#)) et de gneiss à magnétite et pyroxène ([Abou'ou Ango et al., 2021, 2022](#); [Bafon et al., 2023a](#)) dans cette région. Ces formations ferrifères (FFs) sont composées de magnétites

allongés, de quartz, de martite, de pyroxène et des minéraux accessoires comme la biotite, l'apatite et l'amphibole (Bonda et al., 2017). Ces sédiments chimiques ont été formés à partir d'un mélange d'eau de mer et de fluides hydrothermaux avec une contribution continentale (Ilouga et al., 2017; Bonda et al., 2017, 2022). La texture et la composition en Fe et O de la magnétite observée à Kopongo montrent qu'il s'agit d'une minéralisation d'origine magmatique-hydrothermale (Bafon et al., 2023b).

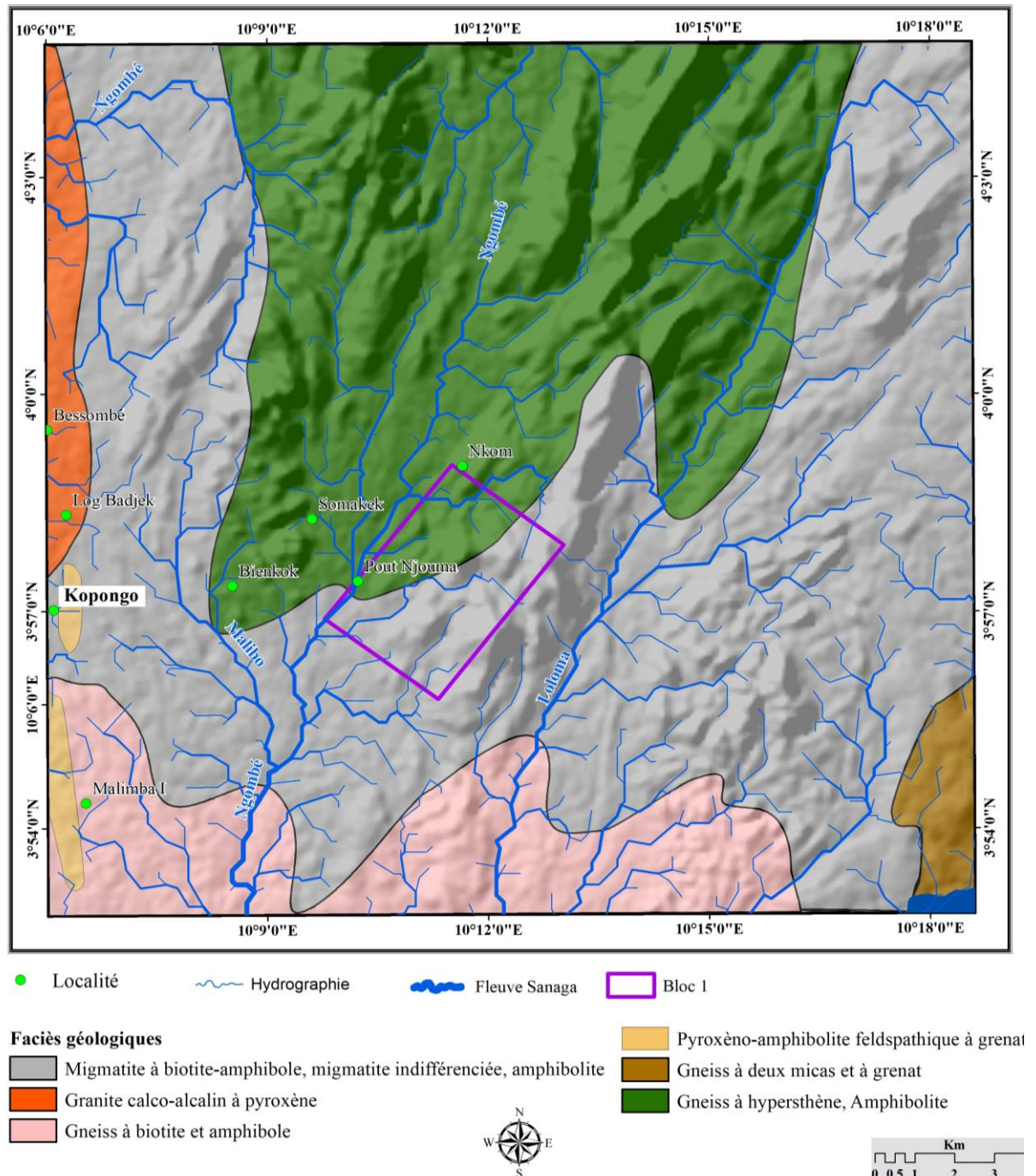


Figure 5. Carte géologique de Kopongo (Champetier de Ribes 1957).

I.2.3 Gisements ferrifères du bloc du Ntem

Le bloc du Ntem est marqué par un ensemble de sillons ferrifères appelé BIFs (Figs.3-4). Localisé au SE du Complexe du Ntem, le gisement de Mbalam montre une ressource indiquée en hématite de 230,9 Mt à 56,5% Fe et soit une réserve probable de 28,8 Mt à 56,6% Fe (Sundance Resources Ltd, 2015). Le gisement ferrifère de Nkout montre une ressource indiquée de 1,8 Gt à 32,6% Fe et soit une réserve probable de 0,9 Gt à 30,3% Fe (Ndime et al., 2018). Les FFs de Bikoula montrent une ressource estimée à 46 Mt à 44,2% Fe (Altus Strategies Plc, 2018). Situé dans le Complexe du Nyong, le gisement ferrifère de Kopongo affiche une ressource supposée d'environ 82,9 Mt à 32,1% Fe (West African Minerals Corporation, 2017). Ces FFs montrent un caractère granulaire ou de recristallisation en bandes alternatives de quartz et de fer (ex., Suh et al., 2008 ; Ganno et al., 2018). La minéralisation ferrifère est constituée de deux groupes : les FFs à hématite (Mbalam et Nkout), et celles à magnétite (Kpwa-Atog Boga et Meyomessi). Ils sont également classés en faciès oxydés et silicatés (Soh Tamehe et al., 2018). La majorité des FFs du Complexe du Ntem ont été affectées par le métamorphisme de faciès vert à granulite. Ce sont des faisceaux discontinus orientés N-S à NE-SW (Suh et al., 2008) ou NW-SE (Teutsong et al., 2017).

CONCLUSION

La zone d'étude définie trois unités morphologiques, dont les altitudes sont comprises entre 51,1 et 601 m. Elle est soumise à un climat tropical humide de mousson à quatre saisons. Le réseau hydrographique est complexe. Le relief montre un caractère de basculement et de plissement. La végétation est une forêt dense humide de mangrove à ombrophile sempervirente atlantique, dégradée par endroits par la population, qui pratique l'agriculture, la chasse, l'élevage et la pêche. Les sols rencontrés dans la région sont surtout des sols jaunes sur roche acide. Cette zone montre une complexité des formations et structures géologiques.

CHAPITRE II. MATÉRIELS ET MÉTHODES

INTRODUCTION

Pour chaque stade de la recherche géomorphologique, géologique et minière, différentes méthodes et techniques complémentaires, à différentes échelles, sont utilisées. Les investigations menées dans le cadre de ce travail ont été conduites selon une approche multi-méthodologique impliquant la morphostructurale, la cartographie géologique sur le terrain (affleurements et carottes de sondages), l'analyse structurale, la pétrographie et la minéralogie classique et la géochimie. Les approches morphotectoniques, structurales, pétrologiques et géochimiques adoptées et appliquées conjointement sont succinctement présentées.

II.1 MATÉRIELS

II.1.1 Imagerie satellitaire et outils de traitement

L'image radar est un Modèle Numérique de Terrain (MNT) de type SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) avec une résolution de 30 m. Les interprétations de ces images satellitaires ont été associées aux cartes géologiques du secteur ([Champetier de Ribes, 1957](#); [Delor et al., 2021](#)). Le traitement numérique a été réalisé à l'aide des logiciels ArcGis 10.8 et Global mapper 20.0. Cette étape implique la préparation des données d'entrée pour obtenir les éléments qualitatifs, les paramètres morphométriques et les indices tectoniques. L'extension du logiciel ArcGis.10.8 connue sous le nom de "DEM Surface Tools©, Version 2.1.375" a été utilisée pour fournir la carte des pentes. Les paramètres du profil longitudinal hydrographique ont été étudiés à l'aide de l'extension SteamProfiler ([Shahzad and Gloaguen, 2011](#)), tandis que les profils topographiques en bandes sont construits à partir des compléments SwathProfilers ([D'agostino et al., 2001](#)).

II.1.2 Outils géologiques de terrain et de laboratoire

Les données de terrain et des sondages carottés ont été utilisées comme éléments complémentaires à la recherche bibliographique et à l'interprétation des images satellitaires. Les investigations de terrain ont été effectuées à l'aide d'un GPS de type Garmin 64st pour l'enregistrement des coordonnées géographiques des zones d'échantillonnage, des points de sondages, des affleurements exposés pour la prise de mesures d'éléments lithostructuraux. La collecte des orientations des structures géologiques a été effectuée avec une boussole-clinomètre de type Silva pour les affleurements, Goniomètre et Douglas pour les carottes. Ces données structurales ont été traitées et analysées à l'aide des programmes Stéréonet ([Cardozo et Allmendinger, 2013](#)) et Win_Tensor ([Delvaux, 1993](#)). La susceptibilité magnétique des échantillons de carottes de forage et des affleurements a été testée respectivement à l'aide du

magnétomètre de type « SM 30 » et d'un stylo magnétique. Les études pétrographiques ont été effectuées sur les échantillons de roches prélevés sur les affleurements. Des études microscopiques (quinze (15) lames minces ont été confectionnées) ont été menées sous un microscope optique standard en lumière transmise à l'Université de Yaoundé I, Cameroun. Par contre les analyses géochimiques ont été effectuées sur les échantillons de roches prélevés des carottes de sondages. Le traitement statistique de ces données et la construction des histogrammes ont été réalisés à l'aide du programme Xstat.

II.2 MÉTHODOLOGIE

II.2.1 Revue de la littérature

Une collecte de données bibliographiques utiles à la présentation des travaux antérieurs sur la géographie physique (localisation, climat, végétation, sol et orohydrographie) et l'histoire géologique en relation avec la zone d'étude sera nécessaire.

II.2.2 Processus de prétraitement

Les images satellitaires utilisées ont été soumises à certaines opérations de prétraitement afin de minimiser les artefacts et de permettre une meilleure visualisation des structures géologiques. Ainsi, les données SRTM d'origine ont été importées dans Arcmap, reprojctées dans le système de coordonnées WGS_1984_UTM_Zone_32N. Par ailleurs, les zones d'ombres présentes dans les données d'origine ont été comblées à l'aide d'outils d'analyse spatiale (hydrographie-comblage). Le nouveau MNT (Modèle Numérique de Terrain) obtenu a été ré-échantillonné par interpolation bilinéaire. Cependant, la différence entre la surface du MNT et la source de remplissage ré-échantillonné a été calculée. Les données extraites du MNT ont été obtenues en calculant et en interprétant les dérivés du MNT, y compris des cartes de relief d'ombrage. Les images de type MNT ombrées ont été calculées à partir d'une échelle de gris en utilisant une direction d'azimut et des angles solaires d'entrée de 0°, 45°, 180° et 315°. Cette technique a donc permis de tracer et de mettre en évidence toutes les structures géologiques qui correspondent aux linéaments.

II.2.3 Traitement des données satellitaires

II.2.3.1 Morphostructurale

II.2.3.1.1 Linéaments et pentes

L'analyse et l'interpolation des linéaments de type lithoclasses ont été réalisées à partir de la carte d'ombrage (ex., [Jordan, 2003](#); [Wołosiewicz, 2016](#)). L'analyse et l'interpolation des linéaments de type ductile a été faite uniquement par l'ombrage du relief associé au filtrage

vertical de Sobel dans l'outil de traitement d'image dans la plate-forme Arcmap. L'extraction de ces linéaments a été faite manuellement (Biemi et al, 1991; Saley, 2003). La carte des pentes a été élaborée à partir de la classification proposée par Klimaszewski (1978).

II.2.3.1.2 Paramètres morphométriques et indices tectoniques

II.2.3.1.2.1 Paramètres morphométriques

Les différents paramètres morphométriques (18) sont déterminés en utilisant les méthodes standards et ils ont été classés en paramètres linéaires (Tab.2), de forme (Tab.3) et d'aspect du relief (Tab.4).

II.2.3.1.2.2 Indices tectoniques

Pour quantifier le niveau de l'activité tectonique dans la zone d'étude, neuf indices tectoniques ont été calculés et analysés en utilisant les méthodes standards (Fig.6 ; Tab.5). Les classes de chaque sous-bassin sont affectées par des couleurs distinctives et catégorisées en activités tectoniques fortes, modérées et faibles. Ces indices sont par la suite groupés sous forme de fréquence (Freq. %) et de surface (A, km²). Ainsi ils sont organisés : (1) en classes et unités morphologiques ; (2) en unités morphologiques ; et (3) par niveau d'activité tectonique d'une unité morphologique à une autre dans toute la zone d'étude.

II.2.3.2 Réseau hydrographique et structures profondes

L'analyse et la description générale du réseau hydrographique ont été basées sur la méthode de Deffontaines et Chorowicz (1991) et la hiérarchisation par celle d'Horton (1945). L'analyse des documents cartographiques pour une étude des longueurs d'entailles des drains de 3^{ème} ordre a été faite selon les méthodes établies par Delteil et al. (1974), Collina-Girard et Griboulard (1990) et Dridri et Fedan (2001). Ces techniques ont permis d'étudier la distribution spatiale des longueurs d'entaille propices aux structures tectoniques enfouies.

II.2.3.3 Profils hydrographiques

L'analyse des profils longitudinaux des rivières est une approche géomorphologique quantitative pour détecter les changements liés aux facteurs de contrôle des rivières, à la lithologie, au changement climatique, au soulèvement tectonique et aux processus de pente (Matoš et al., 2016). Dans la région de Kopongo, la procédure décrite par Ruskiczay-Rüdiger et al. (2009), en normalisant les valeurs de distance et d'altitude le long des profils de cours d'eau a été utilisée. Ainsi, le facteur de concavité du profil (Cf), la concavité maximale (Cmax) et sa distance à la source (dl/L) ont été calculés (Fig.7).

Tableau 2. Formules mathématiques des paramètres linéaires.

No.	Paramètres	Symbol	Formules mathématiques	Références
1	Ordre	Su	Hiérarchisation	Strahler and Chow (1964)
2	Longueur de flux	Lu	Longueur de ruissèlement (kilomètres)	Horton (1945)
3	Nombre du flux	Nu	$Nu = N1+N2+...Nn$	Rakesh et al.(2000)
4	Longueur moyen du flux	Lsm	$Lsm = Lu/Nu$, Où Lu = longueur total d'un type de drain 'u' donné (ex., 2ème ordre) et Nu = nombre total de segments d'un ordre 'u' donné	Strahler and Chow (1964)
5	Rapport du flux de longueur	RL	$RL = Lsm / Lsm-1$, Où Lsm = longueur totale des drains d'ordre (n+1) exprimée en km et Lsm-1= longueur totale des drains d'ordre (n), exprimée en km	Horton (1945)
6	Périmètre du bassin versant	P	P= mesuré en Km	Schumm (1956)
7	Longueur du bassin versant	Lb	$Lb = 1.312 \times A^{0.568}$, Lb est en Km	Schumm (1956)

Tableau 3. Formules mathématiques des paramètres de forme

No.	Paramètres	Symbol	Formules mathématiques	Références
1	Superficie du bassin versant	A	Surface totale du bassin versant.	Strahler and Chow (1964)
2	Densité de drainage	Dd	$Dd = Lu/A$, Où Dd = densité de drainage (Km/Km ²), Lu = Longueur totale de tous les ordres et A = surface (Km ²) du bassin versant.	Melton(1957)
3	Fréquence de flux	Fs	$Fs = Nu/A$, Où Fs= fréquence de drainage (1/km ²). Nu = nombre total de tous les ordres et A = surface (Km ²) du bassin versant.	Singh and Singh (1997)
4	Facteur de forme	Rf	$Rf = A/Lb^2$, Où A = surface (Km ²) et Lb = (Maximum) longueur du bassin versant (Km)	Horton (1945)
5	Indice de croissant	CI	$CI = Lbm/SL$, Où Lbm est la longueur de la rivière et SL est la longueur de la ligne droite entre l'exutoire et l'amont du bassin versant.	Bahrami et al. (2020)
6	Rapport d'errance	Rw	$Rw = CL / Lb$, Où CL est la longueur du collecteur principal et Lb est la longueur de la vallée (Km) du bassin versant	Smart and Surkan (1967); Melton (1957)
7	Rapport de finesse	Rfs	$Rfs = CI/P$, Où CI est l'indice de croissant et P est le périmètre du bassin versant	Melton (1957); Schumm (1956)

Tableau 4. Formules mathématiques des paramètres traitant l'aspect du relief.

Paramètres	Symbol	Formules mathématiques	Références	
1	Rapport du relief	Rh	$Rh = H / Lb$, Où H = relief (m) et Lb = longueur (m) du bassin versant	Schumm (1956)
2	Relief du bassin versant	H	$H = (Hmax - Hmin)$, Où Hmax = élévation maximum (m), Hmin= élévation minimum du bassin versant	Schumm (1956)
3	Relief relatif	Rhp	$Rhp = (Hmax - Hmin)/A$, Où Hmax = élévation maximum (m), Hmin = élévation minimum et A= surface (m) du bassin versant	Melton (1958)
4	Indice de dissection	DI	$DI = H / Ra$, Où H = relief (m) et Ra= relief absolu (m) du bassin versant	Magesh et al. (2012)

II.2.3.4 Profils topographiques en bandes

Les profils topographiques ont été largement utilisés par plusieurs auteurs (ex., Azañon et al., 2015; Alizadeh et al., 2020) dans les régions tectoniquement actives. Dans la zone étudiée, six profils topographiques longitudinaux à travers la trace axiale des synformes et antiformes, et le long des grands collecteurs Ngombé, Loloma et Malibo ont été créés pour analyser et évaluer le degré de l'activité tectonique.

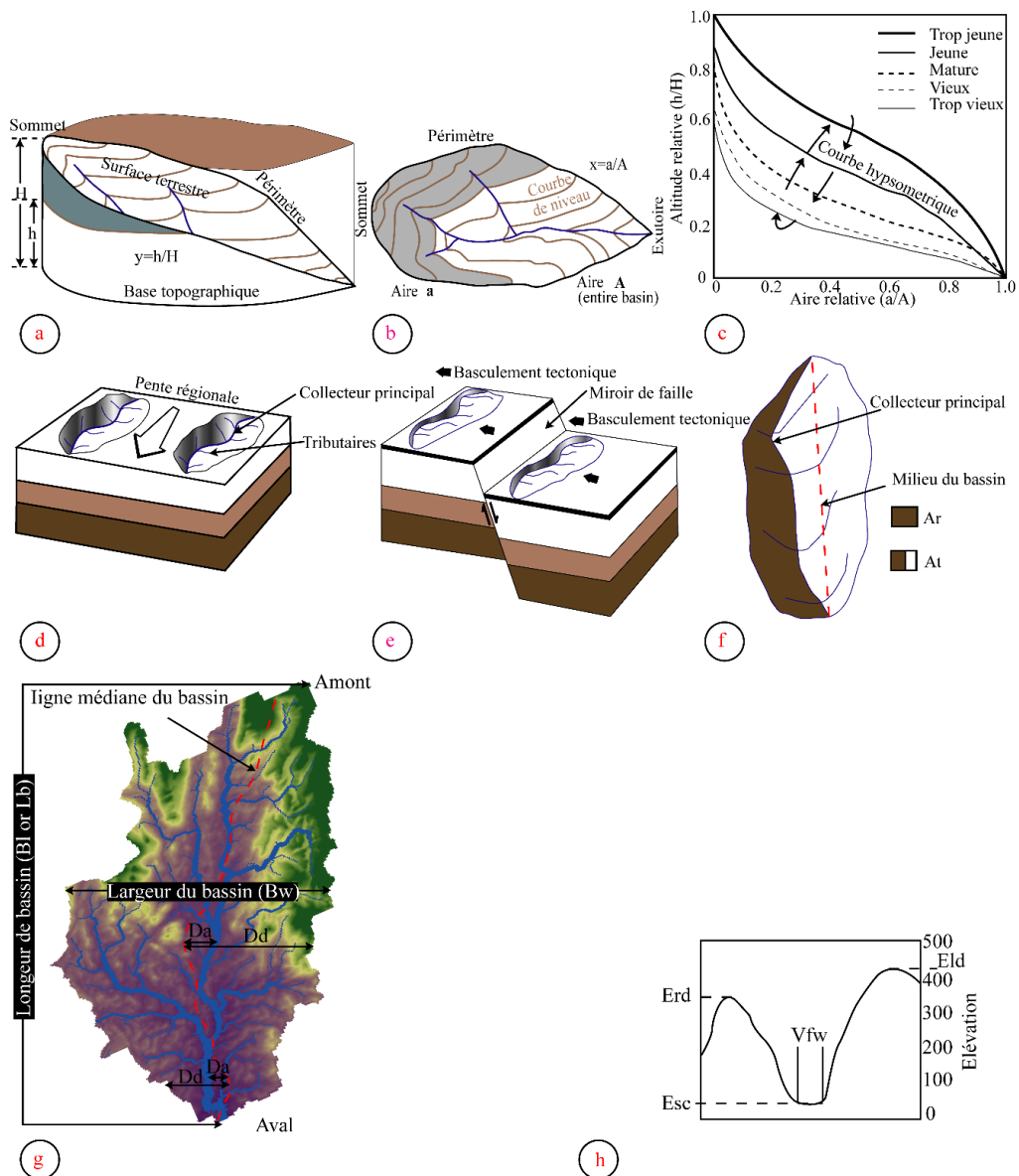


Figure 6. Modèles de déterminations des paramètres morphométriques et indices tectoniques : (a)-(c) Vue de dessus et plan des paramètres hypsométriques et leurs différentes courbes (modifiés d'après [Strahler, 1952](#)). (d) Conditions d'écoulement normales d'un bassin versant fluvial. (e) Déplacement du chenal principal de la rivière en raison d'une faille normale. (f) Paramètres du facteur d'asymétrie représentant la superficie du bassin versant à droite du chenal principal (Ar) orienté vers l'aval, tandis que (At) représente la superficie totale du bassin versant (modifié d'après [Keller et Pinter, 2002](#) ; [Mahmood et Gloaguen, 2012](#)). (g) Vue en perspective tridimensionnelle représentant la ligne de partage des eaux et les contours du bassin versant ; Vue en perspective de l'indice de forme du bassin versant représentant la longueur du bassin (Bl) et la largeur du bassin versant (Bw), la distance entre la ligne médiane du bassin versant et la ligne médiane de la ceinture de méandres active (Da), la distance entre la ligne médiane du bassin versant et la division du bassin versant (Dd). (h) Vue en perspective bidimensionnelle des paramètres du rapport largeur de fond de vallée/hauteur de vallée.

II.2.4 Traitement des données pétrographiques

Ce processus est basé sur une étude descriptive macroscopique des échantillons de roches prélevés au niveau d'affleurements bien dégagés à l'issue des levés pétrographiques détaillées. Une description lithostratigraphique détaillée a été réalisée par évaluation visuelle sur les carottes de forage (09 au total), prélevées à différents intervalles de profondeur.

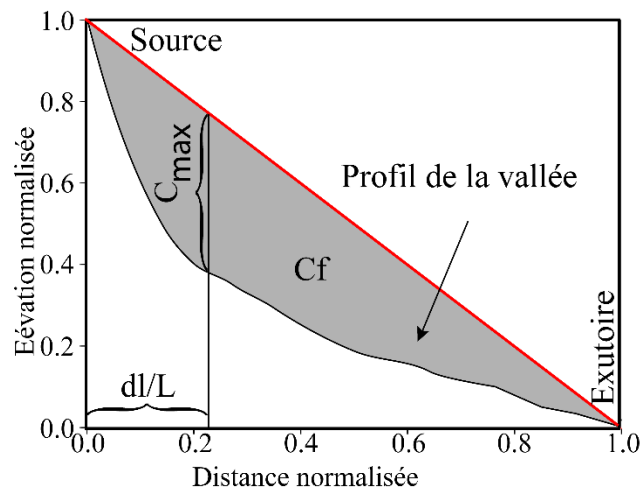


Figure 7. Prototype d'une rivière et ses paramètres morphométriques : le facteur de concavité du profil (C_f), la concavité maximale (C_{max}) et sa distance à la source (d_l/L).

Cette étude a documenté toutes les unités lithologiques rencontrées au sein des roches vertes de Kopongo et a permis également d'établir les logs et des corrélations lithostratigraphiques entre les différents puits de sondages. Pour une étude pétrologique, quinze (15) échantillons de roche (15 affleurements) ont été prélevés et étiquetés, et des lames minces ont été confectionnées à Université de Yaoundé I. Des études microscopiques ont été menées afin de ressortir les assemblages minéralogiques, les textures et les microstructures des différents faciès géologiques rencontrés.

II.2.5 Traitement des données structurales

Afin de comprendre le contexte tectonique de la région de Kopongo et son importance dans le développement de la minéralisation ferrière, il est nécessaire d'aborder le problème en utilisant deux approches distinctes, détaillées aux échelles locales et régionales. À l'échelle locale, la zone Sud de la région de Kopongo a fait l'objet d'une cartographie géologique détaillée (Fig.5). L'analyse structurale détaillée a été faite à la fois sur les affleurements répertoriés le long des levés topographiques et sur les carottes de sondages prélevés à différents intervalles de profondeur. Ces analyses structurales ont permis d'obtenir des informations structurales détaillées. À l'échelle régionale, des études structurales détaillées combinant des études géologiques de terrain et des données de télédétection ont été appliquées pour identifier les mégastuctures. Les données d'orientation des structures géologiques mesurées sur le terrain ont été par la suite reportées sur des cartes linéamentaires.

Tableau 5. Formules mathématiques des indices tectoniques.

No.	Paramètres	Symboles	Formules	Classes	Références
1	Hypsométrie Intégrale	HI	$HI = (H_{moy} - H_{min}) / (H_{max} - H_{min})$ Où, H _{max} = Altitude maximale du bassin (m), H _{min} = Altitude minimale du bassin (m) et H _{moy} = Altitude moyenne du bassin (m) ;	*Classe 1: $0,55 < HI < 1$ Activité tectonique élevée ; *Classe 2: $0,45 < HI < 0,55$ Activité tectonique modérée ; *Classe 3: $0 < HI < 0,45$ Activité tectonique faible/inactif. * Est utilisée pour déduire le stade d'érosion du bassin versant; * Est créée par normalisation, en traçant la proportion de la hauteur totale du bassin (hauteur relative, h/H) par rapport à la proportion de la superficie totale du bassin (superficie relative, a/A); * Une courbe hypsométrique convexe indique un SB jeune et actif et un effet érosif faible; * Une courbe en forme de S montre des zones sous l'influence des processus d'érosion modérés; * Une concave exprime des vieux SBs fortement érodés (Fig.6a-c).	El Hamdouni et al., 2008
2	Courbe Hypsométrique	HC	/		Keller and Pinter, 1996, 2002
3	Indice de soulèvement tectonique relatif	U	$U = hm + (1 - HI)$ Où, hm est la hauteur moyenne du SB obtenue à partir de l'élévation couvrant 50% de la superficie et normalisée par rapport à l'élévation maximale du bassin versant de drainage principal.	* Classe 1 : $U > 0,6$ Très fort soulèvement tectonique ; * Classe 2: $0,3 < U < 0,6$ Fort soulèvement tectonique ; * Classe 3 : $U < 0,3$ Modéré à faible soulèvement tectonique ou léger affaissement.	Ajay kumar et al., 2017
4	Indice d'asymétrie topographique transverse	Tc	$Tc = Da / Dm$ Où, Da (km) est la distance entre la ligne médiane du SB et la ligne médiane de la ceinture de méandres actives. Dd (km) est la distance entre la ligne médiane du SB et la division du SB (Fig.6g).	* Classe 1 : $Tc \geq 0,4$ Forte activité tectonique ; * Classe 2: $0,2 < Tc < 0,4$ Activité tectonique modérée ; * Classe 3 : $0,2 \leq Tc$ Faible activité tectonique.	Mosavi and Arian, 2015
5	Forme du bassin	Bs	$Bs = BI / Bw$ Où BI est la longueur du SB mesurée depuis le niveau de l'eau de surface jusqu'en amont, et Bw est la largeur du SB mesurée à son point le plus large (Fig.6g).	* Classe 1: $1,77 < Bs < 3,22$ Nature allongée ; activité tectonique élevée ; * Classe 2 : $1,21 \leq Bs \leq 1,76$ Nature allongée à sub-allongée ; activité tectonique modérée ; * Classe 3: $1,11 < Bs < 1,20$ Nature plus circulaire ; activité tectonique faible.	Mahmood and Gloaguen, 2012

Tableau 5. Formules mathématiques des indices tectoniques (suite).

No.	Paramètres	Symboles	Formules	Classes	Références
1	Rapport d'allongement du bassin	Re	$Re = 2 (A/\pi)^{0,5} / Lb$ Où, A= Superficie du bassin versant (Km ²) et Lb= Longueur maximale du bassin versant (Km).	Forme circulaire (0,9-1,0), ovale (0,8-0,9), moins allongée (0,7-0,8), allongée (0,5-0,7) et plus allongée (< 0,5). * Classe 1 : $Re < 0,5$ Activité tectonique élevée ; * Classe 2 : $0,50 \leq Re < 0,75$ Activité tectonique faible/néotectonique * Classe 3 : $0,75 > Re$ Plus circulaire à ovale ; inactif ; fin du soulèvement.	Cuong et Zuchiewick (2001) et Ajay kumar et al. (2019)
2	Facteur d'asymétrie du bassin versant	AF	$AF = 100(Ar/At)$ Où AF est l'asymétrie du drainage, Ar est une aire facultative définie comme l'aire droite du cours d'eau principal orienté vers l'aval et At est l'aire totale du bassin versant. (Fig.6d-f)	* $AF < 50$, suggère des processus de soulèvement du côté gauche de la rivière ; * AF égale ou proche de 50, montre une région stable ; * $AF > 50$, suggère des processus de soulèvement du côté droit de la rivière.	Keller and Pinter, 2002
3	Facteur d'asymétrie du bassin versant	AF'	$AF' = 50 - AF $	* Classe 1 : $AF' < 5$ Très actif ; fortement asymétrique ; basculant ; * Classe 2 : $AF' = 5-10$, modérément asymétrique ; basculant ; * Classe 3 : $AF' = 10-15$, semi-actif ; légèrement asymétrique ; peu ou pas de basculement ; * Classe 4 : $AF' > 15$, inactif ; symétrique ; pas de basculement.	Pérez-Peña et al., 2010
4	Rapport de Bifurcation	Rb	$Rb = Nu / Nu+1$ Où, Rb est le rapport de bifurcation, Nu est le nombre de segments de flux d'un ordre donné et Nu+1 est le nombre de segments de flux d'ordre immédiatement supérieur.	* Classe 1 : $Rbm \geq 5$ Activité tectonique élevée ; * Classe 2 : $3 < Rbm < 5$ Activité tectonique modérée ; * Classe 3 : $Rbm < 3$ Activité tectonique faible.	Chow Ven, 1964
5	Rapport de la largeur du fond de la vallée à la hauteur de la vallée	Vf	$Vf = 2Vfw / (Eld + Erd - 2Esc)$, Où Vfw est la largeur du fond de la vallée, Eld et Erd sont respectivement les élévations des divisions de vallée gauche et droite (face à l'aval), et Esc est l'élévation du fond de la vallée (Fig.6h)	* Classe 1 : $Vf < 0,5$ Activité tectonique élevée * Classe 2 : $0,5 < Vf < 1$ Activité tectonique modérée * Classe 3 : $Vf > 1$ Activité tectonique faible.	Keller and Pinter, 2002
6	Activité tectonique relatif	IAT	$IAT = S/n$, Où S est la somme des valeurs de tous les indices et n est le nombre d'indices.	* Classe 1 : $1,0 \leq IAT < 1,5$ Activité tectonique très élevée, * Classe 2 : $1,5 \leq IAT < 2$ Activité tectonique élevée * Classe 3 : $2 \leq IAT < 2,5$ Activité tectonique modérée * Classe 4 : $IAT > 2,5$ Activité tectonique faible	El Hamdouni et al., 2008

Ainsi des cartes géologiques et des coupes géologiques en fonction du comportement lithostructural ont pu être élaborées. L'analyse géométrique consistait en la description et la définition de groupes de structures telles que proposées par [Hobbs et al. \(1976\)](#), pour obtenir l'orientation globale de la foliation, de la schistosité, de la linéation, des plis et des lithoclasses. Les pôles de ces éléments structuraux ont été tracés et contournés dans l'hémisphère inférieur des diagrammes de Schmidt en utilisant des techniques conventionnelles ([Ragan, 2009](#)). Les propriétés géométriques des surfaces plissées sont explorées et effectuées suivant les méthodes et la terminologie de [Ramsay \(1967\)](#) et [Fleuty \(1964\)](#).

II.2.6 Traitement des données géochimiques

Des quarts d'échantillons de carottes de forage KDD1-8, et 12 ont été prélevés à différentes profondeurs et préparés pour des analyses géochimiques. Ces échantillons ont été broyés à l'aide d'un concasseur à mâchoires avec plaques d'acier, séchées, séparées et pulvérisées au Laboratoire Australian Laboratory Services (ALS) de Yaoundé au Cameroun. L'analyse géochimique des éléments majeurs et traces a été réalisée au laboratoire ALS de Johannesburg en Afrique du Sud. Les poudres, soit 0,2 g de roche ont d'abord été fondues avec du LiBO_2 et dissoutes dans 100 mm³, 5 % de HNO_3 à 105 °C en présence d'oxygène pour éliminer les composants volatils restants. La perte au feu a été déterminée en utilisant 0,5 g de roche pulvérisée et séchée à 105°C avant d'être enflammée pendant 2 h à 1000°C, puis les échantillons ont été pesés à nouveau. La fluorescence X-Ray a été utilisée pour déterminer les concentrations d'éléments majeurs après la mesure de la perte au feu. Les poudres ont d'abord été enflammées et fondues avec un flux de tétraborate de lithium, puis analysées avec un spectromètre à fluorescence X (XRF) à dispersion de longueur d'onde Rigaku RIX-3000. Une autre fraction de la poudre a été préparée pour l'analyse des éléments traces par spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif (ICP-MS) après la digestion à l'aide de trois acides (ex., [Burnham et Schweyer, 2004](#)).

CONCLUSION

La combinaison des études morphonéotectoniques, structurales, pétrologiques, minéralogiques et géochimiques est un atout majeur pour finaliser ces travaux géologiques. Cette approche pluri-méthodologique ainsi présentée permettra de répondre à la problématique posée, et d'atteindre l'objectif principal et les objectifs spécifiques, voire de pouvoir ressortir les intérêts scientifiques et économiques des formations ferrifères de Kopongo.

CHAPITRE III. ANALYSE MORPHONÉOTECTONIQUE

INTRODUCTION

Au cours de l'évolution géologique, la croûte terrestre a subi des mouvements tectoniques complexes, générant alors des structures ductiles et des lithoclasses observées de nos jours. Par conséquent, les informations les plus complètes sur le signe, la durée et la vitesse des mouvements tectoniques sont fournies par les analyses géophysiques (géodésique, sismique), géologiques (lithologie et linéament) (Milnitchuk et Arabadji, 1979) et la télédétection. L'abondance des structures tectoniques liées à divers événements tectono-magmatiques signalés sur la lisière NW du craton du Congo où se situent la zone de Kopongo, justifie d'utiliser l'imagerie satellitaire et d'appliquer les analyses géomorphologiques. Ces structures tectoniques sont marquées par les failles actives de Loloma, Ngombé, Sanaga (FL, FN, et FS), et de Kribi Campo (FKC, à proximité de Kopongo), qui montrent des caractères d'activités tectoniques récentes (Fig.8a-b). Ainsi, ce chapitre vise à une description morphométrique, et à une analyse géomorphologique qualitative et quantitative qui permettent de montrer que les paramètres hydrographiques et topographiques ont des relations profondes avec le climat, le bâti lithologique et l'activité tectonique.

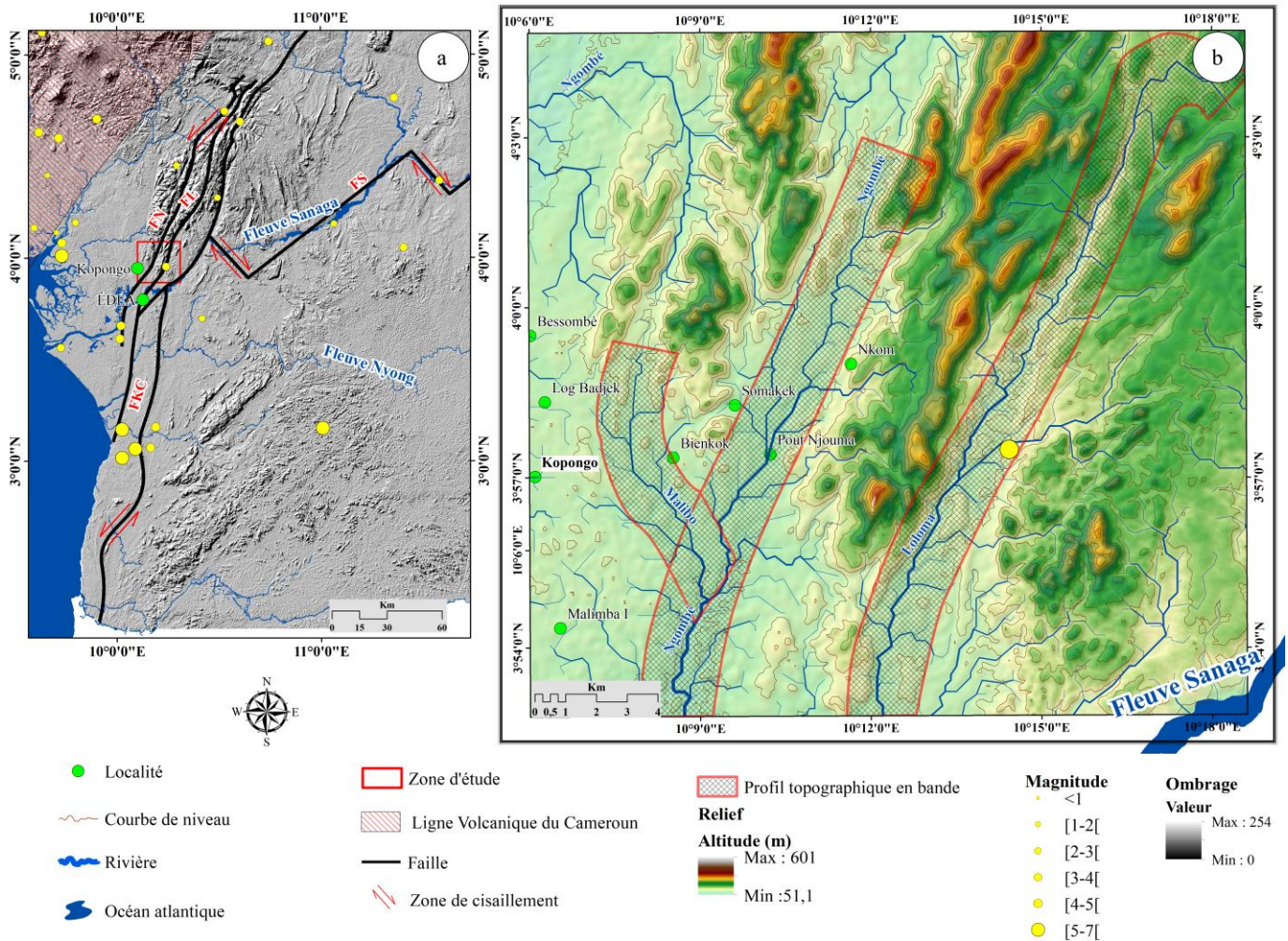
III.1 ANALYSE TOPOGRAPHIQUE

III.1.1 Unités morphologiques: Altitude et lithologie

L'analyse morphonéotectonique du modèle numérique de terrain de Kopongo montre des variations topographiques de relief caractérisées par des altitudes faibles à moyennes, dont le point culminant définit une altitude de 601 m au Nord-Est de Nkom, tandis que le point le plus bas au Nord de la localité de Bessombé est à 51,1 m (Fig.9a). Ce cadre altitudinal permet de mettre en évidence la diversité du relief étudié et de le subdiviser en trois unités altitudinales : (a) l'unité basse (altitudes inférieures à 170 m), (b) l'unité moyenne (170 < altitudes < 306 m) et (c) l'unité haute (altitudes > 306 m).

Altitudes < 170 m

L'unité basse englobe toutes les dépressions associées aux altitudes les plus basses et occupe environ 45% de la superficie totale du paysage. Les collines sont disposées en îlots isolés et ont des pentes douces à raides, des formes convexes à concaves et des sommets toujours arrondis à légèrement allongés. Le relief est plat et présente une faible amplitude affichée par les interfluves inférieurs. Ces zones basses témoignent des surfaces d'aplatissement antérieur.



unité sont des gneiss à hypersthène, des migmatites à biotite et amphibole, des migmatites indifférenciées, des lentilles amphibolitiques et ferrifères d'épaisseur métrique (Fig.9b).

Altitudes > 306 m

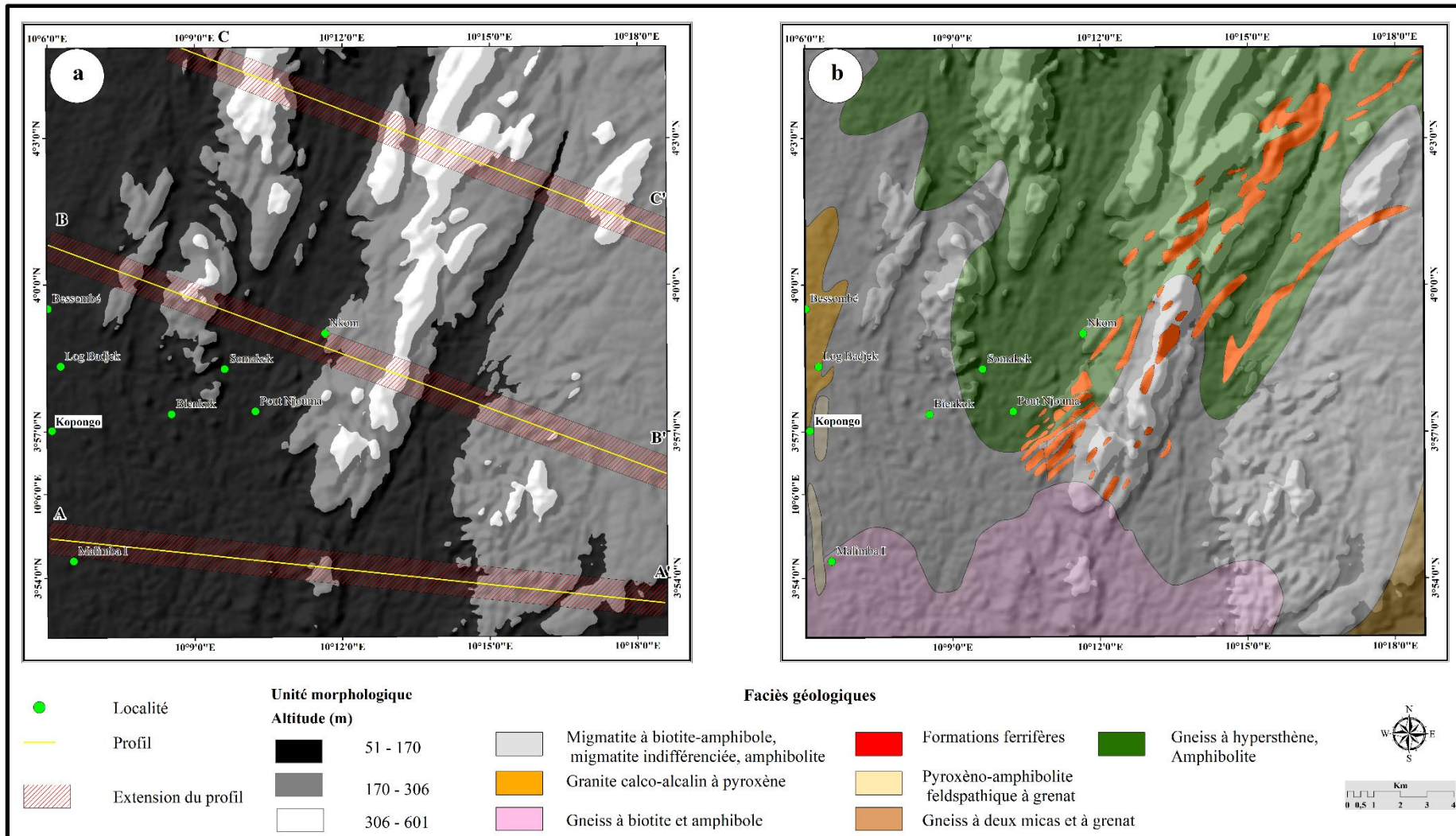
L'unité supérieure se situe principalement dans le Sud-Est, le Nord-Ouest, le Centre et le Nord-Est, soit environ 10% du paysage étudié. La topographie à ce niveau est marquée par de fortes amplitudes et des faisceaux kilométriques sous forme d'inselbergs allongés en direction de l'axe NNE-SSW. Cette unité morphologique présente un relief généralement ondulé. Dans l'ensemble, ce relief exprime une platitude des hauts plateaux de l'Ouest du pays avec des collines aux pentes raides à très raides, de forme convexe à sommets lenticulaires et parfois arrondies en demi-orange. Les lentilles ferrifères et amphibolitiques d'épaisseur métrique, les migmatites à biotite et amphibole et les gneiss à hypersthène sont des formations géologiques dominantes qui caractérisent cet ensemble morphologique (Fig.9b).

III.1.2 Anomalies morphométriques linéaires

III.1.2.1 Trajectoires des foliations

Le traitement du modèle numérique de terrain selon plusieurs filtrages (Fig.10a-c) a abouti à une carte illustrative des trajectoires de foliation et des axes de plis régionaux (Fig.11). L'étude statistique de ces linéaments met en évidence quatre grandes familles définies en fonction de leur fréquence (Tab.6) : NE-SW, NNE-SSW, N-S et ENE-WSW. Les rosaces de direction (Fig.11a), synoptique (Fig.11b) et l'histogramme synoptique de direction (Fig.11c) illustrées permettent une meilleure classification de ces linéaments selon leurs fréquences définies sur la base de leur nombre et de leur longueur cumulée. Les linéaments NE-SW, avec 32% de fréquence en nombre, montrent leur prédominance et regroupent 34% de l'information fréquentielle en longueur allant de 0,3 à 6 km. Les linéaments NNE-SSW sont légèrement discontinus et très allongés et présentent 19% de fréquence en nombre et 26% de fréquence en termes de longueurs comprises entre 0,3 et 10 km. Les linéaments N-S discontinus et parfois allongés ont des fréquences identiques en nombre et en longueur, soit 17%, avec des longueurs allant de 0,4 à 6 km. Les linéaments de direction ENE-WSW montrent 14% de fréquence en nombre et 13% de fréquence en longueur. Ces marqueurs tectoniques sont discontinus et peu allongés, avec des longueurs définies entre 0,4 et 4 km.

Les linéaments discontinus E-W présentent 8% d'information en nombre et 5% de fréquence en longueur, avec des longueurs allant de 0,4 à 1,8 km.



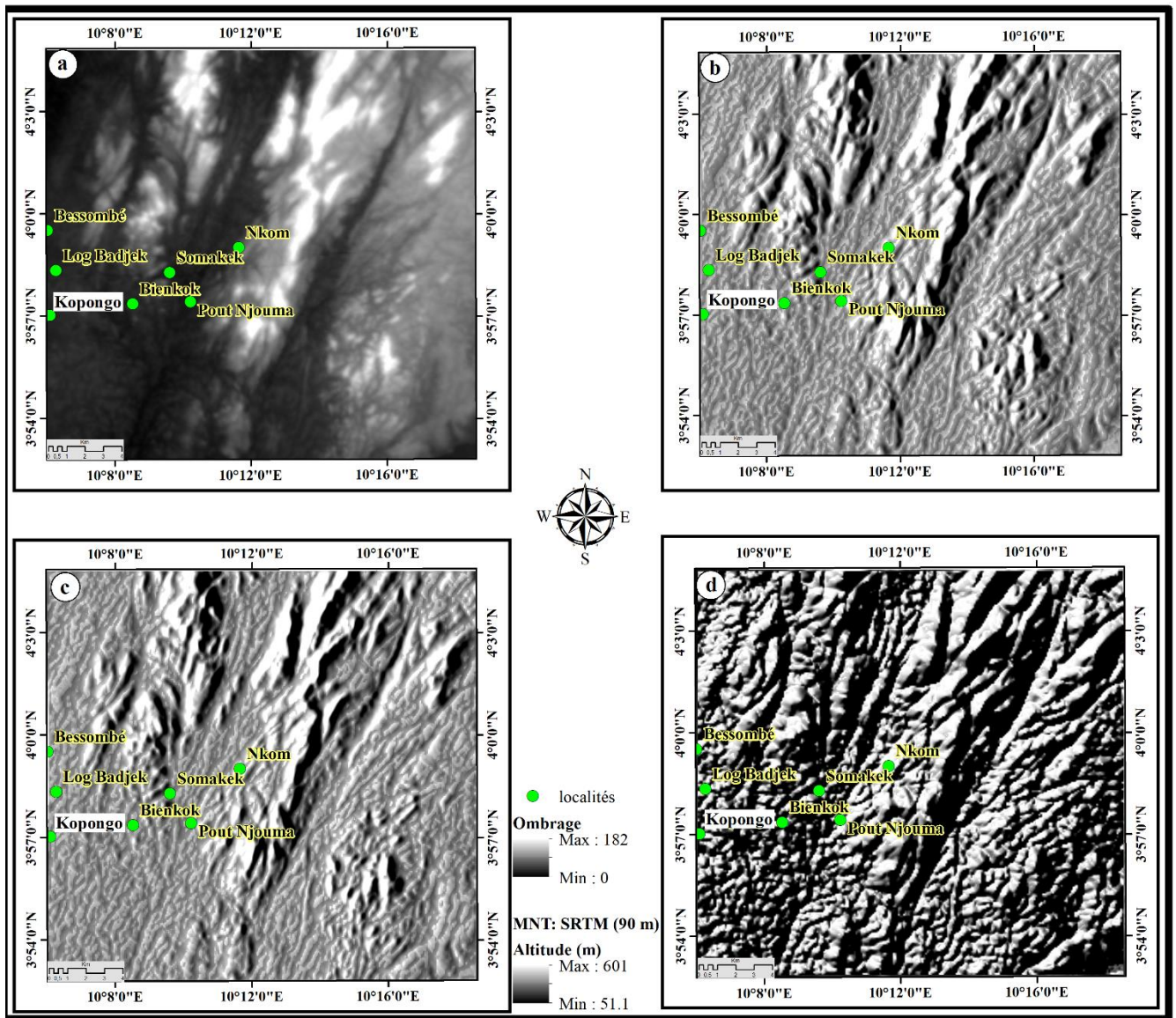


Figure 10. Images satellitaires traitées : (a) Image SRTM originale. (b) Ombrage et sans filtrage vertical de Sobel. (c) Ombrage et filtrage verticale de Sobel et (d) Ombrage avec un azimuth de 180° sans filtrage vertical de Sobel.

Tableau 6. Statistiques des trajectoires de foliation.

Classement (Classes)	Nombre de linéaments par classe	Pourcentage de classements%	Σ Longueur de classement (km)	Pourcentage des longueur%	Direction prédominante
A (N35°-55° ; N215°-235°)	123	32	152	34	NE-SW
B (N12°-32° ; N192°-212°)	75	19	118	26	NNE-SSW
C (N0°-10° ; N170°-190° ; N350°-360°)	66	17	75	17	N-S
D (N58°-78° ; N238°-258°)	55	14	58	13	ENE-WSW
E (N80°-110° ; N260°-280°)	30	8	21	5	E-W
F (N148°-168° ; N328°-348°)	20	5	15	3	NNW-SSE
G (N112°-122° ; N 282°-302°)	8	2	6	1	WNW-ESE
H (N125°-145° ; N 305°-325°)	8	2	5	1	NW-SE
Total	385	100	450	100	

Les linéaments orientés NNW-SSE ont des fréquences de 5% et 3% respectivement pour leurs comptes et leurs longueurs cumulées. Les linéaments WNW-ESE et NW-SE sont les plus minoritaires avec des fréquences cumulées de taille égale et des longueurs cumulées de 2% et 1% respectivement. Les marqueurs tectoniques de la zone de Kopongo trahissent en effet les orientations des éléments linéaires et planaires illustrant les structures géologiques enfouies à l'échelle de la carte. Ils correspondent à des trajectoires de foliation illustrant les axes et les plans axiaux des plis régionaux à locaux. Le contour multidirectionnel de ces structures géologiques marque en fait un état ondulatoire multiple qui pourrait correspondre aux traces en surface des structures tectoniques Précambriennes.

III.1.2.2 Trajectoires des fractures

De nombreuses trajectoires de fractures sont devenues visibles sur l'image satellitaire après l'application des méthodes de filtrage (Fig.10a-b, d) qui montrent une distribution spatiale hétérogène des linéaments cisailants à fragiles de la zone de Kopongo (Fig.12a). La longueur totale des trajectoires des fractures cartographiées est d'environ 842 km. La longueur linéaire maximale détectée est de 20 km, alors que la longueur minimale était de 0,34 km (moyenne =3,23 km). Le domaine Sud-Ouest est dominé par les linéaments WNW-ESE, N-S et E-W, tandis que le domaine Est est dominé par les linéaments NE-SW et N-S. L'étude statistique (Tab.7), les rosaces de direction (Fig.12a) et synoptique (Fig.12b), et l'histogramme synoptique de direction (Fig.12c) révèlent trois tendances majeures : N-S (0-010°), E-W (080-110°) et NE-SW (035-055°). Les systèmes NW-SE, NNW-SSE, WNW-ESE, ENE-WSW et NNE-SSW sont moins significatifs et peuvent être identifiés dans l'ensemble du domaine. Les linéaments les plus importants (8-20 km de long) traversent le site d'étude dans les directions NNE-SSW, N-S et NE-SW. Plus de 95,2% des linéaments ont des longueurs inférieures à 8 km, et 4,7% ont une longueur supérieure à 8 km.

Tableau 7. Statistique des trajectoires de fracturation.

Classement (Classes)	Nombre de linéaments par classe	Pourcentage de classement (%)	Σ Longueur de classement (km)	Pourcentage des longueurs (%)	Direction prédominante
A (N0°-10° ; N170°-190° ; N350°-360°)	143	26	233	28	N-S
B (N80°-110° ; N260°-280°)	63	11	61	7	E-W
C (N35°-55° ; N215°-235°)	146	26	222	26	NE-SW
D (N148°-168° ; N 328°-348°)	34	6	38	5	NNW-SSE
E (N12°-32° ; N192°-212°)	87	16	182	22	NNE-SSW
F (N58°-78° ; N238°-258°)	60	11	77	9	ENE-WSW
G (N112°-122° ; N 282°-302°)	10	2	10	1	WNW-ESE
H (N125°-145° ; N 305°-325°)	11	2	19	2	NW-SE
Total	554	100	842	100	

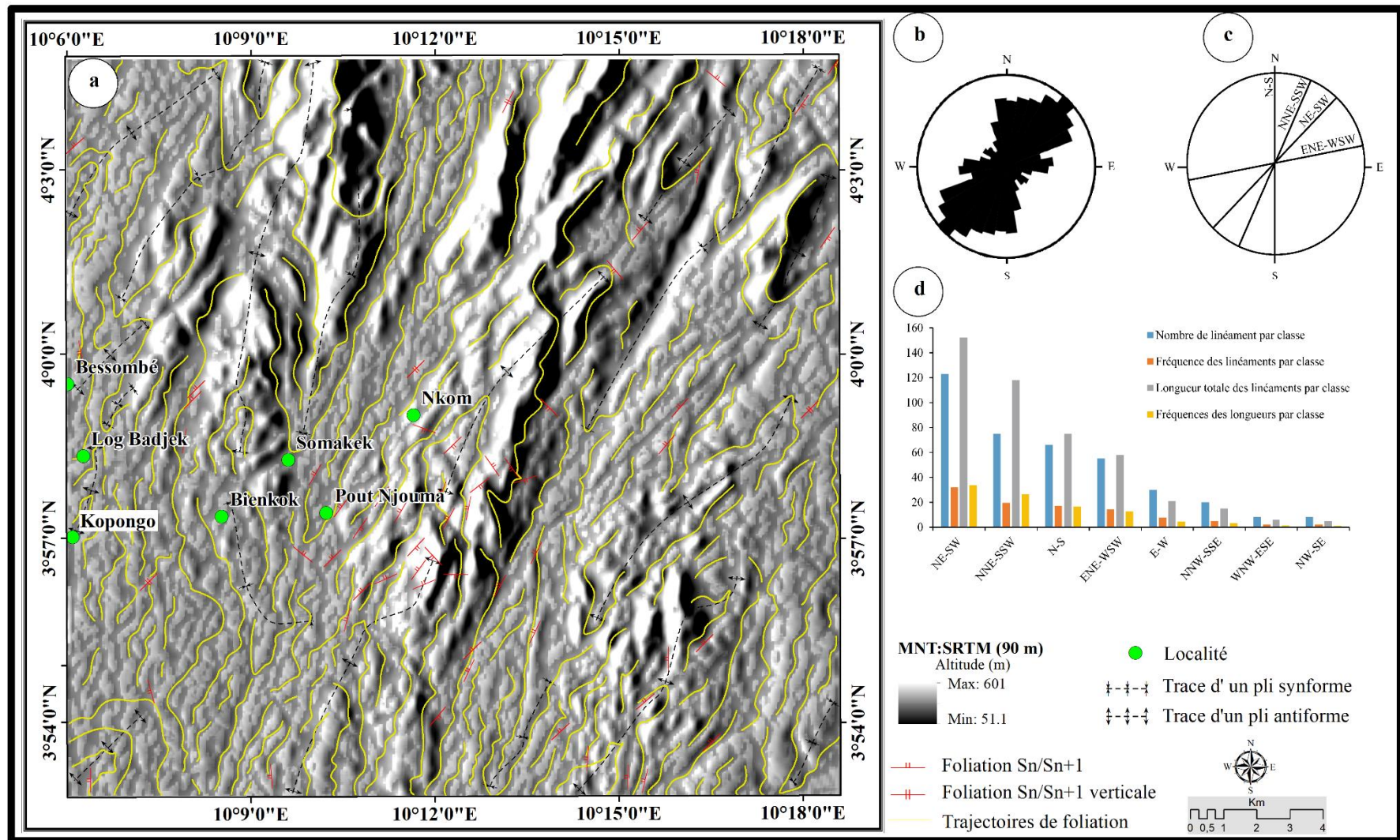


Figure 11. Image satellitaire traitée et structures géologiques : (a) Images ombrées et filtrage verticale de Sobel illustrant les trajectoires de foliation et les axes des plis régionaux théoriques. (b) Rosace de direction. (c) Rosace synoptique. (d) Histogramme synoptique.

Cependant, le domaine Est présente une densité de linéaments plus élevée que le domaine Sud-Ouest (Fig.13a). Les deux ensembles de données sont séparés par la bande anormale centrale orientée NNE-SSW. En revanche, les linéaments de courte longueur sont donc les plus abondants. Ces linéaments développent par endroits des zones de cisaillement senestre et dextre (Fig.12a).

III.1.3 Pente

La carte des pentes du site d'étude est classée en quatre classes en fonction du degré de d'inclinaison (Figs.13b). Les très faibles pentes (0-5% ie 0-9°) sont visibles sur toute la zone d'étude et sont principalement associées aux charnières des synformes et à des plaines. Les zones basses sont en fait de larges vallées inondables contrôlées par les collecteurs hydrographiques principaux comme les rivières Loloma, Ngombé et Malibo. Les pentes faibles à modérées (5-15% ie 9-45°) sont observées dans les pénéplaines ondulées et sur les flancs des plis à inclinaison faible à modérée (<45°). Les pentes fortes (15 à 25% ie 45-60°) et les pentes très fortes (> 25% ie >60°) sont associées à un relief élevé, aux collines structurales, aux flancs des plis à inclinaison forte à très forte (>45°) et aux escarpements. Par conséquent, cette variation de pente dépend des conditions structurales locales. Ainsi, les pentes fortes à très forte traduisent le croisement d'antiformes, comme celle de Nkom. Tandis que les pentes très faibles, faibles à modérées correspondent à une encoche dans les synformes comme les dépressions observées à Somakek, Bienkok et Pout Njouma. Cette variabilité de pente montre une influence certaine sur l'écoulement des eaux en ces lieux, traduisant ainsi les différents changements morphologiques observés à long terme.

L'activité tectonique dans cette région est marquée par la présence des bandes de cisaillement orientées NW-SE, NNW-SSE, N-S et NE-SW. Les discontinuités NNW-SSE et NW-SE montrent parfois un caractère en échelon, décalant les massifs en mouvement senestre. Les discontinuités NNW-SSE décalent en mouvement senestre les alignements NNE-SSW. Pendant que, les linéaments N-S exposent des mouvements dextres à senestres. Les alignements orientés NE-SW affichent également leur caractère dextre.

III.1.4 Pente et lithologie

Un changement de pente en géologie peut traduire une variation de faciès lithologiques ou un accident tectonique qui a influencé la morphologie du terrain. Dans la région de Kopongo, la disposition topographique des formations géologiques dépend de la variabilité de la pente (Fig.14).

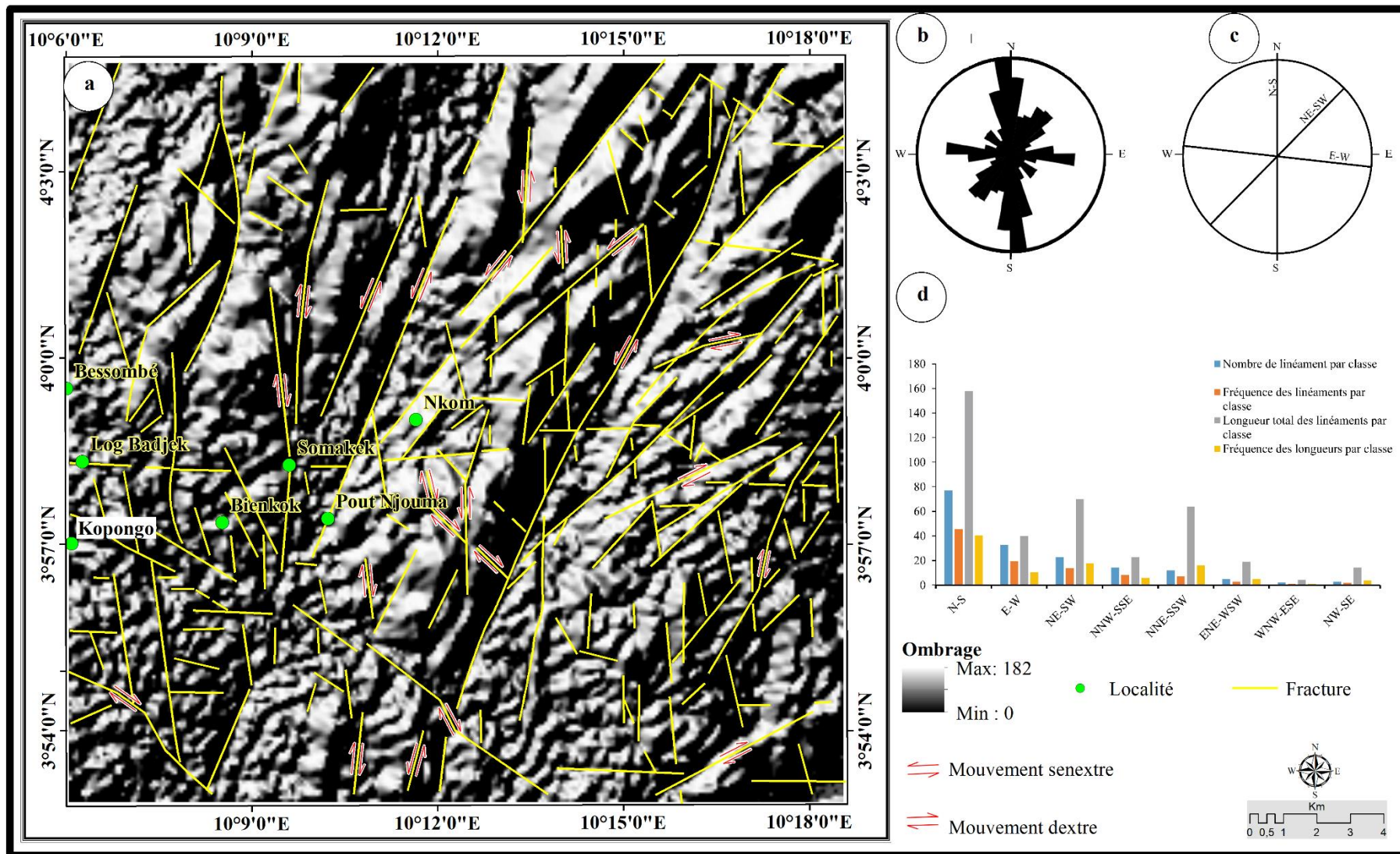


Figure 12. (a) Images ombrées illustrant les trajectoires de fracturation théoriques associées à des systèmes de cisaillement dextres et senestres. (b) Rosace de direction. (c) Rosace synoptique. (d) Histogramme synoptique.

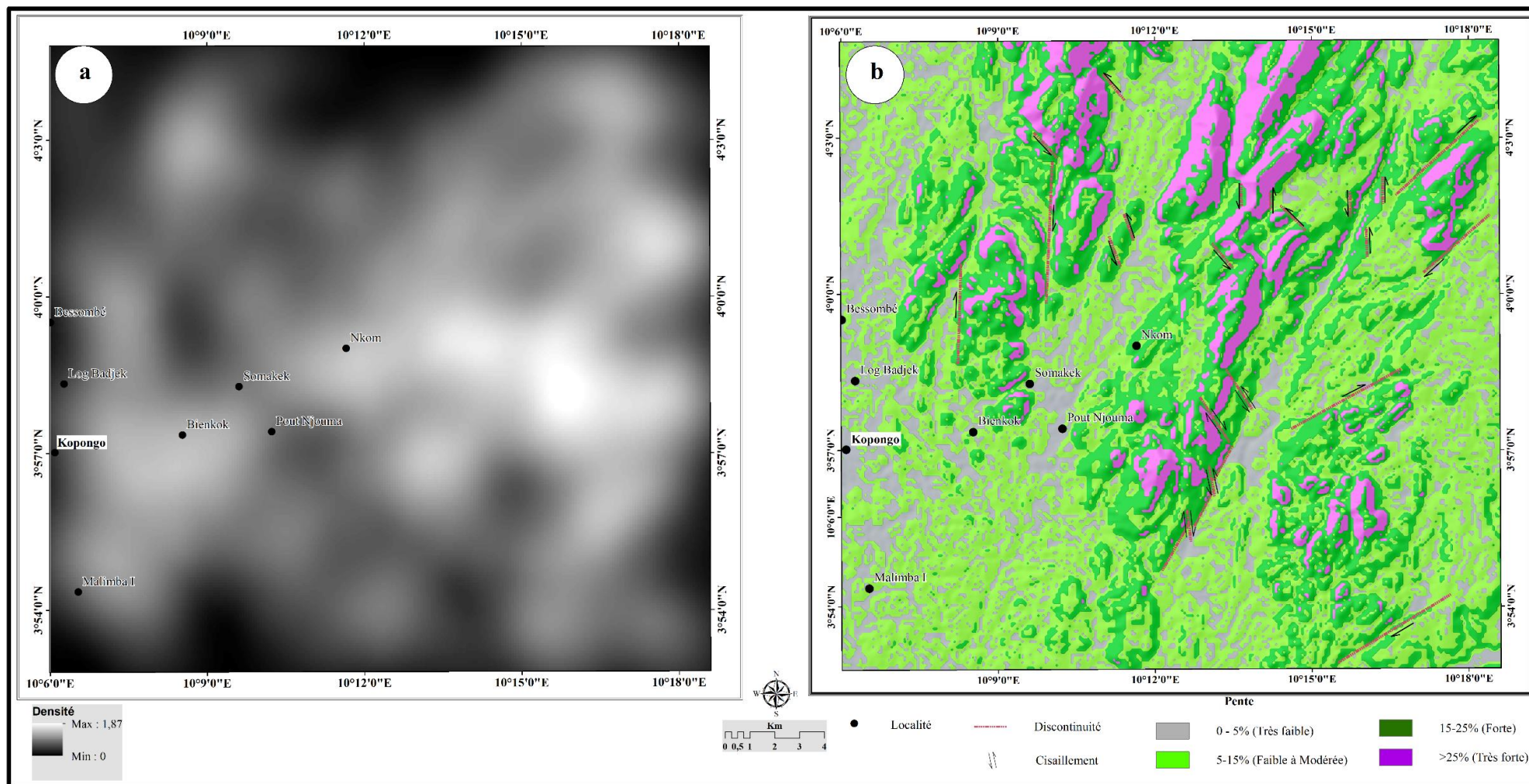


Figure 13. Cartes morphométriques de la zone de Kopongo illustrant : (a) Les densités linéaires. (b) L'allure des pentes.

Les affleurements de granites calco-alcalins à pyroxène à l'Ouest, de pyroxéno-amphibolites feldspathiques à grenat au Sud-Ouest et de gneiss à biotite et amphibole au Sud sont observés sur les pentes très faibles. Par contre, les pentes faibles à fortes sont majoritairement occupées par des gneiss à deux mica et grenat au Sud-Est, des gneiss à hypersthène, des amphibolites, des migmatites à biotite-amphibole et des migmatites indifférenciées sur la quasi-totalité du site d'étude. Faiblement représentées, les formations ferrifères sont plus importantes dans les zones à pentes fortes à très fortes suivant les directions NE-SW à NNE-SSW.

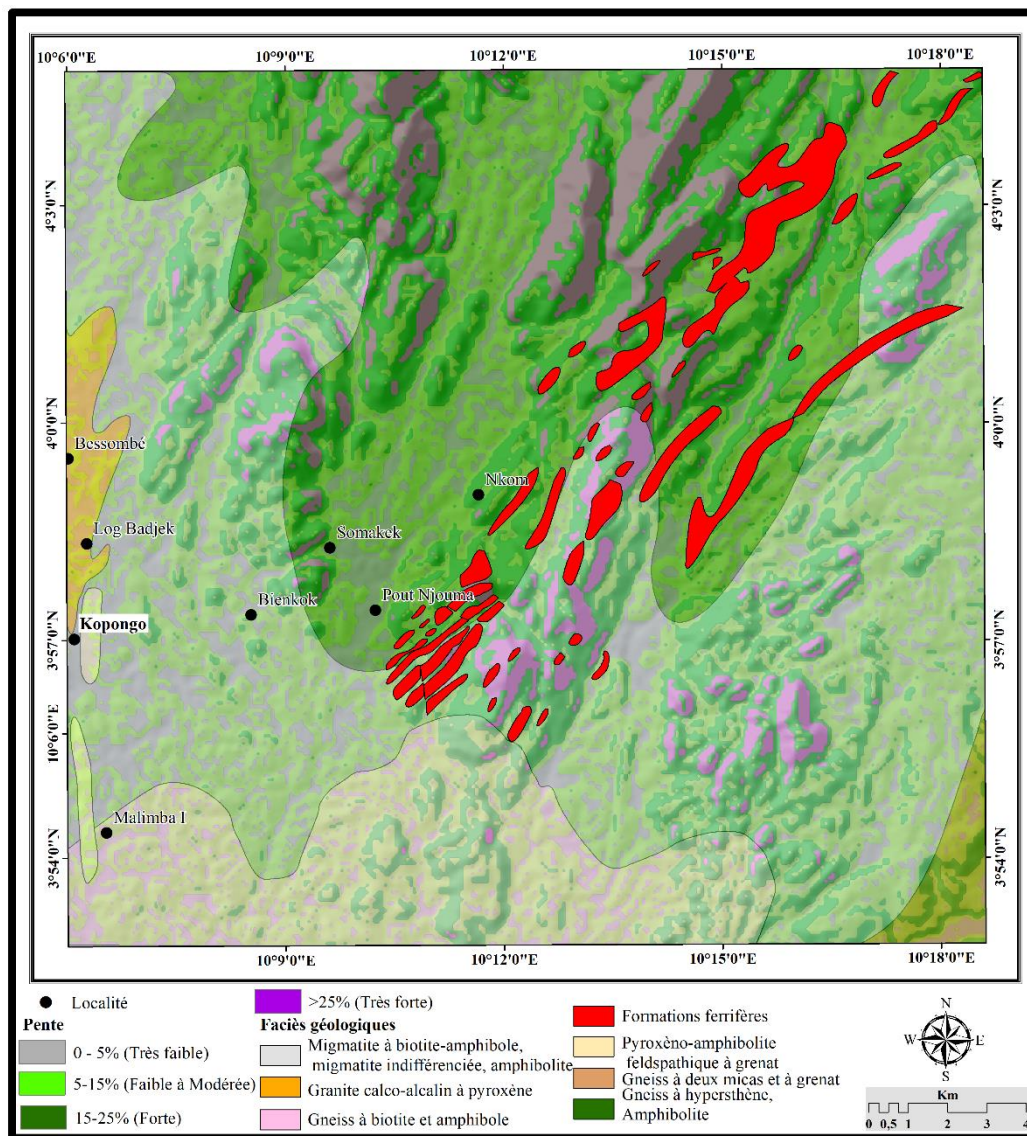


Figure 14. Carte obtenue par la superposition des pentes aux formations géologiques.

III.1.5 Profils topographiques en bandes

Les profils topographiques créés perpendiculairement aux traces axiales des plis régionaux montrent des caractéristiques très intéressantes (Fig.15a-c). Ces profils topographiques montrent que les élévations chutent brusquement sur les flancs des antiformes et à travers les

larges bassins, suggérant que le relief n'est pas uniforme. Ces profils topographiques reflètent également la croissance sous-jacente des plis dans les directions N-S (profil AA') et NNE-SSW (profils BB' et CC').

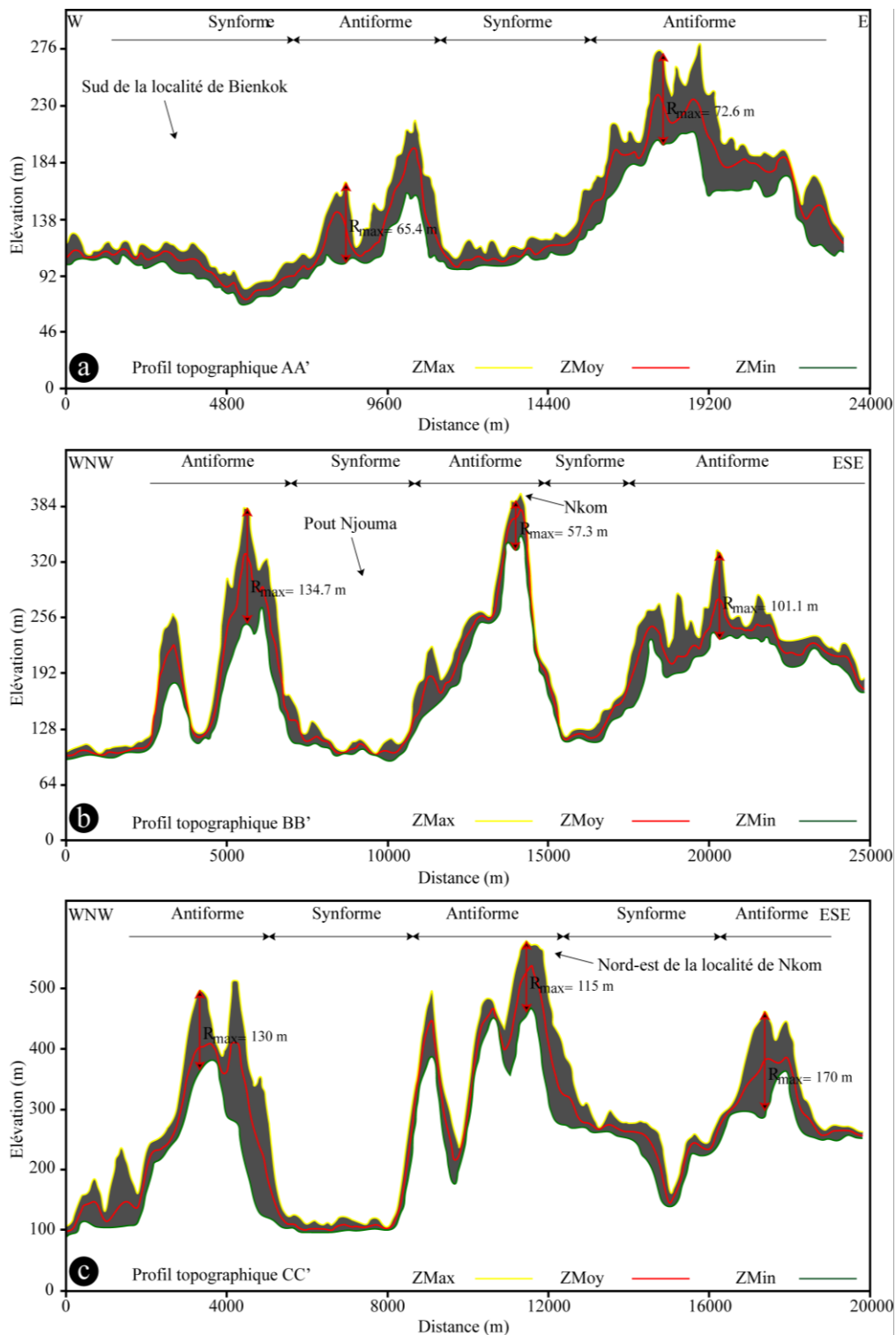


Figure 15. Profils topographiques (voir leurs tracés sur la Fig.8b) théoriques illustrant les successions entre les synformes et les antiformes, et montrant également les variations entre les courbes d'élévations maximales et minimales : (a) Profil AA', E-W. (b) Profil BB', WNW-ESE et (c) Profil CC', WNW-ESE, avec ZMax (Altitude maximale), Zmoy. (Altitude moyenne) et Zmin (Altitude minimale).

Sur les profils topographiques E-W, les topographies minimales, moyennes et maximales augmentent et diminuent brusquement en élévation vers l'E, décrivant une alternance claire des formes asymétriques entre antiformes et synformes (Fig.15a). En revanche, les profils topographiques WNW-ESE, décrivent des successions asymétriques d'antiformes et de synformes, avec une augmentation et une diminution altitudinale brusque de leurs élévations minimales, moyennes et maximales en direction WNW (Fig.15b-c). Ces profils présentent les valeurs altimétriques du relief (élévations maximales, moyennes et minimales) et les variations topographiques maximales (Rmax) le long des charnières d'antiformes (Tab.8). Il apparaît que, les antiformes observées sur le profil AA' définissent des valeurs de Rmax qui passent de 65,40 m à 72,60 m de l'Ouest vers l'Est. Par contre, sur les profils BB' et CC' les variations topographiques maximales sont les plus importantes dans la partie WNW (Rmax (BB') = 134,70 m et Rmax (CC') = 130 m) et dans le secteur ESE (Rmax (BB') = 101,10 m et Rmax (CC') = 170 m) déclinant de façon instantanée au centre (Rmax (BB') = 57,30 m et Rmax (CC') = 115 m) des antiformes. Les figures 15a-c montrent que, l'écart entre les courbes maximums et minimums des synformes sur le profil AA' est inférieur à 30 m, alors que sur les profils BB' et CC', il est inférieur à 50 m. Dans la zone étudiée, les variations topographiques indiquent que le soulèvement, l'affaissement et la croissance des plis cartographiques le long de la charnière ne sont pas uniformes.

Tableau 8. Valeur altimétriques du relief (élévations maximales, moyennes et minimales) et les variations topographiques maximales des profils topographiques avec ZMax (Altitude maximale), Zmoy. (Altitude moyenne) et Zmin (Altitude minimale).

Profils	positions	Zmax	Zmoy	Zmin	Rmax
AA'	1	167,1	128,3	101,7	65,4
	2	271,1	234,8	198,5	72,6
BB'	1	380,6	330,1	245,9	134,7
	2	387,4	370,5	330,1	57,3
	3	333,5	272,8	232,4	101,1
CC'	1	497,5	400	367,5	130
	2	572,5	520	457,5	115
	3	469	380	299	170
Moyenne		384,84	329,56	279,08	105,76

III.2 ANALYSE HYDROGRAPHIQUE

III.2.1 Configuration hydrographique

Le réseau de drainage actuel de Kopongo, simulé à partir des données dérivées du MNT, affiche un modèle variable. Cette configuration hydrographique montre une hétérogénéité hiérarchique et typologique. Le réseau hydrographique est marqué par des motifs sub-parallèles, sub-dendritiques, en treillis recourbés, contournés, angulaires et colinéaires classés

respectivement en zones I, II, III, IV, V et VI (Fig.16a). Alors que les ordres des cours d'eau varient entre 1 et 5 : Ngombé (ordre 5), Loloma (ordre 4), Malibo (ordre 3) et leurs affluents (ordres 1 à 2) (Tabs.9-10, Fig.16b).

Tableau 9. Résultat statistique des ordres des drains en fonction de la direction d'écoulement normale.

Ordre des drains	Directions et effectifs							
	E-W	NNW-SSE	N-S	NW-SE	NNE-SSW	NE-SW	WNW-ESE	ENE-WSW
1	100	47	102	87	63	120	41	34
2	49	13	29	28	20	24	22	20
3	5	5	8	6	12	9	3	4
4	0	1	2	0	2	0	0	0
5	0	0	0	0	2	0	1	0
Total	154	66	141	121	99	153	67	58

Tableau 10. Calcul des fréquences des ordres des drains en fonction de la direction d'écoulement normale.

Ordre des drains	Directions et fréquences							
	E-W	NNW-SSE	N-S	NW-SE	NNE-SSW	NE-SW	WNW-ESE	ENE-WSW
1	17	8	17	15	11	20	7	6
2	24	6	14	14	10	12	11	10
3	10	10	15	12	23	17	6	8
4	0	20	40	0	40	0	0	0
5	0	0	0	0	67	0	33	0

Les modèles de drainage et la lithologie de cette zone sont très complexes et influencés par des structures géologiques telles que les failles N-S, NW-SE et NE-SW, les failles de chevauchement N-S, NE-SW et NNE-SSW (Fig.5) qui déterminent la fréquence des collecteurs. La présence de ces structures géologiques contrôlées par la topographie NNE-SSW traduit la variabilité des pentes qui sont légèrement inclinées à escarpées (Fig.13b). Par conséquent, la typologie du réseau hydrographique dépend de la lithologie, des variations de pente et des structures géologiques qui déterminent la fréquence des collecteurs. La coexistence des schémas subparallèles et colinéaires suggère un changement des conditions climatiques et/ou tectoniques au cours du Crétacé supérieur.

III.2.2 Étude morphométrique du réseau hydrographique: structures enfouies

Les formations géologiques de Kopongo posent un problème basé sur la caractérisation du relief à partir d'une analyse approfondie du réseau hydrographique, ce qui peut être une piste très intéressante pour pallier les différents problèmes de qualité et apporter des connaissances supplémentaires. L'extraction et l'analyse du réseau hydrographique ont permis de mettre en évidence les différents drains (Fig.16b). La carte morphométrique du réseau hydrographique montre des variations en longueurs des thalwegs, notamment des drains d'ordre 3, marqués par les rivières Loloma, Ngombé et Malibo et des drains d'ordre 1 correspondant aux sources.

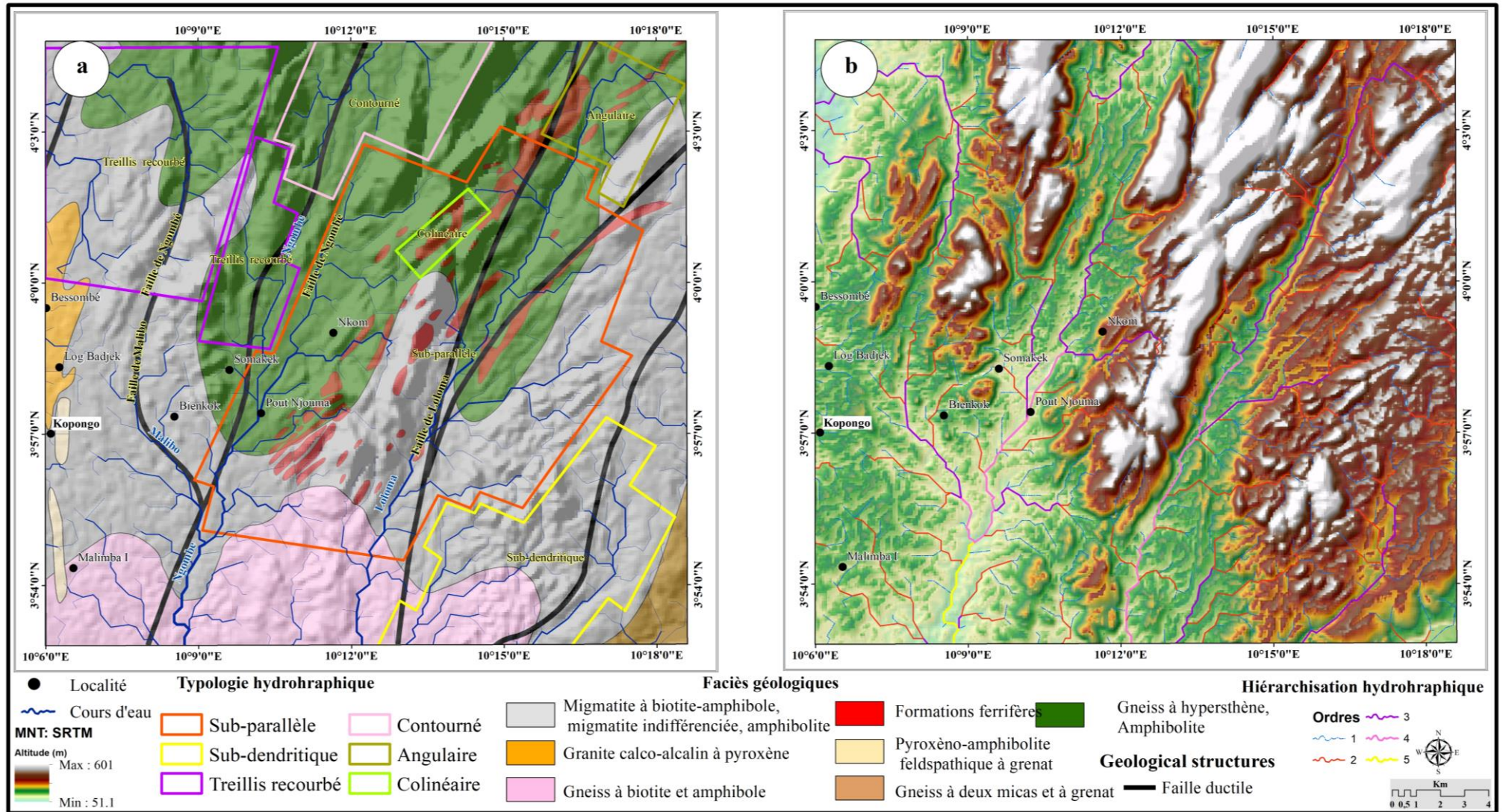


Figure 16. Cartes hydrographiques de la zone de Kopongo : (a) La typologie du réseau hydrographique associé à la carte géologique. (b) La hiérarchisation hydrographique.

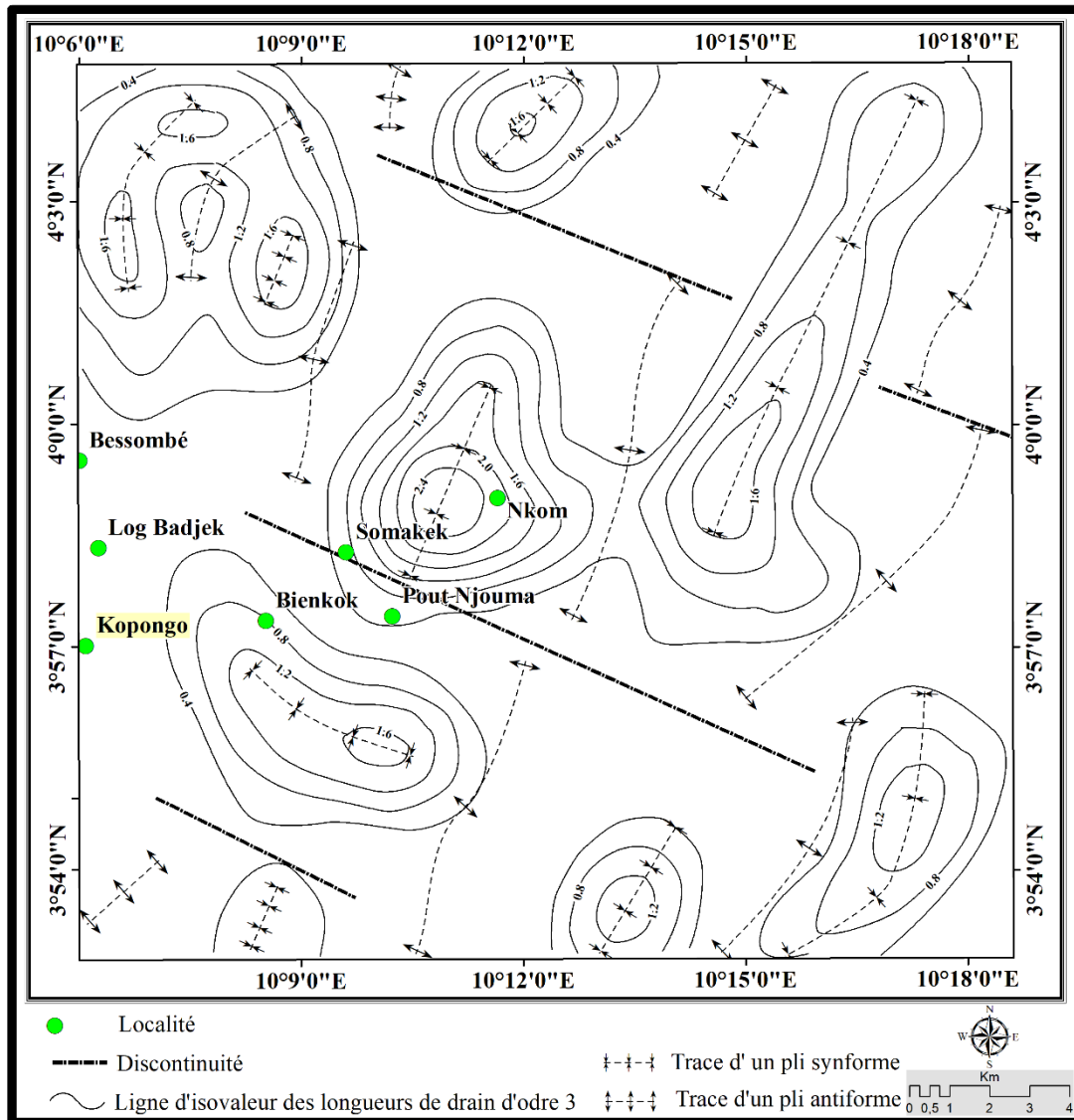


Figure 17. Carte des structures profondes théoriques obtenue à partir de la répartition des longueurs de drains d'ordre 3, équidistance des courbes d'isovaleurs = 400 m.

L'alternance d'axes topographiques bas (rivières) et hautes (sources), synonymes d'ondulation, peut être corrélée aux structures tectoniques Précambriennes enfouies dans ce socle métamorphique. Ainsi, une carte de répartition des longueurs des thalwegs, notamment des drains d'ordre 3 a été élaborée (Fig.17). Sur cette carte apparaissent des axes de faibles longueurs de drains qui correspondent aux structures « positives » (antiformes), tandis qu'inversement aux axes de fortes valeurs correspondent des structures « négatives » (synformes). Il est également observé une bande centrale de ces structures géologiques orientée NNE-SSW, qui est interrompue à chaque fois par des contacts abrupts (discontinuité) orientés NW-SE. Cette organisation correspondrait à la succession de synformes et d'antiformes séparées par des discontinuités structurales.

III.2.3 Profils longitudinaux hydrographiques

La zone de Kopongo montre vingt sous-bassins versants (SBs) examinés en détail. Des profils longitudinaux normalisés des cours d'eau principaux contrôlant les sous-bassins versants I, II, III, IV, V, VI et VII (Fig.18a-g, respectivement) ont été calculés pour avoir un aperçu général des mouvements verticaux affectant le réseau de drainage.

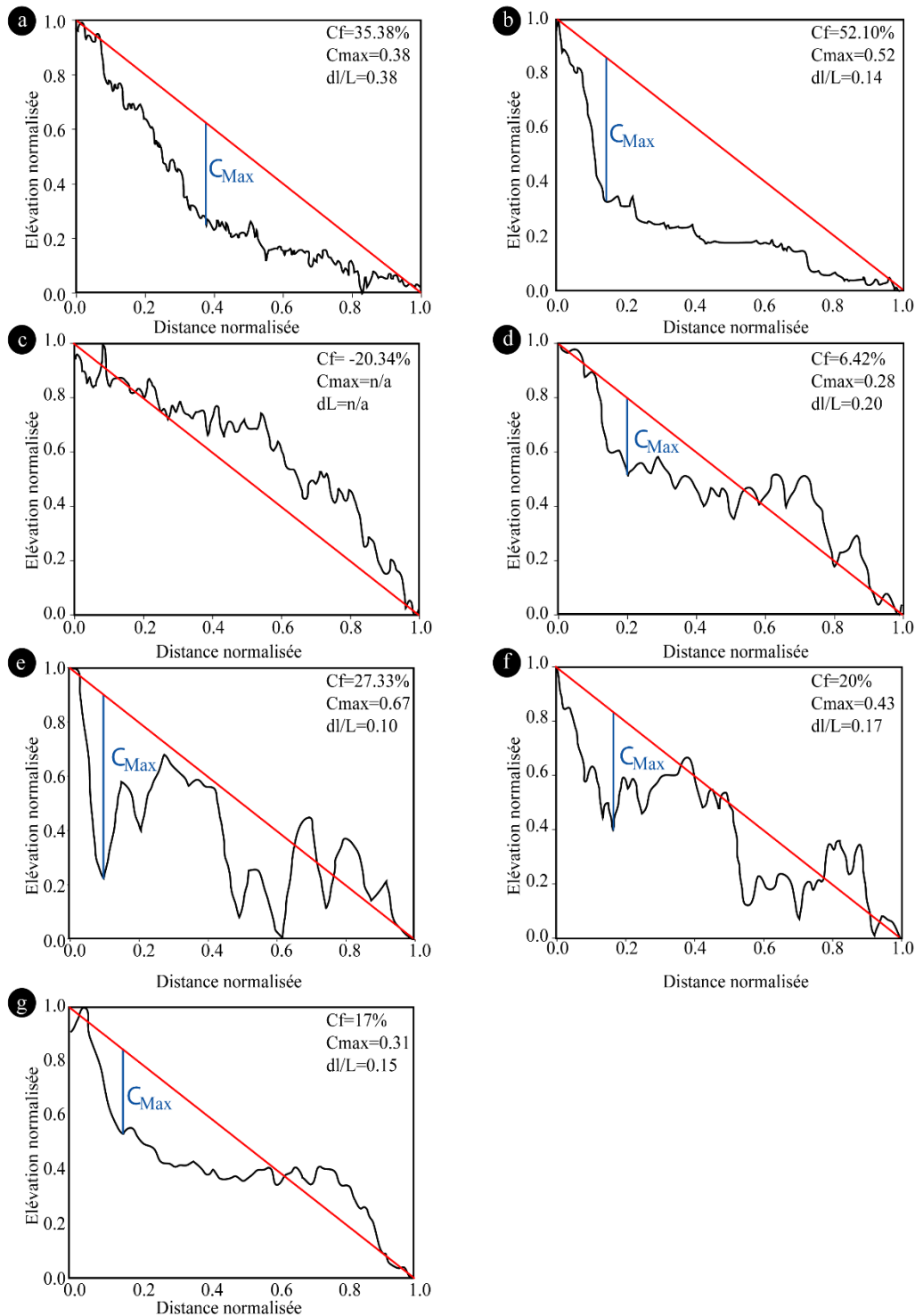


Figure 18. Courbes de concavité des rivières principales des sous-bassins versants I (a), II (b), III (c), IV (d), V (e), VI (f) et VII (g). C_f : facteur de concavité du profil, C_{max} : la concavité maximale et dL/L : la distance à la source.

Tableau 11. Paramètres hydrographique des collecteurs principaux.

No	Sous-bassins versants	C_{max}	dL/L	C_f (%)
1	I	0,38	0,38	35,38
2	II	0,52	0,14	52,1
3	III	/	/	-20,34
4	IV	0,28	0,2	6,42
5	V	0,67	0,1	27,33
6	VI	0,43	0,17	20
7	VII	0,31	0,15	17
Moyenne		0,43	0,19	19,7

Dans la région de Kopongo, l'indice de concavité (C_f) varie entre 52,10 et -20,34% (Fig.18b-c, respectivement, Tab.11) avec une moyenne de 15,88%. La concavité maximale (C_{max}) est comprise entre 0,28 et 0,67 (Fig.18d-e, respectivement, Tab.11) et sa position est toujours située dans la partie supérieure des profils (dl/L entre 0,38 et 0,10, valeur moyenne de 0,24, Fig.18a et e, respectivement, Tab.11). Les cours d'eau des sous-bassins versants I et II présentent un profil concave, avec des valeurs C_{max} et C_f élevées combinées à de faibles valeurs de la distance à la source dl/L (Fig.18a-b, Tab.11), suggérant qu'ils sont censés représenter un équilibre à long terme entre les conditions climatiques, le taux de soulèvement et les processus d'érosion. Alors que le profil des cours d'eau principaux des SBs-IV et VII présente un profil longitudinal en forme de S (Fig.18d et g, respectivement), indiquant que les processus d'érosion prévalent. De plus, le profil du cours d'eau du sous-bassin versant III est convexe (Fig.18c). Ce type de forme se produit dans des zones tectoniquement actives ou dans un substratum rocheux très résistant à l'érosion. De plus, les profils longitudinaux hydrographiques des sous-bassins versants V et VI illustrent des formes plus concaves que convexes (Fig.18e-f, respectivement), suggérant qu'ils sont plus proches de leur état d'équilibre que de l'influence des activités tectoniques ou du contrôle lithologique. Les variations des valeurs de l'indice de concavité dans les sept sous-bassins versants montrent que la zone de Kopongo est influencée soit par une hétérogénéité lithologique, soit par plusieurs épisodes de soulèvement et d'affaissement qui pourraient potentiellement influencer le réseau hydrographique. Les zones de soulèvement et d'affaissement de surface correspondaient respectivement aux charnières antifformes et synformes.

III.2.4 Profils longitudinaux

Les investigations menées sur les profils longitudinaux des rivières Loloma, Ngombé et Malibo (Fig.19a-c, respectivement), développés sur une longueur totale cumulée de 60 km, ont permis d'avoir une vue d'ensemble du comportement altitudinal et de répertorier les multiples incisions le long de ces grands collecteurs hydrographiques.

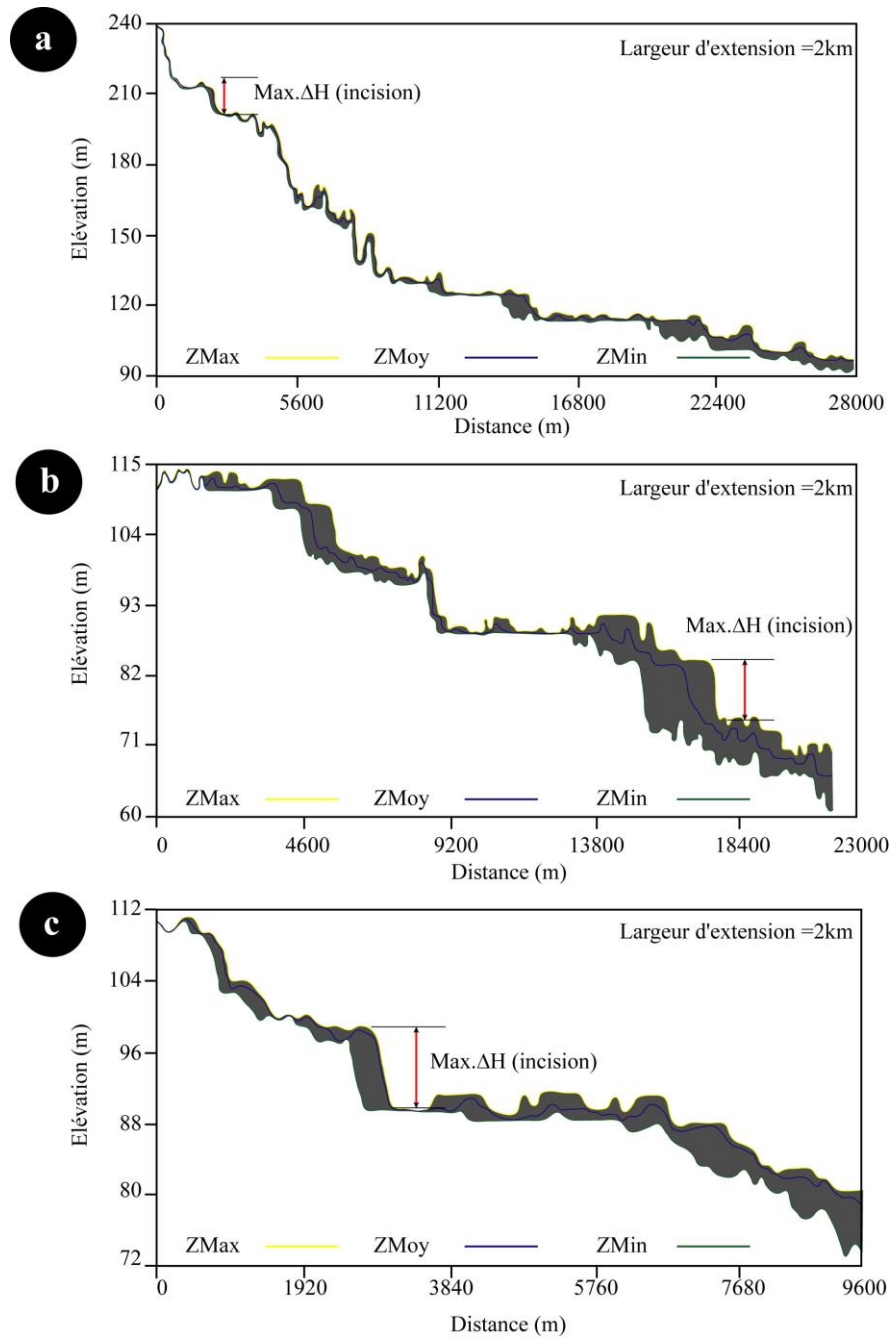


Figure 19. Profils topographiques longitudinaux élaborés le long des grands collecteurs hydrographiques : (a) Loloma, (b) Ngombé et (c) Malibo, avec ZMax (Altitude maximale), ZMoy. (Altitude moyenne) et ZMin (Altitude minimale).

À cet effet, la rivière Loloma présente une variation altitudinale oscillant entre 95 à 239 m sur une longueur de 28 km, tandis que la rivière Ngombé affiche une altitude comprise entre 63 à 113 m avec une longueur du canal d'environ 22 km. Alors que la rivière Malibo, d'une longueur de 10 km, montre un niveau d'élévation progressivement croissant de 73 à 110 m. On observe également des incisions maximales le long de ces principales rivières comprises entre 9 et 13 m. Le profil topographique de Loloma montre une incision maximale jusqu'à 13 m, tandis que les rivières Ngombé et Malibo présentent leurs incisions respectives de 9 et 10

m. Cela suggère que la zone étudiée avec des incisions significatives est tectoniquement active. En effet, les différentes incisions observées caractérisent des déplacements verticaux à obliques des compartiments des failles ou une répartition non uniforme des forces de soulèvement.

III.3 PARAMÈTRES MORPHOMÉTRIQUES

III.3.1 Paramètres linéaires

Les valeurs paramétriques linéaires des sous-bassins versants (SBs) étudiés ont révélé 506 cours d'eau (Nu) et une longueur de flux totale (Lu) de 518,87 km liés à 5 ordres (Su) s'étalant sur un périmètre de 412,21 km (Tabs.12-13).

Tableau 12. Paramètres morphométriques linéaires de la zone de Kopongo.

Sous-bassins versants	Su	Lu (km)	Nu	Sous-bassins versants	Su	Lu (km)	Nu
I	1,00	70,18	77,00	XI	1,00	3,70	5,00
	2,00	34,09	32,00		2,00	1,24	3,00
	3,00	18,34	3,00		3,00	0,92	1,00
	4,00	12,44	1,00		Total	5,86	9,00
	Total	135,05	113,00	XII	1,00	4,17	2,00
II	1,00	64,31	105,00	2,00	0,86	1,00	
	2,00	39,31	53,00	Total	5,03	3,00	
	3,00	22,61	5,00	XIII	1,00	5,72	9,00
	4,00	10,50	2,00		2,00	9,95	7,00
	5,00	3,93	1,00		3,00	0,21	1,00
Total	140,66	166,00	Total	15,88	17,00		
III	1,00	18,22	30,00	XIV	1,00	5,62	6,00
	2,00	11,74	8,00		2,00	2,24	5,00
	3,00	12,40	1,00		Total	7,86	11,00
	Total	42,36	39,00	XV	1,00	1,83	4,00
IV	1,00	16,00	18,00	2,00	2,41	3,00	
	2,00	4,72	4,00	Total	4,24	7,00	
	3,00	7,85	1,00	XVI	1,00	1,52	2,00
	Total	28,57	23,00		2,00	0,93	1,00
V	1,00	10,76	15,00	Total	2,45	3,00	
	2,00	5,15	4,00	XVII	1,00	4,04	5,00
	3,00	3,66	1,00		2,00	2,21	4,00
	Total	19,57	20,00		Total	6,25	9,00
VI	1,00	13,35	15,00	XVIII	1,00	4,15	4,00
	2,00	12,00	4,00		2,00	0,95	2,00
	3,00	3,34	1,00		Total	5,10	6,00
	Total	28,69	20,00	XIX	1,00	1,48	4,00
VII	1,00	7,53	15,00	2,00	2,05	3,00	
	2,00	8,27	6,00	Total	3,53	7,00	
	3,00	6,19	2,00	XX	1,00	1,46	2,00
	Total	21,99	23,00		2,00	1,23	1,00
VIII	1,00	4,43	7,00	Total	2,69	3,00	
	2,00	2,35	3,00				
	3,00	1,70	2,00				
	Total	8,48	12,00				
IX	1,00	4,95	4,00				
	2,00	1,74	2,00				
	Total	6,69	6,00				
X	1,00	3,70	5,00				
	2,00	2,46	4,00				
	Total	6,16	9,00				

III.3.2 Paramètres de forme ou de surface

Les valeurs obtenues des paramètres de forme sont consignées dans le tableau 13. La zone explorée couvre une superficie de 461,54 km². Elle montre une hétérogénéité de la densité de drainage (Dd), de la fréquence de flux (Fs), du facteur de forme (Rf), de l'indice de croissant (CI), du rapport d'errance (Rw) et du rapport de forme physique (Rfs).

III.3.3 Paramètres de l'aspect du relief

Dans la zone de Kopongo, le détail des paramètres morphométriques du relief est donné dans le tableau 13.

Tableau 13. Statistique des paramètres morphométriques.

Paramètres Sous-bassins versants	Linéaires						de forme							du relief		
	Lu	Nu	Lsm	RL	P	Lb	A	Dd	Fs	Rf	CI	Rw	Rfs	Rh	Rhp	DI
I	135	113	1,19	1,17-5,74	68,6	23	128	1,05	0,88	0,3	1,3	1,09	0,02	0,02	0	0,78
II	140,7	166	0,85	0,75-6,10	67,9	22	147	0,96	1,13	0,4	1,1	0,99	0,02	0,02	0	0,87
III	42,36	39	1,09	2,42-8,45	34,5	10	37	1,14	1,05	0,8	2	0,72	0,06	0,05	0,01	0,85
IV	28,57	23	1,24	1,33-6,65	25,9	7,9	23	1,22	0,98	0,4	1,3	1,14	0,05	0,03	0,01	0,61
V	19,57	20	0,98	1,79-2,84	19,9	7,2	20	0,99	1,01	0,5	0,9	0,69	0,04	0,06	0,02	0,8
VI	28,69	20	1,43	1,11-3,37	24,8	6,7	18	1,62	1,13	0,3	0,8	0,83	0,03	0,04	0,02	0,77
VII	21,99	23	0,96	2,25-2,75	22,2	6,3	16	1,37	1,44	0,7	1,8	1,14	0,08	0,04	0,01	0,77
VIII	12	12	1,42	0,81-0,92	13,4	4,4	8,3	1,45	1,02	0,4	1,1	1,08	0,08	0,06	0,03	0,58
IX	6	6	0,9	1,42	12,1	3,9	6,6	0,9	1,01	0,3	0,9	0,96	0,07	0,06	0,04	0,6
X	9	9	1,46	1,2	13,6	4,5	8,8	1,03	0,7	0,3	0,7	1,07	0,05	0,07	0,04	0,64
XI	9	9	1,54	0,45-1,79	14,2	4,2	7,6	1,19	0,77	0,4	1	1,04	0,07	0,1	0,06	0,84
XII	3	3	0,6	2,42	9,19	2,9	4,1	0,73	1,22	0,4	1,1	1,12	0,12	0,04	0,03	0,6
XIII	17	17	1,07	0,45-6,77	19	5,5	13	1,35	1,26	0,3	1	1,03	0,05	0,01	0	0,46
XIV	11	11	1,4	2,09	11,6	3,8	6,4	1,71	1,22	0,5	1,3	1,09	0,11	0,04	0,02	0,64
XV	7	7	1,65	0,57	9,61	2,8	3,8	1,85	1,12	0,5	1,2	0,94	0,12	0,04	0,03	0,56
XVI	3	3	1,22	0,82	7,26	2,1	2,3	1,29	1,05	0,6	1,1	0,83	0,15	0,07	0,05	0,57
XVII	9	9	1,44	1,46	10	3,3	5	1,79	1,24	0,5	1,3	1,04	0,13	0,03	0,02	0,35
XVIII	6	6	1,18	2,18	12	2,8	3,8	1,59	1,35	0,4	0,9	0,96	0,07	0,04	0,03	0,37
XIX	7	7	1,98	0,54	8,23	2,8	3,8	1,85	0,93	0,5	1	0,98	0,12	0,02	0,02	0,21
XX	3	3	1,12	0,59	8,25	2,7	3,5	0,86	0,77	0,4	0,9	0,86	0,11	0,097	0,08	0,54
Total	518,9	506			412	129										

III.4 INDICES TECTONIQUES

III.4.1 Analyses hypsométriques

Les valeurs de l'intégrale hypsométrique (Hi) de chaque sous-bassins versants (SBs) sont attribuées et regroupées en deux classes variant entre 0,12 et 0,51 d'une unité morphologique à l'autre : classe 2 et classe 3 (Tab.14 ; Fig.20). Les classes 2 (~16,63%; 76,75 km²) et 3 (~83,39%; 384,78 km²) affichent respectivement leurs activités tectoniques modérées et faibles/inactives. Cette variabilité des valeurs Hi suggère une différence de maturité des SBs.

Tableau 14. Indices tectoniques des sous-bassins versants sélectionnés dans la zone de Kopongo.

Sous-bassins versants	Indices tectoniques							
	Hi	Hi_Classe	U	U_Classe	Tc	Tc_Classe	Bs	Bs_Classe
I	0,32	3	0,34	2	0,21	2	2,80	1
II	0,23	3	0,26	3	0,20	3	1,99	1
III	0,32	3	0,27	3	0,25	2	2,34	1
IV	0,35	3	0,36	2	0,29	2	2,23	1
V	0,21	3	0,28	3	0,43	1	1,24	2
VI	0,32	3	0,34	2	0,45	1	1,80	1
VII	0,32	3	0,20	3	0,50	1	2,35	1
VIII	0,50	2	0,55	2	0,28	2	1,57	2
IX	0,50	2	0,57	2	0,40	1	2,07	1
X	0,50	2	0,68	1	0,26	2	3,02	1
XI	0,50	2	0,53	2	0,27	2	2,40	1
XII	0,50	2	0,26	3	0,17	3	2,04	1
XIII	0,51	2	0,16	3	0,33	2	1,79	1
XIV	0,50	2	0,25	3	0,32	2	1,41	2
XV	0,50	2	0,27	3	0,64	1	1,13	3
XVI	0,50	2	0,26	3	0,41	1	1,13	3
XVII	0,50	2	0,41	2	0,16	3	1,38	2
XVIII	0,50	2	0,46	2	0,51	1	2,07	1
XIX	0,51	2	0,41	2	0,37	2	1,85	1
XX	0,50	2	0,62	1	0,57	1	1,79	1

Tableau 15. Indices tectoniques groupés en classes et par unité morphologique avec leur fréquence (Fréq.) et aire (A) respective.

Indices tectoniques	Classes	unités morphologiques /Districts					
		Basses altitudes (BA)		Moyennes altitudes (MA)		Hautes altitudes (HA)	
		Fréq. (%)	A (km ²)	Fréq. (%)	A (km ²)	Fréq. (%)	A (km ²)
Hi	2	~16,83	76,75	~20,79	48,82	~15,11	4,96
	3	~83,17	166,88	~79,21	186,02	~84,89	27,87
U	1			~3,93	7,22	~11,45	5,06
	2	~7,41	17,31	~78,53	144,19	~77,29	34,16
	3	~92,59	216,37	~17,54	32,25	~11,27	4,98
T	1	~22,37	55,48	~14,62	26,5	~17,13	5,56
	2	~33,94	84,16	~62,10	112,5	~67,52	21,91
	3	~43,68	108,28	~23,27	42,17	~15,35	4,98
Bs	1	~90,24	230,9	~89,81	148,91	~89,79	35,81
	2	~8,48	21,71	~8,47	14,05	~10,21	4,07
	3	~1,27	3,25	~1,71	2,84		
Re	1	~16,40	36,98	16,45	28,22	~5,65	3,65
	2	~64,99	142,09	~86,27	177,62	~50	30,8
AF'	3	~35,01	76,57	~13,73	28,28	~11,11	6,18
	2	~11,01	24,84	~2,93	5,02	~1,63	1,05
	3	~41,82	94,33	~38,15	65,42	~61,52	39,72
	4	~30,76	69,37	~42,46	72,8	~31,20	20,14
Rbm	1	~25,14	68,37	~44,60	70,77	~43,60	13,49
	2	~57,88	157,42	~38,97	61,84	~20,49	6,34
	3	~16,97	46,16	~16,41	26,04	~35,91	11,11
Vf	1	~11,64	30	~21,05	32,48	~23,16	11,49
	2	~54,59	140,65	~25,94	40,03	~37,78	18,74
	3	~33,77	86,99	~53,01	81,79	~39,06	19,37
IAT	2	~20,88	14,47	~30,76	21,13	~48,36	33,23
	3	~50,45	169,43	~37,70	126,52	~11,84	39,74
	4	~84,88	38,41	~25,27	14,38	~7,41	4,22

Les courbes hypsométriques obtenues à partir de ces sous-bassins versants (SBs) sont subdivisées en courbes hypsométriques concaves (moins mature), en S (mature) et complexes (Fig.20). Les résultats indiqués dans le tableau 15, montrent que, 15,11-20,79% des valeurs hypsométriques intégrales (Hi) associées à des superficies qui décroissent graduellement de l'unité de basses altitudes (BA ; 76,75 km²) à celle de hautes altitudes (HA ; 4,96 km²) sont affichées par la classe 2, pendant que la classe 3 montre des valeurs élevées (~79,21-84,89%) avec des superficies > 27,87 km². De ces observations, une évidence des activités tectoniques de ~43,47% (200,66 km² ; BA), ~50,88% (234,84 km² ; MA) et ~5,65% (32,83 km² ; HA) est constatée dans toute la zone d'étude (Tab.16).

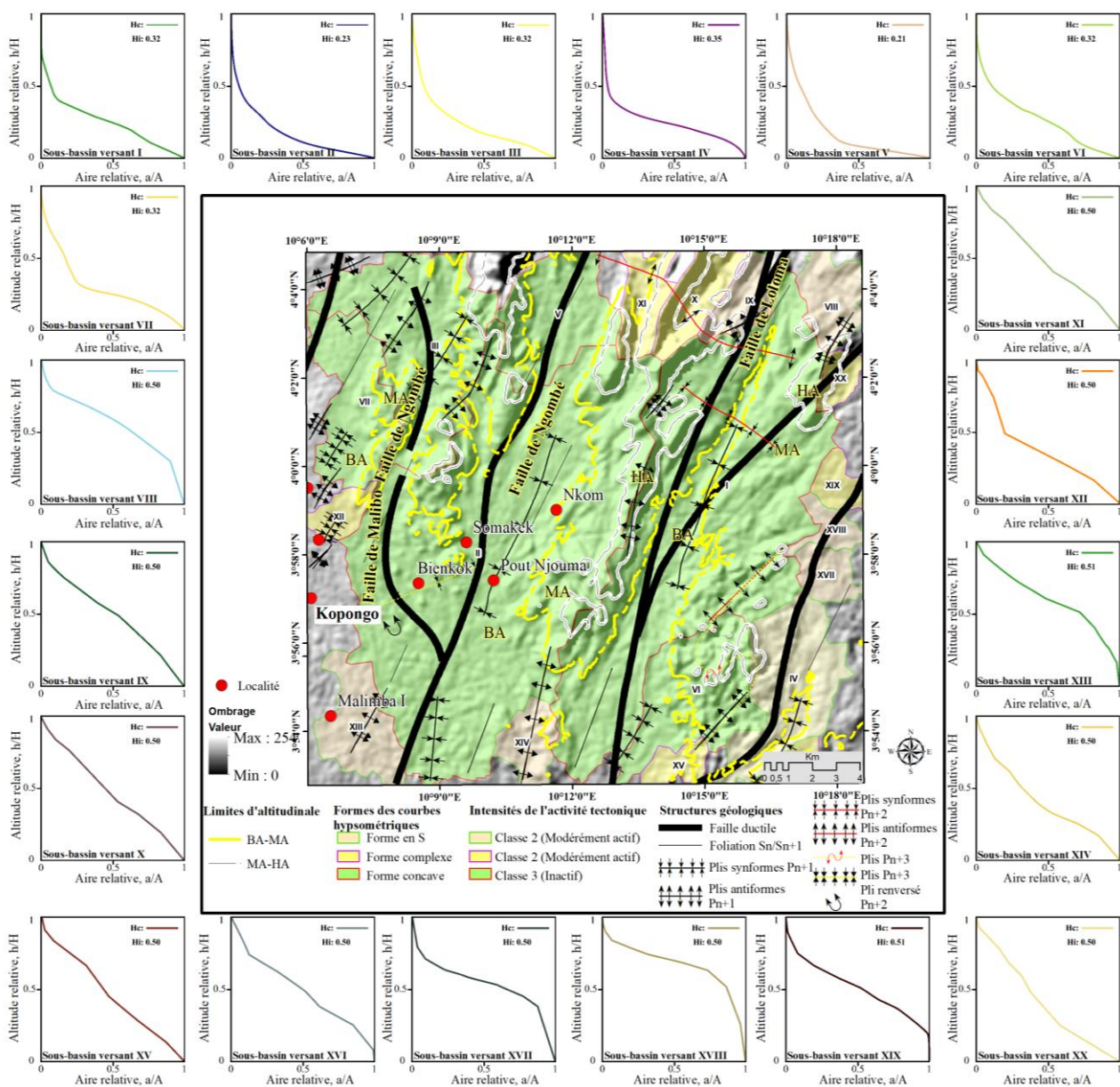


Figure 20. Carte illustrant l'hétérogénéité hypsométrique et l'intensité de l'activité tectonique.

Tableau 16. Indices tectoniques groupés en unité morphologique avec leur fréquence (Fréq.) et aire (A) respective.

Indices tectoniques	unités morphologiques /Districts					
	Basses altitudes (BA)		Moyennes altitudes (MA)		Hautes altitudes (HA)	
	Fréq. (%)	A (km ²)	Fréq. (%)	A (km ²)	Fréq. (%)	A (km ²)
Hi	~43,47	200,66	~50,88	234,84	~5,65	32,83
U	~50,64	233,73	~39,78	183,61	~9,58	44,2
T	~53,71	247,92	~39,25	181,17	~7,03	32,45
Bs	~55,44	255,86	~35,92	165,8	~8,64	39,88
Re	~47,36	218,66	~44,61	205,9	~8,03	36,98
AF'	~48,86	225,52	~37,15	171,46	~13,99	64,56
Rbm	~58,92	271,95	~34,38	158,65	~6,70	30,94
Vf	~55,82	257,64	~33,43	154,3	~10,75	49,6
IAT	~48,16	222,31	~35,11	162,03	~16,72	77,19

III.4.2 Indice de soulèvement tectonique relatif ou de surrection (U)

Les valeurs de U varient de 0,16 à 0,68 (moyenne = 0,37) et sont catégorisées en trois classes (Tab.14 ; Fig.21a). En effet, cela indique une inhomogénéité pointant vers une variabilité spatiale du taux de soulèvement potentiel contrôlé par la néotectonique. Les valeurs de U dans la région de Kopongo montrent différentes réponses au soulèvement tectonique, pointant sans équivoque vers les anomalies du paysage. Trois classes sont par conséquent identifiées : la classe 1 (~2,66% ; 12,28 km²), la classe 2 (~42,40% ; 195,69 km²) et la classe 3 (~54,95% ; 253,62 km²) équivalent respectivement à un soulèvement tectonique très élevé, élevé et modéré à faible ou une subsidence légère (Fig.21a). Les valeurs de U obtenues dans la classe 1 sont faibles dans les unités de moyennes altitudes (MA ; 3,93% ; 7,22 km²) et de hautes altitudes (HA ; 11,4 % ; 5,06 km²), faibles à modérées dans les unités de basses altitudes (BA ; ~7,41% ; 17,31 km²), de moyennes altitudes (MA ; ~78,53% ; 144,19 km²) et de hautes altitudes (HA ; ~77,29% ; 34,16 km²) de la classe 2. La classe 3 montre les valeurs décroissantes de l'unité de basses altitudes (BA ; ~92,59%, 216,37 km²) vers celle de HA (~11,27% ; 4,98 km²) (Tab.15). Cela permet de réaffirmer l'influence du soulèvement ou de l'effondrement de ~50,64% (233,73 km² ; BA), ~39,78% (183,61 km² ; MA) et ~9,58% (44,20 km² ; HA) dans toute la zone étudiée (Tab.16).

III.4.3 Indice d'asymétrie topographique transverse (Tc)

Les valeurs de Tc peuvent être classées en trois catégories d'activité tectonique (Tab.14 ; Fig.21b) : classe 1 (17,88% ; 82,52 km², asymétriques), classe 2 (48,41% ; 223,43 km², sub-asymétrique) et classe 3 (33,72% ; 155,63 km², presque symétriques). La distribution des valeurs de Tc d'une unité morphologique à l'autre montre une hétérogénéité tectonique d'environ 14,62-22,37% (5,56-55,48 km²), ~33,94-67,52% (21,91-112,50 km²) et ~15,35-43,68% (4,98 -108,28 km²) correspondant respectivement aux classes 1, 2 et 3 (Tab.15).

L'irrégularité ci-dessus des valeurs de Tc affiche une distribution spatiale du basculement tectonique de ~ 53,71% (247,92 km²) pour l'unité de basses altitudes (BA), ~39,25% (181,17 km²) pour l'unité de moyennes altitudes (MA) et ~7,03% (32,45 km²) pour l'unité de hautes altitudes (HA) (Tab.16).

III.4.4 Forme du bassin versant (Bs)

Les valeurs de Bs sont regroupées en trois classes (Tab.14 ; Fig.22a) : classe 1 (90,05% ; 415,62 km², formes allongées), classe 2 (8,63% ; 39,83 km², formes allongées à sub-allongées) et classe 3 (1,33% ; 6,09 km², de nature circulaire à subcirculaire). Dans la classe 1, les superficies des SBs décroissent de l'unité de BA (~90,24%; 230,9 km²) vers celle de HA (~89,79%; 35,81 km²), pendant que les classes 2 (Bs≤8,48%; 4,07-21,71 km²) et 3 (Bs≤1,71%; 2,84-3,25 km²) illustrent des valeurs faibles (Tab.15). L'hétérogénéité ci-dessus des valeurs de Bs présente une variabilité spatiale du taux de soulèvement de ~55,44% (255,86 km²) dans l'unité de BA, ~35,92% (165,80 km²) dans l'unité de MA et ~8,64% (39,88 km²) dans l'unité de HA (Tab.16).

Tableau 17. Indices tectoniques des sous-bassins versants sélectionnés dans la zone de Kopongo.

Sous-bassins versants	Indices tectoniques											
	Re	Re_Cl.	AF	AF'	AF'_Cl.	Rb	Rbm	Rbm_Cl	Vf	Vf_Cl.	IAT	IAT_Cl
I	0,56	2	47,98	2,02	4	2,41-10,67	5,36	1	2,04	3	2,25	3
II	0,68	2	42,98	7,02	3	1,98-10,60	4,27	2	0,52	2	2,38	3
III	1,03	3	85,59	35,60	1	3,75-8,00	5,88	1	0,59	2	2,00	3
IV	0,70	2	59,89	9,89	3	4,00-4,50	4,25	2	0,48	1	2,00	3
V	0,80	3	54,40	4,40	4	3,75-4,00	3,88	2	1,00	3	2,63	4
VI	0,62	2	49,94	0,06	4	3,75-4,00	3,88	2	1,38	3	2,25	3
VII	0,94	3	61,38	11,38	2	2,50-3,00	2,75	3	0,41	1	2,13	3
VIII	0,75	3	59,16	9,16	3	1,50-2,33	1,92	3	0,21	1	2,25	3
IX	0,61	2	65,03	15,03	1	2,00	2,00	3	0,75	2	1,75	2
X	0,61	2	44,72	5,28	3	1,25	1,25	3	0,32	1	1,88	2
XI	0,69	2	64,79	14,79	2	1,67-3	2,33	3	0,17	1	1,88	2
XII	0,71	2	64,08	14,08	2	2,00	2,00	3	1,92	3	2,38	3
XIII	0,64	2	68,60	18,60	1	1,29-7	4,14	2	1,15	3	2,00	3
XIV	0,76	3	40,53	9,47	3	1,20	1,20	3	0,61	2	2,50	4
XV	0,78	3	19,04	30,96	1	1,33	1,33	3	0,45	1	2,13	3
XVI	0,90	3	40,64	9,36	3	2,00	2,00	3	1,03	3	2,63	4
XVII	0,83	3	47,46	2,54	4	1,25	1,25	3	1,05	3	2,75	4
XVIII	0,67	2	69,31	19,31	1	2,00	2,00	3	0,90	2	1,75	2
XIX	0,77	3	56,20	6,20	3	1,33	1,33	3	1,71	3	2,38	3
XX	0,75	3	19,43	30,57	1	2,00	2,00	3	0,69	2	1,75	2

Cl= classe.

III.4.5 Rapport d'allongement du bassin (Re)

Il montre des valeurs variant d'une classe à l'autre : 2 (75,95% ; 350,54 km²) et 3 (24,06% ; 111 km²) décrivant respectivement une tectonique peu active/activité néotectonique et une fin du soulèvement (Tab.17 ; Fig.22b). Les distinctions observées dans les unités altitudinales

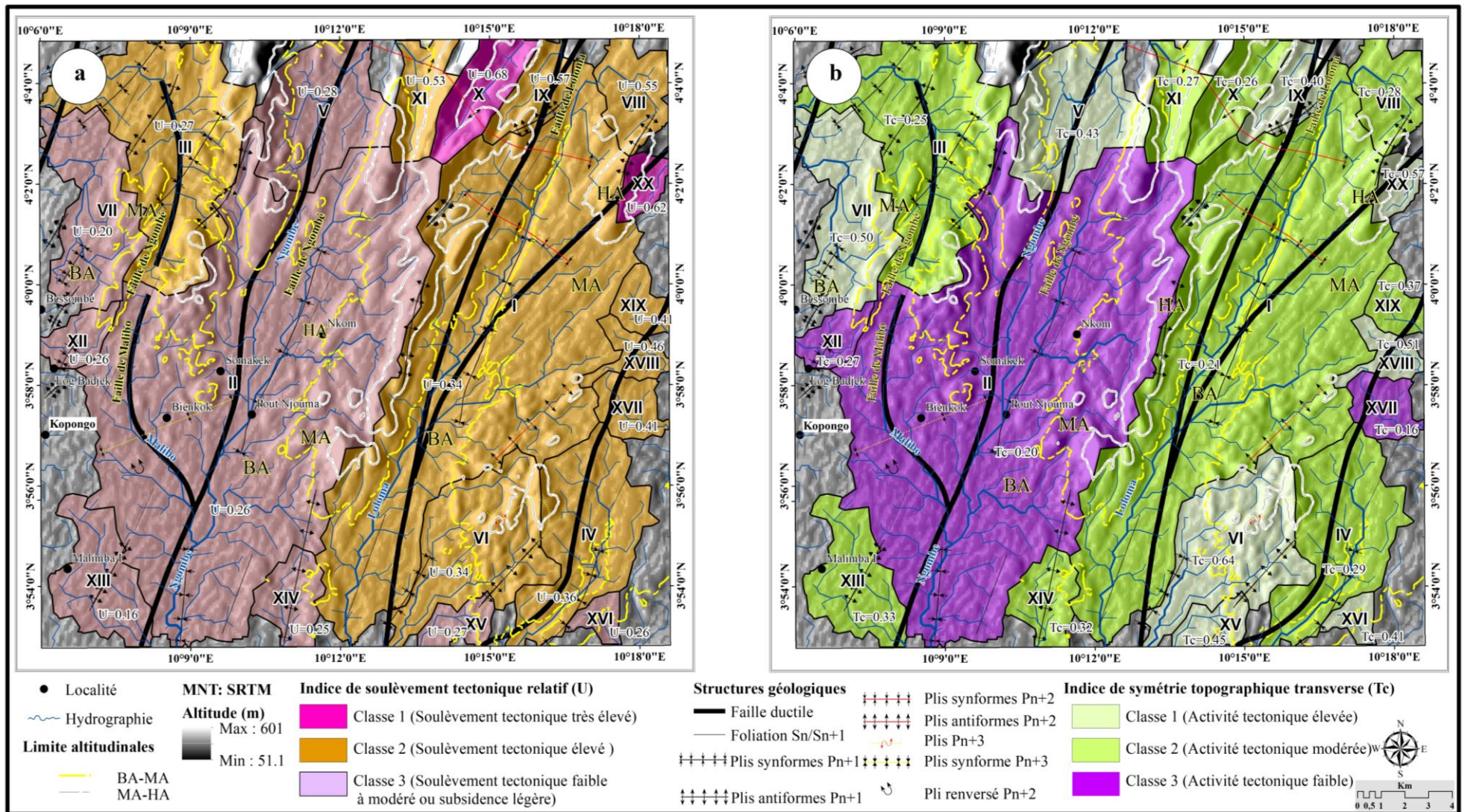
montrent des proportions faibles (~5,65-16,45% ; 3,65-36,98 km²) dans la classe 1, faibles et décroissantes dans la classe 3 (~11,11-35,01% ; 6,18-76,57 km²) et considérables dans la classe 2 (~50-86,27% ; 30,8-177,62 km²) (Tab.15). De même, une inhomogénéité du taux de soulèvement de 47,36% (218,66 km²) dans l'unité de BA, 44,61% (205,90 km²) dans l'unité de MA et 8,03% (36,98 km²) dans l'unité de HA est observée (Tab.16).

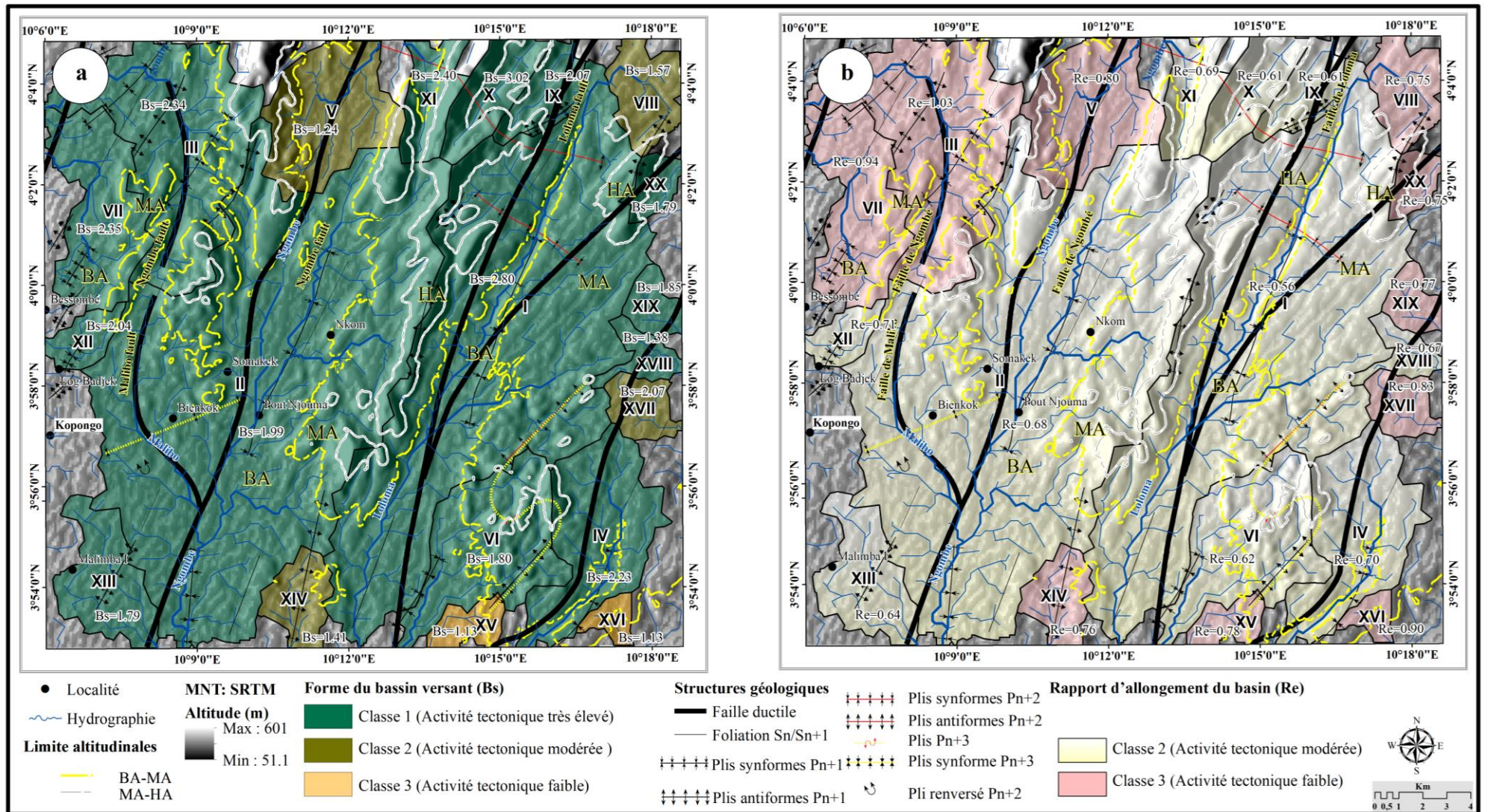
III.4.6 Facteur d'asymétrie du sous-bassin versant (AF, AF')

Le |AF-50| est spatialisé en quatre classes (Tab.17 ; Fig.23a). La classe 1 (14,92% ; 68,86 km²) exprime des sous-bassins versants (SBs) fortement asymétriques avec une activité tectonique intense, la classe 2 (6,70% ; 30,92 km²) implique des SBs modérément asymétriques associés à une activité tectonique élevée, tandis que la classe 3 (43,22% ; 199,48 km²) indique des SBs légèrement asymétriques avec une activité semi-tectonique et la classe 4 (35,17% ; 162,32 km²) appartient aux SBs symétriques reflétant une faible activité tectonique. Les résultats obtenus peuvent être regroupés en classes par unité (Tab.15 ; Fig.23a). De l'unité de BA à celle de HA, les anomalies de AF' enregistrées par les classes 1 (~16,45-5,65% ; 36,98-3,65 km²), 3 (~61,52-38,15% ; 94,33-39,72 km²) et 4 (~42,46-30,76% ; 72,8-20,14 km²) sont perturbées, pendant que leurs superficies décroissent graduellement (Tab.15). La classe 2 (~11,01-1,63% ; 24,84-1,05 km²) par contre montre des valeurs décroissantes (Tab.15). Cela confirme ~48,86% (225,52 km² ; BA), ~37,15% (171,46 km² ; MA) et ~13,99% (64,56 km² ; HA) de surfaces basculées dans toute la zone d'étude (Tab.16).

III.4.7 Rapport de bifurcation (Rb, Rbm)

Les valeurs du rapport de bifurcation (Rb) définissent trois classes : la classe 1 (~33,07% ; 152,63 km²) représente une activité tectonique élevée, tandis que la classe 2 (~45,88% ; 225,60 km²) correspond à une activité tectonique modérée, et la classe 3 (~ 18,06% ; 83,31 km²) implique une faible activité tectonique (Tab.17 ; Fig.23b). En outre, ces classes affichent leur irrégularité de l'unité de BA à celle de HA (Tab.15) : 1 (~25,14-44,60% ; 13,49-70,77 km²), 2 (~20,49-57,88% ; 6,34-157,42 km²) et 3 (~35,91-16,41% ; 11,11-46,16 km²). Par conséquent, le tableau 16 reflète une tectonique complexe de ~58,92% (271,95 km² ; BA), ~34,38% (158,65 km² ; MA) et ~6,70% (30,94 km² ; HA) dans toute la région.





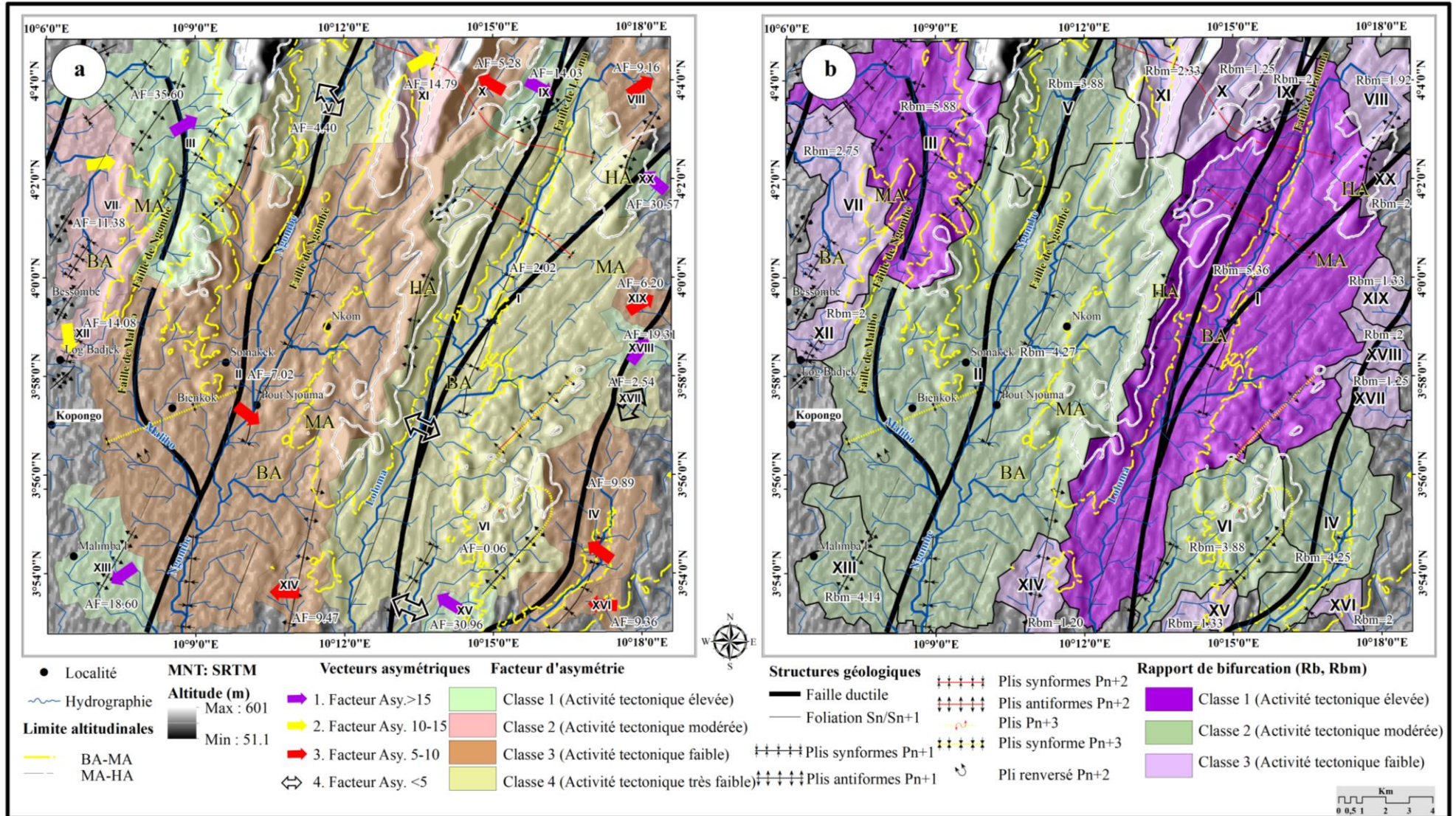
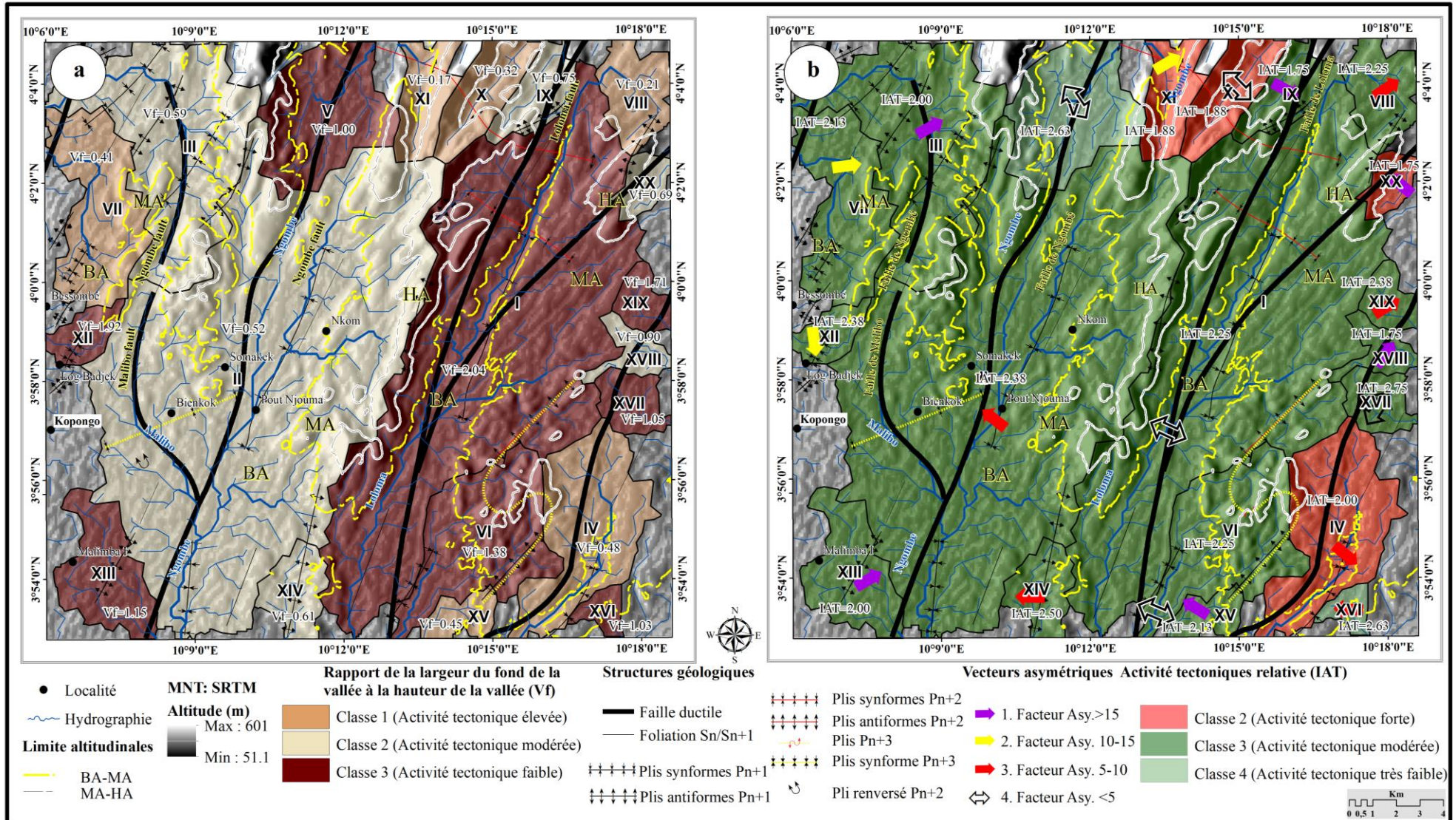


Figure 23. Cartes du : (a) Facteur d'asymétrie des sous-bassins versants. (b) Rapport de bifurcation moyenne des sous-bassins versants.



III.4.8 Rapport de la largeur du fond et la hauteur de la vallée (Vf)

Les valeurs Vf sont regroupées en trois classes en fonction des unités altitudinales (Tab.17 ; Fig.24a) : classe 1 (15,38% ; 70,98 km²), classe 2 (44,51% ; 205,43 km²) et classe 3 (40,12% ; 185,17 km²) indiquant respectivement des activités tectoniques élevées, modérées et faibles. De l'unité à basses altitudes (BA) à celle de hautes altitudes (HA) ~11,64-23,16% (11,49-32,48 km²) des valeurs de Vf appartiennent à la classe 1, ~25,94-54,59% (18,74-140,65 km²) à la classe 2, et ~33,77-53,01 % (19,37-86,99 km²) à la classe 3 (Tab.15). En effet, le tableau 16 montre une inégale distribution du soulèvement tectonique et des incisions topographiques dans toute la zone d'étude de ~55,82% (257,64 km² ; BA), 33,43% (154,30 km² ; MA) et 10,75% (49,60 km² ; HA).

III.4.9 Évaluation de l'activité tectonique relative (IAT)

Huit classes d'indices tectoniques comprenant HI, U, Tc, Bs, Re, AF', Rb et Vf ont été utilisées pour déterminer la distribution spatiale IAT dans la zone d'étude (Tab.17). Leurs valeurs moyennes ont permis d'obtenir des valeurs IAT définies en trois classes (Tab.17 ; Fig.24b) : la classe 2 (6,53% ; 30,14 km²), la classe 3 (86,07% ; 397,25 km²) et la classe 4 (7,32% ; 33,78 km²) qui correspondent respectivement à des activités tectoniques élevées, modérées et faibles. Ainsi, de l'unité morphologique à BA vers celle à HA, ~20,88-48,36% (14,47-33,23 km²) de IAT sont de la classe 2, ~11,84-50,45% (39,74-169,43 km²) de la classe 3 et ~7,41-84,88% (4,22-38,41 km²) de la classe 4 (Tab.15). Les valeurs de IAT montrent que la région a subi divers niveaux d'activités tectoniques d'une unité à une autre, avec ~48,16% (222,31 km² ; BA), ~35,11% (162,03 km² ; MA) et ~16,72% (77,19 km² ; HA) (Tab.16).

III.5 INVESTIGATIONS DE TERRAIN

La région de Kopongo affiche une topographie complexe et caractérisée par une alternance de dômes et bassins escarpés. Cette subdivision topographique peut être classée en trois districts (Fig.25a). L'unité à basses altitudes est traversée et incisée par les rivières/failles Loloma, Ngombé, Malibo et leurs affluents. D'autre part, cette unité morphologique est dominée par des vallées en V et en U observées respectivement en amont et en aval. L'unité à moyennes altitudes, englobe tous les reliefs résiduels incisés par les ordres 1 et 2 (Fig.25a). Cette unité altitudinale montre des vallées en V modérées à étroites (Fig.25b). L'unité à hautes altitudes est traversée et incisée par l'ordre inférieur (ordre 1) (Fig.25a). Cette unité géomorphologique se caractérise par un relief faiblement incisé et marqué par des vallées étroites, qui pourraient correspondre aux forts taux de soulèvement et aux fortes inclinaisons

latérales (Fig.25b). Plusieurs de ces dépressions ont des motifs rectangulaires, sinueux et perpendiculaires, ce qui peut être considéré comme une conséquence néotectonique. Les investigations de terrain montrent les différents changements morphologiques induits par le soulèvement vertical et l'inclinaison (Figs.25-26). Les collines de Kopongo présentent un motif en blocs de chocolat associé à des dépressions inter-montagnardes, délimitées par des failles de détachement dans un environnement extensif (Fig.25b).

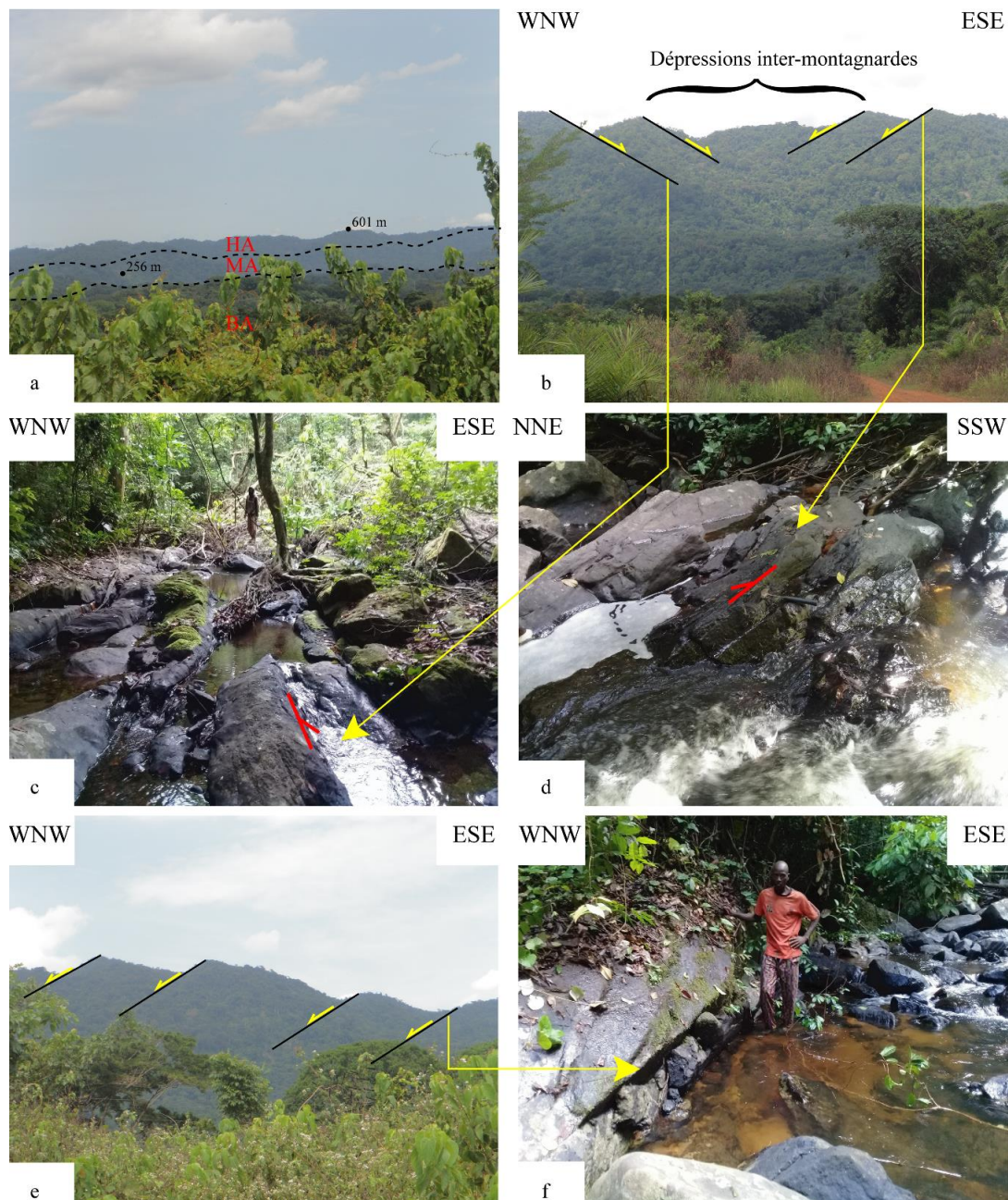


Figure 25. Structures géologiques affectants la morphologie de la zone de Kopongo : (a) Unités altitudinales. (b) Failles normales en échelons illustrant une dépression inter-montagnarde. (c) Faille décrochante à regard ESE, illustrant une incision de la rivière Ngombé. (d) Écoulement fluvial perpendiculairement à la faille normale à regard NNE. (e) et (f) Écoulement fluvial parallèle au système de failles normales en échelon à regard WNW.

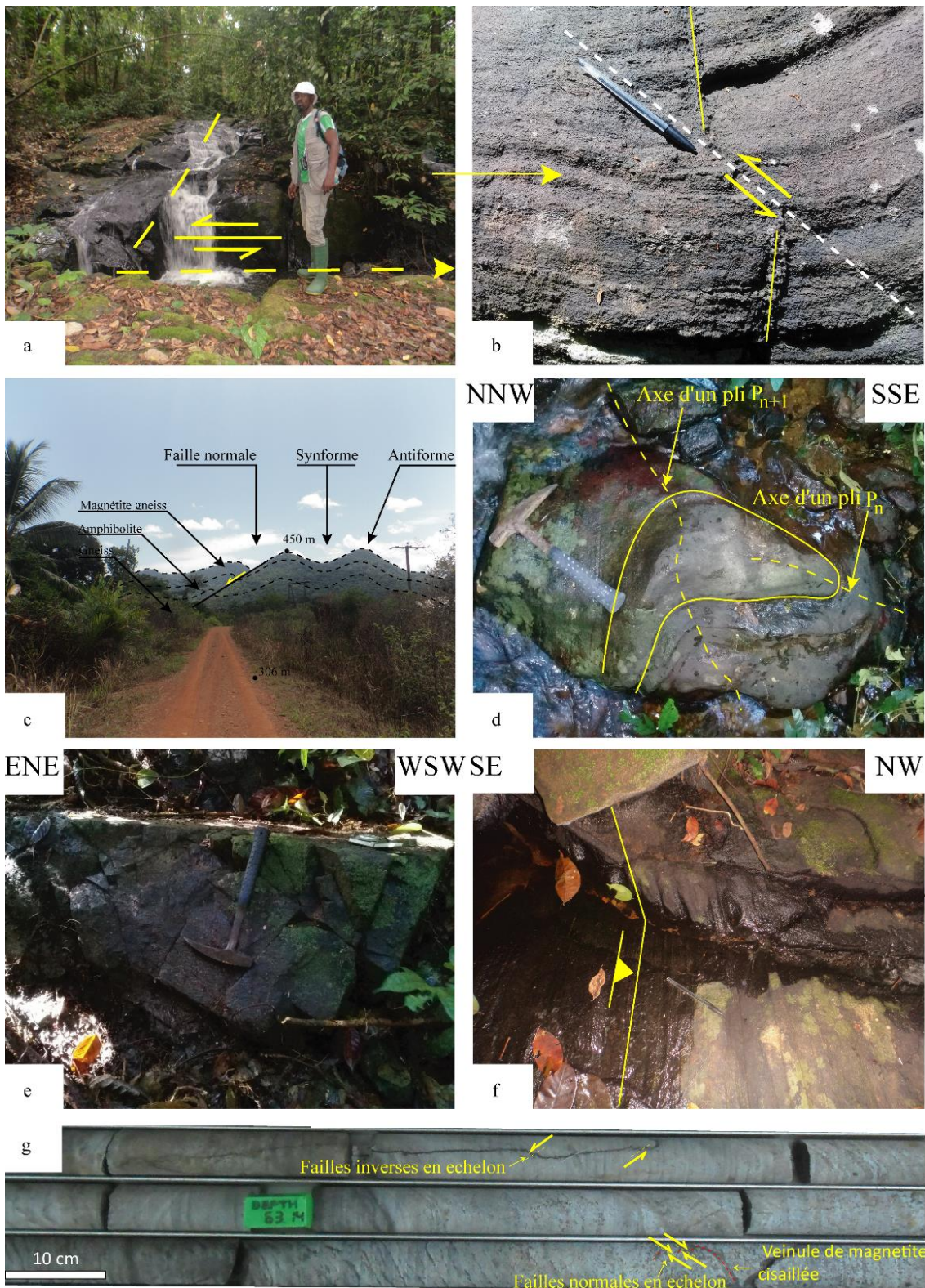


Figure 26. Structures géologiques affectants la morphologie de la zone de Kopongo : (a) Déviation de la rivière Ngombé. (b) Faille décrochante à caractère inverse senestre. (c) Pli régional repris par une faille normale. (d) Pli D_n repris par un pli D_{n+1} . (e) Système de fractures affectant les formations ferrifères à magnétite, pyroxènes et hornblendes. (f) Écoulement fluviatile perpendiculaire à la foliation gneissique. (g) Failles inverses et normales en échelons.

Ces failles produisent des incisions du canal le long de la faille de Ngombé (Fig.25c). Paradoxalement, il existe des cas où le cours d'eau s'écoule perpendiculairement à la faille (Fig.25d) ou parallèlement à un système de failles normales en échelon, qui s'illustre le long du couloir contrôlé par la rivière Ngombé (Fig.25e-f). Il apparaît que le système de drainage soit contrôlé par des structures géologiques induisant une dérivation de la rivière (Fig.26a), marqué par le mouvement d'une faille décrochante inverse à mouvement senestre (Fig.26b). La déviation de la rivière et l'écoulement parallèle doivent être liés aux failles normales (Fig.25c-d) et inverses (Fig.26g), et aux failles décrochantes à composante normale (Fig.25b-c). En raison de la tension et des pressions présentes dans la région, un ensemble de fractures de tension (Fig.26d) a été produit. À l'échelle de l'affleurement ainsi qu'à celle de l'échantillon des failles en échelon à comportements normales à inverses sont illustrées (Fig.26f). Le croquis topographique suggère une alternance d'antiformes et de synformes asymétriques NNE-SSW à l'échelle régionale traversées par des failles normales (ex., Fig.26c), et attestée à l'échelle de l'affleurement par deux générations de plis (Fig.26d). Cela suggère que : (a) des structures tectoniques héritées d'anciennes phases de déformation où les rivières s'insèrent, circulent et provoquent passivement la dissection de la région de Kopongo ; (b) des structures tectoniques réactivées peuvent éventuellement avoir influencé la morphotectonique de la région de Kopongo, pour autant qu'elles aient été générées au cours du Néogène.

CONCLUSION

Les études géomorphologiques qualitatives et quantitatives ont permis de mettre en évidence une corrélation entre les structures géologiques, les unités morphométriques, les pentes, la lithologie et les anomalies morphométriques linéaires. Par ailleurs, la classification hydrographique et les structures enfouies ont été identifiées. D'autre part, les paramètres morphométriques et les indices tectoniques montrent leurs distributions spatiales liées à la variabilité du relief et des pentes, à l'hétérogénéité lithologique, aux conditions climatiques et aux contrôles structuraux rendus visibles à la lumière des cartes morphométriques, des profils topographiques en bandes et des profils hydrographiques. Les observations géomorphologiques de terrain montrent que la zone d'étude présente une morphologie complexe en raison du taux de soulèvement variable, des basculements latéraux du relief, des sous-bassins versants allongés et des topographies jeunes. Aux regards de la moyenne IAT des indices tectoniques calculés (HI, U, Tc, Bs, Re, AF', Rb et Vf), la région de Kopongo connaît une activité tectonique modérée à fréquences et amplitudes variées.

CHAPITRE IV. TECTONIQUE

INTRODUCTION

L'ensemble des roches métamorphiques du Complexe du Nyong est le résultat des événements thermotectoniques éburnéens, panafricains et récents. Ces multiples événements tectonométamorphiques ont mis en place des fabriques linéaires et planaires bien illustrées à l'échelle de l'affleurement et de la carotte. L'orientation spatiale variable de ces structures montre qu'elles résulteraient des phases tectoniques compressives et extensives multiples. La définition et la caractérisation de ces éléments structuraux du point de vue de leur orientation spatiale, distribution et morphologie qui en découlent à partir d'une chronologie relative, sont les meilleures approches et techniques pour la compréhension de la tectonique analytique et la configuration structurale de la zone de Kopongo. Le présent chapitre expose les structures tectoniques de Kopongo et leur évolution dans l'espace et dans le temps.

IV.1 STRUCTURES DUCTILES

IV.1.1 Contexte local

IV.1.1.1 Déformation D_n

L'événement D_n s'est produit dans un régime de compression E-W à NW-SE. Il est rare que la surface principale observée dans les roches métamorphiques de Kopongo soit la surface de stratification (S_0) ; dans la plupart des cas observés, il s'agissait d'une foliation (S_n) qui montre qu'elle résulte de la déformation ayant affecté la stratification primaire S_0 , qui est en fait une schistosité/foliation antérieure. La première surface d'origine tectonique est par conséquent qualifiée de S_n . En effet les structures primaires et syn- D_n représentées respectivement par la stratification S_0 et la foliation S_n se développent sur les formations amphibolitiques et gneissiques. La stratification S_0 est déduite de l'alternance d'assises de quartzites, de pyroxénites et/ou d'amphibolites intrafoliales, alors que la foliation S_n correspond au litage gneissique défini par l'orientation préférentielle des minéraux (biotite, quartz, feldspath...). Ces foliations se présentent sous forme de bandes intrafoliales millimétriques et/ou centimétriques de magnétite et pyroxénite (33,40-33,50 m), d'amphibolite (30,55-31,15 m) dits mélanosomes et de quartzite (30,55-31,15 m ; 48,30-52,52 m) dits leucosomes (Figs.27a-b ; 28a-e). Il s'agit en réalité d'une surface mal conservée complètement transposée en une foliation S_0/S_n , plan-axiale de méso-plies P_n dits pli couché affectant les gneiss à hypersthène (Fig.27c). Cependant, la foliation métamorphique S_n n'était pas bien conservée sur les formations ferrifères à magnétite et pyroxènes en raison d'une reprise intense de l'événement thermotectonique E_n par celui E_{n+1} . En effet, les formations géologiques affichent dans l'ensemble une foliation S_n orientée NE-SW à pendages importants (60 à 85°) vers le NW/SE (Fig.27d). Le meso-pli P_n est centimétrique avec une

amplitude et une longueur d'onde respective de 35 mm et 20 mm. La rotation de l'axe de ce pli illustre une reprise par les épisodes ultérieurs de la déformation. Mais, la projection stéréographique du pli P_n révèle une tendance NW-SE associée à un plan axial $N316^\circ.81^\circ$, une vergence SE, un axe à tendance NE-SW plongeant de 10° vers le SW et NE et une charnière à plongement SW (Fig.27d).

Les minéraux qui soulignent la S_n sont : Opx + Qtz + Pl + FA \pm Bio \pm Amp dans les gneiss à hypersthène, Amp + Bio + Pl + Qtz \pm Px dans les amphibolites, Mgt + Qtz + Cpx \pm Bio \pm Amp \pm Ap dans les formations ferrifères à magnétite et pyroxène. L'analyse stéréographique, montre que les axes principaux de la déformation, marqués par les paléocontraintes σ_1 , σ_2 et σ_3 contemporaines à l'événement D_n , présentent des tendances différentes. Il apparaît que σ_1 (NW-SE) et σ_3 (NE-SW) sont sub-horizontaux, tandis que σ_2 (E-W) est sub-vertical (Fig.27d). La D_n est donc un régime de déformation par **aplatissement général horizontal**.

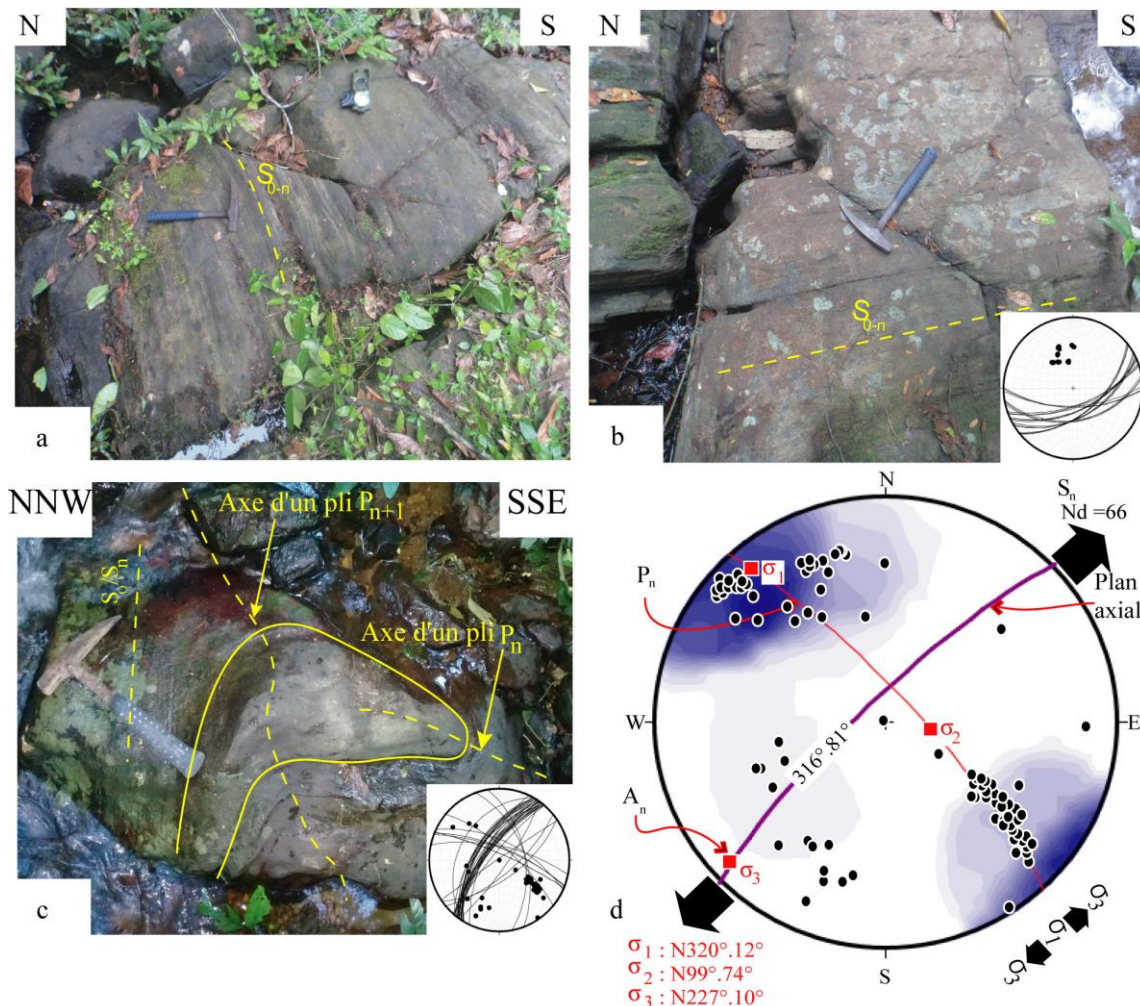


Figure 27. Photographies montrant les principales structures géologiques de la zone de Kopongo : (a) et (b) Foliations composites et parallèles S_0/S_n exposées par les affleurements métriques d'amphibolites et de gneiss à hypersthène. (c) Gneiss à hypersthène affecté par un pli P_n repris par le pli P_{n+1} . (d) Projection stéréographique du pli P_n . Les points noirs sur le canevas représentent les pôles de la foliation S_n . n : déformation primaire, n+1 : déformation secondaire.

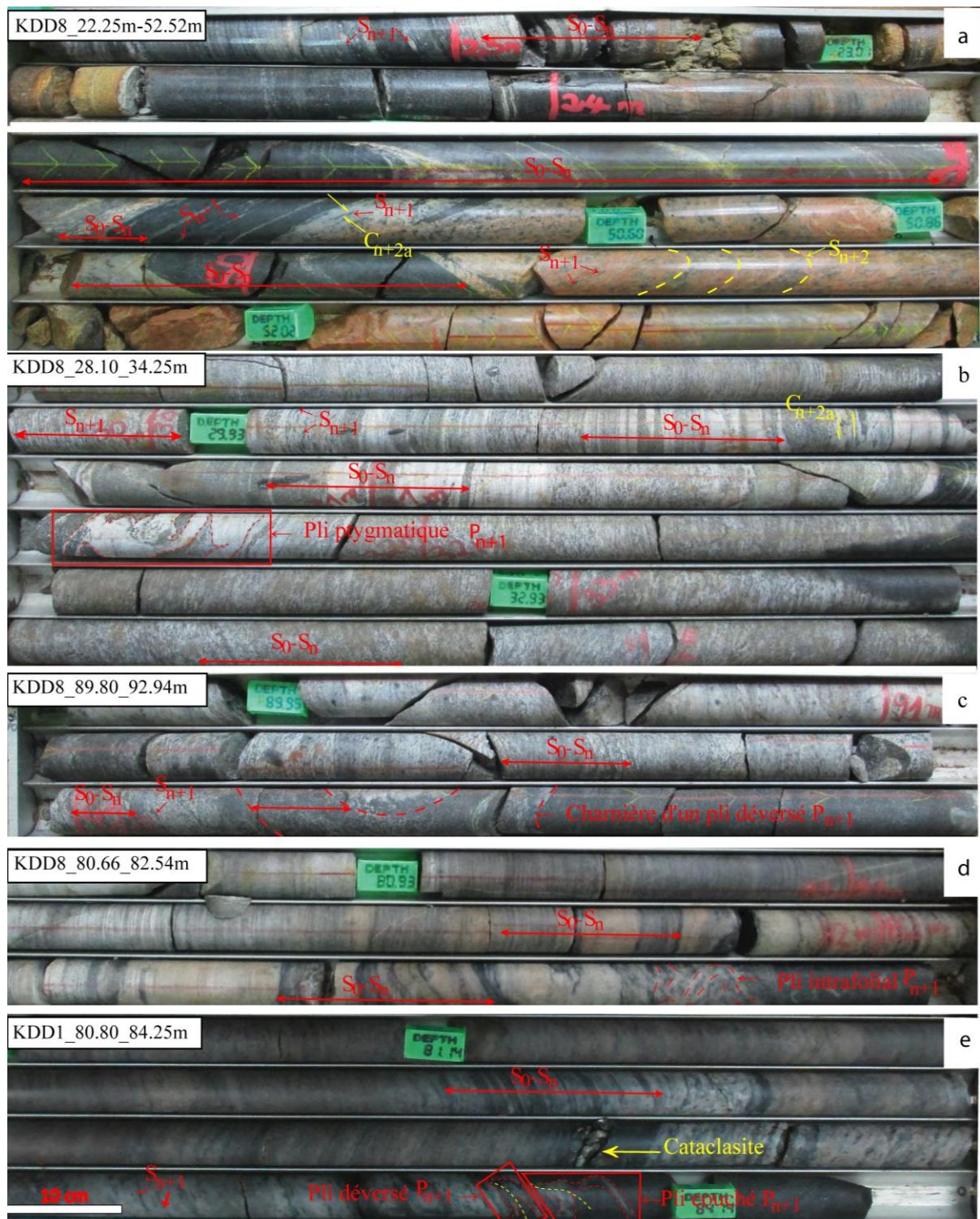


Figure 28. Photographies montrant les principales structures géologiques de la zone de Kopongo : (a) Foliations composites et parallèles S_0/S_n et $S_0/S_n/S_{n+1}$ exposées par les amphibolites rubanées, zone de cisaillement blastomylonitique C_{n+2a} illustré par les amphibolites, schistosité de type mylonitique S_{n+1} et de clivage S_{n+2} bien visible dans les méta-granites (51,26-51,66 m). (b) Trace de la stratification S_0 et la foliation S_n observées sur les formations amphibolitiques (30,10-31,80 m), foliation mylonitique S_{n+1} exposée par les formations ferrifères à magnétite et pyroxènes, zones de cisaillements blastomylonitiques C_{n+2a} et le pli pygmatique P_{n+1} affectant les amphibolites rubanées. (c) Foliation S_0/S_n et foliation mylonitique S_{n+1} et une charnière du pli déversé P_{n+1} affectant les formations ferrifères à magnétite et pyroxènes. (d) Stratification primaire S_0 et la foliation S_n syn- D_n observable respectivement sur les amphibolites et les gneiss à hypersthène. (e) Stratification primaire S_0 , foliation S_n et foliation de schistosité S_{n+1} , faille de type cataclasitique (60,65-63,70 m de profondeur) et les plis de type couché et déversé P_{n+1} . $n+2$: déformation tertiaire

IV.1.1.2 Déformation D_{n+1}

L'événement D_{n+1} s'est produit dans un régime d'extension E-W à NE-SW (**cisaillement pur à simple**). Elle est marquée par une fabrique composite $S_0/S_n/S_{n+1}$, une schistosité mylonitique S_{n+1} , des plis P_{n+1} , la linéation L_{n+1} et des boudins B_{n+1} (Figs.28-30 ; 32-33a-b).

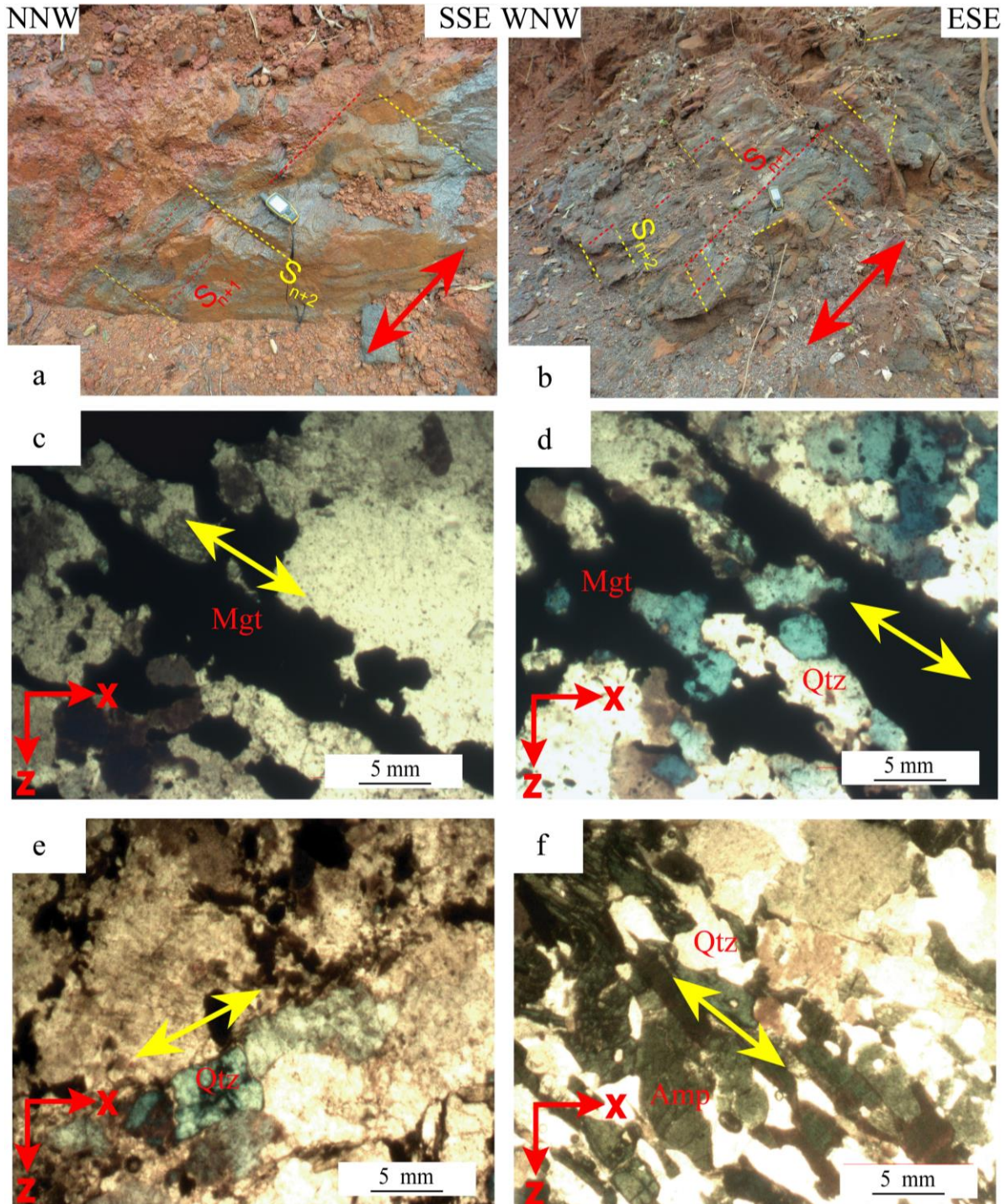


Figure 29. Photographies illustrant les principales mésoscopiques et microstructures géologiques de la zone de Kopongo : (a) et (b) Schistosités de type mylonitique S_{n+1} et de clivage S_{n+2} bien développées sur les affleurements des formations ferrifères à magnétite et quartz. (c) et (d) Schistosité mylonitique S_{n+1} exprimée par l'allongement des minéraux de magnétite et quartz dans les FFs. (e) Schistosité mylonitique S_{n+1} exprimée par l'allongement du quartz dans un gneiss à biotite et amphibole. (f) Schistosité mylonitique S_{n+1} exprimée par l'allongement d'amphiboles dans une amphibolite.

La foliation S_{n+1} est constituée de bandes millimétriques intrafoliales d'amphibole, de quartz, de feldspath alcalin, de plagioclase, de pyroxène et de magnétite allongées (Fig.28b-c) définissant des assemblages minéraux : (1) Opx + Qtz + Pl + FA, (2) Amp + Pl + Qtz + FA et (3) Mgt + Qtz + Cpx. Cette foliation présente une attitude variable orientée WNW-ESE vers le NNE (Fig.29a), NE-SW vers le NW (Figs.29b et 31f) à NNE-SSW vers l'WNW (Fig.31c et e) avec un pendage faible à très fort (01-90°).



Figure 30. Photographies illustrant les principales structures géologiques de la zone de Kopongo : (a) Gneiss à biotite et amphibole affecté par des plis dissymétriques intrafoliaux P_{n+1} à axe ENE-WSW, parallèle aux boudins B_{n+1} et à la foliation S_{n+1} . (b) Gneiss à hypersthène affecté par un pli ptygmatique intrafolial P_{n+1} . (c) Gneiss à hypersthène développant un pli isoclinal intrafolial P_{n+1} , des boudins B_{n+1} et une foliation S_{n+1} . (d) Pli isoclinal intrafolial P_{n+1} affectant les gneiss à hypersthène. (e) Pli ouvert intrafolial P_{n+1} affectant les gneiss à biotite et amphibole. (f) Pli ouvert P_{n+2} à axe NW-SE, formations ferrifères à magnétite, pyroxènes et hornblendes.

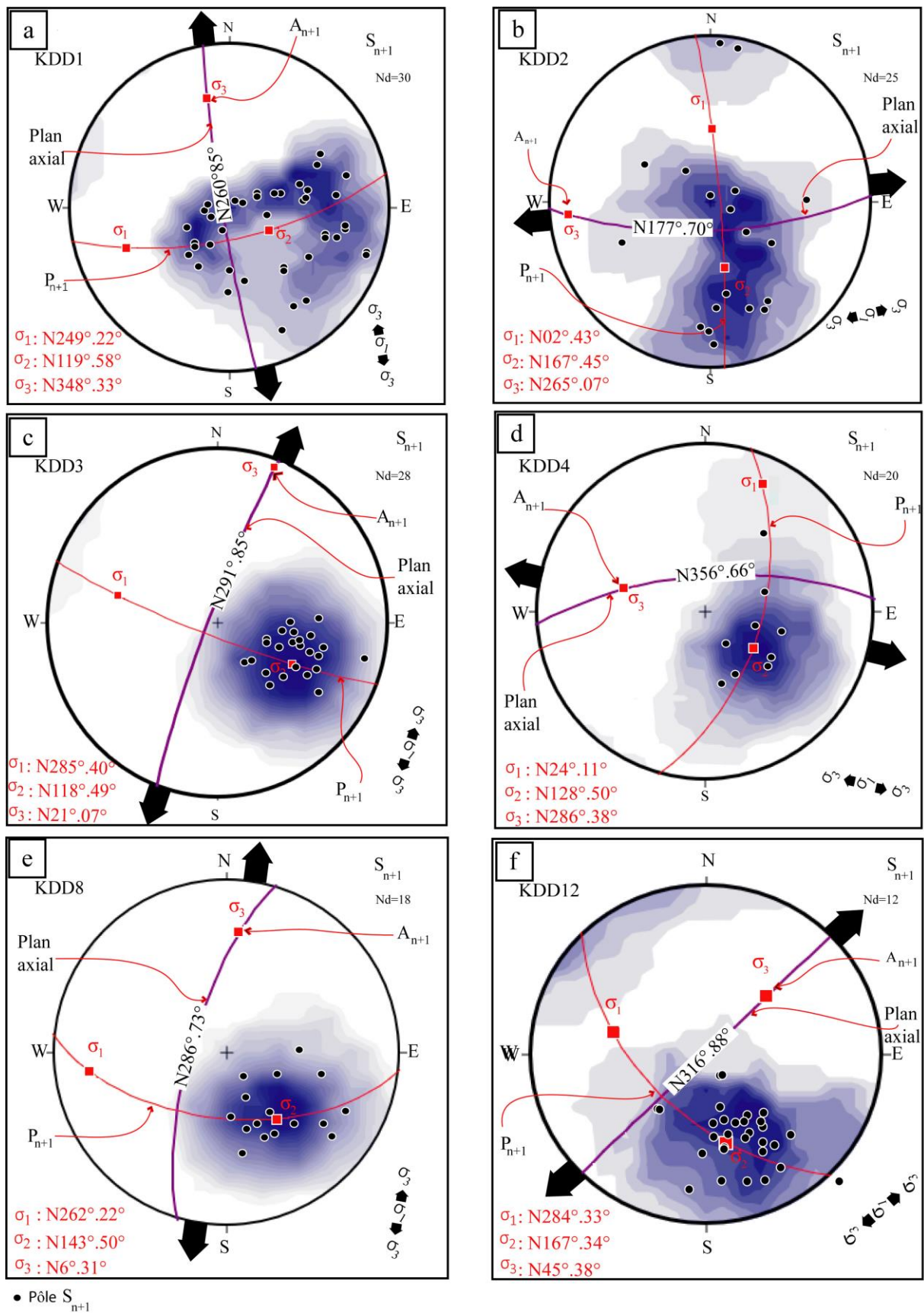


Figure 31. Projection stéréographique illustrant les tendances du pli polyharmonique P_{n+1} orienté : (a) ENE-WSW à plan axial NNW-SSE. (b) N-S à plan axial E-W. (c) WNW-ESE à plan axial NNE-SSW. (d) NNE-SSW à plan axial E-W. (e) E-W à plan axial NNE-SSW et (f) NW-SE à plan axial NE-SW.

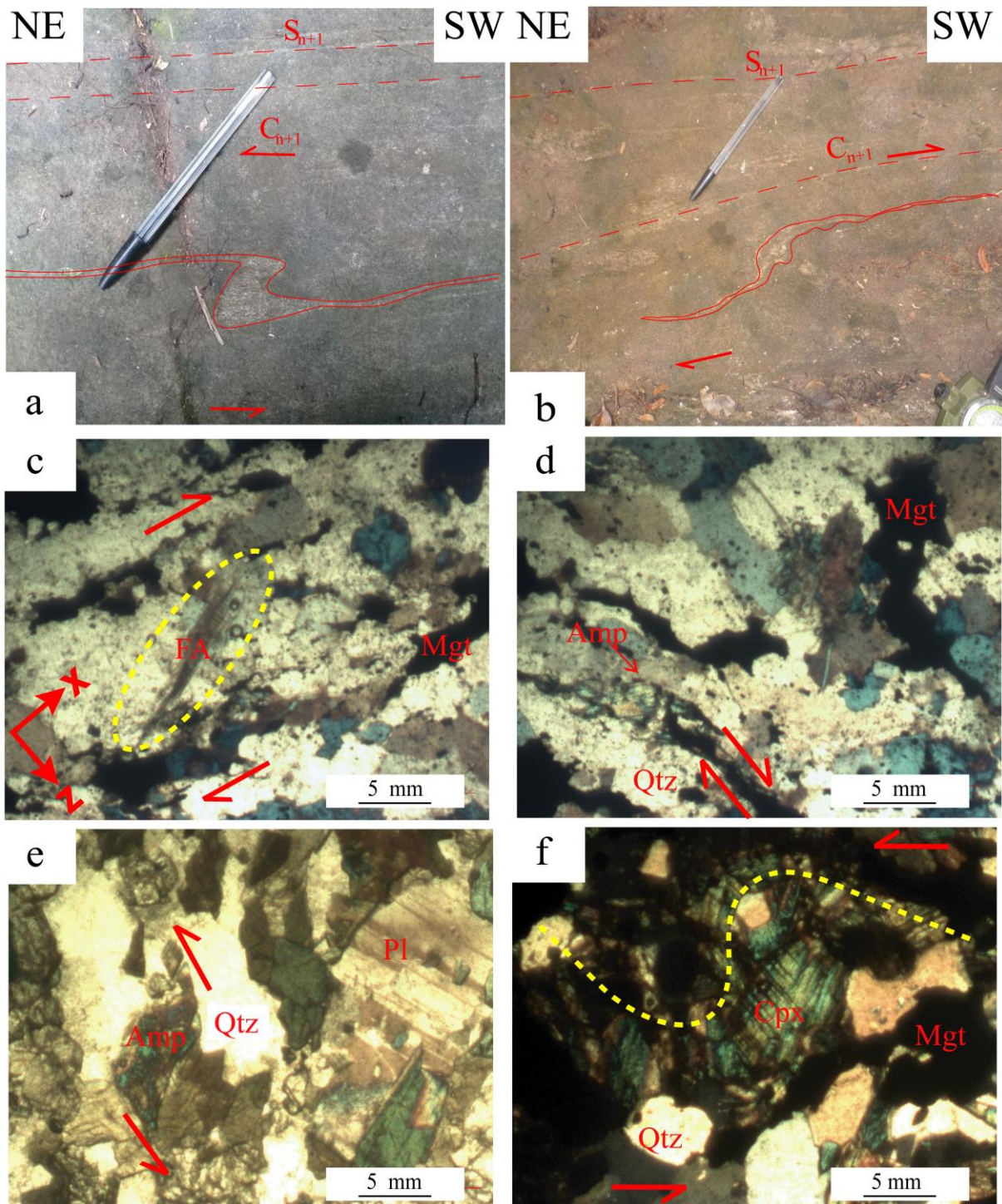


Figure 32. Photographies illustrant les principales micro-et méso-structures géologiques de la zone de Kopongo : (a) P_{n+1} dissymétriques de vergence NW et à flancs affectés par un cisaillement C_{n+1} senestre orienté NE-SW sur un gneiss à biotite et amphibole. (b) P_{n+1} dissymétriques de vergence NE et à flancs affecté par un cisaillement C_{n+1} dextre orienté NE-SW, et associés au développement de la foliation mylonitique S_{n+1} observée sur un gneiss à hypersthène. (c) Feldspath alcalin (microcline) en mouvement dextre dans les formations ferrifères à magnétite et pyroxènes. (d) Amphibole en mouvement dextre dans les formations ferrifères à pyroxènes et hornblendes. (e) Amphibole en forme de poisson en mouvement senestre dans une amphibolite. (f) Clinopyroxène sigmoïdal affecté par un cisaillement senestre dans les formations ferrifères à magnétite et pyroxènes.

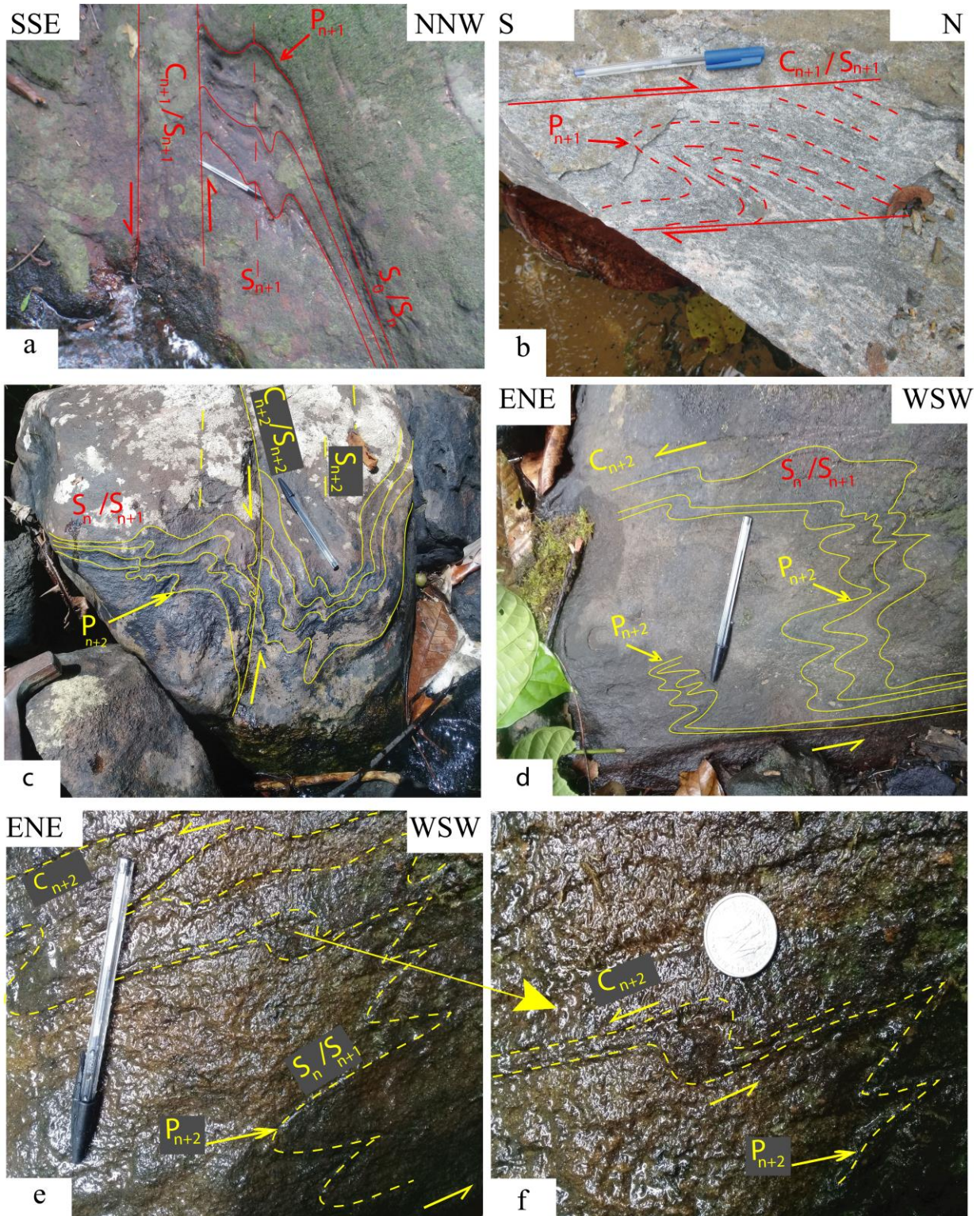


Figure 33. Photographies illustrant les principales structures géologiques affectant un gneiss à hypersthène : (a) Plan de cisaillement horizontal NE-SW décalant la foliation S_0/S_n en mouvement senestre et développant une foliation S_{n+1} plan axial des plis P_{n+1} . (b) Plan de cisaillement décalant la foliation S_0/S_n en mouvement dextre et développant une foliation S_{n+1} et un pli P_{n+1} isoclinal. (c) Plis P_{n+2} cisailés par les plans de cisaillement C_{n+2a} senestre développant une schistosité S_{n+2} plan axial aux plis P_{n+2} . (d) et (e) Plis P_{n+2} en M et Z cisailés par les plans de cisaillement C_{n+2a} senestre. (f) Porphyroclaste et Plis P_{n+2} en M et Z cisailés par les plans de cisaillement C_{n+2a} senestre.

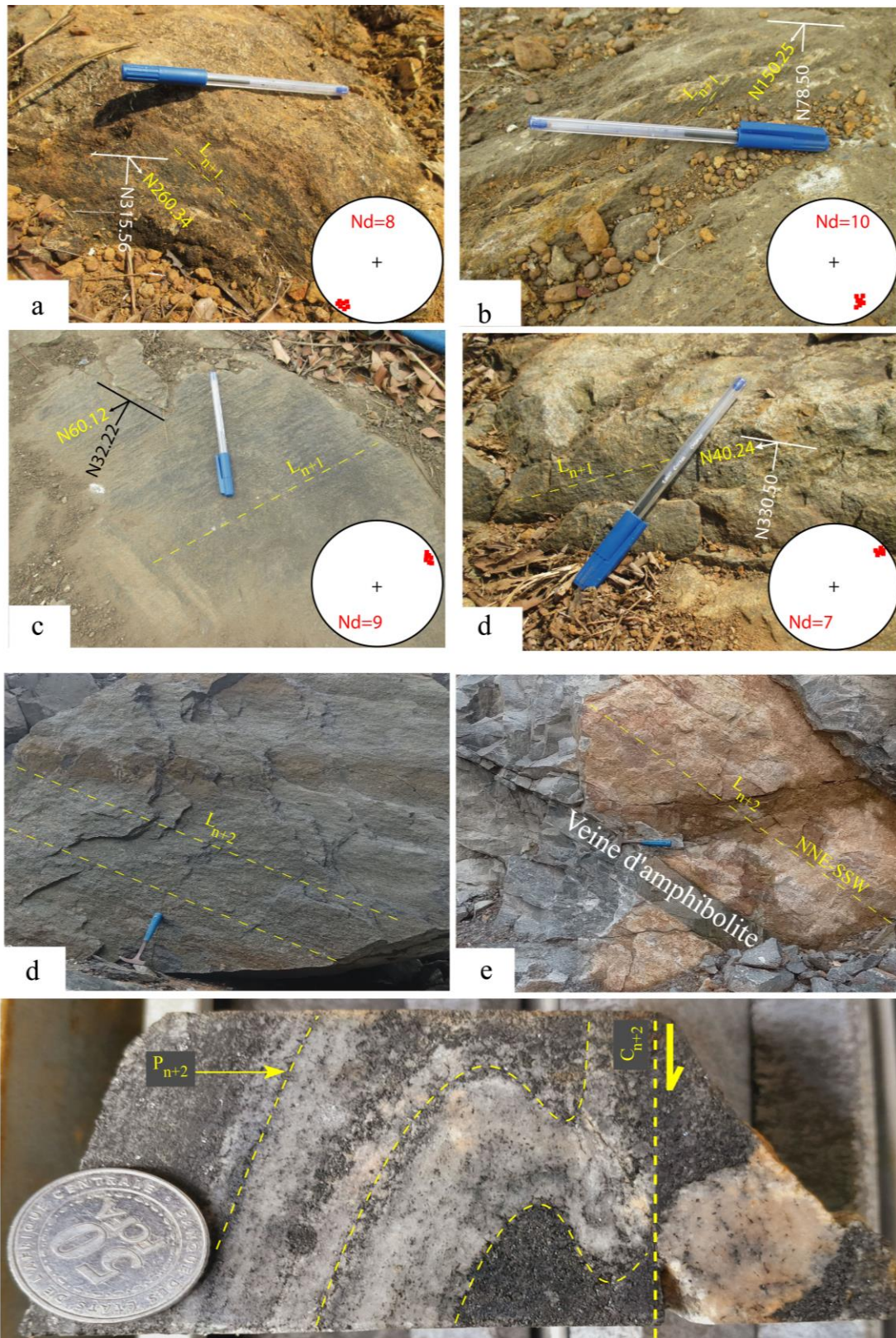


Figure 34. Photos illustrant les différentes orientations des linéations L_{n+1} et L_{n+2} observées sur les formations géologiques de la zone de Kopongo : (a) Plan de foliation portant une linéation d'étirement dans les gneiss à hypersthène. (b) Plan de foliation portant une linéation d'étirement L_{n+1} dans les amphibolites rubanées. (c) Plan de foliation portant une linéation d'étirement L_{n+1} dans les amphibolites rubanées. (d) Plan de foliation portant une linéation d'étirement dans les gneiss à biotite et amphibole. (e) Linéation d'étirement L_{n+2} observé sur un bloc d'amphibolite. (f) Linéation d'étirement L_{n+2} parallèle à une veine d'amphibolite. (f) Pli P_{n+2} affectant les formations ferrifères à magnétite et pyroxène et cisailé par les plans de cisaillement C_{n+2a} dextre.

Les plis P_{n+1} affichent un caractère dissymétrique en forme de Z (Fig.30a), isoclinal en forme de S (Fig.30c et d), ptygmatic (Figs.28b, 30b), déversé (Fig.28c et e), intrafolial (Fig.28d), couché en forme de S (Fig.28e) et ouvert en forme de M (Fig.30e et Fig.33a). Le pli polyharmonique P_{n+1} mise en place durant l'évènement tectono-métamorphique E_{n+1} définissent des directions, des plans axiaux, des axes et des vergences variables (Fig.31a-f). Les plis P_{n+1} investigués sont des plis d'entraînement et présentent une amplitude comprise entre 8-45 mm avec une longueur d'onde allant de 10 à 40 mm.

Au sein des massifs circonscrits de Kopongo, des filons et veines dissymétriques sont plissés en P_{n+1} serrés à ouverts diversement orientés avec des vergences NW à NE (Fig.32a-b, respectivement), à flancs souvent cisailés par des plans de cisaillement C_{n+1} , à mouvement senestre (Fig.32a) et dextre (Fig.32b). La surface enveloppe de ces plis est variablement incliné ($30-80^\circ$) vers le NW/NE. Les plans de cisaillement horizontal C_{n+1} orienté NE-SW décalent la foliation S_0/S_n en mouvement senestre (Fig.33a) à dextre (Fig.33b) et développent une foliation S_{n+1} plan axial des plis P_{n+1} . Ces observations montrent que la D_{n+1} est un régime de déformation par **aplatissement général horizontal**. Les boudins B_{n+1} ou structures de volume sont de type quartzitique orientés NE-SW (Fig.30a et c), et bien développés dans cette portion de roches vertes. La foliation S_n précédemment définie, est sporadiquement affectée par un boudinage B_{n+1} . En fait, il représente des lentilles discontinues à continues parallèles à la foliation S_{n+1} (Fig.30a et c) et cisailées par des cisaillements senestres et dextres (Fig.32a-b, respectivement). Les cisaillements et les boudins définissent **un régime de cisaillement simple** comme déformation typique qui cisaille les bandes dites incompetents.

La linéation L_{n+1} est définie par l'orientation des cristallisations minérales symmétamorphiques. Généralement, la linéation L_{n+1} est observée sur les plans de foliation avec des attitudes variables (Fig.34a-d).

Les principaux axes de déformation des paléocontraintes contemporaines σ_1 , σ_2 et σ_3 lors de l'évènement D_{n+1} affichent des tendances variables : σ_1 (WNW-ESE à NW-SE) et σ_3 (NNE-SSW à NE-SW) sont sub-horizontaux, tandis que σ_2 (WNW-ESE à NNW-SSE) est sub-vertical à sub -horizontal (Fig.31a-f).

IV.1.1.3 Déformation D_{n+2}

L'évènement thermotectonique E_{n+2} de la déformation D_{n+2} s'est produit dans un régime de compression E-W à NNW-SSE, affectant ainsi les structures D_n et D_{n+1} . La phase D_{n+2} est illustrée par la variation d'orientation des structures D_{n+1} (S_n/S_{n+1} , S_{n+1} et P_{n+1}), et par la présence des structures syn- D_{n+2} marquées par les schistosités de clivage S_{n+2} , les linéations

L_{n+2} , les boudins B_{n+2} et les plis P_{n+2} tracés cartographiquement par les trajectoires concordantes des foliations S_n/S_{n+1} et S_{n+1} . Les structures de D_{n+2} sont caractérisées sur le terrain par les schistosités de clivage S_{n+2} observées dans les méta-granites (Fig.28a), les gneiss à hypersthène (Fig.33c), les formations ferrifères à magnétite et quartz (Fig.29a-b), les formations ferrifères à magnétite et pyroxènes (Fig.35a) et les formations ferrifères lenticulaires à magnétite, pyroxènes et hornblendes (Fig.36c).

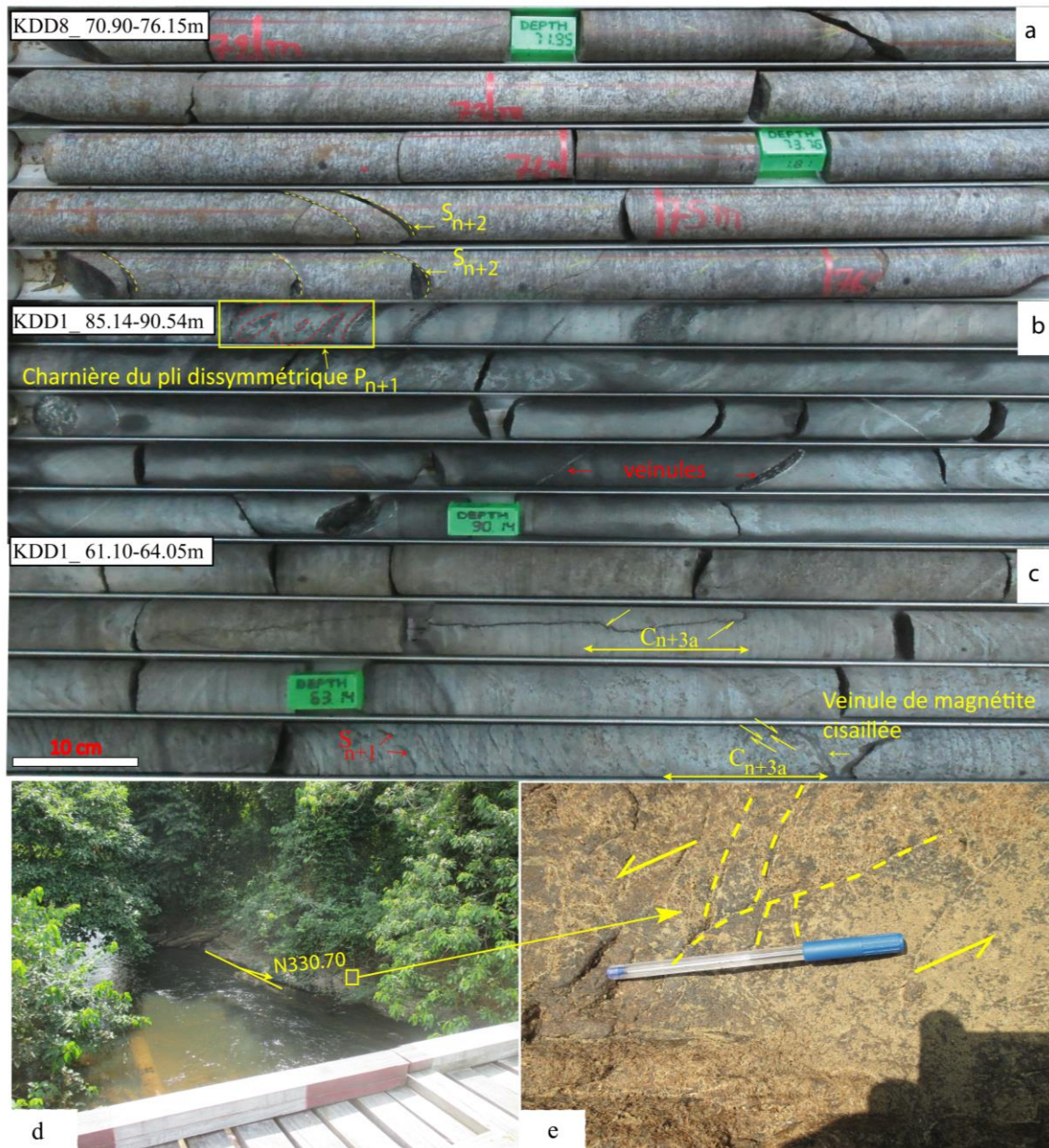


Figure 35. Photographies montrant les principales structures tectoniques de Kopongo : (a) Schistosité de clivage S_{n+2} développées sur les formations ferrifères à magnétite, pyroxènes et hornblendes. (b) Plis P_{n+1} dissymétriques, développés sur les amphibolites, qui sont recoupées par des veinules de quartzite. (c) Failles inverses conjuguées à mouvement senestre (61,10-62,40 m) et failles normales conjuguées à mouvement dextre sur les gneiss à biotite et amphibole recoupant la veinule des formations ferrifères à magnétite, pyroxène et hornblende (63,14-64,24 m). (d) Regard NW de la faille transcurrente de Loloma. (e) Mouvement senestre développé par la faille transcurrente de Loloma. $n+3$: quatrième phase de la déformation.

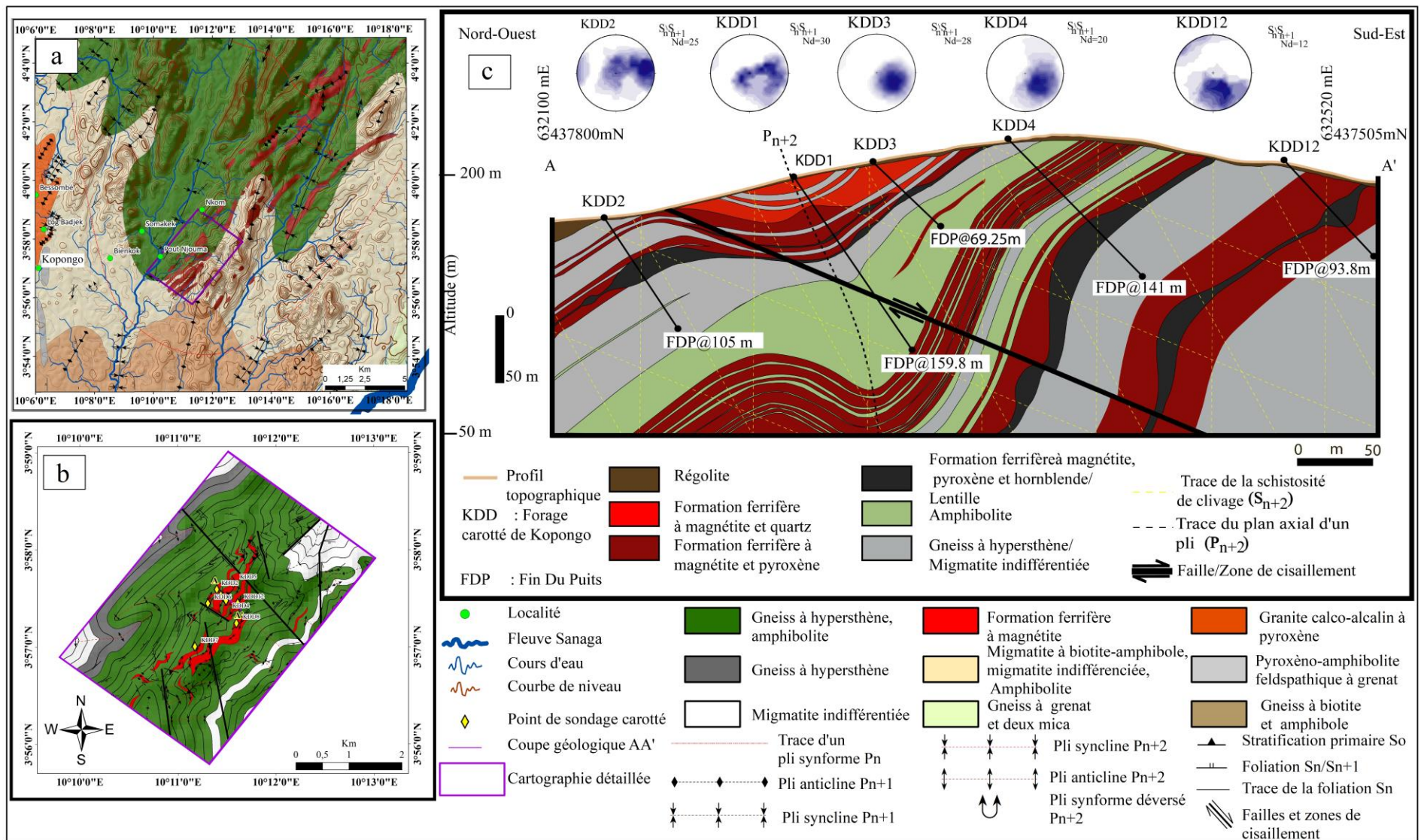


Figure 36. Esquisses géologiques de la zone de Kopongo : (a) Carte géologique de la région de Kopongo. (b) Carte géologique de la portion Sud de la zone étudiée. (c) Coupe géologique NW-SE (A-A' sur la Fig.36b).

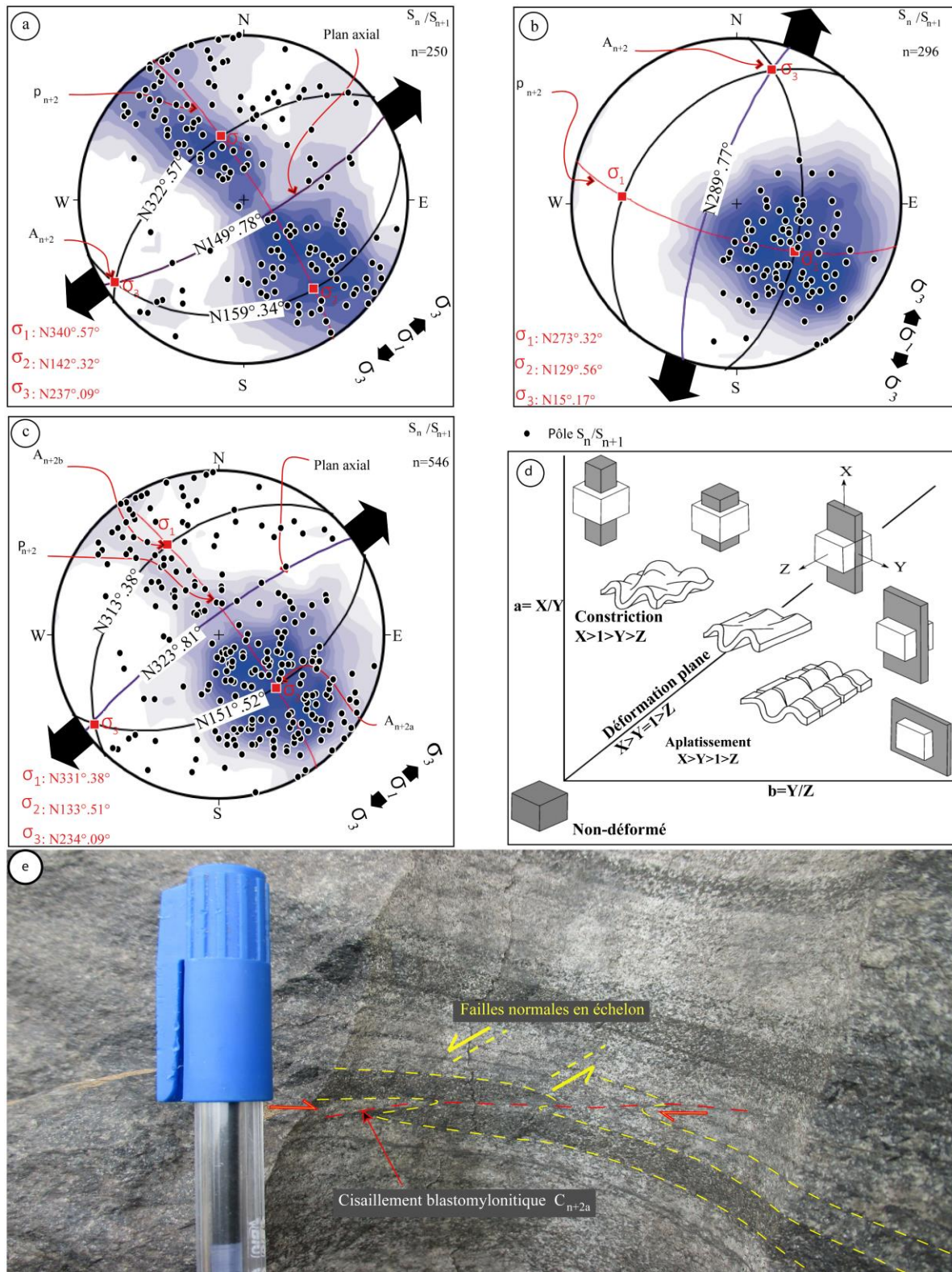


Figure 37. Stéréogramme synthétique de la foliation S_n/S_{n+1} : (a) Cartographie. (b) Sondages carottés orientés. (c) Combinaison de données cartographiques et de sondages carottés orientés. Les pôles de la foliation S_n/S_{n+1} et les axes des plis A_{n+2} sont tracés à aire égale de l'hémisphère inférieur qui présente le grand cercle des plis cartographiques P_{n+2} . σ_1 , σ_2 et σ_3 ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) représentent les principaux axes de contraintes déterminés dans le programme Stereonet (Cardozo et Allmendinger, 2013). (d) Diagramme de Flinn (Modifié, Price et Cosgrove, 1990). (e) Cisaillement C_{n+2a} et failles normales en échelon affectant les amphibolites rubanées.

Les schistosités de clivage S_{n+2} sont verticales à sub-verticales et forment des plans axiaux aux plis P_{n+2} (Figs.33c) et orientées N-S vers l'E/W (Fig.29a-b), NE-SW vers le SE/NW et ENE-WSW vers le NNW (Fig.29b), avec des pendages compris entre 59-88°. Ces plans de schistosités sont généralement associés à la linéation d'étirement L_{n+2} à tendance NNE-SSW plongeant vers le SSW (Fig.34e-f). Les plis P_{n+2} affichent un caractère isoclinal en forme de S (Fig.33c et d, et 34f), ouvert en forme de M (Figs.30f, 33 c et d) et dissymétrique en forme de Z (Fig.33 e et f). Les plis P_{n+2} montrent des plans axiaux ENE-WSW vers l'ESE (Fig.37a), NNE-SSW vers le WNW (Fig.37b) et NE-SW vers le SE (Fig.37c) déduites à partir de la projection stéréographique. Les axes A_{n+2} de ces plis droits à fortement inclinés, définissent une tendance NE-SW à NNE-SSW et un plongement horizontal à sub-horizontale entre 09-17° vers le SW, le NNE, le SE (Fig.37a-c) et NW (Figs.30f, 37a et c). D'autres méso-plis P_{n+2} sont orientés N317°.43° et N155°.49° respectivement vers le Nord et le Sud avec leurs axes A_{n+2a} (N335°.41°) et A_{n+2b} (N138°.47°) (Fig.37c). De plus, ces plis P_{n+2} présentent des vergences (NW, ESE, SW à WSW) et des charnières (SW, NNE, NNW à SE) variables (Fig.37a-c). Ainsi, les plis P_{n+2} sont en réaction à une compression NNW-SSE à E-W générée par σ_1 (NNW-SSE à E-W) sub-horizontale à sub-verticale et σ_3 (ENE-WSW à NNE-SSW) horizontale (Fig.37a-c). Ce résultat révèle également que la zone de Kopongo a subi une compression NNW-SSE à E-W durant la phase de déformation ductile et que les plis P_{n+2} se sont produits sous un régime de raccourcissement crustal NNW-SSE à E-W et d'extension horizontale ENE-WSW à NNE-SSW (Fig.37c).

Les boudins B_{n+2} sont constitués de corps minéralisés des formations ferrifères à magnétite, pyroxène et hornblende allongés dans un ensemble de roches hôtes contrôlés par un pli P_{n+2} dessinant des structures asymétriques en forme de M (Fig.36c).

IV.1.2 Contexte régional

Les plis P_n à l'échelle mésoscopique montre une trace avec une tendance NW-SE à plan axial NE-SW (Fig.38a). Ce pli cartographique a été repris par les plis antiformes et synformes P_{n+1} en forme de S, M et W (Fig.38a-c). Par ailleurs, les plis cartographiques P_{n+1} montrent leurs caractères serrés, fermés, ouverts, déversés à asymétriques avec des tendances WNW-ESE à NW-SE, respectivement vers l'ESE et SE, et des axes orientées NNE-SSW à NE-SW (Fig.38b-c) avec des amplitudes comprises entre 50 et 7800 m et des longueurs d'onde définies entre 40 et 9600 m (Figs.36b et 38a-d).

Les traces axiales des plis P_n et P_{n+1} à l'échelle mésoscopique ont été reprises par les plis régionaux dits plis asymétriques/d'entraînement P_{n+2} en formes de M et S (Figs.36b et 38a-d).

Ces méga-plis forment des antiformes et synformes NW-SE, NE-SW, WNW-ESE et ENE-WSW (Fig.36b) et contrôlent les formations ferrifères à magnétite, pyroxènes et hornblendes en forme de lentilles(Fig.36c). À grande échelle, ces plis présentent une courte amplitude (50-160 m) avec une longueur d'onde comprise entre 200-2000 m. La signature géométrique de D_{n+2} est par conséquent bien définie en surface avec les traces des plans axiaux des plis serrés à fermés P_{n+2} orientés NE-SW, NW-SE et NNW-SSE, avec des pendages verticaux à forts (Figs.36b et 38). À Somakek, le plissement P_{n+2} à caractère synforme et antiforme et à axes NNW-SSE à NNE-SSW, parallèle à la linéation d'étirement L_{n+1} suivant la direction NNE-SSW (Fig.38) s'illustre par la distribution des pôles de S_n/S_{n+1} le long d'un grand cercle qui indique une direction de compression NNW-SSE (Fig.37a-c). Ces plis définissent les caractères ouverts, sub-droits à déjetés avec des vergences SW, SE, NE et NW. Le pli P_{n+2} au SE de la zone Nkom dont les trajectoires de foliation S_n/S_{n+1} sont ovoïdales est illustré par un plan axial NNE-SSW à NW-SE montre un caractère syn-antiforme ouvert (Fig.38a). Le schéma structural de la zone de Kopongo est alors caractérisé par des méga-synformes et antiformes P_{n+2} , à fermeture périclinale tournée vers le NNW, SSE, NE, SW, NW et SE. Une telle configuration des structures plissées liées à la phase de déformation D_{n+2} confère à la région un cachet de « **tectonique en écaille de poisson** ».

L'événement de la déformation D_{n+3} s'est produit dans un régime de compression E-W à NNW-SSE. Les trajectoires de foliation S_n/S_{n+1} variables en direction et en pendage correspondent à une zone d'interférence des plissements P_{n+2} et P_{n+3} . Le plissement P_{n+3} s'exprime par des ondulations qui affectent les surfaces axiales des méga-plis contigus (P_{n+2}). Sur la bordure W de ladite région, l'aspect rotatif des trajectoires de foliation S_n/S_{n+1} dessine une virgation cartographique piégé entre les directions $N025^\circ$ et $N160^\circ$. Cette virgation de plus de 70° dont la charnière se situe au Sud de la région de Bienkok correspond à une ondulation P_{n+3} ; elle s'accompagne de P_{n+2} asymétriques à charnière Nord, déversés vers l'ESE et à charnière Sud à déversement SW (Fig.38a). Ce pli P_{n+3} à charnières ouvertes et étirées vers le SW, justifie le plongement vers le SSW des L_{n+1} en ces lieux. Sur la bordure SE, l'aspect rotatif dextre des plis P_{n+2} et P_{n+1} contrôlés par la bande de cisaillement blastomylonitique ENE-WSW en compression NW-SE, laisse apparaître une virgation en S développant un pli d'entraînement P_{n+3} (Fig.38a). Ce pli P_{n+3} de nature isoclinal à faible longueur d'onde (1800 m) et à amplitude kilométrique (1360 m) avec des flancs fortement redressés au Nord et faiblement redressés au Sud avec un déversement vers le SE. Dans ce contexte, la D_{n+3} ne peut être considérée comme une phase de déformation à part entière, se succédant à celle D_{n+2} . La déformation D_{n+2} se révèle **une constriction générale** (Figs.33c,

36a-b et 37d) marquée par un raccourcissement maximal NNW-SSE à E-W et une compression minimale NNE-SSW à ENE-WSW. À travers les structures S_{n+1} , L_{n+1} , P_{n+1} , P_{n+2} et P_{n+3} bien exprimées dans les formations géologiques de Kopongo, cette portion de la ceinture de roches vertes du Complexe du Nyong s'avère un excellent marqueur des déformations contemporaines et postérieures à sa mise en place, montrant ainsi un comportement rhéologique hétérogène. Les plis P_n et P_{n+1} ont par conséquent été repris par les plis P_{n+2} et P_{n+3} au cours des phases D_{n+2} et D_{n+3} de déformation ductile ultérieure. En effet, les trajectoires concordantes des foliations S_{n+1} et S_n/S_{n+1} mettent en évidence ces deux épisodes de plissement post- D_{n+1} .

IV.2. STRUCTURES CISAILLANTES

IV.2.1 Contexte local

IV.2.1.1 Éléments structuraux de type C_{n+1}

Ces zones de cisaillement blastomylonitique sont observables aux échelles microscopiques, et mésoscopiques (Figs.32 et 33a-b). Les plans de cisaillement C_{n+1} recoupent les foliations S_0/S_n en mouvement sénestre à dextre et sont associés au développement de la foliation mylonitique S_{n+1} . Ils correspondent aux bandes de cisaillement imposant l'aspect rotatif en sens sénestre à dextre aux veines de pegmatites boudinées (Fig.32a-b, respectivement). Ce sont des structures sub-verticales à verticales à mouvement quasi-horizontal. Ces zones de cisaillement mineures mesurent quelques centimètres à quelques dizaines de mètres de long et quelques centimètres de large et ont une orientation moyenne NE-SW (Fig.32a-b), WSW-ENE (Fig.33a) et N-S (Fig.33b).

IV.2.1.2 Éléments structuraux de type C_{n+2}

Les zones de cisaillement C_{n+2} sont observées à toutes les échelles dans les roches vertes de Kopongo (Figs.28a-b, 33c-f, 34f, 37e, 39a-c). Ces zones de cisaillement blastomylonitique sont observables aux échelles mésoscopiques, microscopiques et macroscopiques représentées respectivement par C_{n+2a} , C_{n+2b} et C_{n+2c} . Ce sont des structures blastomylonitiques S/C orientées NE-SW, WNW-ESE et ENE-WSW recoupant les amphibolites en mouvement dextre et sénestre (Figs.28a-b et 39b), les formations ferrifères à magnétite et pyroxènes et les amphibolites rubanées en mouvement dextre (Figs. 34f et 37e, respectivement), les gneiss à hypersthène en mouvement sénestre (Fig.33c-f) et les bandes quartzitiques en mouvement sénestre (Fig.39a).

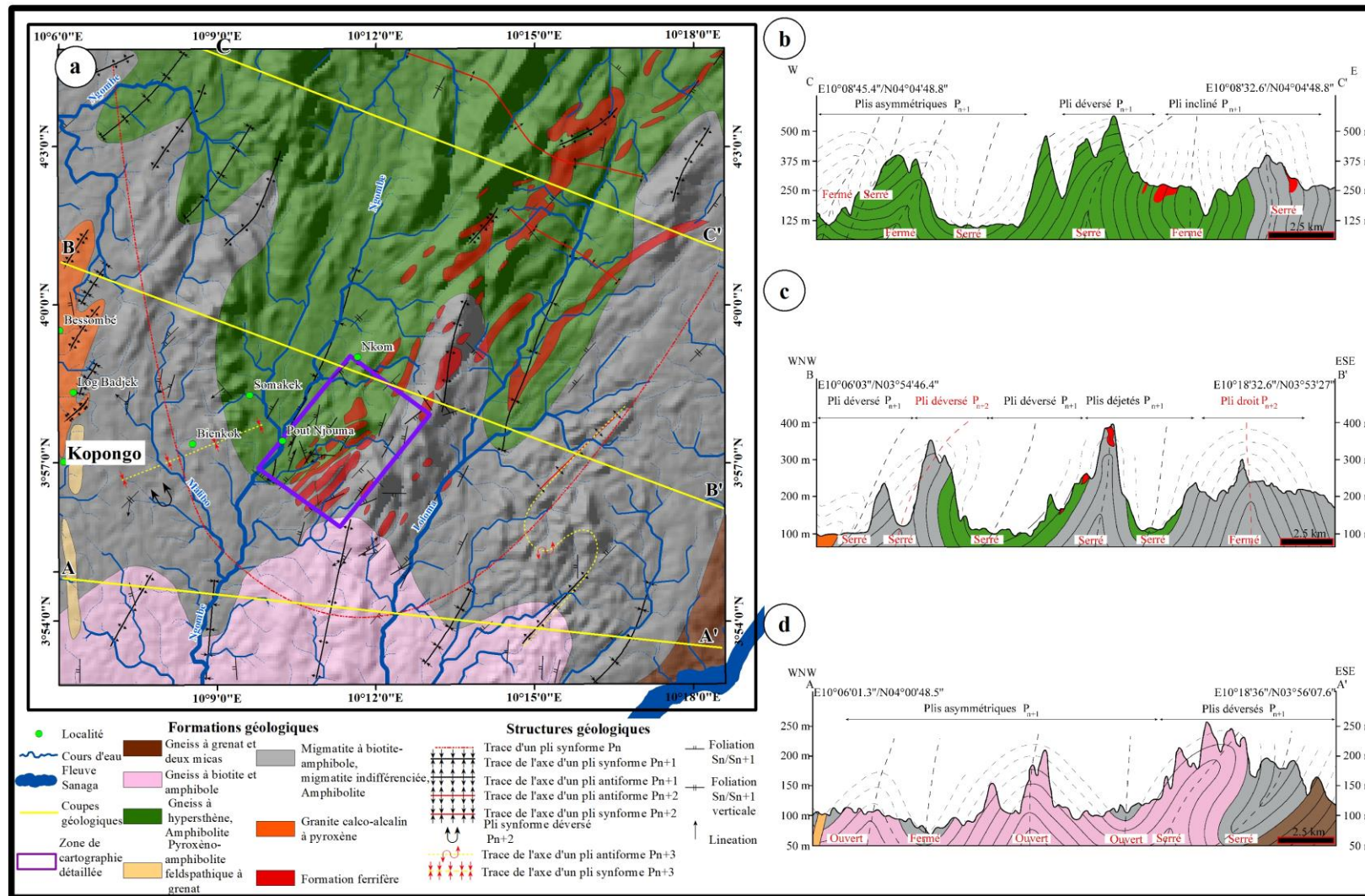


Figure 38. Esquisses géologiques de la zone de Kopongo : (a) Carte géologique simplifiée. (b) et (c) Coupe géologique hypothétique WNW-ESE. (d) Coupe géologique théorique E-W.

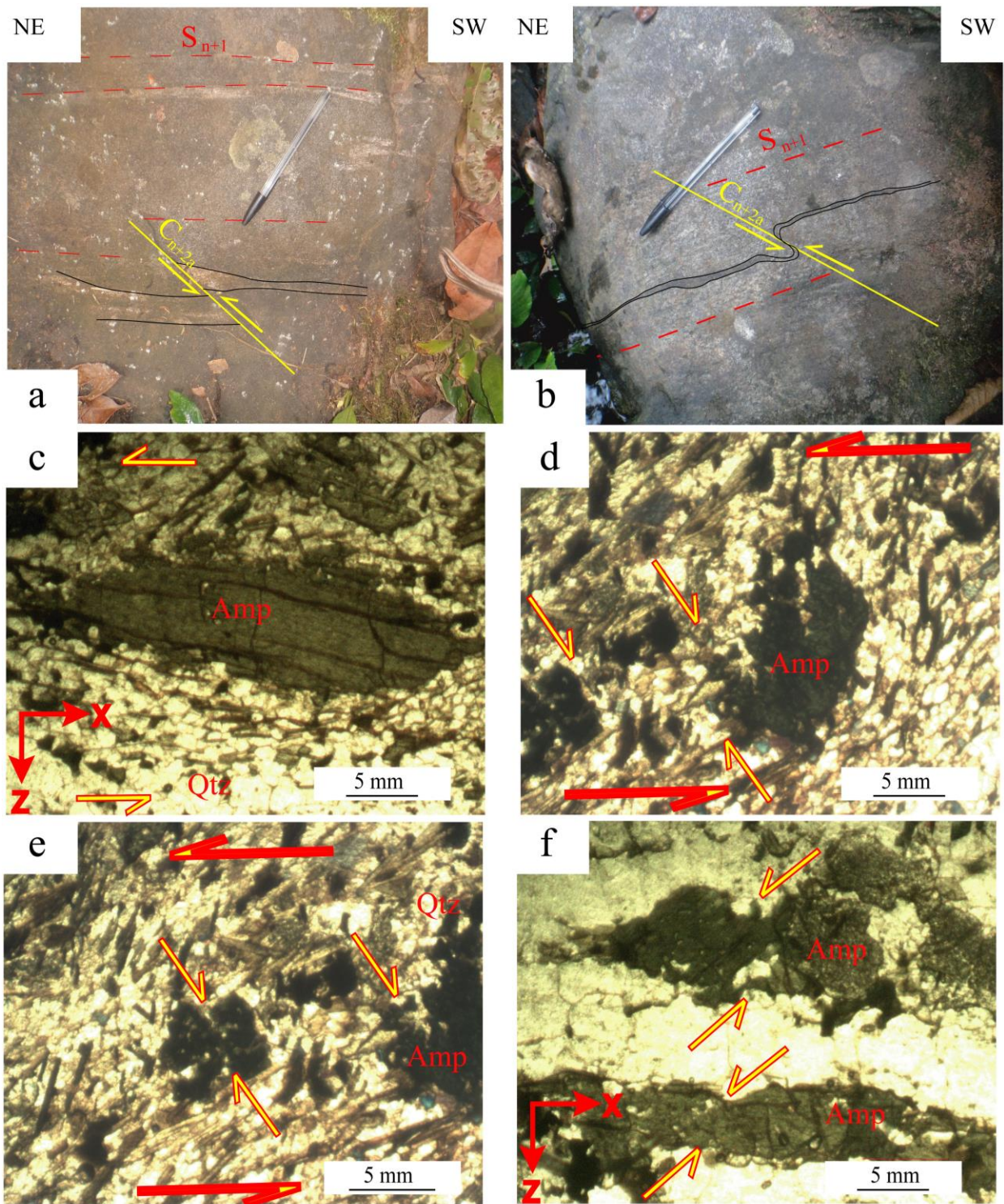


Figure 39. Photographies montrant les structures géologiques du style cisailant à l'échelle locale : (a) Plan de cisaillement C_{n+2a} orienté NW-SE recoupant une veine de quartzite et la schistosité S_{n+1} . (b) Plans de cisaillement C_{n+2a} orienté ENE-WSW décalant une veinule amphibolitique. (c) Minéral d'amphibole en forme de poisson subissant un cisaillement simple senestre. (d) et (e) Fragmentation et rotation des cristaux d'amphiboles par un cisaillement simple senestre développant les fractures R' . (f) Microfailles affectants les cristaux d'amphibole.

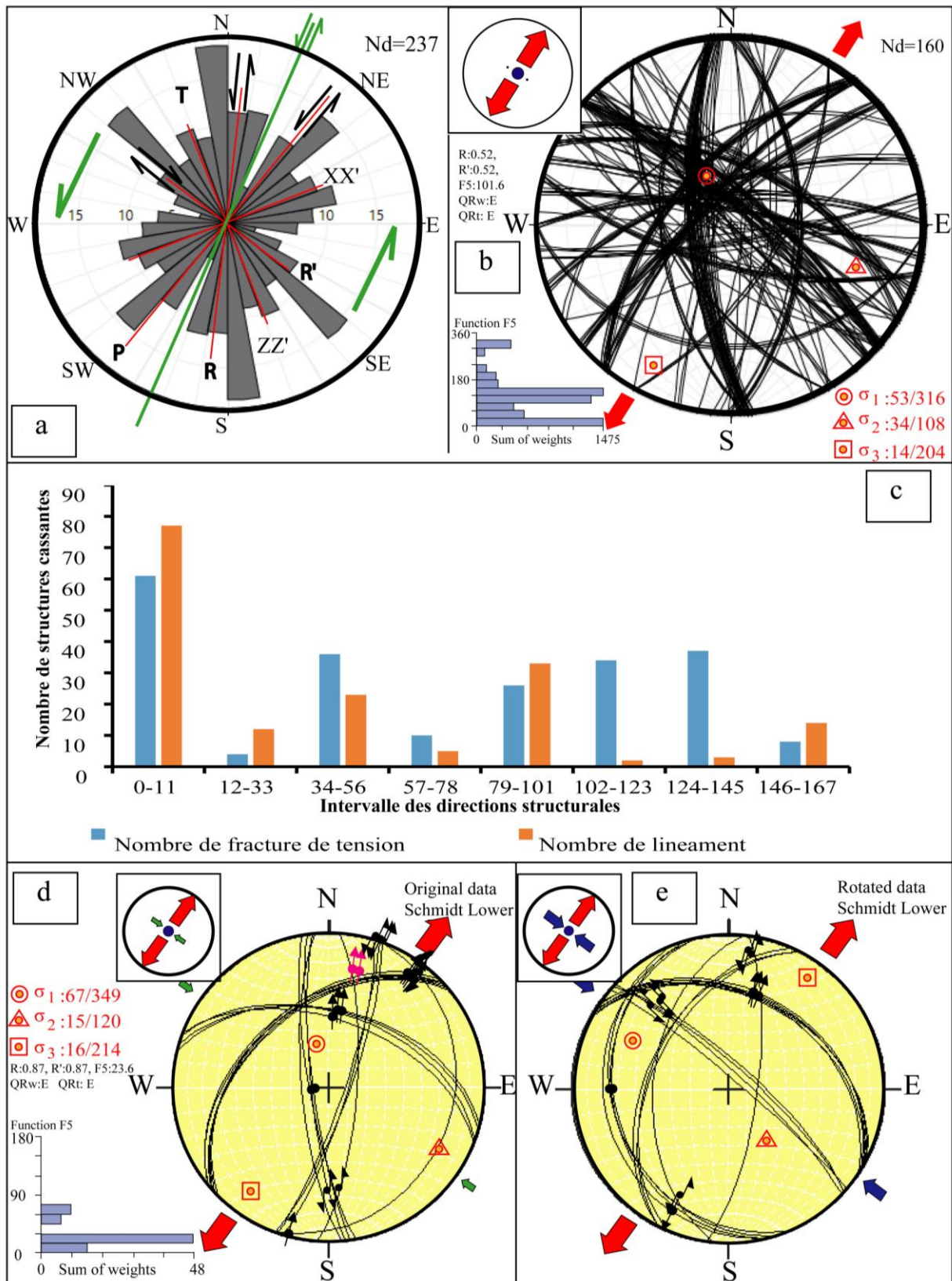


Figure 40. (a) Les différentes directions développées par un système de Riedel dont la bande centrale est NNE-SSW. (b) Stéréogramme des fractures de tension. (c) Histogramme directionnel synoptique des fractures de tension et des linéaments. (d) Stéréogramme des failles. (e) Stéréogramme des failles obtenue par inversion des résultats.

IV.2.2 Contexte régional

Les zones de cisaillement blastomylonitique C_{n+2c} dissèquent les méga-plis P_{n+2} qui ont affecté les foliations S_o/S_n et S_n/S_{n+1} . Ces couloirs blastomylonitiques montrent des directions N-S, NNE-SSW, NNW-SSE, NE-SW et NW-SE, disséquant toutes les lithologies documentées (Fig.40). Leur géométrie est compatible avec un système de Riedel marqué par les bandes NNE-SSW (1) et ENE-WSW (2) (Fig.40a).

La bande centrale NNE-SSW (N021°E) de mouvement senestre est occupée par les rivières Ngombé et Loloma (Figs.41a-b et 42a-b). Par conséquent, les zones de cisaillement senestre N006°E et N031°E correspondent aux fractures R et P, tandis que R' et T correspondent respectivement aux zones de cisaillement dextre N126°E et l'axe de compression N156°E (Fig.40a). Dans ce modèle théorique de Riedel, la contrainte principale (σ_1) est orientée N011°E, tandis que la contrainte minimale (σ_3) est orientée N034°E. Selon ce modèle, les fractures R et R' sont respectivement des ensembles de fractures de cisaillement synthétique et antithétique, tandis que T est la direction des fractures de tension. Par contre la zone Est de la région explorée est contrôlée par une bande centrale ENE-WSW (N061°) affecté par un mouvement dextre (Figs.41a et c, 42a et c). Cette bande de cisaillement développe des fractures à mouvements dextres N101°E et N076°E correspondant aux fractures R et P, tandis que les fractures R' et T correspondent respectivement aux zones de cisaillement senestre N161°E et l'axe de compression N131°E (Fig.41c). Dans ce modèle de Riedel, la contrainte principale (σ_1) est orientée NW-SE, tandis que la contrainte minimale (σ_3) est orientée NNE-SSW. Les zones de cisaillement de Kopongo sont dominées par des indicateurs de failles transcurrentes à mouvement senestre sur les surfaces horizontales, et par une foliation à fort pendage. Ces zones de cisaillement peuvent être interprétées comme : (i) des zones de cisaillement transpressif ou (ii) comme des zones de failles inverses à grand angle qui ont ensuite été réactivées en tant que failles décrochantes. Par conséquent, les zones de cisaillement C_{n+2} (bande NNE-SSW) ont été développées dans un régime transpressif (Figs.37e, 39a-b et 40a).

IV.3 STRUCTURES CASSANTES

Ce stade de la déformation est considéré comme postérieur à la déformation ductile et tardif de la déformation D_{n+3} . Elle est responsable du développement des fractures de tension et des failles normales, inverses et décrochantes. Ces marqueurs tectoniques ont été observés à différentes échelles.

IV.3.1 Contexte local

IV.3.1.1 Fractures de tension

Les fractures de tension correspondent aux joints/diaclases et fentes de tension. Les fentes de tension sont constituées de filons d'amphibolite (Fig.34e), de veinules de quartzite (Fig.35b) et de veinules des formations ferrifères à magnétite, pyroxènes et hornblendes recoupées par des failles normales en échelon (Fig.35c). Elles sont orientées principalement NW-SE/SW, WNW-ESE/NNE, NE-SW/NW ou SE et N-S/W à pendages compris entre 59-88°. Les joints/diaclases sont observés sur les amphibolites, les gneiss à biotite et amphibole, les gneiss à hypersthène et les formations ferrifères à magnétite et pyroxènes. Ces structures cassantes développent une schistosité de fracture aux attitudes variables à pendages modérés à forts (Fig.43). Ces structures de tension ont été générées par les paléocontraintes σ_1 (NW-SE) sub-vertical et σ_3 (NNE-SSW) sub-horizontale dans un régime purement extensif avec $R'=0,52$ (Fig.40b). Cela suggère une extension horizontale maximale NNE-SSW (S_{hmin}) et une compression horizontale maximale NW-SE (S_{Hmax}). L'étude statistique de cette extension horizontale maximale NNE-SSW (Fig.40c) est marquée par l'abondance des structures cassantes à l'échelle de l'affleurement (Fig.42b) et à celle cartographique (Fig.42c).

IV.3.1.2 Failles

Les failles sont normales, inverses et décrochantes à glissement senestre à dextre illustré par les plans de mouvement C_{n+3} à orientations diverses : N-S, NE-SW, NNW-SSE, NNE-SSW et NW-SE. Leur présence sur le terrain est marquée par l'observation sur les plans ou miroirs de faille des figures tectoniques appelés tectoglyphes (bord en ressaut d'une écaille, striation et les fissures en échelon). Les écaillles sont visibles sur le miroir de faille normale décrochante senestre affectant les gneiss à hypersthène (Fig.44a), alors que les failles normales affectants les formations ferrifères sont marquées par les fissures en échelon (Fig.44b) et les écaillles (Fig.44c). Par contre, les joints en mouvement dextre sont développés sur les gneiss à biotite et amphibole (Fig.44d). Tandis que les amphibolites présentaient des marqueurs de type cataclastique entre 60,65-63,70 m et 62,47-62,90 m de profondeur (Fig.44e). Les failles normales sont observées en échelon à 63,14-64,24 m de profondeur décalant en mouvement dextre les veinules de magnétite (Fig.35c). Les failles inverses en mouvement senestre ont été observées en échelon à l'échelle de la carotte entre 61,10-62,40 m de profondeur, décalant les gneiss à hypersthène (Fig.35c). La faille transcurrente Loloma montre un mouvement senestre à regard Ouest (Figs.35d-e). D'autres failles normales en mouvement senestres affectent les amphibolites rubanées (Fig.37e). Cette forte intensité est

confirmée sur le terrain par la densité de fracture, qui montre des distances interfractures inférieures à 0,6 m (Fig.43).

IV.3.2 Contexte régional

Les données de télédétection mettent en évidence un système de failles et de fractures dans la zone de Kopongo. Ces structures tectoniques fragiles sont pour la plupart postérieures à la déformation ductile et ne peuvent donc pas expliquer l'histoire du plissement dans la région. Ils peuvent être attribués soit à la relaxation des contraintes post-thermotectoniques, soit à des événements néotectoniques. Dès lors, les failles normales développent un motif en échelon (Fig.25b) ou parfois décalent les plis cartographiques P_{n+2} (Fig.26c), alors que les failles décrochantes contrôlent la géométrie et la distribution des plis cartographiques P_{n+2} et P_{n+3} de cette région (Fig.41a). Ces failles décrochantes correspondent à la bande de cisaillement C_{n+2} dextre orientée NNE-SSW réactivée en mouvement senestre. C'est une classification typique des zones de cisaillement ductile, qui sont réactivées sous forme de tectonique cassante. Dans la figure 40d, la paléocontrainte principale σ_1 ($349^\circ/67^\circ$) est sub-verticale et celles σ_2 ($120^\circ/15^\circ$) et σ_3 ($214^\circ/16^\circ$) sont sub-horizontales. Cet état spécifique des contraintes est celui des failles normales, caractérisant un régime extensif avec une forte composante décrochante ($R'=0,87$), une extension horizontale maximale S_{hmin} NNE-SSW et une compression horizontale maximale S_{Hmax} NNW-SSE. L'inversion de cet état de paléocontraintes (Fig.40e), indique les paléocontraintes σ_2 ($145^\circ/54^\circ$) sub-verticale, σ_1 ($297^\circ/33^\circ$) sub-horizontale et σ_3 ($035^\circ/13^\circ$) horizontale, suggérant un régime décrochant ($R'=1,13$) avec une extension horizontale maximale S_{hmin} NE-SW et une compression horizontale maximale S_{Hmax} WNW-ESE. Ce résultat prédit que les failles transcurrentes de Kopongo apparaissent sous un régime de raccourcissement crustal horizontal WNW-ESE à NNW-SSE et extensif horizontal/sub-horizontale NNE-SSW à NE-SW. La tectonique cassante en ces lieux est dominée par un régime transtensif.

IV.4 CINÉMATIQUE

Les études cinématiques dans la région de Kopongo se sont limitées sur les structures macroscopiques, mésoscopiques et microscopiques. Cette analyse implique les phases de déformation D_{n+2} et D_{n+3} .

La phase de déformation D_{n+2} est marquée d'une part par les linéaments cartographiques. L'analyse des linéaments montre deux couloirs à polarité senestre et dextre compatibles à des systèmes de Riedel marqués par les bandes NNE-SSW (1) et ENE-WSW (2) parallèles

respectivement aux zones de cisaillement de Kribi-campo et Sanaga (Fig.8c et 42). Ces deux directions sont respectivement similaires aux linéaments majeurs : le cisaillement Kribi-campo et le cisaillement centre camerounais, les plans de foliation, les structures S/C, les structures asymétriques et les minéraux "Fish" (quartz, feldspath et amphibole). Les observations mésoscopiques relèvent la foliation mylonitique (Fig.28a), les boudins/plis P_{n+1} asymétriques (Fig.30a et c) et décalés (Fig.32a-b), les plis asymétriques P_{n+2} en Z (Figs.32a-b et 33c-f) et la lentille sigmoïdale de type quartzo-feldspathique (Fig.33f) en mouvement senestre. Ces structures sont de bons indicateurs de sens du cisaillement. En lames mince, les microstructures sont analysées suivant les sections XZ. Elles sont marquées par de nombreuses rotations minérales et déformations en forme de σ et Φ . Ainsi, il apparaît, les minéraux : (1) asymétriques et allongés de quartz, magnétite et amphibole en forme Φ (Fig.29c-f) ; (2) de feldspath en forme de poisson en mouvement dextre (Fig.32c) ; (3) d'amphibole en forme sigmoïdale affectés par des mouvements dextres (Fig.32d) à senestres (Fig.32e-f) ; (4) d'amphibole en forme de poisson (Fig.39c) et développant parfois un boudinage asymétrique en domino (Fig.39d-e) en rotation senestre. La forme sigmoïdale de ces cristaux indique l'existence d'une zone de cisaillement dans le secteur de Kopongo. Ce type de déformation montre des mouvements rotationnels confirmant la déformation non-coaxiale. L'ensemble des structures ainsi décrites marque les structures S/C et indique une composante décrochante du mouvement senestre avec une inversion majeure et des composantes normales mineures. Ces indicateurs cinématiques montrent que l'événement D_{n+2} observé au sein des roches vertes de Kopongo est **un régime de cisaillement simple**.

La phase de déformation D_{n+3} est marquée par les structures mésoscopiques et topographiques qui impliquaient des failles réactivées. Plusieurs caractéristiques de la tectonique active ont été observées dans la région de Kopongo à travers les critères géomorphiques tels que la déviation de la rivière Ngombé (Fig.26a), les dépressions intermontagnardes des collines de Kopongo (Fig.25b) et le déplacement des joints observés sur la rivière Loloma (Fig.35e). A l'échelle de la carte, les rivières Loloma, Ngombé et Malibo présentaient leur large chenal dans la partie basale formant une vallée en forme de U, tandis que les vallées en forme de V se rétrécissent sur leur partie sommitale (Fig.38a). L'étude sur le terrain du paysage de Kopongo révèle de graves glissements de terrain importants où se développent des vallées en forme de V (Fig.25b et e). Le mouvement le long des failles de Loloma, Ngombé et Malibo a provoqué les multiples incisions observées (Fig.19a-c) mais a également généré une migration et un déplacement de leurs canaux. Le chenal actuel observé dans le système fluvial de la rivière Ngombé se déplace vers l'est selon un mouvement

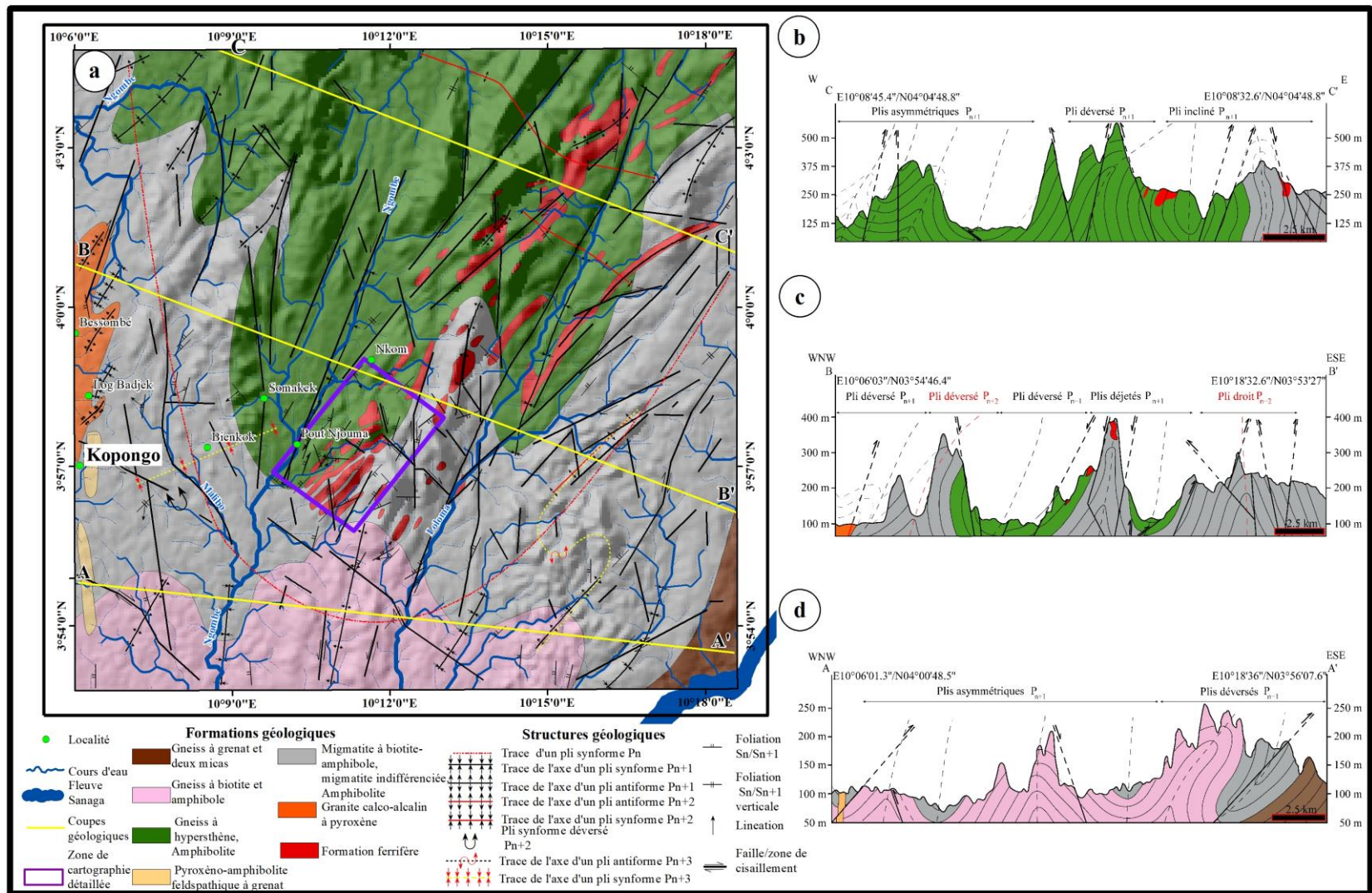


Figure 41. Esquisses géologiques de la zone de Kopongo : (a) Carte géologique simplifiée. (b) et (c) Coupe géologique hypothétique WNW-ESE. (d) Coupe géologique théorique E-W.

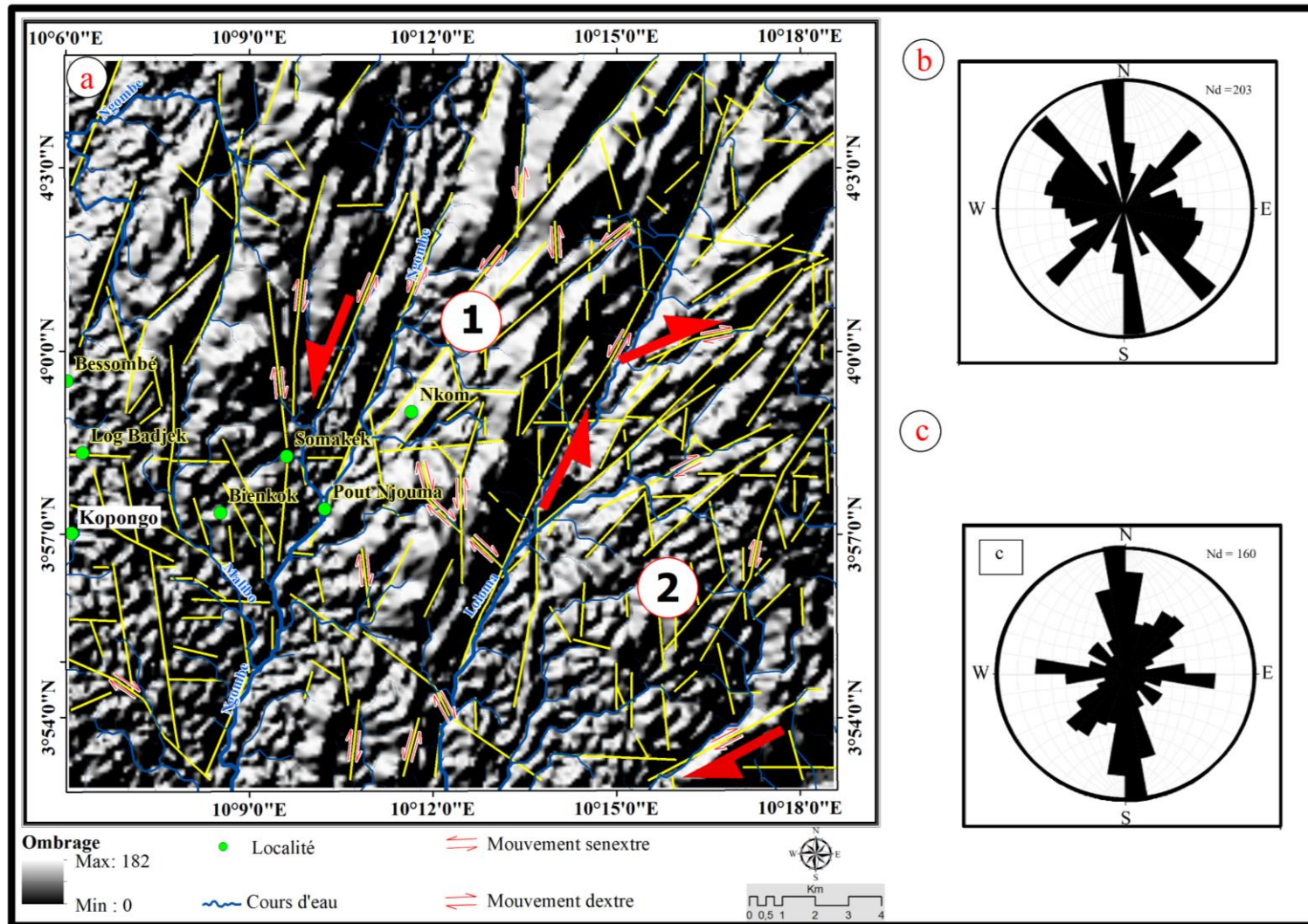


Figure 42. Carte régionale des lithoclasses théoriques: (a) Structures géologiques cisailantes et cassantes superposées sur une image ombrée. (b) Rosace de direction des fractures de tension et (c) Rosace de direction des linéaments.



Figure 43. Photos illustrant les lithoclastes observées sur les affleurements : (a) Amphibolite. (b) Gneiss à biotite et amphibole. (c) Gneiss à hypersthène. (d) Gneiss à magnétite et pyroxène. (e) Migmatite indifférenciée.

senestre (Fig.26a). En revanche, sur la rivière Loloma, un cisaillement senestre développé par des joints suggère un déplacement senestre récent de la faille décrochante correspondante (Fig.35e). Ces incisions le long des rivières Ngombé et Loloma se sont probablement formées lors des réactivations des failles de mêmes noms. D'autre part, deux niveaux de paysages sont bien développés dans la région, formant des failles normales en échelon actives en déplacements dextres à senestres (Fig.25b). Dans la région de Kopongo, les caractéristiques géomorphiques confirment la nature active des failles en **régime transtensif**.



Figure 44. Photos illustrant les marqueurs de failles : (a) Écailles visibles sur le miroir de faille normale décrochante senestre affectant les gneiss à hypersthène. (b) Fissures en échelon sur un miroir de faille normale affectant les FFs. (c) écailles visibles sur le miroir de faille normale affectant les FFs. (d) Joints en mouvement dextre affectant un gneiss à biotite et amphibole. (e) Cataclasites observés entre 60,65-63,70 m et 62,47-62,90 m dans les amphibolites.

CONCLUSION

Sur la base des analyses géologiques et structurales à différentes échelles, il apparaît que la zone de Kopongo a subi quatre phases de déformation distinctes : D_n , D_{n+1} , D_{n+2} et D_{n+3} . La phase D_n est **un aplatissement général horizontal** (compression E-W à NW-SE) caractérisé par la foliation S_n et les plis P_n . La phase D_{n+1} est **un cisaillement pur à simple** (extension E-W à NE-SW) qui reprend les structures D_n , mettant en place la linéation d'étirement L_{n+1} , les boudins B_{n+1} , la foliation mylonitique S_{n+1} , les plans de cisaillements C_{n+1} et les plis P_{n+1} . Les déformations D_n et D_{n+1} trahissent un régime de déformation par aplatissement général horizontal. Le D_{n+2} précoce est une déformation ductile qui a développé les plis P_{n+2} , la linéation L_{n+2} , les boudins B_{n+2} et la foliation mylonitique S_{n+2} . La déformation D_{n+2} tardive est ductile-fragile et responsable des plans de cisaillement blastomylonitiques C_{n+2} qui décalent les plis P_{n+2} . La déformation D_{n+2} montre son caractère rotatif traduisant **un régime de déformation par cisaillement simple** (compression E-W à NNW-SSE). La déformation D_{n+2} est suivie d'une phase ductile D_{n+3} représentée par les plis P_{n+3} , et fragile marquée par les lithoclasses qui développent des zones de mouvement C_{n+3} . Cette phase est supposée être la réactivation des vieilles structures préexistantes. La tectonique cassante montre **un régime transtensif** (NNE-SSW à NE-SW). La minéralisation ferrifère de Kopongo est encaissée dans des formations hôtes à schistosité mylonitique et est associée au pli D_{n+1} (P_{n+1}) pour les formations ferrifères à magnétite et pyroxènes, et aux plis syn- D_{n+2} (P_{n+2}) qui sont porteurs des boudins B_{n+2} où sont incrustés les formations ferrifères à magnétite, pyroxènes et hornblendes de forme lenticulaire. Par ailleurs, les veinules des formations ferrifères à magnétite, pyroxènes et hornblendes recoupées par des failles normales en échelon sont aussi observées. Par conséquent, la minéralisation ferrifère de Kopongo est contrôlée par les structures ductiles et cassantes.

CHAPITRE V. LITHOLOGIE

INTRODUCTION

La région de Kopongo, partie intégrante de la ceinture de roches vertes du Complexe du Nyong est composée des formations ferrifères (FFs) et des roches hôtes. Ces formations géologiques ont fait l'objet d'une cartographie géologique et d'une phase de sondage par carottage. Les analyses géochimiques sont focalisées sur les échantillons de fer. Ce chapitre vise à présenter la distribution spatiale des formations géologiques, la géochimie des FFs, et les types de minéralisations ferrifères rencontrés dans la zone étudiée.

V.1 PÉTROGRAPHIE

V.1.1 Description macroscopique

Cette section présente les principales formations géologiques rencontrées en affleurements (Figs.45-47) et le long des puits de sondages KDD1, KDD2, KDD3, KDD4, KDD5, KDD6, KDD7, KDD8 et KDD12 avec pour profondeurs respectives 159,8 m, 105 m, 69,25 m, 141 m, 108 m, 226,8 m, 150 m, 86,7 m et 93,8 m (Fig.48).

Les descriptions de ces puits de sondages ont permis d'identifier toutes les formations géologiques cartographiées dans l'ensemble du secteur. Il s'agit (i) des FFs et (ii) des roches hôtes. Par ailleurs, la séquence lithologique montre trois formations géologiques observées de la partie supérieure vers la base : (1) formations régolitiques, (2) formations ferrifères et (3) formations hôtes.

Les formations régolitiques (RGL) sont composées de chapeau de fer et de formations hôtes altérées affleurant en dalles, boules et blocs. Elles montrent parfois un aspect isotropique et des reliques de foliation. Le chapeau de fer oxydé est caractérisé par un mélange de colluvions et de matériaux pisolitiques à latéritiques ou concrétions ferrugineuses, alors que les formations hôtes oxydées sont constituées d'amphibolite (AMB) et de gneiss à hypersthène (GNH)/ biotite et amphibole (GNBA) fortement altérées (Fig.46a-b). Le fer oxydé est jaune à rouge pâle sur les échantillons de roches dans lesquels la magnétite, l'hématite, la goethite, la martite et le quartz sont reconnaissables. Les formations hôtes altérées quant à elles sont gris-claires (GNH et GNBA) à sombres (AMB) sur les échantillons de roches dans lesquels les feldspaths, le quartz, les pyroxènes, les amphiboles et les micas peuvent être identifiés. Les formations régolitiques occupent les lignes de crêtes et les flancs de collines à pente très faibles à faibles et affleurent sous formes de dalles métriques et de blocs centimétriques (Fig.46a-b respectivement). Ces formations géologiques affichent des puissances différentes qui varient d'un sondage à l'autre, probablement dû à une variation de leurs positions topographiques. Elles sont rencontrées à différentes profondeurs de 0 à 2,79 m

(Fig.48). L'épaisseur totale le long de la section varie entre 0,5 et 2,79 m (KDD2) avec une épaisseur totale cumulée de 12,06 m, avec une épaisseur maximale d'intercalation de ~ 2,79 m. Les formations ferrifères sont à magnétite et quartz (FFMQ, Fig.46c-d), à magnétite et pyroxènes (FFMP, Fig.46e-f) et à magnétite, pyroxènes et hornblendes (FFMPH, Fig.47a-b).

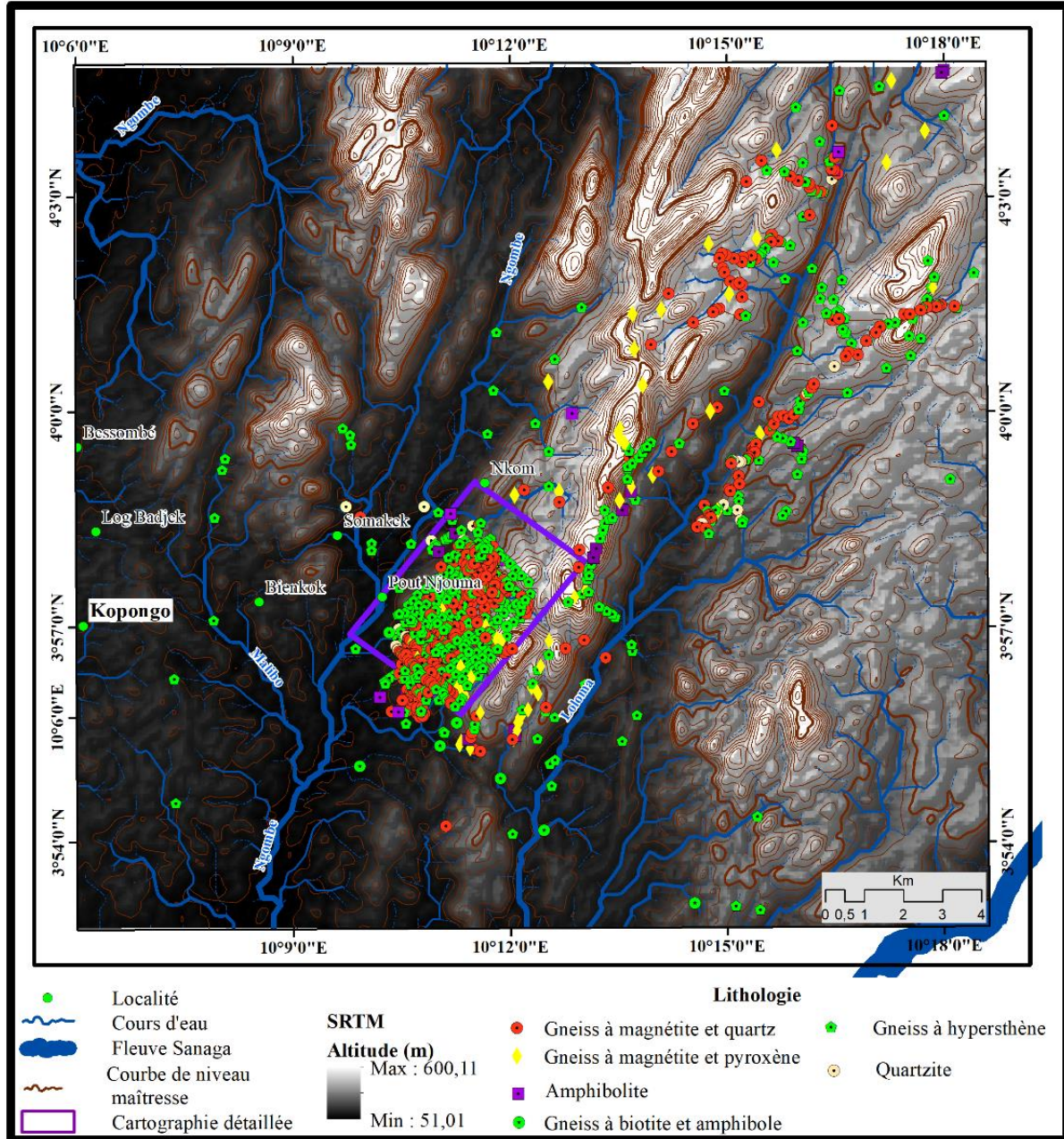


Figure 45. Carte d'affleurement et d'échantillonnage des différentes formations géologiques.

Les formations ferrifères à magnétite et quartz (FFMQ) sont foliées et montrent à l'échelle de l'échantillon une abondance de magnétite, de quartz et peu d'hématite. Elles sont limitées sur leur base par des FFMP et disposent d'une épaisseur totale cumulée de 94,3 m, variant entre 0,12 et 19,15 m (Fig.48). Elles sont interceptées à des profondeurs variables allant de 0 à 31,72 m et montrent une extension latérale moindre ou limitée (Fig.48). Elles affleurent sous

forme de dalles métriques sur les flancs des massifs à pendages modérés à très forts illustrant des zones d'escarpement (Fig.46c-d) traversés par les rivières de 1^{er} et 2^{ème} ordres. Ces formations ferrifères (FFs) représentent la zone saprolitique ferrifère et sont piégées dans les GNH et parfois intercalées entre les RGL et les GNH/GNBA, et les FFMPH/GNH et les AMB (Fig.48).

Les formations ferrifères à magnétite et pyroxènes (FFMP) sont marquées par l'abondance de magnétite et de pyroxène. Elles développent une foliation mylonitique marquée par un étirement des bandes claires et sombres. À l'échelle de la roche la magnétite, le pyroxène, le quartz et le grenat sont visibles. On les retrouve intercalées entre les FFMQ et GNH, les GNH/GNBA, et les FFMPH ou en sandwich dans les GNH/AMB à divers intervalles (Fig.48). Elles sont observées à une profondeur comprise entre 8,52-219,85 m, avec une puissance variant entre 0,10-33,03 m sur une épaisseur totale cumulée de 305,68 m dans la colonne lithostratigraphique (Fig.48). Les FFMP affleurent également sous forme de dalles métriques sur les flancs de collines à pentes abruptes ou le long des rivières de 2^{ème} ordre (Fig.46e-f, respectivement). Ces faciès ferrifères se trouvent en contact avec les AMB sur leur partie inférieure et parfois en contact étroit avec les GNH à la base de la séquence lithologique (Fig.48). Les formations ferrifères à magnétite, pyroxènes et hornblendes (FFMPH) sont localisées à des profondeurs à intervalle oscillant de 20 à 177 m, pour une épaisseur comprise entre 0,51-28 m et une puissance totale de 89,27 m dans la séquence lithostratigraphique (Fig.48).

Les FFMPH montrent une foliation frustrée marquée par l'abondance de minéraux sombres de magnétite, de pyroxène et amphibole avec une faible proportion de quartz. Elles développent une foliation frustrée. À l'échelle de la roche la magnétite, le pyroxène, l'amphibole, le quartz et le grenat sont reconnus. Elles affleurent également sous forme de dalles métriques sur les flancs de collines à pentes faibles à modérées (Fig.47a-b). Ces lentilles ferrifères sont prises en sandwich entre les gneiss à hypersthène (GNH) et les formations ferrifères à magnétite et pyroxènes (FFMP), les amphibolites (AMB) et les FFMP (Fig.48).

Les formations hôtes occupent la base de la séquence lithologique. Ces formations géologiques sont composées d'AMB et de gneiss à hypersthène / gneiss à biotite et amphibole. Les AMB montrent une foliation étirée à rubanée. À l'échelle de la roche l'amphibole, la biotite, le plagioclase et le quartz peuvent être identifiés. Ces amphibolites affleurent sous formes de fuseaux métriques (Fig.47c) et sur les flancs des massifs à très faibles pentes (Fig.47d).



Figure 46. Différentes formations géologiques rencontrées sur le terrain : (a) et (b) Affleurements des formations détritiques à mi- pente. (c) et (d) Affleurements des formations ferrifères à magnétite et quartz sur le flanc du massif. (e) et (f) Affleurement des formations ferrifères à magnétite et pyroxènes sur pente abrupte et sur le lit d'une rivière orientée E-W.



Figure 47. Différentes formations géologiques rencontrées sur le terrain : (a) et (b) Affleurements des formations ferrifères à magnétite, pyroxènes et hornblendes sur le lit d'une rivière orientée WNW-ESE. (c) et (d) Affleurements d'amphibolites. (e) et (f) Affleurements des gneiss à hypersthène.

Les GNH/GNBA sont anisotrope et affleurent sous forme de dalles métriques et de blocs centimétriques à métriques sur pentes très faible à faibles (Fig.47e-f) et parfois sur les talus abrupts des flancs et sommets de collines (Fig.47f). À l'échelle de la roche les bandes sombres/mafiques (pyroxène, mica et amphibole) et clairs/felsiques (quartz et feldspath) sont observées.

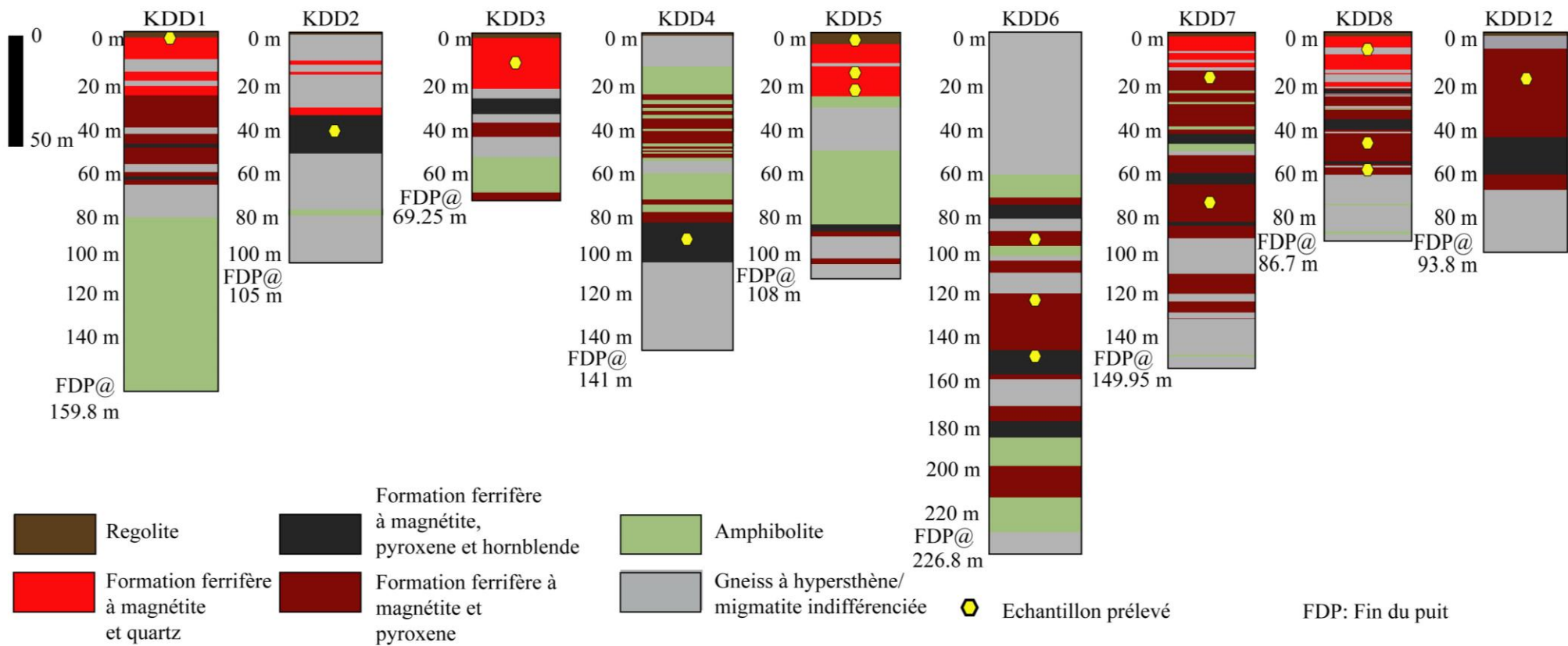


Figure 48. Logs lithostratigraphiques détaillés des puits de sondages effectués à Kopongo indiquant les différents niveaux de prélèvement des échantillons analysés.

Ces formations hôtes présentent des contacts nets avec les FFs. Leur épaisseur totale est de 491,97 m, avec une épaisseur maximale de 75,34 m dans la séquence lithostratigraphique (Fig.48).

V.1.2 Description microscopique

V.1.2.1 Formations ferrifères

V.1.2.1.1 Formations ferrifères à magnétite et quartz

Les formations ferrifères à magnétite et quartz est à grain fin, moyen à grossier et de couleur gris foncée (Fig.49a). En lame mince, elles sont composées de magnétite (~50%), de quartz (~30%), de clinopyroxène (~18%), de plagioclase (1%) et épidote (1%) développant une texture hétérogranulaire granoblastique (Fig.49b-f). La magnétite est à grains fins, moyens à grossiers (0,1-10 mm) (Fig.49b-f). Elle montre des formes irrégulières (Fig.49b-f) et allongées (Fig.49b, d et f) contenant des inclusions mineures de clinopyroxène et de quartz.

Le quartz est à grains fins à moyens (0,1-6 mm) et se présente généralement sous forme de cristaux xénomorphes (Fig.49b-f), et allongé alternant avec les plages sombres de magnétite (Fig.49b). Les clinopyroxènes se présentent sous forme de cristaux souvent automorphes en sections allongées légèrement colorées (0,1-0,7 mm) (Fig.49b-f). Le plagioclase est automorphe (0,05-0,1 mm) et s'identifie aux macles polysynthétiques (Fig.49b et f).

V.1.2.1.2 Formations ferrifères à magnétite et pyroxènes

Les Formations ferrifères à magnétite et pyroxènes sont constituées de grains moyens et grossiers et développent une couleur gris-foncée en raison d'une teneur élevée en magnétite et clinopyroxène vis-à-vis du quartz (Fig.50a). Elles sont principalement constituées de bandes allongées sombres riches en fer alternant avec celles claires riches en silice (Fig.50a). Au microscope, les minéraux montrent des formes polyédriques illustrant des textures hétérogranulaires granoblastiques composées de bandes riches en silice et en fer (Fig.50b-f).

Les formations ferrifères à magnétite et pyroxènes sont constituées de magnétite (~40%), de quartz (~30%), de clinopyroxène (~24%) et de minéraux accessoires tels que l'amphibole (~3%), la biotite (1%), de grenat (1%) et le feldspath alcalin (1%). La magnétite est à grains fins, moyens et grossiers (Fig.50b-d). De petits grains de quartz et de clinopyroxène sont présents sous forme d'inclusions dans des mégacristaux de magnétite (Fig.50b-d). Le quartz forme parfois des bandes alternantes avec la magnétite allongée (Fig.50d). La taille des

cristaux de quartz varie entre 0,1 et 4 mm. Les grains de quartz contiennent fréquemment des inclusions de magnétite et vice versa.

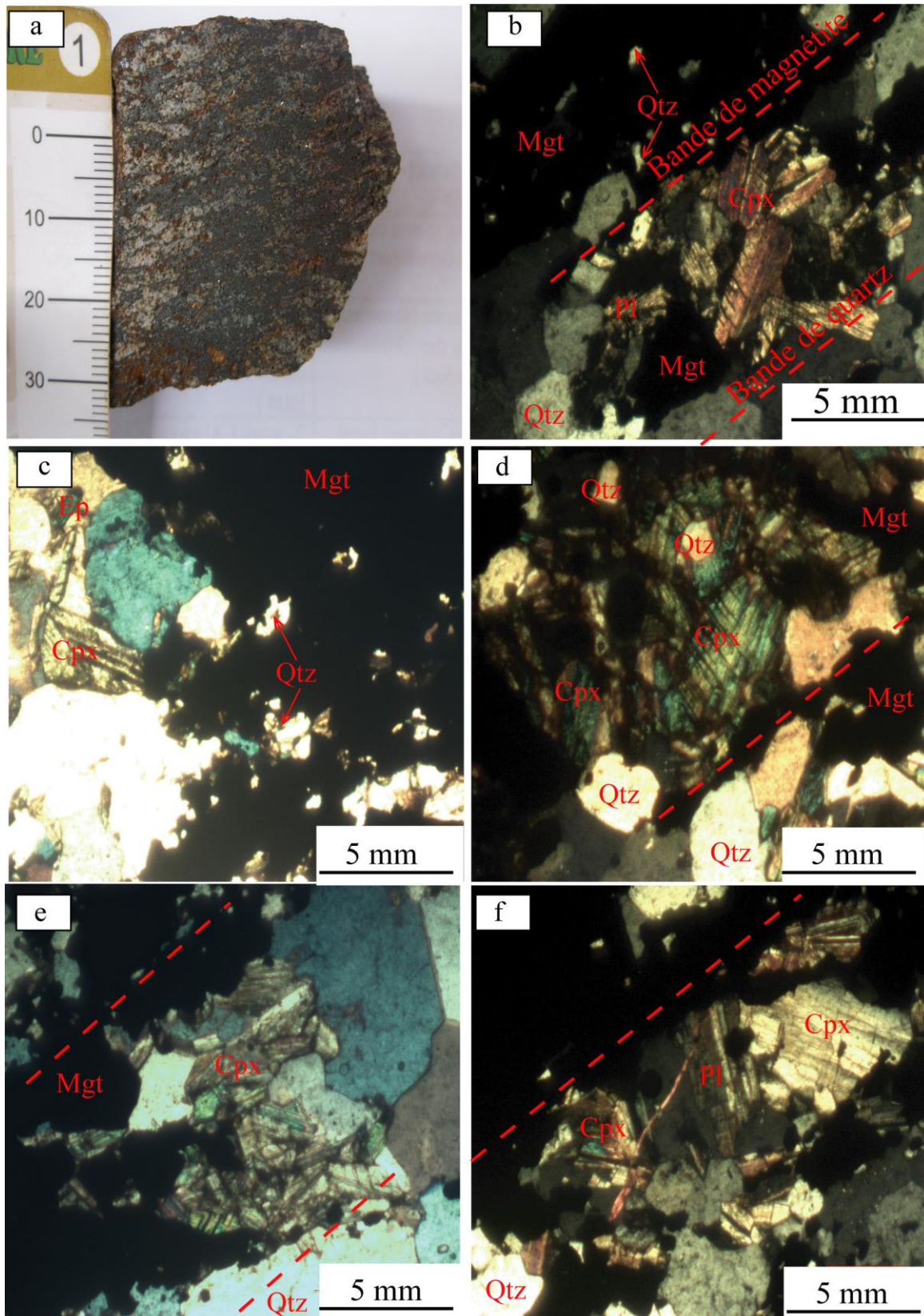


Figure 49. Vues macroscopiques et microscopiques : (a) Formations ferrifères à magnétite et quartz. (b)-(f) Minéraux de quartz, clinopyroxène, magnétite, plagioclase et épidote.

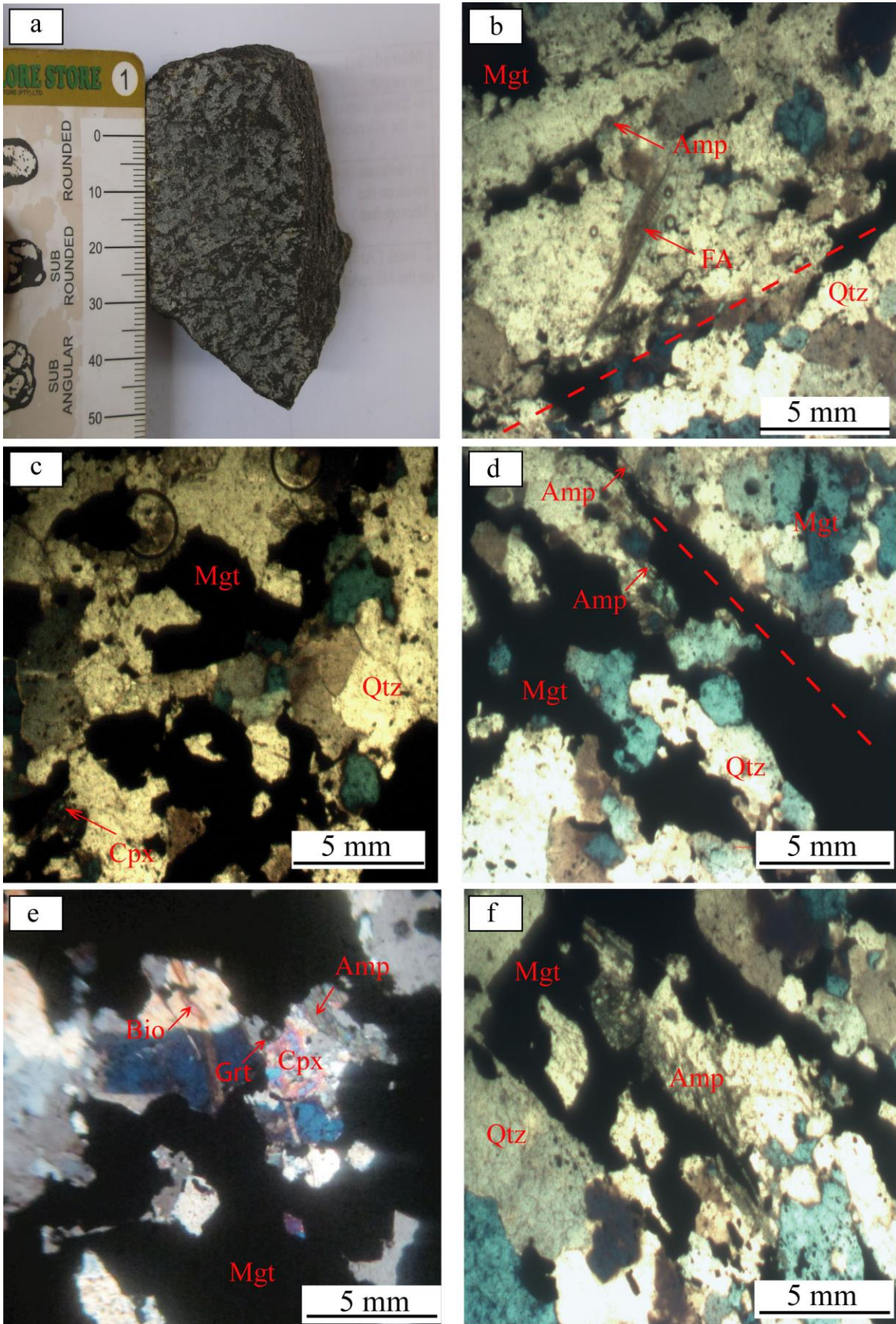


Figure 50. Vues macroscopiques et microscopiques : (a) Formations ferrifères à magnétite et pyroxènes. (b)-(f) Minéraux de quartz, magnétite, clinopyroxène, biotite, amphibole, grenat et feldspath alcalin (microcline).

Quelques cristaux de quartz à grains fins mineurs se présentent sous forme d'inclusions encaissées dans des grains de clinopyroxène (Fig.50b).

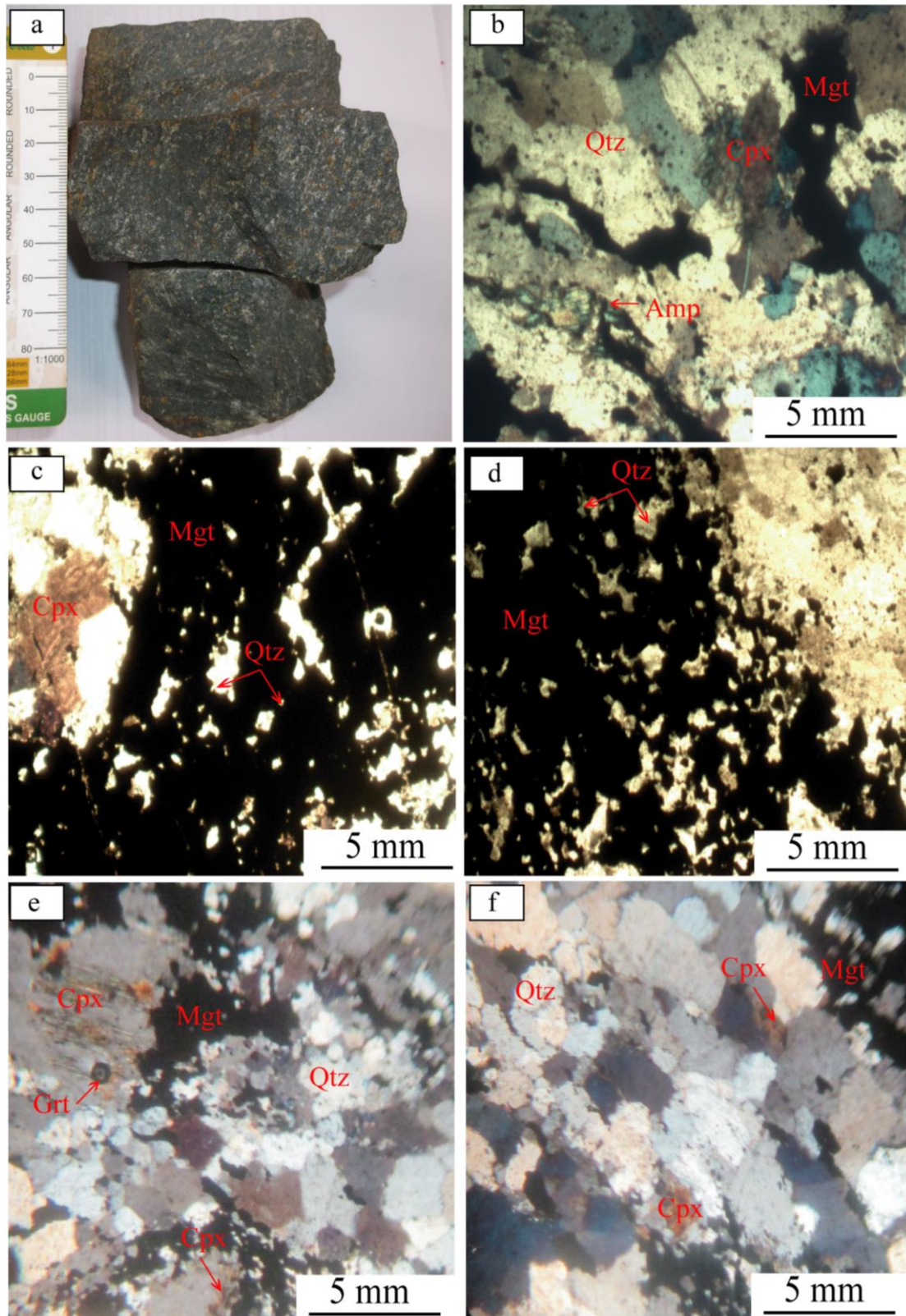


Figure 51. Vues macroscopiques et microscopiques : (a) Formations ferrifères à magnétite, pyroxènes et hornblendes. (b)-(f) Minéraux de quartz, amphibole, clinopyroxène, grenat et magnétite.

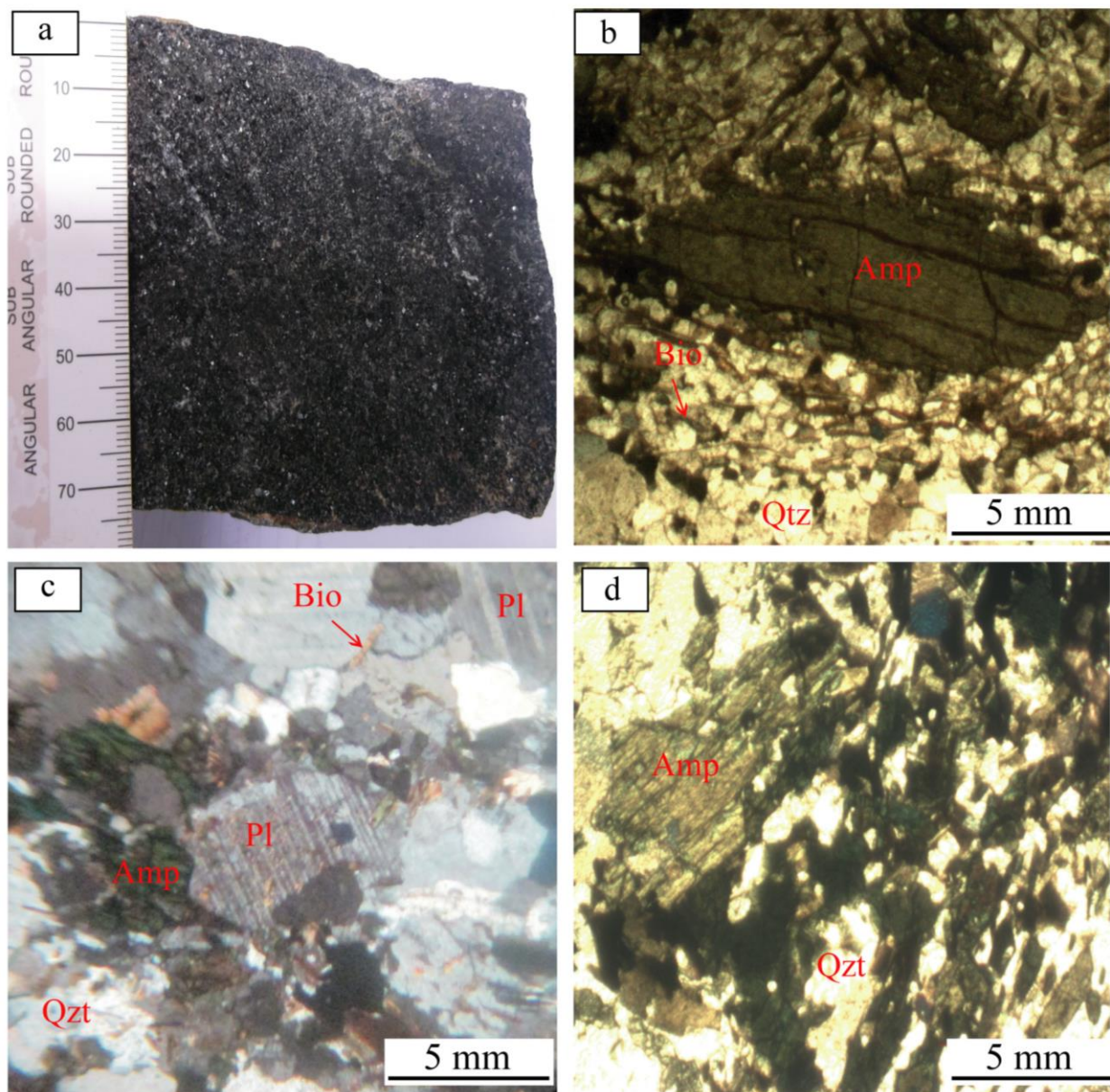


Figure 52. Vues macroscopiques et microscopiques : (a) Amphibolite. (b)-(d) Minéraux d'amphibole, quartz, plagioclase et biotite.

V.1.2.1.3 Formations ferrifères à magnétite, pyroxènes et hornblendes

Les formations ferrifères à magnétite, pyroxènes et hornblendes sont à grains fins, moyens à grossiers et ont une couleur grise très foncé (Fig.51a). Elles sont principalement constituées de bandes diffuses sombres riches en fer et claires riches en silice (Fig.51a). En lame mince, elles sont composées de magnétite (~50%), de quartz (~28%), de clinopyroxène (~17%), d'amphibole (~4%) et de grenat (1%) développant une texture mixte: hétérogranulaire granoblastique à nématoblastique (Fig.51b-f). La magnétite est constituée de cristaux fins, grains moyens à grossiers (0,1-7 mm) et disséminés (Fig.51b-f). La magnétite se présente

également sous forme de minéraux irréguliers avec des inclusions de quartz (Fig.51b-f) et de clinopyroxène de diverses formes et tailles (Fig.51b-c et e-f). Les clinopyroxènes se présentent sous forme de cristaux fins à grossiers (0,1-0,6 mm) (Fig.51b-c et e-f). Le quartz se présente sous forme de grains fins à moyens (0,1-0,6 mm) dans une matrice sombre, riche en magnétite. L'amphibole (hornblendes vertes) se présente sous forme de longs cristaux prismatiques, en tablettes plus ou moins allongées, en fibres ou en aiguilles (0,1 à 5 mm) (Fig.51b).

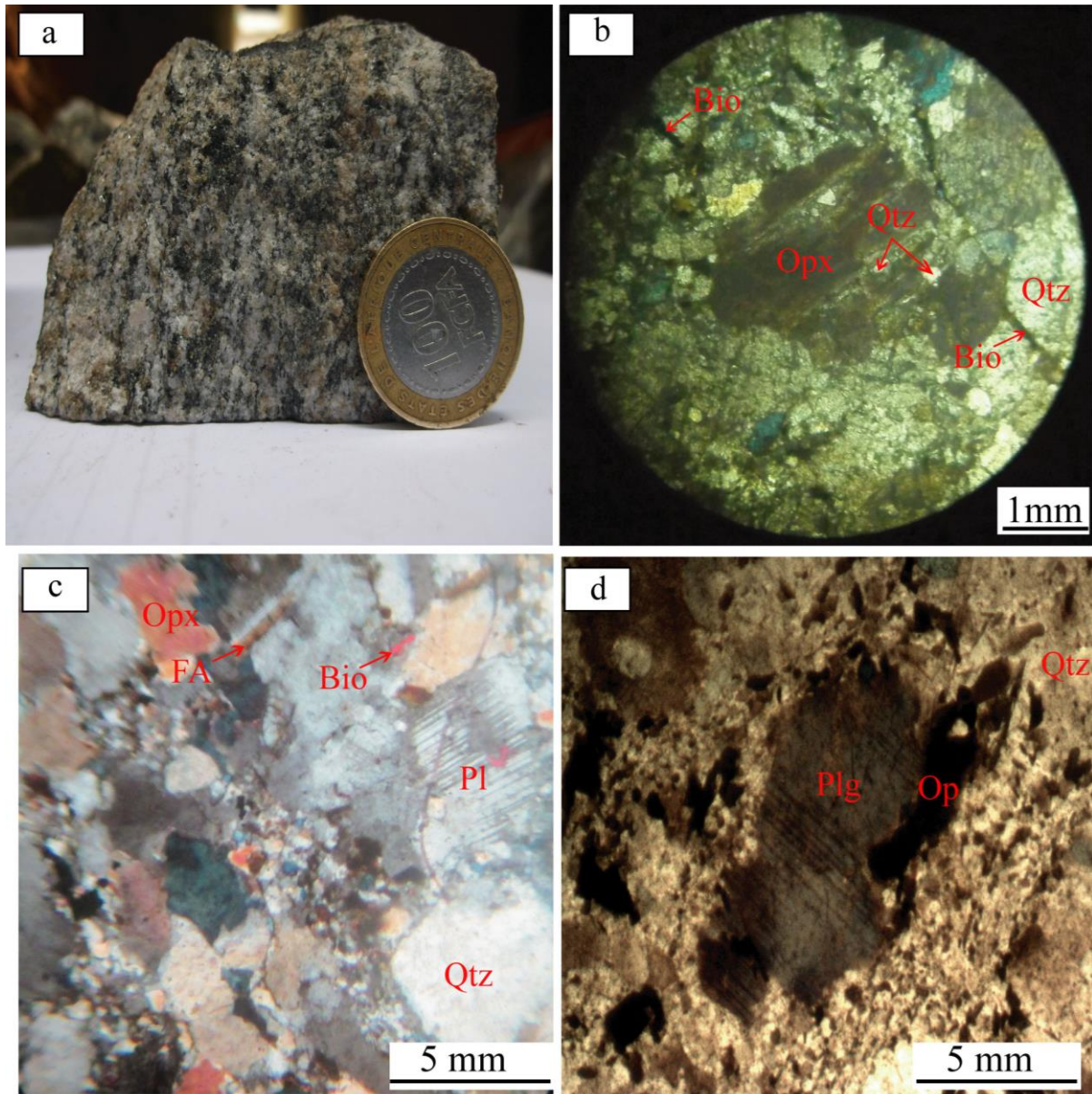


Figure 53. Vues macroscopiques et microscopiques : (a) Gneiss à hypersthène. (b)-(d) Minéraux, de quartz, orthopyroxène, feldspath alcalin, plagioclase, biotite et oxydes opaques.

V.1.2.2 Formations hôtes

V.1.2.2.1 Amphibolite

L'amphibolite est une roche massive de couleur vert à gris sombre, noirâtre, foliée, à grains fins, moyens à grossiers (Fig.52a). Au microscope, l'amphibolite présente des textures hétérogranulaires granoblastiques à nématoblastiques constituées d'amphibole (~37%), de biotite (~26%), de plagioclase (~20%) et de quartz (~17%) (Fig.52b-c). L'amphibole se présente en phénocristaux (foliation) et microcristaux (schistosité) prismatiques ou baguettes très allongés (Fig.52b et d). Le quartz se présente sous forme d'inclusions bien arrondies bombardées dans les grains d'amphiboles (Fig.52b et d). Les plagioclases sont présents sous forme de cristaux subédriques (1,2 mm x 2,7 mm (Fig.52c).

V.1.2.2.2 Gneiss à hypersthène

Le gneiss à hypersthène est gris clair et se trouve principalement au contact des formations d'amphibolite et de fer (Fig.53a). Ce faciès est composé d'orthopyroxène (~35%), de quartz (~25%), de plagioclase (~20%), de feldspath alcalin (~15%), de biotite (3%) et d'oxydes opaques (2%) développant une texture hétérogranulaire granoblastique (Fig.53b-d). L'orthopyroxène se présente sous forme de cristaux à grains fins, moyens à grossiers (0,1 à 4,6 mm) avec parfois du quartz en inclusion (Fig.53b). Le plagioclase est généralement à grains moyens à grossiers (Fig.53c). Le feldspath alcalin (microcline) est présent sous forme de cristaux allongés contenant des inclusions mineures de biotite et de quartz (Fig.53c). Le quartz est sous forme de grains grossiers, moyens et fins (0,1-3,8 mm) (Fig.53b-d).

V.1.2.2.3 Gneiss à biotite et amphibole

Le gneiss à biotite et amphibole est gris sombre et se trouve principalement en contact avec les formations d'amphibolite et de fer (Fig.54a). Ce faciès est composé de biotite (~35%), d'amphibole (30%), de quartz (~20%) et de plagioclase (~15%) développant une texture mixte : hétérogranulaire granoblastique à nématoblastique (Fig.54b-c). La biotite se présente sous forme de cristaux allongés à grains fins, moyens à grossiers (2 à 3 mm) avec parfois du quartz en inclusions (Fig.54d). L'amphibole se présente en phénocristaux et microcristaux prismatiques ou en baguettes très allongés, (Fig.54b-d). Le plagioclase est généralement à grains moyens à grossiers (2-5 mm) avec parfois du quartz et de la biotite en inclusions (Fig.54b-c). Le quartz est sous forme de grains grossiers, moyens et fins (0,1-3,7 mm) (Fig.54b-d).

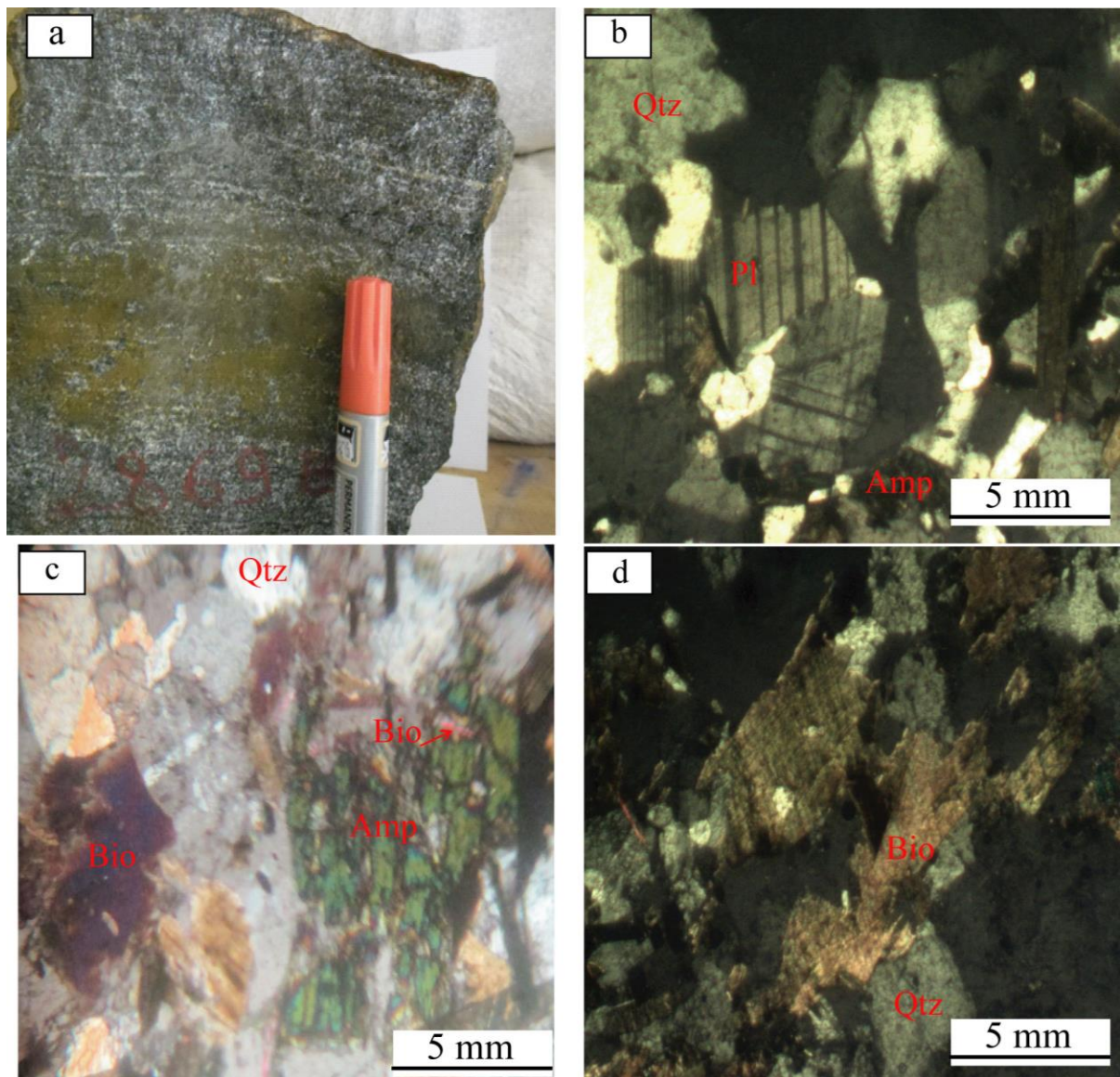


Figure 54. Vues macroscopiques et microscopiques : (a) Gneiss à biotite et amphibole. (b)-(d) Minéraux, de quartz, biotite, plagioclase et amphibole.

V.1.2.2.4 Amphibolite rubanée

L'amphibolite rubanée est gris sombre (Fig.55a). Il est composé d'amphibole majoritaire (50%), de plagioclase (~35%) et peu de quartz (~15%) développant une texture mixte : lépido- à nématoblastique pour les lits sombres et granoblastique pour les lits clairs. (Fig.55b-c). L'amphibole se présente en phénocristaux et microcristaux prismatiques ou en baguettes très allongés (Fig.55b-d). Le quartz est sous forme de grains fins à moyens (0,05-2,5 mm) (Fig.55b-d). Le plagioclase est généralement à grains fins à moyens (0,05 -2 mm) avec parfois du quartz en inclusions (Fig.55c).

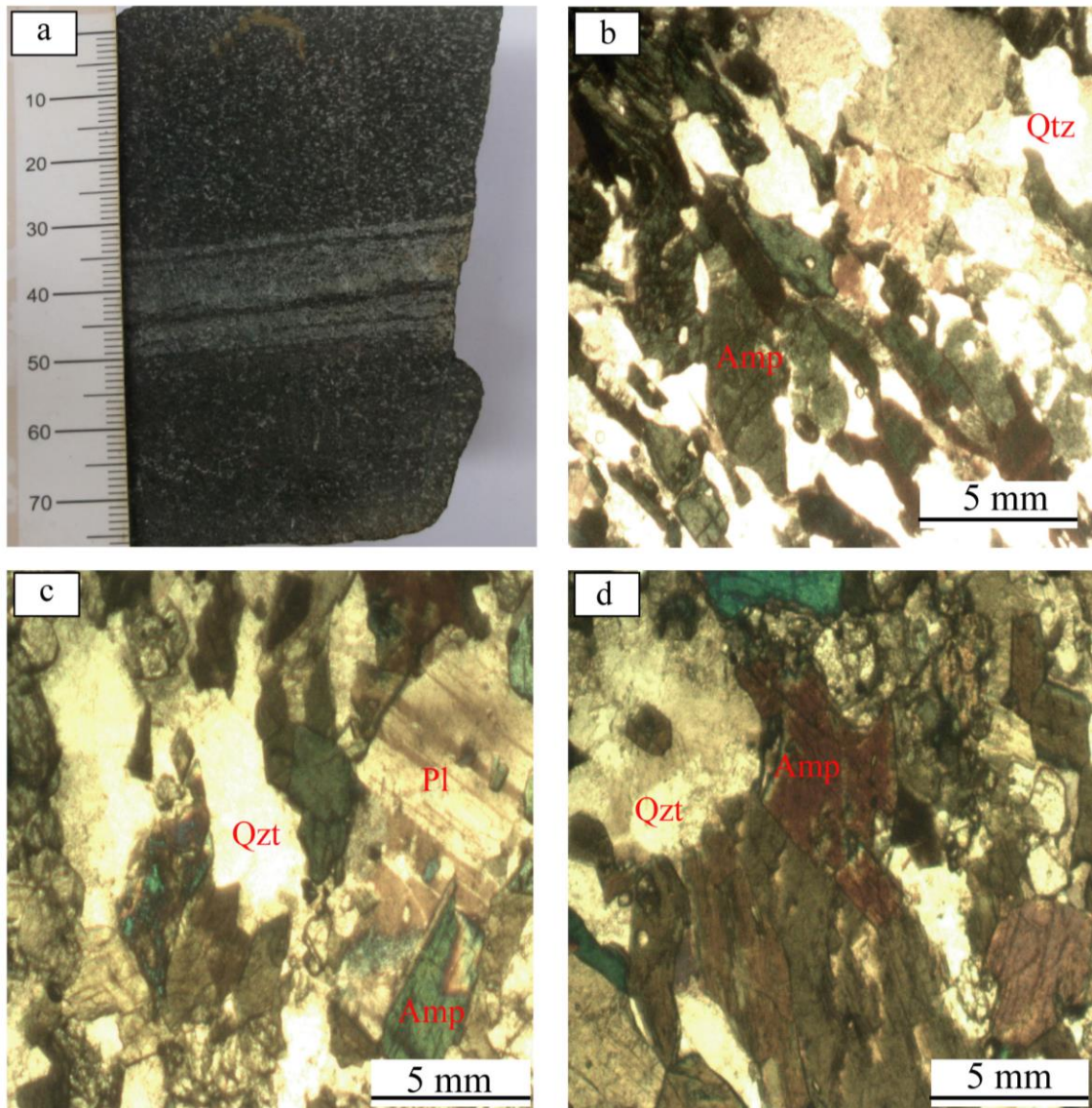


Figure 55. Vues macroscopiques et microscopiques : (a) Amphibolite rubanée. (b)-(d) Minéraux d'amphibole, plagioclase et quartz.

V.1.3 Types de minéralisations

V.1.3.1 Détritique

Les oxydes de fer sont généralement formés à la surface de la terre par l'altération des roches ferrugineuses. Lorsque les accumulations d'oxydes sont de taille et de teneur en fer suffisantes, elles constituent des sources potentielles de fer. La minéralisation de fer détritique apparaît comme un type minéral mixte caractérisé par des matériaux de colluvion riche en fer, de latérite riche en hématite et de latérite pisolitique (Fig.56a et c), avec une susceptibilité magnétique de 76×10^{-2} à $99,7$ SI (Fig.57a et c). Il s'agit d'une minéralisation de fer friable à dur et se trouvant entre 0-2,79 m de profondeur. Les minéraux reconnus sont : la magnétite (gris), la goethite (jaune), l'hématite (rouge), la martite (gris) et le quartz (blanc). Ils sont de

tailles millimétriques à centimétriques et apparaissent sous forme de concrétions et de clastes angulaires. Ce type de minéralisation est identifié comme une altération intense récente du minerai primaire (gneiss à magnétite et pyroxène).



Figure 56. Photos montrant la minéralisation ferrifère de type : (a) Détritique et quartzite à magnétite. (b) Quartzite à magnétite. (c) Détritique et quartzite à magnétite. (d) et (e) Hématite et quartz bréchifié. (f) et (g) À magnétite. (h) À magnétite enrichie.

V.1.3.2 Quartzite à magnétite

Il est situé en sandwich entre la minéralisation ferrifère de type à magnétite et celle de type détritique, et occupe la partie inférieure du profil d'altération. C'est le résultat d'une altération modérée à élevée du corps minéralisé par des processus supergènes. C'est un matériau friable, laminé, fragile et modérément magnétique contenant du quartz, de la magnétite avec un peu

de goethite, d'hématite, de martite et de pyroxène. Ce type de minerai affiche des couleurs gris-sombre, brune-rougeâtre à brune et se trouve entre 0-31,72 m (Fig.56a-c et f), avec une susceptibilité magnétique comprise entre 100-397 SI à diverses profondeurs (Fig.57a et f). Ce matériau de haute densité est composé de grains fins, moyens à grossiers. Il apparaît sous forme de bandes de fer et de quartz aux épaisseurs millimétriques. Les reliques de la foliation traversée par des fractures sont encore visibles.

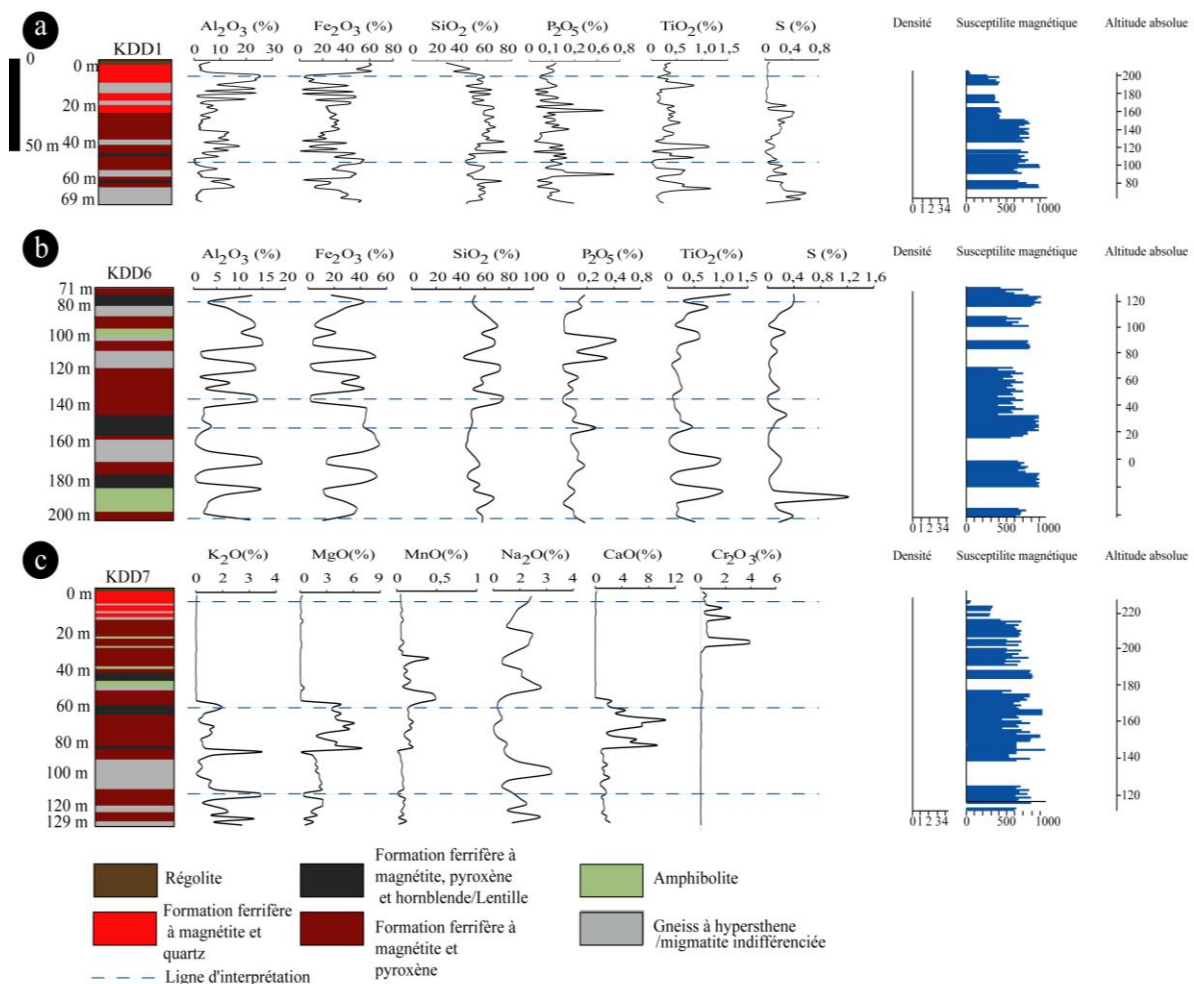


Figure 57. Séquence évolutive des teneurs en oxyde et de la susceptibilité magnétique observées dans les FFs de la surface vers la profondeur.

V.1.3.3 Hématite et quartz bréchifié

La minéralisation ferrifère de type bréchifié se compose de grains gris foncés (hématite solide) ou de gris foncés à blanc (hématite avec quartz majoritaire) (Fig.56d-e). L'hématite massive montre une porosité modérée à élevée, et est constituée de grains fins avec une quantité mineure de quartz et de magnétite, tandis que l'hématite à quartz est composée du quartz à grain fin (>90 %) avec une quantité mineure d'hématite et de magnétite. Localement, les deux type d'hématites sont bréchifiés, ce qui indique qu'un espace ouvert a été créé pendant ou après l'événement minéralisateur principal. Des concentrations de minerai de fer

bréchifié ont été enregistrées et cet enrichissement est contrôlé par l'activité hydrothermale associée aux plissements et aux jeux de failles.

V.1.3.4 Magnétite

Cette minéralisation de fer est observée sous le front d'altération entre 8,52 et 219,85 m et alterne avec des formations stériles (Fig.56f-g). Les observations de terrain montrent que, ce matériau gris foncé à noirâtre est fait de grains fins à moyens, moyens à grossiers, est compact, massif, folié, fracturé, plissé et traversé par quelques veinules de roches modérément magnétiques avec une susceptibilité magnétique variant entre 403-789 SI (Fig.57a-c). La foliation est caractérisée par une alternance de bandes allongées et perturbées de quartz et de magnétite \pm pyroxène (de quelques millimètres à 2 cm).

V.1.3.5 Magnétite enrichie

La minéralisation ferrifère de type à magnétite enrichie (Fig.56h) résulte de la recristallisation de la minéralisation ferrifère de type à magnétite et se trouve entre 33 et 177 m alternant avec la minéralisation ferrifère de type à magnétite et les formations amphibolitiques et gneissiques. Ce matériau est une roche grise, très foncée, à grains fins à moyens et moyens à grossiers, fortement magnétique, dense, massive, compacte, fracturée et traversée par quelques veinules. Il définit une susceptibilité magnétique de 805 à 999 SI (Fig.57a-c). La foliation est caractérisée par des bandes irrégulières/discontinues millimétriques à centimétriques de magnétite entrecoupée par celles de quartz, de pyroxène et d'amphibole (millimétrique à centimétrique). Les reliques de la minéralisation ferrifère primaire sont toujours visibles, mais à l'échelle millimétrique.

V.2 ANALYSE GÉOCHIMIQUE DES FORMATIONS FERRIFÈRES

V.2.1 Régolite

C'est une formation ferrifère superficielle caractéristique d'un enrichissement supergène dû à un degré d'altération météoritique élevé. Il apparait des teneurs fortes à importantes en oxyde de fer (Fe_2O_3) comprises entre 51,27-87,16% (moyenne : 69,22%), pendant que la silice (SiO_2) montre des teneurs relativement faibles à fortes ($\text{SiO}_2= 3,20-46\%$) et l'alumine (Al_2O_3) affiche des concentrations très faibles ($\text{Al}_2\text{O}_3=1,15-6,57\%$) (Tab.18). Par ailleurs les autres éléments majeurs tels que : MgO, P_2O_5 , Cr_2O_3 , TiO_2 , K_2O , Na_2O , CaO, S et MnO affichent de manière décroissante leurs faibles proportions (MgO=0,04-1,72%; $\text{P}_2\text{O}_5 =0,09-0,81\%$; $\text{Cr}_2\text{O}_3=0-0,44\%$; $\text{TiO}_2=0,08-0,43\%$; $\text{K}_2\text{O}=0-0,21\%$; $\text{Na}_2\text{O}=0,01-0,18\%$; CaO= $\sim 0,01-0,10\%$; S = 0,-0,07% et MnO=0,03-0,06% (Tab.18). Les concentrations en éléments traces sont généralement faibles (< 190 ppm, Tab.19).

Tableau 18. Composition géochimique et rapports des éléments majeurs représentatifs des FFs de Kopongo.

Types de roches	RGL				FFQM					FFMP				FFMPH					Moy.
	KDD1	KDD5	KDD7	KDD8	KDD2	KDD7	KDD5	KDD8	KDD5	KDD4	KDD6	KDD8	KDD12	KDD2	KDD6	KDD6	KDD7	KDD8	
Sondage	KDS1	KDS2	KDS3	KDS4	KDS5	KDS6	KDS7	KDS8	KDS9	KDS10	KDS11	KDS12	KDS14	KDS15	KDS16	KDS16	KDS17	KDS18	
Identifiant																			
Profondeur (m)	3	3	3	1	10	17	15	3	22	92	124	58	18	42	93	154	74	47	
Al ₂ O ₃	2,67	3,31	4,89	6,57	1,15	3,21	4,98	1,08	10,20	0,98	2,67	1,82	2,30	1,15	0,54	0,57	1,42	0,48	2,78
Fe ₂ O ₃	60,78	87,16	79,83	57,19	51,27	40,52	74,52	53,82	29,03	43,71	42,39	49,60	45,61	51,27	52,05	54,07	50,34	55,40	54,36
SiO ₂	34,20	3,20	11,65	31,20	46,00	55,00	17,10	42,90	55,50	52,30	50,90	44,80	48,30	46,00	45,90	44,60	45,40	41,90	39,83
K ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,04	0,21	0,01	0,01	0,00	0,02	0,31	0,43	0,41	0,45	0,21	0,10	0,02	0,23	0,02	0,14
MgO	0,04	0,07	0,09	0,05	1,72	0,12	0,05	0,09	0,09	2,02	1,97	2,31	2,33	1,72	1,88	1,72	1,72	1,92	1,11
MnO	0,03	0,03	0,06	0,03	0,05	0,20	0,15	0,02	0,13	0,10	0,12	0,07	0,08	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,08
Na ₂ O	0,01	0,02	0,03	0,01	0,18	0,00	0,02	0,00	0,01	0,06	0,36	0,41	0,24	0,18	0,03	0,03	0,11	0,07	0,10
CaO	0,01	0,01	0,10	0,01	0,67	0,01	0,01	0,03	0,03	1,06	0,81	1,66	1,28	0,67	0,92	1,14	1,04	1,07	0,59
TiO ₂	0,26	0,22	0,43	0,37	0,08	0,68	0,28	0,07	0,40	0,05	0,26	0,35	0,08	0,08	0,03	0,07	0,24	0,04	0,22
Cr ₂ O ₃	0,01	0,05	0,44	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03
P ₂ O ₅	0,10	0,81	0,17	0,15	0,09	0,08	0,24	0,08	0,43	0,07	0,09	0,12	0,25	0,13	0,08	0,11	0,12	0,11	0,18
S	0,04	0,07	0,03	0,03	0,00	0,01	0,03	0,01	0,02	1,05	0,18	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,04	0,00	0,09
LOI	1,58	4,85	3,24	4,35	-0,38	0,87	3,55	0,65	5,15	-0,28	-1,08	-1,09	-0,99	-0,38	-1,45	-1,42	-1,24	-1,33	0,81
Total	99,73	99,80	100,97	100,00	101,04	100,72	100,95	98,75	101,01	101,43	99,10	100,47	99,93	101,08	100,15	100,99	99,48	99,75	100,30
Total Fe	42,51	60,96	55,84	40,00	35,86	28,34	52,12	37,64	20,30	30,57	29,65	34,69	31,90	35,86	36,41	37,82	35,21	38,75	38,02
Si/Al	12,81	0,97	2,38	4,75	40,00	17,13	3,43	39,72	5,44	53,37	19,06	24,62	21,00	40,00	85,00	78,25	31,97	87,29	31,51
Fe/Ti	233,77	396,18	185,65	154,57	640,88	59,59	266,14	768,86	72,58	874,20	163,04	141,71	570,13	640,88	1735	772,43	209,75	1385,00	515,02
Al/Ti	10,27	15,05	11,37	17,76	14,38	4,72	17,79	15,43	25,50	19,60	10,27	5,20	28,75	14,38	18,00	8,14	5,92	12,00	14,14
Fe/Al	22,76	26,33	16,33	8,70	44,58	12,62	14,96	49,83	2,85	44,60	15,88	27,25	19,83	44,58	96,39	94,86	35,45	115,42	38,51
Fe/Si	1,78	27,24	6,85	1,83	1,11	0,74	4,36	1,25	0,52	0,84	0,83	1,11	0,94	1,11	1,13	1,21	1,11	1,32	3,07
Si/Fe	0,56	0,04	0,15	0,55	0,90	1,36	0,23	0,80	1,91	1,20	1,20	0,90	1,06	0,90	0,88	0,82	0,90	0,76	0,84
Fe/K	30390	29053,33	3991,50	1545,68	245,31	6753,33	10645,71	53820	1814,38	142,38	99,51	121,27	101,58	245,31	542,19	3604,67	219,83	3258,82	8144,16
Na/K	7,00	5,33	1,50	0,16	0,84	0,42	2,71	2,50	0,44	0,20	0,85	0,99	0,53	0,84	0,32	2,20	0,49	4,24	1,75
Na/Al	0,01	0,00	0,01	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,13	0,22	0,10	0,15	0,06	0,06	0,08	0,15	0,07
CaO/MgO	0,25	0,14	1,11	0,20	0,39	0,08	0,20	0,33	0,33	0,52	0,41	0,72	0,55	0,39	0,49	0,66	0,60	0,56	0,44
Al/(Al+Fe+Mn)	0,04	0,04	0,06	0,10	0,02	0,07	0,06	0,02	0,26	0,02	0,06	0,04	0,05	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,05
CaO/(CaO+MgO)	0,20	0,13	0,53	0,17	0,28	0,08	0,17	0,25	0,25	0,34	0,29	0,42	0,35	0,28	0,33	0,40	0,38	0,36	0,29
(MgO+CaO+MnO)/Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	0,01	0,07	0,07	0,08	0,08	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,04

RGL : régolite ; FFMQ : formations ferrifères à magnétite et quartz ; FFMP : formations ferrifères à magnétite et pyroxènes ; FFMPH : formations ferrifères à magnétite, pyroxènes et hornblendes

Tableau 19. Composition géochimique et rapports des éléments traces représentatifs des FFs de Kopongo.

Types de roche	RGL				FFMQ					FFMP				FFMPH				
	Sondage	KDD1	KDD5	KDD7	KDD8	KDD2	KDD7	KDD5	KDD8	KDD5	KDD4	KDD6	KDD8	KDD12	KDD2	KDD6	KDD6	KDD7
Identifiant	KDS1	KDS2	KDS3	KDS4	KDS5	KDS6	KDS7	KDS8	KDS9	KDS10	KDS11	KDS12	KDS14	KDS15	KDS16	KDS16	KDS17	KDS18
Profondeur (m)	3	3	3	1	10	17	15	3	22	92	124	58	18	42	93	154	74	47
Ni	50	160	60	20	20	120	60	5	320	120	80	70	20	20	80	30	40	60
Pb	20	40	90	50	30	50	70	5	50	60	5	40	10	30	50	60	20	10
Sn	<10	5	20	5	<10	10	10	5	5	10	10	20	10	<10	10	20	5	20
As	20	30	20	10	20	10	20	10	10	10	5	10	10	20	10	5	20	10
Ba	<10	40	40	10	50	5	100	5	40	140	130	180	140	50	80	70	10	50
Cl	30	50	40	20	150	20	40	10	20	70	90	70	320	150	30	40	170	20
Co	<10	10	10	5	<10	30	5	5	20	20	10	5	5	<10	5	5	5	5
Cu	20	40	130	80	20	40	110	5	300	140	50	30	20	20	80	20	20	20
Sr	<10	20	30	20	10	10	30	5	10	50	5	50	30	10	40	60	5	20
V	30	70	120	50	20	110	80	5	130	<10	50	80	20	20	20	30	10	10
Zn	30	110	120	120	60	50	320	20	80	50	60	50	40	60	30	40	70	30
Zr	40	60	110	180	50	40	80	40	70	20	20	70	40	50	40	50	40	40
Co/Zn	0.33	0.17	0.08	0,04	0.17	0.60	0.06	0.25	0.29	0.40	0.17	0.10	0.13	0.17	0.17	0.13	0,07	0.17
Co/Ni	0.20	0.06	0.17	0.25	0.20	0.25	0.08	1	0.06	0.20	0.13	0.07	0.25	0.50	0.06	0.17	0.13	0.08

RGL : régolite ; FFMQ : formations ferrifères à magnétite et quartz ; FFPM : formations ferrifères à magnétite et pyroxènes ; FFMPH : formations ferrifères à magnétite, pyroxènes et hornblendes

V.2.2 Formations ferrifères à magnétite et quartz

Ces formations ferrifères occupant la zone saprolitique du gisement. Elles indiquent de fortes teneurs en oxyde de fer (Fe_2O_3) comprises entre 29,03-74,52% (moyenne : 51,78%), contrairement à la silice (SiO_2) et à l'alumine (Al_2O_3) qui exposent des concentrations mineures à modérées ($\text{SiO}_2=17,1-55,5\%$ et $\text{Al}_2\text{O}_3=1,08-10,2\%$; [Tab.18](#)).

D'un autre côté, les teneurs des éléments majeurs tels que : TiO_2 , P_2O_5 , MnO , MgO , S , CaO , Cr_2O_3 , Na_2O et K_2O ($\text{TiO}_2=0,07-0,68\%$; $\text{P}_2\text{O}_5=0,08-0,43\%$; $\text{MnO}=0,02-0,20\%$; $\text{MgO}=0,05-0,12\%$; $\text{S}=\sim 0,01-0,03\%$; $\text{CaO}=\sim 0,01-0,03\%$; $\text{Cr}_2\text{O}_3=0-0,02\%$; $\text{Na}_2\text{O}=0-0,02\%$; et $\text{K}_2\text{O}=0-0,02\%$; [Tab.18](#)) décroissent continuellement. Les concentrations en éléments traces sont généralement faibles (< 330 ppm, [Tab.19](#)). De légers enrichissements en Ni (5-320 ppm), Zn (20-320 ppm) et Cu (5-300 ppm) sont observés tandis que les autres éléments traces tels que Cl (10-150 ppm), V (5-130 ppm), Ba (5-100 ppm), Zr (40-80 ppm), Pb (5-70 ppm), Co (5-30 ppm), Sr (5-30 ppm), As (10-20 ppm) et Sn (5-10 ppm) montrent des teneurs faibles.

V.2.3 Formations ferrifères à magnétite et pyroxènes

Ce sont des formations géologiques à faible altération. Elles affichent des proportions faibles à modérées en oxyde de fer (42,39-45,61% ; moyenne : 44%), alors que, la silice (SiO_2) présente des teneurs modérées à fortes (44,8-52,3%), contrairement à l'alumine (Al_2O_3) qui montre des concentrations très faibles à faibles (0,98-2,67% ; [Tab.18](#)). Les autres éléments majeurs tels que : MgO , CaO , S , K_2O , Na_2O , TiO_2 , P_2O_5 , MnO et Cr_2O_3 ont des proportions relativement faibles et décroissantes ($\text{MgO}=1,97-2,33\%$; $\text{CaO}=0,81-1,66\%$; $\text{S}=0-1,05\%$; $\text{K}_2\text{O}=0,31-0,45\%$; $\text{Na}_2\text{O}=0,06-0,41\%$; $\text{TiO}_2=0,05-0,38\%$; $\text{P}_2\text{O}_5=0,07-0,25\%$; $\text{MnO}=0,07-0,12\%$ et $\text{Cr}_2\text{O}_3=0-0,01\%$; [Tab.18](#)).

Les concentrations en éléments traces sont généralement faibles (< 330 ppm, [Tab.19](#)). Un léger enrichissement en Cl (70-320 ppm) est observé alors que les autres éléments traces tels que: Ba (130-180 ppm), Cu (20-140 ppm), Ni (20-120 ppm), V (<10-80 ppm), Zr (20-70 ppm), Zn (40-60 ppm), Pb (5-60 ppm), Sr (5-50 ppm), Co (5-20 ppm), Sn (10-20 ppm) et As (5-10 ppm) montrent des teneurs faibles.

V.2.4 Formations ferrifères à magnétite, pyroxènes et hornblendes

Par opposition à la silice (SiO_2) qui présente des teneurs faibles à modérées (39,83-46%) et à l'alumine (Al_2O_3) qui montre des concentrations très faibles ($\text{Al}_2\text{O}_3=0,48-2,78\%$), ces faciès ferrifères de profondeur affichent des teneurs élevées en oxyde de fer Fe_2O_3 (50,34-55,40% ; moyenne : 52,87% ; [Tab.18](#)). En outre, les éléments majeurs tels que : MgO , CaO , TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , Na_2O , S , MnO et Cr_2O_3 présentent des concentrations relativement faibles et

décroissantes (MgO=1,11-1,92%; CaO =0,59-1,14%; TiO₂=0,03-0,24%; K₂O=0,02-0,23%; P₂O₅=0,08-0,18%; Na₂O=0,03-0,18%; S=0-0,09% ; MnO=0,05-0,08% et Cr₂O₃=0-0,03% ; Tab.18).

Les concentrations en éléments traces sont généralement faibles (< 180 ppm, Tab.19).

CONCLUSION

La zone de Kopongo montre une séquence lithologique composée des formations : (1) régolitiques, (2) ferrifères et (3) hôtes. Les formations régolitiques sont constituées de chapeau de fer et de formations hôtes stériles fortement altérées, pendant que celles ferrifères sont représentées par les formations ferrifères (FFs) à magnétite et quartz, à magnétite et pyroxènes, à magnétite, pyroxènes et hornblendes. Les formations hôtes occupent la base et sont constituées d'amphibolite rubanée, d'amphibolite, de gneiss à hypersthène, de gneiss à biotite et amphibole. À l'échelle microscopique, les FFs s'identifient par l'abondance de clinopyroxènes, de magnétites en bandes allongées et déchiquetées respectivement pour les FFs à magnétite et pyroxènes et celles à magnétite, pyroxènes et hornblendes. Les FFs à magnétite et pyroxènes définissent une texture granoblastique hétérogranulaire, alors que celles à magnétite, pyroxènes et hornblendes montrent une texture granoblastique hétérogranulaire et/ou nématoblastique due à la relaxation des contraintes. Les amphibolites ont des cristaux prismatiques ou en baguettes très allongées illustrant une texture variable : hétérogranulaire, granoblastique et nématoblastique. Les gneiss à hypersthène affichent une texture granoblastique à hétérogranulaire, alors que celle des gneiss à biotite et amphibole est nématoblastique, granoblastique à hétérogranulaire. Les FFs ont des teneurs en oxyde de fer oscillant entre 29,03-87,16; en silice entre 3,02-55,5% ; en alumine entre 0,48-27,10%, et MgO, Cr₂O₃, Na₂O, TiO₂, CaO, P₂O₅, MnO, S et K₂O < 3%. Les concentrations en éléments traces sont généralement faibles (< 330 ppm). Ces formations ferrifères sont marquées par les minéralisations de type : détritique, quartzite à magnétite, hématite et quartz bréchifié, à magnétite et à magnétite enrichie.

CHAPITRE VI. INTERPRÉTATIONS ET DISCUSSIONS

INTRODUCTION

Le présent chapitre porte sur l'interprétation et la discussion des principaux faits d'observation et d'analyses morphonéotectoniques, structurales, pétrologiques et géochimiques. À partir des paramètres morphométriques, des indices tectoniques, des données de terrain et de laboratoire, ce chapitre vise à : (1) établir l'influence du climat, des processus d'érosion, de l'hétérogénéité lithologique et de l'activité tectonique sur la région de Kopongo; (2) mettre à découvert l'évolution tectonique du Complexe du Nyong; (3) étudier comparativement le contrôle structural à l'échelle régionale et mondiale des roches vertes de Kopongo; (4) ressortir les relations entre les événements tectoniques, métamorphiques et la minéralisation des formations ferrifères de Kopongo ; (5) élucider l'environnement de dépôt de ces roches ferrifères; (6) effectuer des études lithostratigraphiques corrélatives et géochimiques comparatives à d'autres formations ferrifères précambriennes; (7) proposer un modèle illustratif de l'évolution géodynamique de ces formations et (8) déterminer les intérêts scientifiques et économiques des formations ferrifères de Kopongo.

VI.1 SIGNIFICATIONS GÉOMORPHOLOGIQUES ET TECTONIQUES

VI.1.1 Contrôle lithologique

Le contraste lithologique a une influence sur la vitesse d'érosion qui affecte une région et sur la variation des paramètres morphométriques tels que : la fréquence de flux (Fs), la densité de drainage (Dd) et le rapport du relief (Rh).

La fréquence de flux (Fs) et la densité de drainage (Dd) ont des valeurs respectives comprises entre 0,70-1,44 et 0,73-1,85 (Tab.13). Les valeurs plus élevées de Fs ($Fs > 1$) et Dd ($Dd > 1$), sont le résultat des conditions lithologiques variables (Fig.5), d'un ruissellement élevé, d'une faible capacité d'infiltration/imperméabilité, et du relief élevé (altitude > 170 m) (Bahrami et al., 2020). Les valeurs inférieures de Fs ($Fs < 1$) et Dd (< 1) indiquent une capacité d'infiltration élevée/perméabilité et un relief plus faible (altitude < 170 m) (Anand et Pradhan, 2019). Par ailleurs, la région de Kopongo présente des valeurs élevées et faibles du rapport de relief (Rh, Tab.13) indiquant, une région complexe, composée à la fois des zones vallonnées et des zones de vallée. Cela suppose une topographie faible et élevée aux pentes faibles à raides. Un relief relatif élevé et une pente raide indiquent une zone montagneuse et une érosion intensive. Tandis que les zones à pente faible à modérée suggèrent une surface plane avec des roches de socle résistantes (Magesh et al., 2012). Cela traduit une imperméabilité des roches cristallophylliennes et plutoniques (Fig.5) et une rugosité de la zone d'étude.

VI.1.2 Contrôle climatique

Les nuances climatiques peuvent être observées à travers les paramètres morphométriques tels que : le rapport de finesse (Rfs), la fréquence de flux (Fs) et la densité de drainage (Dd).

Le rapport de finesse (Rfs) a des valeurs faibles comprises entre 0,02 et 0,15 (Tab.13) indiquant une influence du climat équatorial de type guinéen à trois saisons (ex., Nsangou et al., 2018). Les valeurs respectives de la fréquence de flux et la densité de drainage (0,70-1,44 et 0,73-1,85 ; Tab.13) caractérisent une région humide avec une épaisseur pédologique importante (Dingman, 2009) due à une faible vitesse érosive et un faible taux d'accumulation des sédiments dans la région. Ce caractère est indicateur des inondations, ravinements et glissements de terrain probables (Pareta and Pareta, 2011) et est typique des régions favorisées par un couvert végétal important et de type forêt dense équatoriale humide. Ces variations des paramètres morphométriques s'observent avec les températures de 28 à 33°C, un taux d'humidité de 70% (Olivry, 1986), des précipitations très abondantes comprises entre 32-600 mm (Sighomnou, 2004) et marquées par une pluviométrie importante de 3512 mm/an (Tchindjang et al., 2015). Ce caractère est typique d'un climat tropical humide.

VI.1.3 Contrôle tectonique

VI.1.3.1 Évolution tectonique de la région de Kopongo à travers les paramètres morphométrique

La géologie structurale est l'un des facteurs clés régissant de manière périodique et assez influente sur l'évolution du système de drainage et même sa genèse ou sa morphogenèse (Burbank et Anderson, 2001 ; Jamieson et al., 2004). Les paramètres morphométriques du relief sont essentiels pour la caractérisation et la compréhension de la formation du paysage, en particulier dans les régions où les processus érosifs et tectoniques sont bien marqués (Passarella et al., 2016), une situation très notable dans la région où cette étude a été développée. Ainsi, l'application d'indices morphométriques nécessite une analyse minutieuse, car les formes de relief peuvent présenter des résultats morphométriques, qui indiquent une activité tectonique récente, mais qui sont liés à des structures développées et maintenues comme en témoigne la résistance lithologique ou par les actions de processus climatiques passés et présents (Andrades Filho et Rossetti, 2018). De plus, les interrelations entre relief, lithologie et hydrographie ont été corroborées par l'influence tectonique (Furrier et Silva, 2020). La dynamique géologique cumulée sur une période de temps donnée est une conséquence du degré d'évolution de la complexité géométrique et arborescente du réseau, régulièrement guidé par le climat. Pour Slama (2007), cette dynamique caractérise et

différencie les sous-bassins versants (SBs) qui constituent alors le cadre complexe dans lequel le réseau hydrographique s'installe et évolue.

À cet effet, les valeurs des rapports de finesse (Rfs) et d'errance (Rw) comprises respectivement entre 0,02-0,15 et 0,69-1,14 (Tab.13) indiquent une sinuosité importante des modèles hydrographiques et de la topographie de la zone d'étude. Ils permettent de constater un contrôle du système de drainage par les structures géologiques enfouies qui sont en fait des plis cartographiques P_{n+1} et P_{n+2} mis en évidence dans le Complexe du Nyong par Owona et al. (2011) et Abou'ou Ango et al. (2021), qui s'expriment en surface par les trajectoires de foliation ondulées (Fig.11). Par ailleurs, les valeurs de l'indice de croissant (CI) varient entre 0,73-2,03 (Tab.13) et corroborent avec la croissance progressive des plis antiformes due à l'expansion latérale des modèles hydrographiques au fil du temps (Bahrami et al., 2020; Abou'ou Ango et al., 2021). Ainsi, des valeurs élevées de l'indice de croissant (CI, proche de 1,5, SBs-IV, VII, XIV et XVII) sont associées à des sous-bassins versants (SBs) entièrement en forme de croissant, tandis que les valeurs faibles de CI (proche de 1, SBs-II, XV...) indiquent des sous-bassins versants droits (le moins en forme de croissant). Par conséquent, il existe un lien entre la longueur des réseaux de talweg et les structures tectoniques enfouies, et en particulier avec les drainages de 3^{ème} ordre (Collina-girard et Griboulard, 1990 ; Abou'ou Ango et al., 2021). Cela est constaté dans la topographie de Kopongo, qui montre des axes de longueur de drain court de 3^{ème} ordre qui correspondent fréquemment à des structures « positives », alors que les axes de longueur de drain long de 3^{ème} ordre correspondent à des structures « négatives ». Les structures négatives sont contrôlées par les rivières Ngombé, Malibo et Loloma, tandis que les structures positives sont présentées par les affluents de ces rivières. De plus, l'étude des drainages de 1^{er} et 2^{ème} ordres en ces lieux n'a pas d'intérêt, du fait de leur correspondance avec les structures de surface, alors que les drainages de 3^{ème} et 4^{ème} ordres, ont une correspondance morphologique avec des accidents profonds. Cette théorie est constatée au Sud de Matmata au Maroc, où l'on observe que la distribution des longueurs de drains n'est pas aléatoire, mais suit des orientations régulières sans doute, liées aux structures enfouies (Dridri et Fedan, 2001). Prud'homme (1972) et Delteil et al. (1974), au contraire, considèrent que seuls deux faits géologiques pourraient expliquer ces observations. Pour l'expliquer, il faut insister sur les relations qui existent entre la morphométrie d'un ordre donné et la profondeur des structures en question. Plus l'ordre est élevé, plus la structure est profonde et/ou importante (Griboulard et Prud'homme, 1985).

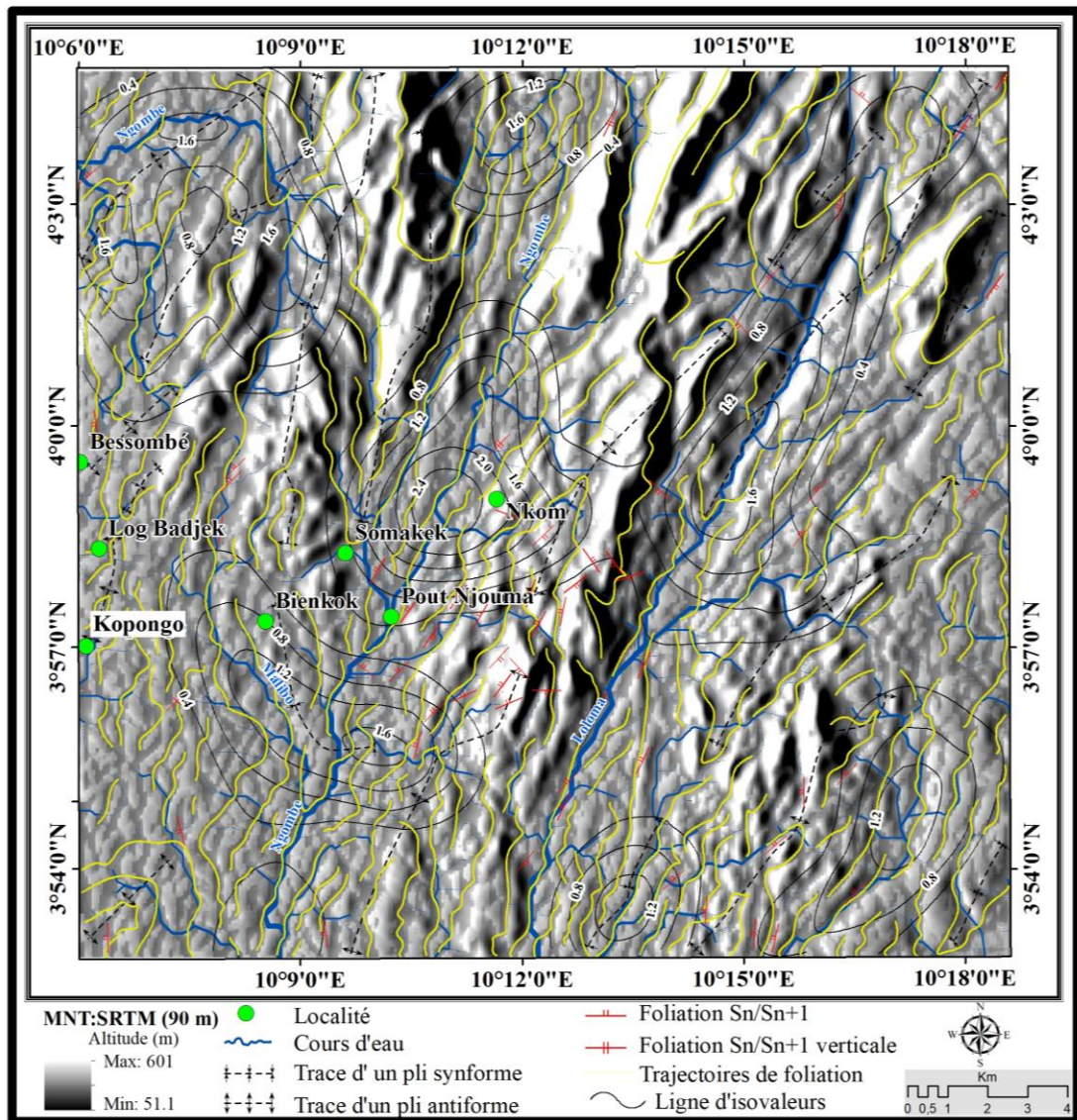


Figure 58. Carte obtenue par superimposition du réseau hydrographique, les stuctures profondes et les trajectoires de foliation sur le model numérique de terrain de la zone de Kopongo (Abou'ou Ango et al., 2021).

L'analyse des réseaux hydrographiques dans l'étude de la lithologie et la structure est mise en évidence par Prud'homme (1972). Ceci démontre que le drainage suit les lignes de plus grande pente et que le réseau hydrographique acquiert sa symétrie, son type et ses anomalies en fonction de la structure lithologique. Ainsi, la tectonique ne peut plus être négligée dans les travaux géomorphologiques, notamment ceux de nature morphostructurale (Furrier et Silva, 2020). On constate également que l'évolution du réseau tend à s'adapter à la structure géologique selon les directions du meilleur écoulement et du moindre effort (Prud'homme, 1972). Ainsi le tracé du réseau correspond d'une part à l'écoulement gravitaire général et d'autre part à un écoulement contrôlé par la géologie. La zone de Kopongo est une infime partie du bassin de la Sanaga, qui a approximativement une forme de bonbonne liée au golfe de Guinée (Olivry, 1986). La combinaison entre les cartes de la hiérarchie hydrographique et

de distribution des longueurs de drain de 3^{ème} ordre montre que les structures antiformes sont corrélées avec les axes topographiques hauts illustrés par les ordres inférieurs (1^{er} et 2^{ème} ordres), pendant que les structures synformes sont corrélables aux axes topographiques bas et correspondent à des longueurs de drains de 3^{ème} ordre (Abou'ou Ango et al., 2021). Autrement dit, cette architecture établit une corrélation entre les structures géologiques enfouies, la topographie et le réseau hydrographique. Cela se traduit par la présence de réseaux hydrographiques du type treillis courbe exprimé par le drainage du SB-III et de type contourné présenté par le SB-V (Fig.16a). La superposition de la carte du réseau hydrographique et des trajectoires de foliation sur le modèle numérique de terrain (Fig.58) montre les similitudes et les divergences entre les deux paramètres géomorphologiques.

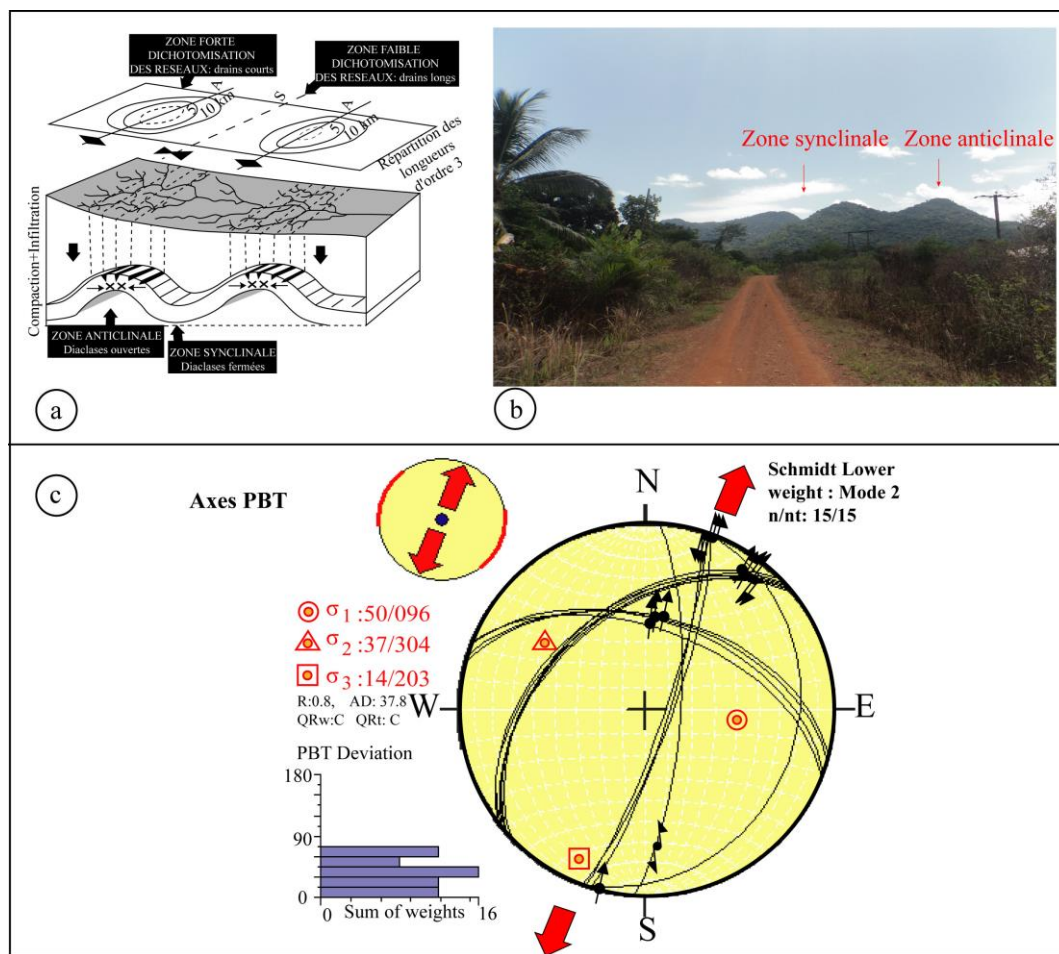


Figure 59. (a) Schéma interprétatif de la relation observée entre les structures géologiques enfouies et le réseau hydrographique (Collina-Girard and Griboulard, 1990). (b) Photo illustrant une succession de synformes et d'antiformes observées sur la ceinture de roches vertes de Kopongo. (c) PBT sont les résultats des axes cinématiques (déviations angulaires) des plans focaux choisis et associés à leurs lignes de glissement. P (axe de la contrainte principale maximale), B (axe intermédiaire) et T (axe de tension).

Les concordances définissent un parallélisme entre les trajectoires de foliation, les traces des axes des plis synformes observés au niveau de la bande centrale orientée NNE-SSW avec des lignes droites uniformes et les rivières situées dans le secteur SE. Les secteurs NW, SW et

W montrent une concordance courbe entre les trajectoires de foliation, les sources et les rivières. En revanche, des discriminations sont observées au niveau des rivières et des sources qui croisent les trajectoires de foliation. Ces rivières et sources se rencontrent souvent sur les parties périclinales des plis régionaux. Les variations de longueur des talwegs, notamment des longueurs de drains de 3^{ème} ordre, sont généralement corrélées à des structures géologiques enfouies sous une couverture sédimentaire plus ou moins épaisse (Collina-Girard et Griboulard, 1990, Fig.59a) ou sous terrain métamorphique comme l'illustrent les roches vertes de Kopongo (Fig.59b).

Des corrélations sont observées entre les trajectoires de foliations et les structures profondes théoriques. Les plis synformes de Bienkop, de Somakek et sur la zone en amont du fleuve Loloma montrent une parfaite superpositions entre les lignes d'isovaleurs concentriques et les trajectoires de foliations fermées (Fig.58).

Le contrôle structural des modèles hydrographiques ci-dessus est également attesté par les lithoclasses marquées par les failles Ngombé, Malibo et Loloma où ruissellent les rivières de mêmes noms (Fig.41a). Le motif illustré par la rivière Malibo et Ngombé-NW montre une forme courbe synonyme d'une faille listrique orientée N-S, NNW-SSE à NW-SE, indicative d'un réseau de type treillis-courbe, pendant que les rivières Ngombé-NNE et Loloma orientées NNE-SSW ont une allure rectiligne matérialisant un réseau hydrographique de type sub-parallèle traduisant des failles décrochantes à caractère normal ou inverse (Fig.41a). Ce contrôle structural peut être confirmé par les paramètres morphométriques tels que : la fréquence de flux et la densité de drainage (0,70-1,44 et 0,73-1,85), le facteur de forme (Rf : 0,25-0,83) et l'indice de dissection (DI : 0,21-0,87) (Tab.13). L'ensemble des sous-bassins versants (SBs) de la région de Kopongo montre des valeurs de Fs ($F_s > 1$) et de Dd ($D_d > 1$) élevées, indicatives d'une région fortement disséquée (Fig.41a ; Bahrami et al., 2020). Cela s'explique également par une densité de fractures, qui montre des valeurs interfractures comprises entre 5 à 300 mm, traduisant une zone modérément à intensivement fracturée (Fig.43c-d). Les valeurs faibles du facteur de forme ($R_f < 0,7854$, à l'exception du SB-III), montre que la zone de Kopongo est sous une influence tectonique (Sreedevi et al. 2009 ; Anand et Pradhan, 2019). Cela est constaté par les valeurs élevées de l'indice de dissection ($DI > 0,70$; Tab.13), qui montrent l'ampleur de la dissection de la région de Kopongo (Singh, 2000), marquée par de fortes incisions et déviations hydrographiques (Figs.25c et 26a, respectivement). Cette forte activité tectonique avait déjà été signalée dans le Complexe du Nyong par Moussango et al. (2018) et Nsangou et al. (2018, 2020). Ces auteurs ont montré

que les failles Précambriennes de la région ont subi des réactivations jeunes, traduisant alors une évidence de la néotectonique en ces lieux.

VI.1.3.2 Évolution tectonique de la région de Kopongo à travers des indices géomorphologiques

Sur la base des résultats d'analyses géomorphologiques et de campagnes de terrain étendues, le site de Kopongo est considéré comme une zone tectoniquement active, en raison de la présence d'anomalies topographiques et hydrographiques. En effet, l'intensité de l'activité tectonique et les multiples indicateurs de la déformation régionale au sein de la région de Kopongo ont été démontrés à travers les données de terrain et des indices géomorphologiques tels que H_i , H_c , U , AF/AF' , R_b , B_s , Re , T_c et V_f .

Les valeurs H_i et les courbes H_c du site exploré varient d'un SB à l'autre (Tab.14 ; Fig.20), considérablement de la BA à celle de HA (Tab.15) à la fois pour les SBs matures et moins matures (ex., Strahler, 1952). De plus, les valeurs de H_i et les courbes hypsométriques obtenues ont montré des similitudes. Des irrégularités ont également été observées, ce qui a permis d'apprécier les fluctuations de la tectonique active détectée pour les failles transcurrentes majeures de Ngombé, Loloma et Malibo (Fig.41a) et la réactivation d'anciennes failles comme les failles Sanaga (Bisso, 2007 ; Ndikum et al., 2014; Noel et al., 2014; Moussango Ibohn et al., 2018; Nsangou et al., 2020) et Kribi-Campo (Sandron et al., 2018) traversant et/ou proche de la zone de Kopongo. En outre, les courbes hypsométriques concaves, en S et complexes obtenues dans cette étude, montrent des variabilités de forme corroborant avec les instabilités tectoniques. Par ailleurs, les courbes en forme de S représentent une région modérément érodée et une topographie évoluant à l'état stable (ex., SBs-IV, VIII et IX), tandis que les courbes de forme concave caractérisent une région fortement érodée et fracturée en raison des discontinuités structurales (ex., SWs- X, XI et XII, Perez-Peña et al., 2009). D'une part, la distribution spatiale des valeurs H_i de la plus faible (0,21-0,35, BA) à la plus élevée (0,50-0,51, MA et HA) a montré que plusieurs kilomètres de zones étaient caractérisés par des taux de dénudation remarquablement élevés, tandis que d'autre part une masse de roches relativement importante a été érodée (El Hamdouni et al., 2008). Étant donné que la forme de la courbe a la capacité de décrire l'érosion latérale, mais les formes irrégulières observées en amont ou en aval (SBs-XIX et XX) pourraient être positivement corrélées aux processus de rajeunissement, aux événements de piraterie ou au soulèvement différentiel associé à une forte hétérogénéité des formations géologiques (Fig.40a, Ajay Kumar et al., 2019). Pour attester de ce rajeunissement, $0,50 < H_i$ et

0,50 <math>< Hi < 0,7</math> montrent que la région de Kopongo est influencée par une activité de soulèvement tectonique faible (ex., BA) et modérée (ex., MA et HA) (Gu et Shi, 2018).

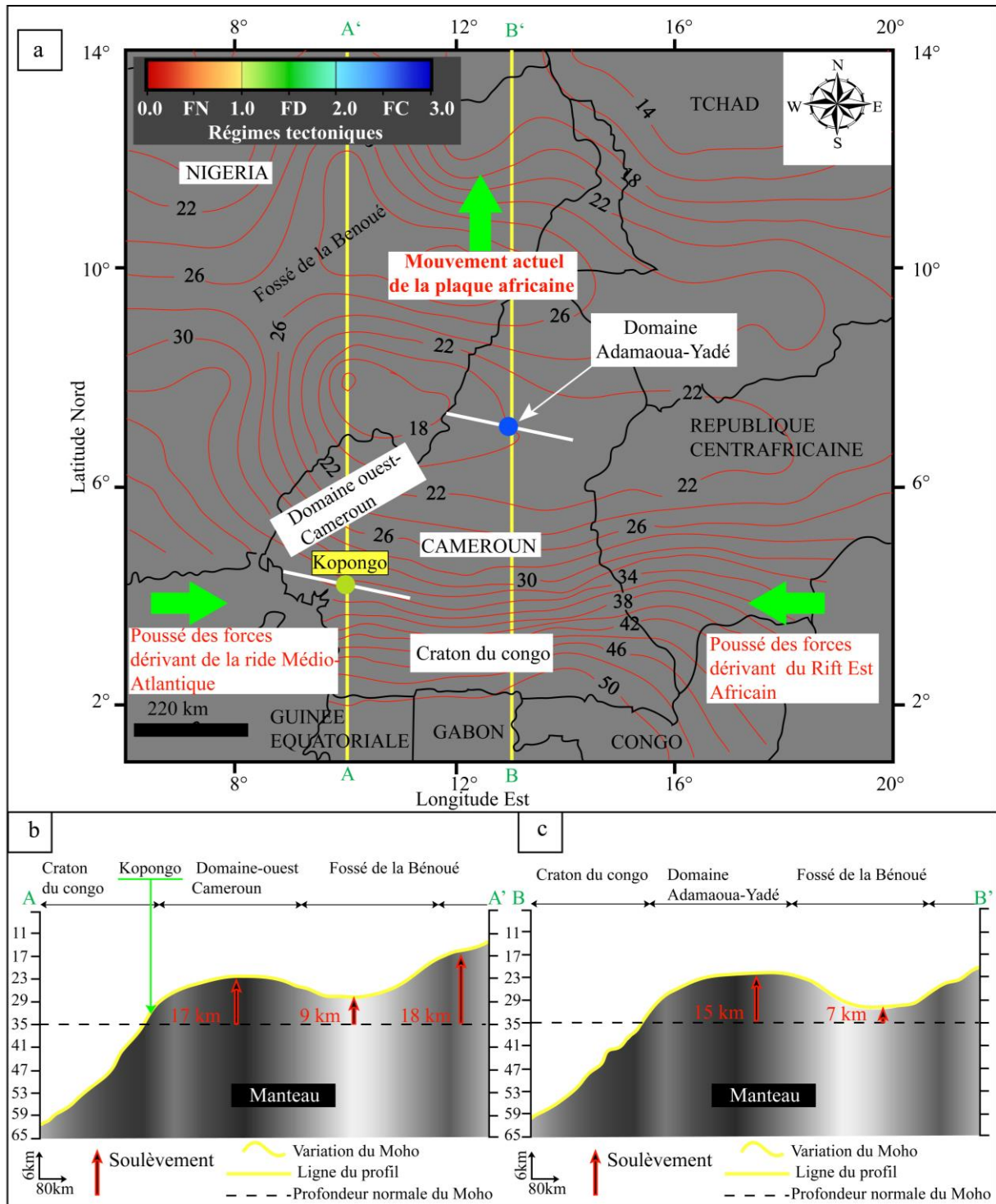


Figure 60. (a) Carte de la variation des épaisseurs crustales (en km) en Afrique Centrale obtenue à partir des données gravimétriques (Modifier, Poudjom Djomani et al., 1995). (b) et (c) Coupes conceptuelles de la bordure NW du craton du Congo illustrant la variation des épaisseurs crustales le long des latitudes 10°N (AA') et 13°N (BB'). FN : faille normale, FD : faille décrochante, FC : faille chevauchante.

Compte tenu de ces conditions, le paysage de Kopongo a subi un rajeunissement et démontre une réponse géomorphique transitoire comme rétroaction aux forces tectono-climatiques.

Selon Kirby et Whipple (2012), les anomalies du paysage et des cours d'eau dues aux processus de taux de soulèvement témoignent du type, du temps de mise en place et de la géométrie des forces tectoniques dans un environnement extensif et compressif. Par conséquent, les variations climatiques peuvent être liées à des événements de soulèvement tectonique (Dana, 1856). Dans ce cas, le changement climatique observé à la fin du Cénozoïque est-il une cause directe ou indirecte du soulèvement tectonique, ou bien les taux d'érosion associés aux compensations isostatiques lors de cette variation climatique ne peuvent-ils pas avoir de résolutions définitives face au problème observé, de manière à générer des mouvements verticaux (Hay et al., 2002).

Les données disponibles sur le continent africain montrent que des changements climatiques ont été observés du Crétacé à nos jours (Grimaud, 2014 ; Mvondo Owono et al., 2022). L'Afrique a enregistré une période humide pendant l'Aquitainien au début du Miocène (Bamford, 2000), tandis que la côte Sud-Ouest est devenue et est restée aride après le Miocène moyen (Pickford et Senut, 1999). La même évolution climatique a été observée dans le SW-Cameroun sur le bassin du Rio Del Rey (Mvondo Owona et al., 2022), les régions d'Edéa-Ésèka (Nsangou et al., 2020) et de Kopongo, située dans le Golfe de Guinée. La région du Sud-Ouest du Cameroun est soumise depuis le début du Miocène à un climat équatorial typiquement guinéen. Selon Mvondo Owono (2011), le volcanisme est un autre phénomène pouvant affecter la morphologie d'une région. En effet, le volcanisme intraplaque du Cénozoïque qui a affecté le Golfe de Guinée apparaît comme une zone linéaire, associé à un soulèvement domal du socle (Poudjom et al., 1995). Ce soulèvement pourrait être un stade précoce de rifting continental le long de la zone de cisaillement régionale de l'Afrique centrale (Poudjom et al., 1997). Ce soulèvement tectonique est marqué par la présence de structures géologiques jeunes illustrées par le fossé de la Bénoué et la dorsale basaltique de la LVC qui s'étend de l'océan Atlantique au Nord Cameroun (Goussi Ngalamo et al., 2017). Cette conséquence tectonique montre aussi que l'épaisseur de la croûte continentale au Cameroun est amincie et varie entre ~ 50 km au Sud et ~ 14 km au Nord, suggérant une importante remontée du Moho vers le Nord de ~ 50-32 km sous le craton du Congo, ~ 32-22 sous le plateau de l'Adamaoua et de 22-18 km sous la partie Ouest du Cameroun (Fig.60a, Poudjom Djomani et al., 1995). La région de Kopongo est proche de la LVC où l'épaisseur de la croûte varie de 27 à 35 km (ex., Noel et al., 2014). Il est clair que le soulèvement tectonique en

Afrique Centrale varie entre 7 et 18 km (Fig.60b-c). Ceci suggère que le craton du Congo aurait subi des intrusions répétées de roche crustale de nature plus dense, qui auraient généré des processus de métacratonisation au cours de l'orogénèse panafricaine (Goussi Ngalamo et al., 2017). Bien que l'origine de ce soulèvement soit encore inconnue, et reste en discussion. Sinon, ce soulèvement pourrait être lié au déplacement de la plaque africaine vers le Nord dans un contexte de marge passive (ex., Deffontaines et al., 2008) et aurait généré à partir du manteau asthénosphérique (Lee et al., 1994) la poussée verticale du Moho observée en Afrique Centrale depuis l'ouverture de l'Atlantique Sud au Mésozoïque. La Ligne Volcanique du Cameroun (LVC) qui traverse le Golfe de Guinée a développée des soulèvements au Tertiaire. Cette activité devenait très prolifique avec l'entrée en activité du Mont Cameroun, qui est l'un des plus importants volcans actifs de cette LVC situé près de la zone de Kopongo. Ce Mont favorise un soulèvement très important dont le taux est évalué à ~3,8 m/Ma (Koum et al., 2013). Les failles NNE-SSW Loloma et Ngombé sont parallèles à la ligne volcanique du Cameroun (où se trouve le mont Cameroun) et à la faille Kribi-campo (Fig.8a). Toutes ces failles sont définies comme le prolongement de la zone de cisaillement Centre Camerounais (CCC). Le long des failles de Loloma, Ngombé et Kribi-campo, des épacentres sismiques avec des profondeurs focales comprises entre 20 et 30 km sont bien observés (Ambey, 1989), ce qui suggère que toute la région est sismiquement active. La structure en graben présente sur le paysage de Kopongo (Fig.25b) exprime une déformation transtensive, similaire au bassin transtensionnel observé le long du système du cisaillement centre camerounais (CCC) par Guiraud et al. (2005). Selon Stuart et al. (1985), la réactivation du CCC s'est produite au Crétacé suite à l'ouverture de l'océan Atlantique Sud. L'orientation NNE-SSW des failles de Loloma et Ngombé dans le sud du Cameroun a été considérée par De Plaen et al. (2014) comme étant l'empreinte de ce rifting créacé lors de la fragmentation du Gondwana. Selon Nfoumou et al. (2004), les interprétations historiques et récentes de la sismicité tectonique ont montré que le bloc SW du Cameroun avait été fréquemment réactivé. Ils suggèrent que la plupart des tremblements de terre identifiés dans ce bloc sont liés à l'activité volcanique du Mont Cameroun. Ndibi et al. (2021) ont délimité ce bloc SW en trois provinces sismotectoniques. Le Mont Cameroun est la première source sismique, défini comme un stratovolcan d'âge Plio-Quaternaire (~ 4 100 m de haut), et possède une fine croûte d'environ 25 et 30 km (Tokam et al., 2010). La deuxième source sismique est localisée dans la partie NE du Mont Cameroun avec des valeurs de croûte mince comprises entre 27 et 30 km (Eloumala et al., 2014). Les structures en graben de cette zone (Ndibi et al., 2021), sont semblables aux dépressions intermontagneuses développées sur Kopongo (Fig.25b). La

troisième source sismique est située dans les hauts plateaux de l'ouest du Cameroun (altitude > 1 000 m), où les éruptions volcaniques indiquent des âges allant de l'Éocène (52 Ma) au Pliocène (Moundi et al., 2008). Dans la plupart des zones tectoniques actives, la géométrie et les types de failles locales avec leurs activités récentes ont tendance à modifier les systèmes fluviaux (Fig.26a) et les expressions topographiques (Fig.25b ; Maroukian et al., 2008). La réponse topographique aux zones en déformation active est fournie par la réponse des rivières au soulèvement pour une compréhension pertinente de la néotectonique (Dubey et Dar, 2016). Les structures déformées et déplacées (Figs.26a ; 25b et e) sont principalement responsables de l'incision accélérée de la rivière (Keller et Pinter, 2002 ; Bull, 2007). Le développement du relief dans la région de Kopongo résulte du soulèvement brusque de la partie nord-ouest du craton du Congo qui soutient la réactivation de plusieurs failles primaires et secondaires dans le sud-ouest du Cameroun. Ainsi, l'interaction entre le soulèvement tectonique, le climat, l'érosion et la végétation dans l'évolution du paysage d'une région a été documentée comme étant indiscutable, car la modification de l'un de ces facteurs produit un déséquilibre immédiat et des changements peuvent être observés.

Dans certaines études, les anomalies des paysages reliques et des rivières produites par les processus de soulèvement comme celles observées à Kopongo ont été considérées comme des indicateurs significatifs (ex., Clark et al., 2004). Ces mêmes caractéristiques ont également été trouvées sur les rivières de la marge Sud-Est du plateau Tibétain, qui ont montré des variations successives du taux de soulèvement des roches dans l'espace et dans le temps (Whipple, 2004). En revanche, le Sud-Ouest du Cameroun montre un fort taux de soulèvement dans un contexte de marge passive, marqué par de nombreuses failles actives et de nombreuses îles et complexes volcaniques actifs (Nsangou et al., 2020), situés à proximité de la zone de Kopongo. La région de Kopongo est affectée par les failles actives de Loloma, Ngombé et Sanaga (Moussango Ibohn et al., 2018; Nsangou et al., 2020) et de Kribi-Campo (Sandron et al., 2018) parallèles et plus proches de la LVC (Kamgang et al., 2008). Les unités de hautes altitudes (HA) sont caractérisées par les taux de soulèvement et le basculement latéral les plus élevés (Figs.21 a et b, respectivement). Cette géométrie observée le long de la marge et à travers le temps peut également être liée au soulèvement et aux activités volcaniques le long de la LVC. Par conséquent, les activités tectoniques observées sur Kopongo devraient être liées aux activités de la LVC. Par contre, Owona (2008) suggère que le soulèvement tectonique associé de la croûte épaissie définit la nappe du Complexe du Nyong transportée du haut vers l'Est vers le Complexe de Ntem. De même, les roches métagabbro observées au sein du Complexe du Nyong présentent des textures de

décompression qui peuvent s'expliquer par leur refroidissement rapide et/ou leur soulèvement rapide (Owona, 2008). Ainsi, l'existence d'un paysage relique régional dans la zone de Kopongo, associé à une variation spatiale de l'indice de soulèvement tectonique relatif (0,16-0,68), qui est en continuité avec les domaines d'Adamaoua-Yadé et du domaine Ouest-Cameroun, implique une surface déformée significative (ex., Clark et al., 2002; Goussi Ngalamo et al., 2017). Par conséquent, les anomalies de la rivière (Figs.25c et 26a) et les déformations du paysage telles que les failles normales (Fig.25a-b) et inverses (Fig.26g) observées sur le terrain révèlent l'influence du soulèvement tectonique.

Les valeurs de la forme du bassin versant (Bs, Tab.14, Fig.22a) et du rapport d'allongement du bassin (Re, Tab.17 et Fig.22b) peuvent être utilisées pour indiquer l'influence des activités de plis cartographiques dans les sous-bassins versants. Leurs formes géométriques correspondent principalement à des plis cartographiques polyharmoniques P_{n+1} et P_{n+2} alignés comme des plis d'entraînement antiformes et synformes peu profonds avec un motif asymétrique (Abou'ou Ango et al., 2021).

Les valeurs d'indice d'asymétrie topographique transverse (T_c , Tab.14, Fig.21b), du facteur d'asymétrie du sous-bassin versant (AF, AF'; Tab.17, Fig.23a) et du rapport de la largeur du fond de la vallée à la hauteur de la vallée (V_f , Tab.17, Fig.24a), ont permis de détecter une éventuelle inclinaison des sous-bassin versant (SBs) ou un soulèvement différentiel ainsi que le degré d'incision dans la zone de Kopongo d'une unité morphométrique à une autre. Les faibles valeurs de V_f ($V_f < 1$) sont observées dans les unités de moyennes (MA) et hautes (HA) altitudes correspondant à des vallées étroites, escarpées et profondes en forme de V, et caractérisant une néotectonique, marquée par une incision de vitesse importante, due aux processus de soulèvement (El Hamdouni et al., 2008; Ajay Kumar et al., 2017). Par contre des valeurs V_f élevées ($V_f > 1$) sont affichées par le district de BA dominé par des canyons à large plancher (en forme de U) démontrant une zone érodée dans un environnement tectoniquement inactif (Ayaz et al., 2018). Le calcul de T_c est une autre méthode utilisée pour déterminer l'inclinaison possible de la surface et le déplacement des canaux des cours d'eau de la région de Kopongo. Dans la plupart des SBs de Kopongo et sur l'ensemble des unités morphologiques, les valeurs de T_c supérieures à 0,4 montrent que le système de drainage est contrôlé par le basculement du sous-bassin versant, dû à une forte activité tectonique. Alors que les valeurs intermédiaires de T_c ($0,21 \leq T_c \leq 0,37$) montrent une légère dissymétrie, modérément influencée par les failles de Ngombé, Loloma et Malibo et des failles chevauchantes associées à leurs plis P_{n+1} et P_{n+2} (Feybesse et al., 1998; Penaye et al., 2004; Owona et al., 2011b; Abou'ou Ango et al., 2021). D'un autre côté, des valeurs de T_c

inférieures à 0,2 indiquent un caractère symétrique parfait (ex., SB-X ; Fig.21b) associé à des réactivations de failles d'escarpement dans une région géologique active (Ajay Kumar et al., 2017; Jaber et al., 2018). L'intensité de l'inclinaison transversale d'un sous-bassin versant est déterminée par l'AF (Ajay Kumar et al., 2020). Les valeurs d'AF obtenues sur l'ensemble des unités morphologiques montrent une asymétrie généralisée des sous-bassins versants, qui pourrait avoir un lien avec le basculement tectonique des blocs (Fig.25b et e). À cet effet, l'asymétrie d'un sous-bassin versant dans un environnement dominé par un soulèvement progressif, peut être liée à une orientation structurale des formations géologiques de la zone (Alipour et al., 2011). Dans la région de Kopongo, quatre sous-bassins versants symétriques sont tectoniquement stables (SBs-I, V, VI et XVII) avec leurs valeurs du facteur d'asymétrie (AF) proches de 50 (Fig.23a), pendant qu'une hétérogénéité tectonique de basculement des blocs vers les directions NW/W, NE/S et SE est observée sur le reste des sous-bassins versants sub-asymétriques à asymétriques. Ce basculement tectonique est lié à leurs valeurs AF ($AF < 50$ ou $AF > 50$) qui indiquent une réponse au soulèvement et/ou une influence des formations géologiques ayant subi une déformation tectonique (Fig.41a, Ajay Kumar et al., 2017). C'est le cas des zones dominées par des failles chevauchantes, où l'asymétrie du sous-bassin versant se produirait lors du déplacement tectonique des blocs/nappes du Complexe de Nyong (ex., Owona et al., 2011).

La variabilité spatiale des valeurs du rapport de bifurcation (Rb, Rbm) affichées par les SBs et les unités morphologiques (ie 1,20-10,67 ; Tabs.15-17, Fig.23b) montre que l'hétérogénéité lithologique influence également l'évolution du paysage de cette zone étudiée (Fig.41a, Sreedevi et al., 2004). En effet, les valeurs de Rb plus faibles observées ont montré qu'il y avait une profonde corrélation avec le nombre élevé de cours d'eau de 1^{er} et 2^{ème} ordres. Habituellement, les valeurs modérées à élevées de Rbm > 3 de la région de Kopongo sont liées aux failles actives de Loloma, Malibo et Ngombé (Fig.41a) (ex., Barman et al., 2021).

VI.1.3.3 Indice d'évaluation de l'activité tectonique

Afin d'évaluer l'intensité de la tectonique active au sein de la région de Kopongo, le calcul des indices Hi, Tc, U, Bs, Re, AF', Rb et Vf a été appliqué. Leur hétérogénéité peut être une conséquence des changements topographiques et du système de drainage influencés par les failles et les activités de croissance des plis antiformes (ex., Bahrami et al., 2020). Du fait que l'évolution des reliefs soit influencée par la croissance des plis antiformes frontales, les pentes topographiques ainsi créées au cours de ce processus tectonique imposent un nouveau schéma de drainage (Keller et Pinter, 1996). Les ondulations topographiques observées dans la région

de Kopongo ont montré que la croissance des plis antiformes frontales n'était pas constante, et les plis régionaux présentaient des formes asymétriques, qui étaient dues à une tectonique active (Abou'ou Ango et al., 2021). De plus, l'irrégularité de leurs charnières a montré que les zones des bassins sont fortement érodées, tandis que les zones des dômes étaient sous l'influence d'une forte activité tectonique. Les plis régionaux P_n - P_{n+2} ainsi générés ont été considérés comme des indicateurs tectoniques mis en place d'W en E (Abou'ou Ango et al., 2021) lors des processus de chevauchement des nappes tectoniques du Complexe du Nyong sur le Complexe du Ntem (Feybesse et al., 1998). Plus tard, cette zone a été recouverte par des nappes tectoniques de Yaoundé, caractérisées par des plis cartographiques P_{n+3} (Fig.40a, Owona et al., 2011). Par ailleurs, les plis cartographiques P_n - P_{n+3} ont été interprétés comme des structures antiformes et synformes (Tchameni et al., 2001) ou comme des structures en dôme et de bassin (Poudjom Djomani et al., 1997), avec leur disposition géométrique modifiée par les failles normales senestres (Fig.26c). Cette tectonique laisse croire à une éjection en hauteur des massifs, développant des plis régionaux piégés dans des couloirs cisailants et fragiles NNE-SSW à ENE-WSW contrôlant la géométrie des formations ferrifères de Kopongo. Cette surrection des formations et structures géologiques pourrait par ailleurs avoir des liens profonds avec l'érection du Plateau de l'Adamaoua au Tertiaire. Cette variabilité des indices géomorphiques, des paramètres de surface topographique, des caractéristiques structurales, de la fréquence et de la magnitude dans la zone étudiée a servi d'indicateurs dans d'autres régions tectoniquement actives (ex., Mahmood et Gloaguen, 2012; Ezati et al., 2021). Ainsi, les différentes valeurs de l'IAT de la zone de Kopongo, montrent qu'elle est plus influencée par des activités tectoniques élevées à modérées suggérant des différences de relief et de caractéristiques topographiques, considérées comme une conséquence des soulèvements et des inclinaisons tectoniques (Fig.25b). Ce niveau d'activité tectonique a été signalé dans les marges les plus actives (ex., El Hamdouni et al., 2008; Ajay Kumar et al., 2020). Il a également été lié : (1) aux variations des zones de subduction (Clift et Vannucchi, 2004) dues à des anomalies topographiques, qui seraient étroitement liées à la diminution déduite du taux de soulèvement ; (2) aux variabilités de type de plis, tels que les plis liés aux failles, les plis à boucle simple et les plis consécutifs aux anciennes fractures héritées (Fouad, 2010a), cas du pli P_{n+1} recoupé par une faille normale (Fig.25b) et le pli P_n repris par le pli P_{n+1} (Fig.26d) ; (3) aux effets de soulèvement et de résistance des roches (ex., Van Laningham et al., 2006), marqués par une variabilité des faciès lithologiques (Fig.41a) ; (4) à un épaissement de la croûte (Rehak et al., 2008), qui n'est pas observé dans le secteur étudié (ex., Poudjom Djomani et al., 1995) ; (5) au soulèvement généré par le panache

mantellique au Cameroun a commencé vers 34 Ma (Guillocheau et al., 2018) suivi d'une activité magmatique selon l'alignement des « complexes plutoniques-volcaniques » à environ 67 Ma à nos jours (Njonfang et al., 2011) ; et (6) aux changements climatiques (Miao et al., 2018) dans la forêt tropicale du Crétacé supérieur au Quaternaire (Maley, 1996), où se situe la zone étudiée.

VI.1.3.4 Évidence d'une néotectonique

Plusieurs travaux ont été menés pour contraindre la sismicité intraplaque. Il est proposé que la réactivation des structures préexistantes (ex., Delvaux et Barth, 2010 ; Ngatchou et al., 2018) entraînée par la transmission des contraintes en champ lointain à partir des frontières de plaques actives (Delvaux et al., 2016 ; Nkodia et al., 2020) puisse en être la cause. L'origine de la tectonique active du Sud-Ouest du Cameroun, qui est délimité par la marge continentale passive de l'Atlantique et la ligne volcanique du Cameroun à l'Ouest, le plateau de l'Adamawa (à un stade précoce du rifting continental, Poudjom et al., 1996) au Nord et le système de rift cénozoïque de l'Afrique de l'Est à l'est, est encore discutée. En Afrique centrale, la distribution des tremblements de terre semble former une tendance NE-SW parallèle à la ligne volcanique Tertiaire/Récent du Cameroun (Sykes, 1978 ; Fairhead et Stuart, 1985) et des tendances N-S à NNE-SSW le long des failles Kribi-campo, Sanaga, Loloma et Ngombé (Fig.8a). Selon Sykes (1978), cette sismicité est liée à des failles de chevauchement dont l'axe de compression est parallèle à la ligne volcanique du Cameroun. Mais cette sismicité a été décrite par plusieurs chercheurs comme une conséquence de la contraction générale S_{Hmax} E-W avec une extension S_{hmin} N-S de la plaque africaine (ex., Shudofsky, 1985 ; Ayele, 2002 ; Brazier et al., 2005 ; Barth et al., 2007 ; Delvaux et Barth, 2010). Les travaux d' Abou'ou angou et al. (2022), ont démontré que le paysage de Kopongo s'est formé par compression horizontale S_{Hmax} N-S et extension horizontale S_{hmin} NW-SE. Cependant, les données du mécanisme focal et les résultats d'inversion des contraintes montrent que pour une zone comme celle de Kopongo qui est située à l'intérieur du continent et près de la marge côtière, les axes P sont orientés approximativement E-W (096/50) et développent une extension horizontale S_{hmin} NNE-SSW (203/14) (Figs.59c et 60a). Cette zone étudiée montre un régime transtensif NNE-SSW/NE-SW (oblique-normal, S_{Hmax} compressif orienté E-W/WNW-ESE) similaire au bloc Kasai du craton du Congo (ex., Nkodia et al., 2022). Par conséquent, l'extension NNE-SSW/NE-SW S_{hmin} (S_{Hmax} de compression E-W/WNW-ESE) observée dans la région de Kopongo et la compression générale E-W S_{Hmax} (extension N-S S_{hmin}) de la plaque africaine pourraient avoir

été créées par les forces de la dorsale médio-atlantique et du système du rift est-africain (Fig.60a) comme l'ont proposé Ayele et al. (2002).

VI.1.4 Comparaison des résultats avec le modèle numérique de terrain, les structures profondes et les formations ferrifères

La combinaison du modèle numérique de terrain (MNT) avec les résultats précédemment obtenus, rend cohérente la vision du relief, des structures géologiques enfouies et des formations ferrifères (Fig.61). En effet, les zones basses du MNT coïncident avec les structures dites synformes, et les zones hautes caractérisent les structures dites antiformes.

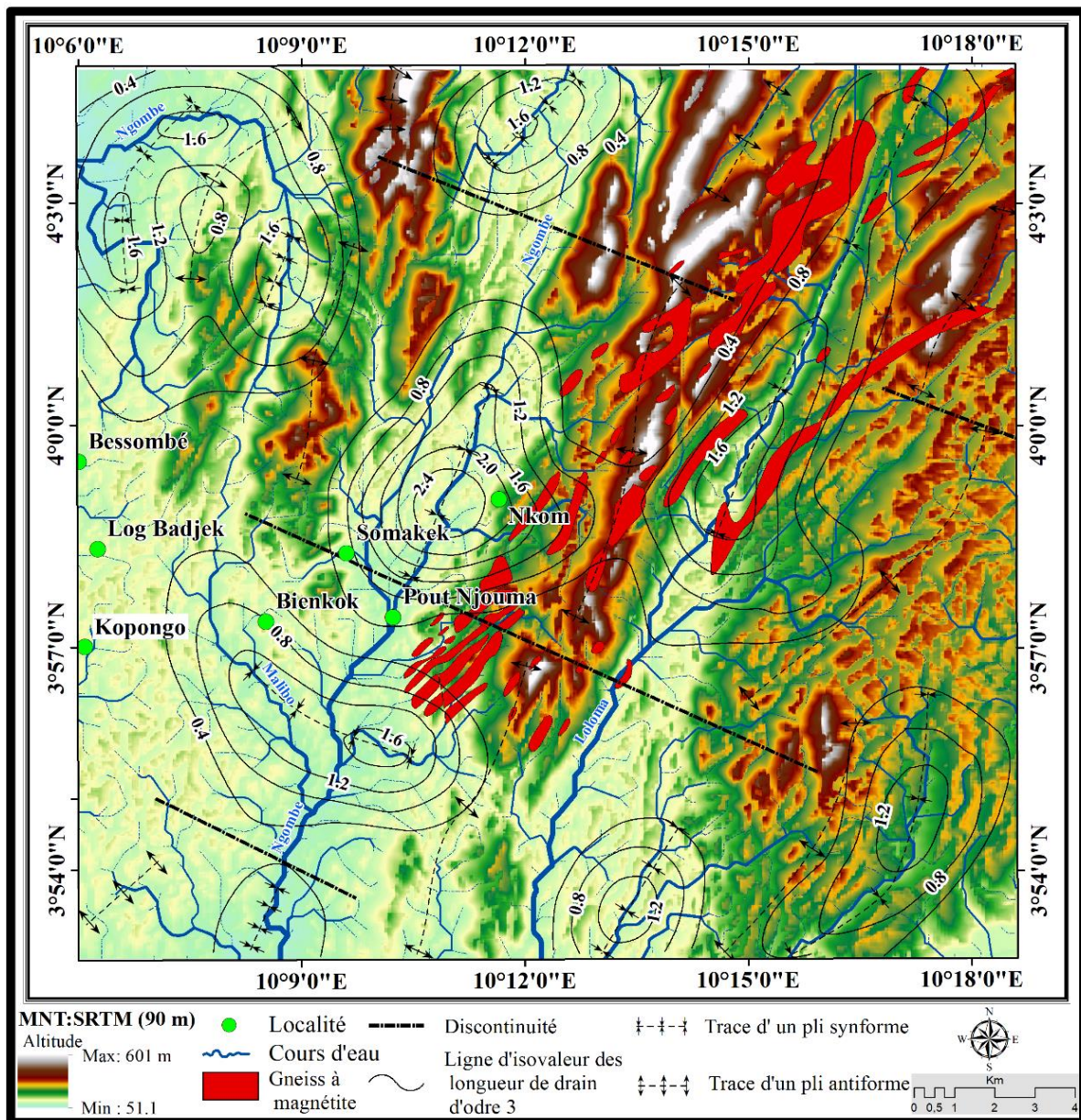


Figure 61. Carte obtenue par superimposition des structures géologiques enfouies et les sillons ferrifères de la zone d'étude sur le model numérique de terrain. Les FF étaient obtenue par West African Minerals Corporation (2017).

Ces observations permettent de mieux situer la position topographique des sillons ferrifères dans l'espace. Les sillons sont isolés le long de la bande centrale orientée NNE-SSW, affleurant sur les extrados des antiformes et sur les flancs les séparant de l'intrados des synformes, mais sans aucune conformité avec les trajectoires de foliation.

VI.2 ÉVOLUTION TECTONIQUE

La minéralisation ferrifère régionale dans la partie Nord-Ouest du craton du Congo (CC) au Cameroun, au Gabon et en République du Congo comprend des roches archéennes des blocs Chaillu et Ntem (Fig.62, Schlüter et Trauth, 2008) qui montrent des contextes géotectoniques variés. Le bloc du Ntem au Nord présente les formations ferrifères de: Avima, Badondo, Belinga, Mbalam, Nabeba, Nkout, Bikoula, Meyomessi, Kouambo, Zambi, Kpwa-Atog Boga, Gouap, Ngovayang, Sanaga/Kopongo et Mamelles (ex., Ganno et al., 2017, 2018; Teutsong et al., 2017; Ilouga et al., 2017; Ndime et al., 2018; Soh Tamehe et al., 2018; Abou'ou Ango et al., 2021, 2022; Gourcerol et al., 2022). Alors que le bloc Chaillu au Sud est constitué des FFs : Mayoko-Moussondji, Mayoko-Lekoumou et Zanaga (ex., De Waele et al., 2015; Gatse et al., 2017; Kondja et al., 2017; Gourcerol et al., 2022). Ces formations ferrifères sont encaissées dans les ceintures de roches vertes précambriennes qui ont été affectées par plusieurs épisodes tectoniques, métamorphiques et de minéralisation (ex., Suh et al., 2008; Cunningham et De Waele, 2012; De Waele et al., 2015; Soh Tamehe et al., 2019).

VI.2.1 Tectonique régionale

VI.2.1.1 Déformation D_n

Les événements tectoniques D_n à D_{n+3} sont reconnus le long de la marge Nord-Ouest du CC dans le Sud du Cameroun (Owona, 2008 ; Akame et al., 2018, 2020a ; Abou'ou Ango et al., 2021, 2022). La région de Kopongo est située dans cette marge et occupe la même position tectonique. L'événement de déformation D_n est caractérisé par la foliation composite S_0 - S_n . Cette foliation S_0 - S_n est la structure principale des ceintures de roches vertes dans le bloc du Ntem avec des attitudes variables (Suh et al., 2009; Ndime et al., 2018, Soh Tamehe et al., 2019; Akame et al., 2018, 2020a). Contrairement aux roches vertes de Kopongo qui présentent des structures primaires oblitérées. Les plans de foliation S_n de la ceinture de roches vertes du bloc du Ntem sont affectés par des microplis intrafoliaux P_n couchés, présentant une schistosité S_n comme plan axial (Soh Tamehe et al., 2019). Les plis P_n étudiés sur les roches vertes de Badondo en République du Congo sont de taille centimétrique à métrique avec des formes serrées à isoclinales, et sont accompagnés de foliations S_n plan axial, à fort pendage vers l'Est (Cunningham et De Waele, 2014). En revanche, les plis P_n du

gisement ferrifère de Belinga (au Gabon) sont subdivisés en une zone de plis monoclinaux à pendage W ou E et de plis serrés (Kondja et al., 2017). La variabilité directionnelle aux échelles locales et régionales au sein de cette province ferrifère marque l'ondulation des plis cartographiques P_n asymétriques.

VI.2.1.2 Déformation D_{n+1}

L'événement de déformation D_{n+1} réoriente les structures D_n . La région de Kopongo a probablement été déformée au cours de la D_{n+1} par des plis régionaux P_{n+1} serrés à isoclinaux avec leurs plans axiaux parallèles à la schistosité S_{n+1} générées par l'orogénèse Éburnéenne (ex., Feybesse et al., 1998; Maurizot et al., 1986; Toteu et al., 1994; Owona, 2008). Ainsi, la région de Kopongo présente la schistosité S_{n+1} sous forme de foliation mylonitique qui a également été décrite sur la ceinture granito-verte de Sangmélina (Akame et al., 2018) et à Nkout (Ndimé et al., 2018). La foliation S_{n+1} au sein du bloc de roches vertes du bloc du Ntem est orientée N-S à NE-SW, et expose un pendage verticale et sub-vertical (Shang et al., 2004a, b). L'orientation de la schistosité S_{n+1} de la région de Kopongo montre une vergence à l'échelle mégascopique qui décrit les successions des plis antiformes et synformes caractérisant les macro-plis P_{n+1} . Des structures similaires sont observées dans les ceintures de roches vertes de Badondo, qui présentent des plis P_{n+1} isoclinaux à fort plongement (Cunningham et De Waele, 2014). Dans le prospect de Gouap, ces plis sont généralement des macro-plis asymétriques en forme de Z et leurs axes varient en directions NW-SE à WNW-ESE (Soh Tamehe et al., 2019), tandis que la zone de Kopongo présente un macro-plis en forme de S comme la ceinture de roches vertes de Magnima au Gabon (De Waele et al., 2017). Cela explique pourquoi les trajectoires de foliation mettent en évidence plusieurs hétérogénéités de la déformation sur ces dépôts ferrifères. Généralement, la D_{n+1} correspond aux dômes et aux bassins, ce qui est lié aux mouvements diapiriques dans la croûte moyenne à inférieure (Tchameni et al., 2000). La déformation D_{n+1} est responsable des intrusions mises en place le long de la foliation S_{n+1} d'orientation NE-SW en raison de la déformation locale précoce de la S_n en plis isoclinaux de faible amplitude (Ndime et al., 2018). Selon Fleuty (1964), l'étanchéité des plis caractérise l'angle entre les flancs. La plupart des micro-plis et macro-plis P_{n+1} dans les ceintures de roches vertes du bloc du Ntem sont serrés à isoclinaux. Cela reflétait des intensités de déformations élevées, une indication distinctive d'une zone de cisaillement en profondeur des ceintures orogéniques (Coe, 2010). Ces observations conduisent à considérer que l'étanchéité du pli est interprétée comme un bon indicateur de l'intensité de contrainte impliquée pendant le processus de ductilité comme proposé par

Fossen (2010). En revanche, l'événement D_{n+1} dans les ceintures de roches vertes de Belinga est marqué par des fractures suivant deux orientations principales, $N120^\circ$ qui a une tendance latérale droite, tandis que celle $N40^\circ$ a une tendance verticale (Kondja et al., 2017).

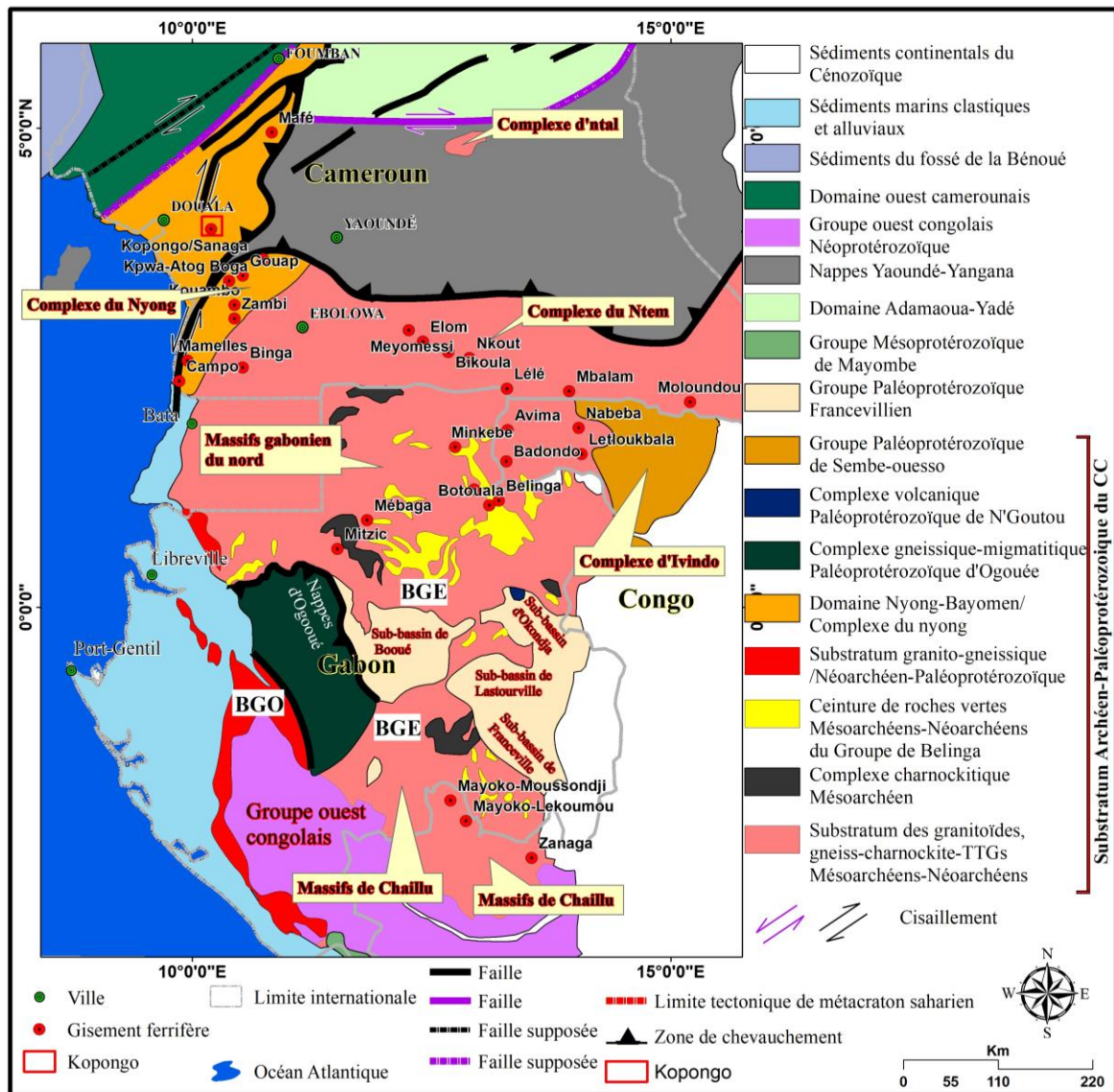


Figure 62. Carte géologique régionale montrant l'emplacement d'importants gisements de fer hébergés par les Bifs dans une province émergente de minéralisation de fer en Afrique centrale (modifiée d'après Schluter and Trauth, 2008 ; De Wit and Linol, 2015, Soh Tamehe et al., 2022; Toteu et al., 2022). Les Complexes du Ntem et du Nyong forment le bloc du Ntem au Cameroun. BGO : Bloc Gabonien de l'Ouest ; BGE : Bloc Gabonien de l'Est.

VI.2.1.3 Déformation D_{n+2}

Les structures D_n à D_{n+1} ont été corrélées. La plupart des structures Archéennes et paléoprotérozoïques ont été complètement remaniées au cours de l'orogénèse panafricaine (Ngako et al., 1989; Toteu et al., 2001). L'événement de déformation D_{n+2} réoriente les structures D_n et D_{n+1} soulignées par la foliation mylonitique S_{n+2} (Feybesse et al., 1998) et les plis P_{n+2} à grande échelle (Feybesse et al., 1998; Owona, 2008; Soh Tamehe et al., 2019). La

schistosité de clivage S_{n+2} a défini des directions variables, qui seraient être dues à l'axe de tendance non préférentiel des plis P_{n+2} et/ou devraient être attribuées à des zones de cisaillement senestre C_{n+2} (Minyem, 1994 ; Feybesse et al., 1998; Penaye et al., 2004). Ainsi, les grands plis ouverts P_{n+2} avec des surfaces de clivage S_{n+2} , observés dans la région de Kopongo ont probablement été générés par la déformation D_{n+2} au cours des orogènes éburnéennes ou post-éburnéennes. Par conséquent, les plis cartographiques P_{n+2} sont des plis antiformes et synformes, des dômes et bassins fermés et compressés, confinés dans des métamorphites de haut à moyen degré. Cet événement régional de plissement ouvert est comparable à celui étudié à la ceinture de roches vertes de Badondo, en République du Congo, qui est interprété à partir de la rotation à grande échelle de la foliation S_n/S_{n+1} (Cunningham et De Waele, 2012). Contrairement à Kopongo, la ceinture de roches vertes de Gouap présente un événement de déformation D_{n+2} marqué par des plans de cisaillement (C_{n+2}), des microplis replissés (P_{n+2}), des microfailles (E_{n+2}) et des veines (Soh Tamehe et al., 2019). De l'autre côté, la ceinture de roches vertes de Belinga, au Gabon affiche un événement D_{n+2} opposé. Il se caractérise par des structures plissées décimétriques de type bandes plissées, avec des flancs droits et des plans axiaux inclinés n'affectant que le minéral lamellaire, et serait contemporain de la phase d'enrichissement (Sims, 1973). Selon Kondja et al. (2017), les itabirites et les roches minéralisées résultantes sont fortement plissées et présentent des pendages de 5 à 85°E/W ou SE/NW. Les marqueurs de la déformation, décrits par ces auteurs appartiennent au même événement de déformation D_{n+2} montrant l'hétérogénéité lithologique du craton du Congo.

VI.2.1.4 Déformation D_{n+3}

Collectivement, l'évolution tectonique des blocs Chaillu et Ntem est comparable, aux vues de l'évolution de la tectonique. Ces blocs présentent six linéaments structuraux principaux : N-S, NE-SW, ENE-WSW, E-W, NNE-SSW et NW-SE. Les failles libériennes N-S décalées par celles E-W (Maurizot et al., 1986; Tchameni et al., 2001) et celles NE-SW à NNE-SSW peuvent être liées à l'orogène éburnéenne. Les tendances E-W pourraient également être liées à la direction régionale du Complexe Oubanguide qui s'étend de l'Ouest du Cameroun à l'Est de la République Centrafricaine (Toteu et al., 2006). Les tendances NE-SW à ENE-WSW observées dans la ceinture mobile Panafricaine pourraient être liées à la zone de cisaillement d'Afrique Centrale (Ngako et al., 2003). La tendance ENE-WSW est bien connue pour être la direction de subduction de la ceinture mobile Panafricaine sur le craton du Congo (CC, Owona Angue et al., 2013). La direction NW-SE pourrait avoir une origine liée aux

phases de déformations précédentes. Cette direction structurale n'a été réactivée que lors de l'événement néotectonique ou est sous l'influence du déplacement vers le Nord du continent africain, suite à l'ouverture de l'océan Atlantique, comme il a été démontré pour la faille de Gafsa (Deffontaines et al., 2008; Ben Hassen et al., 2014). La région de Kopongo présente une tectonique à la fois ductile et cassante, probablement d'origine régionale comme en témoignent d'autres études dans le CC (ex., Anaba Fotze et al., 2019; Akame et al., 2020).

VI.2.2 Contrôles de la minéralisation

Les structures géologiques sont très importantes dans le contrôle des gisements ferrifères, cependant la compréhension du cadre structural de ces gisements est vitale pour démêler l'histoire de la minéralisation de ces derniers. Le gisement de fer de Kopongo s'est formé relativement tôt dans l'histoire tectonique du bloc du Ntem. La plupart des gisements de cette nouvelle province ferrifère ont subi plusieurs phases de déformations, de métamorphisme et d'altération hydrothermale associées à la formation et à la réactivation des zones de failles consécutives à la formation du minerai. L'étude des cas suivants est basée sur l'analyse structurale détaillée, illustrant l'importance de l'effilochage structural d'une zone minéralisée donnée dans l'exploration des corps minéralisés cachés connus sous le nom de minerais ferrifères de type à magnétite (FFMP, Fig.56g) et à magnétite enrichie (FFMPH, Fig.56h). L'analyse de la géométrie des plis, des failles et des zones de cisaillement suggère que les gisements de magnétite sont liés aux plis P_{n+1} et P_{n+2} (Figs.30a-e, 34f, 36a-d et 41a-d), tandis que les lentilles de minerai de magnétite enrichies irrégulières et de puissances métriques à décimétriques sont liées aux plis P_{n+2} (Fig.36c). Par conséquent, les âges relatifs aux minerais ferrifères de type à magnétite et à magnétite enrichie sont considérés comme étant spatialement et temporellement liés respectivement aux déformations syn- P_{n+1} et syn- P_{n+2} des événements tectonométamorphiques D_{n+1} et D_{n+2} . Les corps ferrifères de formes lenticulaires, généralement à structures massives se forment à partir de 20 m jusqu'à une profondeur maximale de 177 m (Fig.48). Ces corps minéralisés massifs de minerais à magnétite enrichie sont généralement des lentilles discontinues sous forme de boudins (pinch-and-swell) formant des mésobandes de magnétite anastomosées de tailles et de formes variées dans les plis P_{n+2} . Ces formes lenticulaires sont similaires à celles de la province d'Hamersley en Australie (Lascelles, 2006) empaquetées dans des ensembles amphibolitiques et gneissiques (Figs.36c et 41a). En revanche, les gisements ferrifères de la province de Quadrilátero Ferrífero, au Brésil, se présentent sous forme de lentilles discontinues de tailles et de formes variées, mais piégées au sein des itabirites (Mataragio et al., 2011). La ceinture de Mayoko-Moussondji (en

République du Congo), montre que la minéralisation la plus importante se trouve sur la colline de Makengui, qui a été interprétée comme le locus d'un col de boudin développé lors du plissement principal, et recoupant une faille tardive (De Waele et al., 2012). Les modèles analogiques et numériques en 3D du boudinage montrent que les boudins peuvent évoluer simultanément avec le plissement, et la géométrie des boudins dépend du type de déformation (Von Hagke et al., 2018). Les boudins se produisent dans un large éventail de contextes tectoniques et à toutes les échelles (Goscombe et al., 2004; Strozyk et al., 2014). Des informations supplémentaires sur les pressions de fluide et les conditions P-T au cours de la déformation peuvent être conservées dans la matrice environnante ainsi que la minéralisation secondaire structurellement contrôlée dans les cols des boudins (ex., Schenk et al., 2007).

Comme la plupart des formations ferrifères (FFs) spatialement liées à des structures majeures (Angerer et Hagemann, 2009), les corps minéralisés ferrifères de Kopongo, sont contrôlés par une topographie asymétrique d'orientation moyenne NNE-SSW (Fig.36a, Abou'ou Ango et al., 2021). La variabilité des attitudes des structures de Kopongo à différentes échelles reflète une grande structure à l'échelle régionale. Cela suggère la présence de structures plissées illustrant une succession des plis antiformes et synformes avec des longueurs d'onde et amplitude bien visibles à différents échelles (Figs.36 et 38). Le plissement observé à Kopongo a entraîné au sein des unités ferrifères un amincissement structural le long des flancs et un épaississement au niveau des charnières des plis (Fig.36c). Le clivage subvertical espacé et fermé le long des zones de charnière améliore également le potentiel de la perméabilité des FFs (Fig.29a-b). Selon Coe (2010), cela révèle la compétence relative des couches ferrifères lors des replissements P_{n+1} et P_{n+2} . Les structures plissées P_{n+1} en forme de S et celles P_{n+2} de nature asymétriques et ouvertes en forme de « M » à grande échelle dans la région sont les structures les plus dominantes dans cette zone d'étude. Le minerai de magnétite enrichie est plus concentré dans les zones de charnières du pli P_{n+2} , où les bandes allongées riches en Fe sont plus épaisses (Fig.36c).

VI.2.3 Correlation entre la tectonique et les phases de métallisation

La magnétite se présente sous trois formes texturales différentes qui définissent les styles de minéralisation variable attribués à de multiples phases de métallisations associées à des événements poly-métamorphiques dans le Complexe du Nyong (Chombong et al., 2017). La discussion ci-dessus montre que les formations ferrifères de Kopongo ainsi que leurs roches encaissantes ont été affectées par les événements tectonométamorphiques D_n - M_n , D_{n+1} - M_{n+1} , D_{n+2} - M_{n+2} et D_{n+3} - M_{n+3} . Dans la région étudiée, les cristaux de magnétite apparaissent

généralement sous forme de minéraux irréguliers et allongés, sous forme de blasts se groupant autour des minéraux de pyroxène (Bonda et al., 2017). Le cristal de quartz présente trois variétés de texture, dont le quartz à grain fin, grossier et en ruban (Bonda et al., 2017). Ces différentes formes sont caractéristiques de la recristallisation et de la déformation lors des événements métamorphiques. Par conséquent, chaque étape de métallisation est associée à des événements tectonothermiques et de minéralisations Z_n - Z_{n+3} .

La déformation compressive D_n s'est produite lors de l'événement métamorphique M_n qui définit la foliation ferrifère S_n (minéralisation Z_n), caractérisée par une alternance de couches de magnétite et de quartz (Fig.28b-c). Dans l'étude des gisements de fer, la magnétite dans les FFs est généralement le produit secondaire de l'altération diagénétique/métamorphique de certaines phases minérales préexistantes riches en Fe (Ayres, 1972). En conséquence, les structures de dépôts primaires ont été oblitérées par le métamorphisme (Lan et al., 2014) et le cristal de magnétite apparaît avec une texture irrégulière (Bonda et al., 2017). En plus de cette observation texturale, la magnétite est déformée et peut provenir des précipitations chimiques, indiquant ainsi une cristallisation primaire (Craig et Vaughan, 1994).

L'événement métamorphique M_{n+1} de Kopongo est associé à la phase de déformation extensive D_{n+1} . Cet état de refroidissement est constitué de bandes allongées millimétriques à centimétriques de magnétite et de quartz (Bonda et al., 2017), marquées par la schistosité mylonitique S_{n+1} (minéralisation Z_{n+1} , Figs.28b-c et 29c-d). La phase de déformation compressive D_{n+2} est attribuée au stade métamorphique M_{n+2} , qui correspond à la mise en place de formations massives de magnétite (minéralisation Z_{n+2} , Figs.35a et 36c). Alors que la dernière phase de déformation compressive D_{n+3} est attribuée au stade métamorphique M_{n+3} marqué par des veinules de magnétite (minéralisation Z_{n+3} , Fig.35c). La magnétite apparaît avec une texture massive-granoblastique (Chombong et al., 2017) et une microstructure hétérogranulaire granoblastique contenant généralement des inclusions de quartz (Nzepang Tankwa et al., 2021) dans ces deux événements tectonométamorphiques.

VI.3 ENVIRONNEMENT GEODYNAMIQUE

IV.3.1 Contexte géodynamique

VI.3.1.1 Dépôts chimiques et apports détritiques

Les formations ferrifères (FFs) ont longtemps été un objet d'intérêt car, en plus d'être la principale source de minerai de fer, elles sont particulièrement importantes pour la compréhension de l'évolution atmosphérique, de la composition chimique des océans et de

l'apparition de la vie sur Terre (Spier et al., 2007). Cependant, toutes les formations de fer ne sont pas des sédiments chimiques purs et nombreux d'entre elles sont couramment contaminées par des composants clastiques (Bau et Dulski, 1996; Pecoits et al., 2009; Basta et al., 2011). Dans la zone étudiée, les formations ferrifères altérées présentent des teneurs plus élevées en Fe_2O_3 et SiO_2 que celles non altérées. Les analyses géochimiques des échantillons de roches ferrifères altérées de Kopongo ont montré que les teneurs respectives en Fe_2O_3 et SiO_2 varient de 29,03 à 87,16% et de 3,20 à 55,50%. Ces compositions chimiques sont similaires à d'autres formations ferrifères dans le monde (Gutzmer et al., 2008). Selon Klein (2005), la chimie globale moyenne de ces formations non enrichies de l'Archéen et du Paléoprotérozoïque est toujours similaire, avec Fe_{total} allant de 20 à 40 %. Cela permet de conclure sur la nature précambrienne des formations ferrifères de Kopongo, dont le contenu Fe_{total} correspondant aux roches ferrifères non enrichies varie de 29,65 à 38,75% (Tab.18).

Les formations ferrifères de Kopongo sont principalement composées de magnétite et de quartz avec des teneurs en $\text{SiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ nettement élevées (55,5-87,16%, moy. =71,33%), qui sont des teneurs similaires à celles des sédiments chimiques purs. Leurs teneurs très variables en éléments majeurs tels que Al_2O_3 (0,48-10,20%), MgO (0,04-2,33%), CaO (0,01-1,16%), TiO_2 (0,03-0,68%), K_2O (0-0,45%) et Na_2O (0,01-0,41%) suggèrent une incorporation de composants détritiques. Comme ni l' Al_2O_3 ni le TiO_2 introduits en solution, ne sont généralement pas immobiles pendant les processus hydrothermaux, diagenétiques et d'altération, alors leur forte corrélation positive est généralement utilisée comme traceur de contamination clastique dans les formations de fer (ex., Basta et al., 2011; Yang et al., 2015; Pecoits et al., 2009). De plus, les sédiments clastiques terrigènes sont généralement riches en Al_2O_3 et TiO_2 (Lascalles, 2007). La corrélation inter-éléments pour les échantillons des formations ferrifères oxydées et fraîches est donnée dans le Tab.18. Les deux ont de fortes corrélations positives (ex., MgO avec CaO ($r < 1,0$), K_2O avec Na_2O ($r < 0,9$), Al_2O_3 avec LOI ($< 0,9$)) et les faibles corrélations positives sont également décrites (ex., K_2O avec CaO ($r < 0,8$) et MgO ($r < 0,8$), MgO avec Na_2O ($r < 0,8$), Al_2O_3 avec V ($r < 0,8$), Na_2O avec CaO ($r < 0,7$), Al_2O_3 avec TiO_2 ($r < 0,7$), TiO_2 avec V ($r < 0,7$), LOI and Zr ($< 0,7$), Al_2O_3 and Zr ($< 0,6$) et TiO_2 avec Zr ($r < 0,5$). Les corrélations positives significatives sont indicatives d'une contribution terrigène lors du dépôt de la formation de fer (Horstmann et Halbich, 1995; Spier et al., 2007). Dans cette étude, les échantillons de fer présentent des teneurs en Al_2O_3 et TiO_2 extrêmement faibles. Par ailleurs, ils ont une faible corrélation positive, ce qui indique une contribution moindre du matériau clastique terrigène. Par conséquent, il est raisonnable de

considérer que les formations ferrifères de Kopongo sont issues d'une précipitation chimique et d'une faible contamination par des composants détritiques felsiques.

D'après ce qui précède, les formations ferrifères de Kopongo ne montrent pas une quantité significative de matériau clastique, et par conséquent, leur cadre géodynamique est celui d'un environnement marin (ex., [Spier et al., 2007](#)). Un modèle de dépôt similaire a été préconisé dans les ceintures de roches vertes mésoarchéennes de Bikoula (GAN, [Teutsong et al., 2017](#)) et Bipindi ([Moudioh et al. 2020](#)) dans le bloc du Ntem, craton du Congo. La corrélation lithostratigraphique des formations ferrifères de Kopongo ([Abou'ou angou et al., 2021](#)), de Nkout ([Ndime et al., 2018](#)) et de Gouap ([Soh Tamehe et al., 2019](#)) confirme le fait que le dépôt de ces FFs a eu lieu à l'échelle du bassin. Compte tenu de l'étendue du bassin du Congo, il semble qu'une énorme quantité de Fe^{2+} dans l'eau de l'océan ait été nécessaire (ex., [James, 1954](#)). Ces ceintures de roches vertes ont été tardivement affectées par de multiples événements tectoniques lors de la fusion des micro-blocs archéens et des collisions paléoprotérozoïques à néoprotérozoïques dans le Nord-Ouest du craton du Congo ([Lerouge et al., 2006](#); [Loose et Schenk, 2018](#); [Toteu et al., 1994, 2022](#); [Owona et al., 2022](#)).

VI.3.1.2 Source du fer et de la silice

La source de Fe et de Si dans les formations ferrifères a été fortement débattue quant à savoir si ceux-ci provenaient : (1) des sources continentales, (2) de l'altération hydrothermale de la croûte océanique, (3) d'une combinaison d'altération du matériau de la croûte continentale et de la ventilation de fluides hydrothermaux sous-marins (ex., [Belevtsev et al., 1982](#); [Hamade et al., 2003](#); [Bekker et al., 2010](#)). Bien que de nombreux aspects de leur origine restent en suspens, il est largement admis que les changements séculaires dans le style de leur dépôt sont liés à l'évolution environnementale et géochimique de la Terre ([Bekker et al., 2010](#)). Sur la base des différences de composition minéralogique, chimique et isotopique, plusieurs méthodes ont été proposées pour distinguer les sources d'eau de mer, hydrothermales, biogéniques et détritiques ([Klein, 2005](#) ; [Lepp et Goldich, 1964](#) ; [Lascelles, 2006](#)). Sur le diagramme Fe-Mn-Al ([Bonatti et al., 1979](#)), les échantillons des formations ferrifères de Kopongo sont tracés dans le champ hydrothermal ([Fig.63](#)). De même, le diagramme discriminant Al_2O_3 - SiO_2 ([Wonder et al., 1988](#)) montre que la plupart des échantillons formations ferrifères de Kopongo se situent à l'intérieur ou à proximité du champ de dépôt hydrothermal ([Fig.64](#)). La corrélation positive entre Al_2O_3 et SiO_2 ([Tab.20](#)) suggère que les sédiments chimiques ont probablement été dilués avec des matériaux clastiques ou volcaniques riches en Al_2O_3 et que la contribution de Si n'était pas seulement fournie par

l'apport hydrothermal, mais aurait également pu avoir la même source comme celle d' Al_2O_3 (González et al., 2009). Cela peut indiquer que la précipitation chimique primaire de Si et du Fe dans la région de Kopongo pourrait se produire à partir de fluides hydrothermaux provenant probablement de cheminées hydrothermales. Certains échantillons sont tracés dans le champ hydrogéné, suggérant une précipitation chimique à partir de l'eau de mer avec un apport hydrothermal insignifiant. L'apport d'eau de mer est également justifié par les faibles rapports $\text{CaO}/(\text{CaO}+\text{MgO})$ compris entre 0,08 et 0,53 (Tab.18), indicatifs de sédiments qui ont précipités de l'eau de mer (Murray et al., 1992; Dasgupta et al., 1999). En plus, il est connu que le rapport Co/Zn est utilisé comme traceur d'origine hydrothermale (Brian et Messmer, 1982). Selon cet auteur, un faible rapport Co/Zn (0,15) caractérise les dépôts hydrothermaux alors que les dépôts hydrogénés présentent un rapport Co/Zn élevé (2,5). Le rapport Co/Zn des échantillons de minerais de fer étudiés varie entre 0,04 et 0,60 (Tab.19), soit une moyenne de 0,19, ce qui est cohérent avec les métaux traces provenant d'une source largement hydrothermale (Toth, 1980). Les fluides hydrothermaux purs pendant le dépôt des sédiments sont caractérisés par un rapport Fe/Ti élevé (> 7000), tandis que les sédiments clastiques purs sont enrichis en Al pour $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn}) > 0,6$ (Hatton et Davidson, 2004).

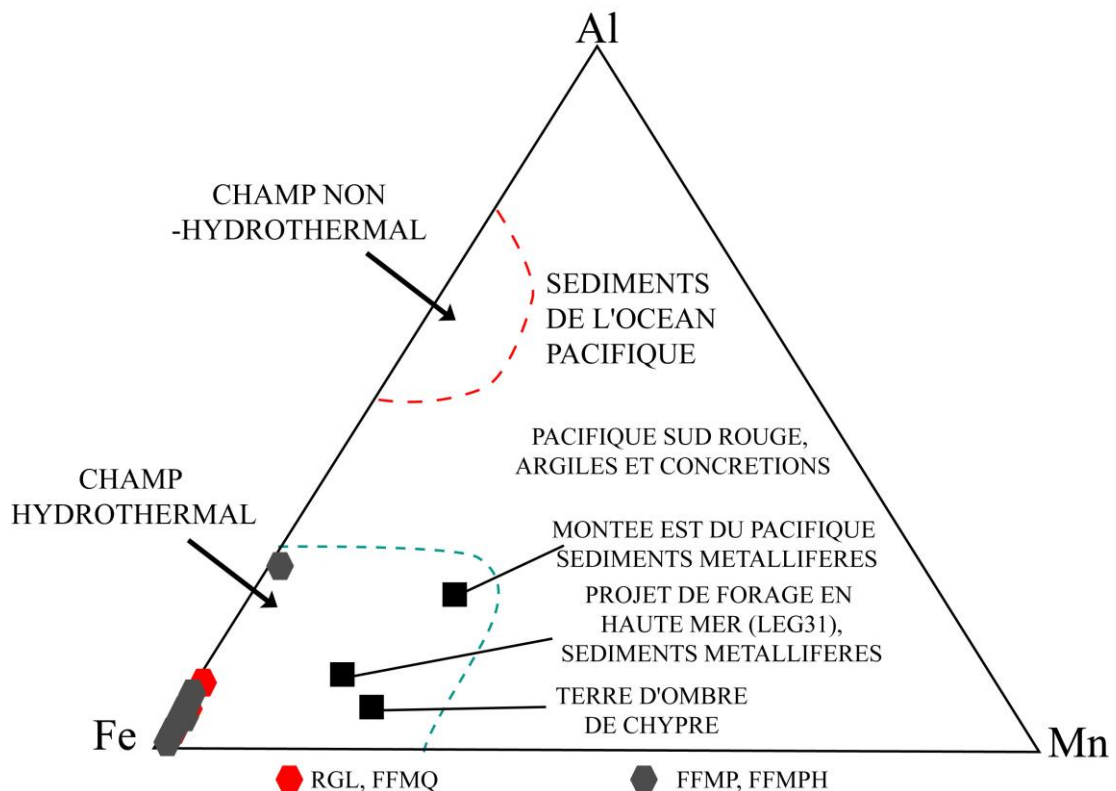


Figure 63. Diagramme Ternaire Fe-Mn-Al montrant les champs hydrothermaux et non hydrothermaux des gisements marins modernes de ferromanganèse (Bostrom, 1973). Les échantillons plotés des FFs de Kopongo tombent dans le champ hydrothermal. Les champs de sédiments métallifères de la montée Est du Pacifique (Bostrom, 1973), Projet de Forage en Haute Mer (PFHM) Leg 31 (Bonatti et al., 1979), les Terre d'ombre de Chypre (Robertson et Hudson, 1973) et d'autres sédiments océaniques sont également compris.

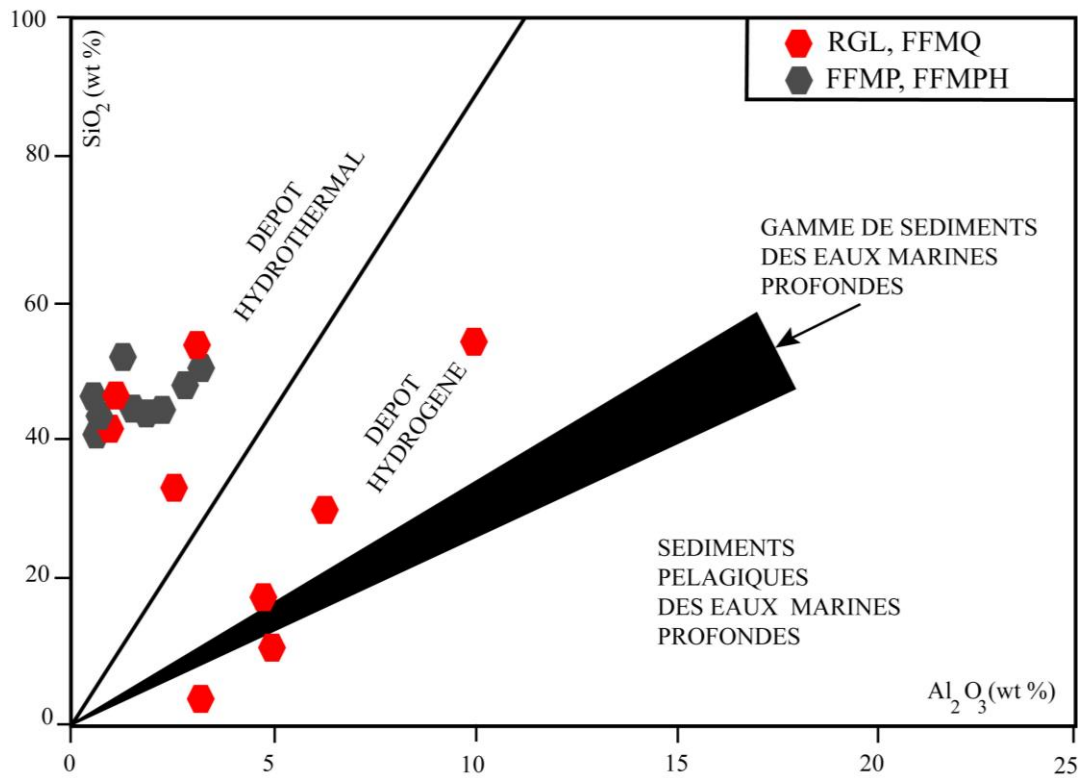


Figure 64. Diagramme Al_2O_3 vs. SiO_2 (d'après Wonder et al., 1988) pour illustrer l'origine des précipités chimiques primaires des échantillons de fer de Kopongo.

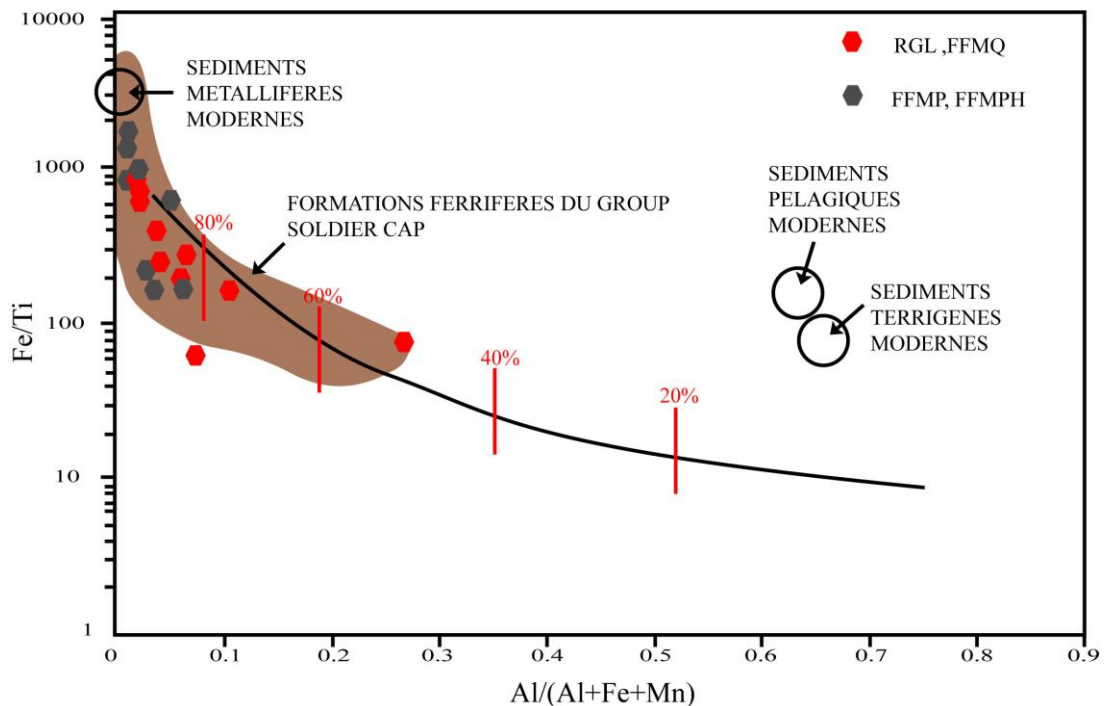


Figure 65. Compositions géochimiques des échantillons des FFs de Kopongo plotés sur le diagramme de discrimination Fe/Ti vs. $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ (d'après Bostrom, 1973). Ce diagramme est proposé pour estimer la contribution relative des apports hydrothermaux dans les fluides d'où les BIFs ont précipité. Les sédiments chimiques hydrothermaux des formations de fer du Groupe Soldier Cap (Hatton et Davidson, 2004) sont plotés pour montrer l'apport hydrothermal. Ces observations sont une confirmation supplémentaire que les FFs de Kopongo dérivent directement d'une source hydrothermale.

Tableau 20. Corrélations linéaires inter-élément de quelques échantillons des formations ferrifères (n = 18).

	AL2O3	Fe2O3	SiO2	K2O	MgO	MnO	Na2O	CaO	TiO2	Cr2O3	P2O5	S	LOI	Ni	Pb	Sn	As	Ba	Cl	Co	Cu	Sr	V	Zn	Zr	
AL2O3	1,00																									
Fe2O3	-0,03	1,00																								
SiO2	-0,21	-0,97	1,00																							
K2O	-0,30	-0,42	0,44	1,00																						
MgO	-0,64	-0,41	0,53	0,78	1,00																					
MnO	0,32	-0,39	0,32	0,08	-0,07	1,00																				
Na2O	-0,27	-0,29	0,32	0,88	0,69	0,03	1,00																			
CaO	-0,60	-0,35	0,46	0,73	0,96	-0,09	0,67	1,00																		
TiO2	0,62	-0,01	-0,12	-0,22	-0,56	0,55	-0,10	-0,48	1,00																	
Cr2O3	0,26	0,50	-0,54	-0,23	-0,32	-0,09	-0,17	-0,27	0,33	1,00																
P2O5	0,44	0,44	-0,56	-0,23	-0,37	-0,07	-0,19	-0,34	0,12	0,09	1,00															
S	-0,16	-0,17	0,18	0,30	0,23	0,15	-0,03	0,19	-0,22	-0,07	-0,12	1,00														
LOI	0,84	0,41	-0,60	-0,56	-0,85	0,07	-0,51	-0,82	0,51	0,34	0,65	-0,10	1,00													
Ni	0,64	-0,26	0,09	-0,18	-0,29	0,45	-0,21	-0,27	0,38	0,02	0,55	0,18	0,51	1,00												
Pb	0,38	0,34	-0,39	-0,36	-0,34	0,27	-0,40	-0,25	0,37	0,55	0,12	0,19	0,45	0,26	1,00											
Sn	-0,35	0,14	-0,04	0,08	0,40	-0,02	0,29	0,50	-0,07	0,38	-0,35	-0,08	-0,41	-0,27	0,26	1,00										
As	0,06	0,70	-0,70	-0,27	-0,37	-0,29	-0,22	-0,40	0,05	0,29	0,54	-0,15	0,43	0,00	0,14	-0,24	1,00									
Ba	-0,22	-0,15	0,17	0,74	0,64	0,17	0,69	0,67	-0,24	-0,15	-0,11	0,37	-0,38	-0,02	-0,02	0,38	-0,30	1,00								
Cl	-0,26	-0,20	0,23	0,71	0,57	-0,07	0,53	0,49	-0,31	-0,15	-0,01	-0,03	-0,40	-0,32	-0,38	-0,10	0,10	0,33	1,00							
Co	0,32	-0,39	0,32	-0,12	-0,29	0,71	-0,24	-0,34	0,58	0,03	0,06	0,37	0,24	0,63	0,26	-0,19	-0,08	-0,16	-0,23	1,00						
Cu	0,78	-0,22	0,03	-0,18	-0,33	0,40	-0,29	-0,32	0,32	0,25	0,28	0,27	0,58	0,80	0,53	-0,20	-0,10	0,01	-0,30	0,44	1,00					
Sr	-0,24	0,14	-0,08	0,11	0,34	-0,06	0,04	0,50	-0,23	0,08	-0,10	0,34	-0,21	-0,08	0,51	0,60	-0,26	0,59	-0,09	-0,19	0,04	1,00				
V	0,75	0,06	-0,23	-0,22	-0,52	0,59	-0,13	-0,43	0,83	0,49	0,36	0,09	0,65	0,68	0,67	0,07	0,06	0,01	-0,37	0,68	0,71	0,06	1,00			
Zn	0,47	0,51	-0,60	-0,25	-0,44	0,32	-0,20	-0,41	0,28	0,20	0,30	-0,07	0,57	0,07	0,51	-0,13	0,39	0,02	-0,14	-0,11	0,31	0,01	0,41	1,00		
Zr	0,59	0,35	-0,47	-0,33	-0,48	-0,20	-0,23	-0,40	0,40	0,37	0,16	-0,27	0,63	-0,06	0,47	-0,04	0,12	-0,29	-0,25	-0,21	0,26	0,04	0,37	0,45	1,00	

Le fluide hydrothermal présente des rapports Fe/Ti, Fe/Al et Si/Al élevés, car les cations Al^{3+} et Ti^{4+} sont insolubles dans l'eau de mer et résistants à l'altération hydrothermale (Gurvich, 2006). Ainsi, les formations ferrifères étudiées présentent des rapports moyens Fe/Ti (~515,02), Fe/Al (38,51) et Si/Al (31,51), similaires aux sédiments avec des matériaux dérivés, principalement hydrothermaux (Barrett, 1981). Les cations Al^{3+} et Ti^{4+} sont renforcés dans les gisements terrigènes tandis que le Fe et le Mn caractérisent les gisements hydrothermaux (ex., Gurvich, 2006 ; González et al., 2009).

Le diagramme Fe/Ti vs. Al/ (Al + Fe + Mn) a été utilisé pour évaluer les apports hydrothermaux possibles dans les sédiments hydrogénés et leur dilution avec des matériaux clastiques ou volcaniques (Bostrom, 1973 ; Barrett, 1981). Sur ce diagramme (Fig.65), la plupart des échantillons de Kopongo se trouvent à l'intérieur ou à proximité du champ des formations ferrifères hydrothermales du groupe Soldier Cap (Hatton et Davidson, 2004) et loin de la région occupée par les sédiments terrigènes et pélagiques modernes de l'océan Pacifique. Ceci implique que les formations ferrifères étudiés sont majoritairement d'origine hydrothermale avec un apport mineur de matériaux crustales continentaux. Les roches vertes de Kopongo sont considérées comme des sédiments chimiques liés à un mélange d'eau de mer et de fluides hydrothermaux avec un faible apport détritique terrigène. Elles se sont mises en place dans un contexte géodynamique extensif en milieu océanique probablement lié à un bassin arrière-arc (ex., Wang et al., 2014; Ghosh et Baidya, 2017; Moudioh et al., 2020), similaire à un environnement de dépôt ferrifère de type Algoma.

La configuration des bassins archéen-paléoprotozoïques est largement distribuée à travers le craton du Congo, suggérant l'intégration de l'évolution tectonique de la région de Kopongo dans un milieu paléogéographique à l'échelle continentale. Le contexte géodynamique de marge continentale avait été signalé pour les formations ferrifères de Kpwa-Atog Boga, dans le Complexe de Nyong (Soh Tamehe et al., 2018). Ce qui montre une diversité de mise en place de ces roches ferrifères.

VI.3.1.3 Formations ferrifères Algoma-modifiées

Les gisements de fer les plus importants économiquement sont liés aux formations ferrifères de type BIF, Kiruna à magnétite-apatite, à oxydes de fer-cuivre-or (IOCG) et skarns (ex., Dupuis and Beaudoin 2011 ; Dare et al., 2014). Le diagramme Ca+Al+Mn vs Ti+V (Fig.66a) établi par Dupuis et Beaudoin (2011) permet de discriminer la magnétite des différentes formations ferrifères suscitées et de définir le cadre géodynamique de celles de Kopongo. Il apparaît que la magnétite de Kopongo est localisée à la fois dans les domaines du

skarn et des BIFs, ce qui implique une origine hydrothermale skarn-BIF. Sur le diagramme Cr/Ni (Dare et al., 2014), la majorité des échantillons de magnétite de Kopongo correspondent aux dépôts hydrothermaux et sédimentaires (Fig.66b), impliquant une origine hydrothermale sédimentaire. Sur le diagramme Ni/Cr vs Ti (Dare et al., 2014), les formations ferrifères de Kopongo montrent une affinité avec la magnétique hydrothermale. Pour Bonda et al. (2022) elles ont des signatures BIFs attribuées à une activité hydrothermale à des températures comprises entre 200 et 500°C. Ces mêmes auteurs suggèrent que ces formations contiennent une quantité mineure de métaux de transition tels que Ni, Co et V et que le quartzite porteur de magnétite-martite n'est pas d'origine volcanique. Par conséquent, ces roches ne sont pas liées à celles volcaniques mais similaires aux formations de type Lac Supérieur. Mais les fortes corrélations positives entre MgO et CaO ($r = 0,96$) et les faibles corrélations positives entre Al_2O_3 et TiO_2 ($r = 0,62$) (Tab.20) permettent d'exclure cette hypothèse. Les formations ferrifères de Kopongo sont riches en magnétite et pyroxène. Selon Dupuis et Beaudoin (2011) et Nadoll et al. (2014) les éléments Ti et Cr sont incompatibles dans la magnétite lors de l'altération hydrothermale. Pour une magnétite ayant des affinités hydrothermale-BIFs, $Ti < 2 \%$ et pour celle ayant une affinité typique des BIFs, $Ti < 0,1\%$. D'après Bonda et al. (2022) la magnétite des formations de Kopongo montre $Ti > 0,1\%$, ce qui suggère une signature hydrothermale-BIFs. Bafon et al. (2023b) proposent une minéralisation d'origine magmatique-hydrothermale à partir des données isotopiques de la magnétite de Kopongo ($\delta^{56}Fe = +0,49$ à $0,66\%$). Les données isotopiques des BIFs Archéens d'Hamersley (Australie) et Transvaal (Afrique du Sud) étaient enrichis en isotopes lourds de Fe ($\delta^{56}Fe = -1\%$ à $+1,2\%$), suggérant une activité des fluides hydrothermaux (Johnson et al., 2008). Les valeurs isotopiques de la magnétite de Kopongo pourraient avoir été enrichies en isotopes lourds de Fe par les fluides hydrothermaux. Tous ces résultats indiquent que les oxydes de fer et les silicates de Fe des BIFs sont enrichies en isotopes lourds de Fe alors que les carbonates de Fe dans les BIFs ont des valeurs en isotopes lourds de Fe oscillant entre -2% et $+1,2\%$ (Johnson et al., 2008). Ces caractéristiques montrent que les différents faciès de BIFs peuvent avoir des processus de formation et des environnements différents (Bekker et al., 2010). Par conséquent les enrichissements isotopiques auraient perturbé la signature sédimentaire des formations ferrifères de Kopongo. Cette perturbation est constatée dans la magnétite de Ngovayang par Chombong et al. (2017) qui affichent des âges Néoarchéens (2699 ± 7 Ma) et Panafricains (500 ± 200 Ma), traduisant à une affinité hydrothermale skarn-BIF (Fig.66 a et c).

Le diagramme $TiO_2-Al_2O_3-(MgO+MnO)$ montre que les FFs de Kopongo ont une affinité triple : hydrothermale, skarn et sédimentaire-métamorphisme (Fig.66d). Les grains de

magnétite des formations de Ngovayang et de Kopongo présentent des signatures de BIFs (Fig.66 a et c). L'origine de la minéralisation ferrifère est également déterminée à partir du rapport Co/Ni (Bajwah et al., 1987), lequel peut être subdivisé en trois groupes : $0,1 \leq \text{Co/Ni} \leq 1$ (origine sédimentaire), $1 < \text{Co/Ni} \leq 10$ (origine hydrothermale) et $10 < \text{Co/Ni} \leq 100$ (origine volcanique). La minéralisation ferrifère montre un rapport compris entre 0,06 et 1 (Tab.18) suggérant une origine sédimentaire.

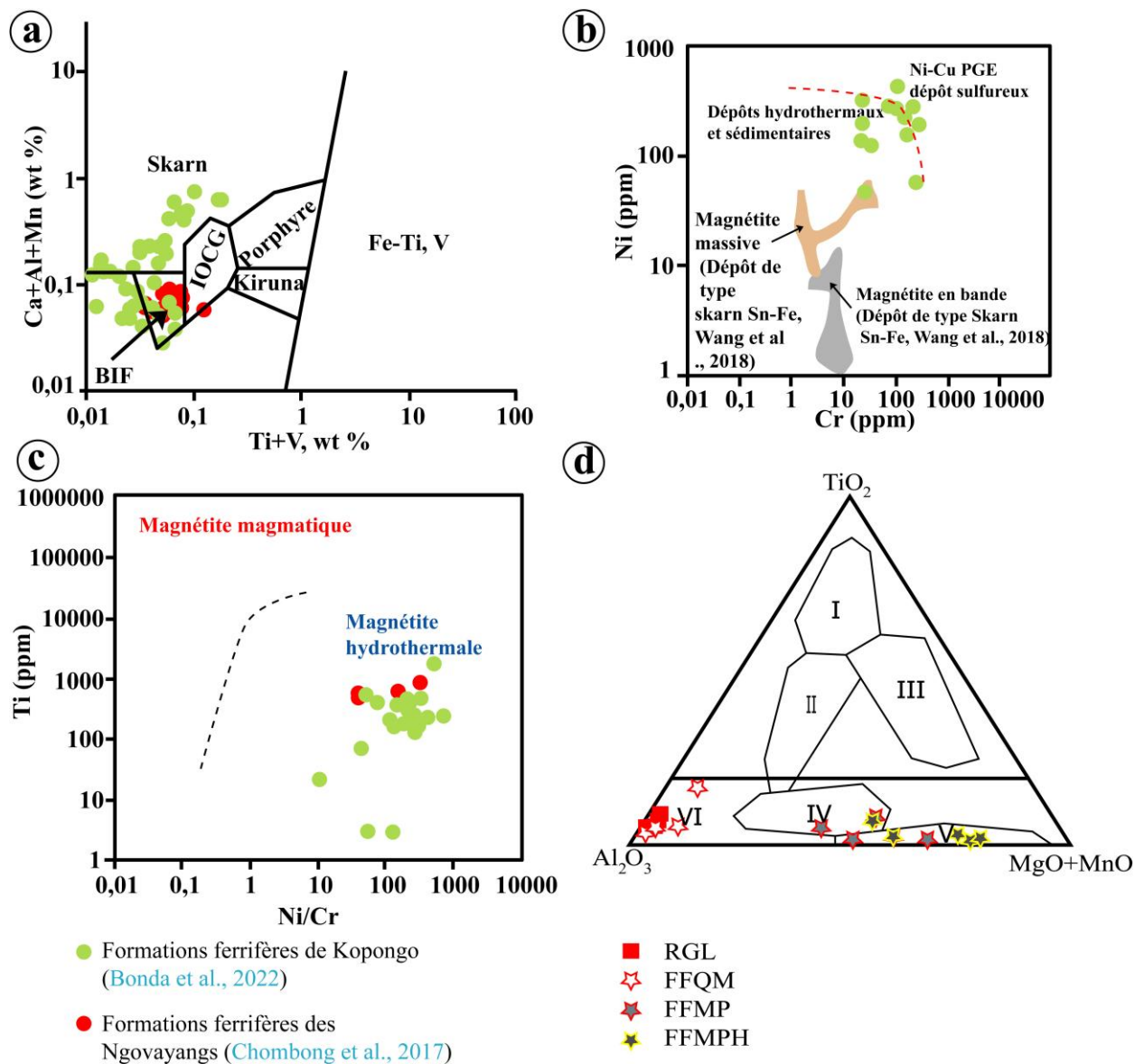


Figure 66. Diagrammes discriminants : **a.** Ca+Al+Mn vs Ti+V (Dupuis et Beaudoin, 2011), **b.** Ni versus Cr (Dare et al., 2014) et **c.** Magmatisme et hydrothermalisme (Dare et al., 2014) pour la magnétite de la zone de Kopongo (Bonda et al., 2022) et des Ngovayangs (Chombong et al., 2017). **d.** Diagramme $\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO} + \text{MnO}$ de la magnétite (I. Type de minéral accessoire ; II. Type de titanomagnétite de liquation de magma ; III Type volcanique ; IV. Type hydrothermal ; V. Type Skarn et VI. Type sédimentaire-métamorphisme, Wang and Yu, 2010).

Les différentes textures affichées par la magnétite de Kopongo reflètent plusieurs étapes hydrothermales d'enrichissement en magnétite associées aux événements thermotectoniques ayant affecté le Complexe du Nyong. Les formations ferrifères de Kopongo sont une minéralisation à magnétite hydrothermale du type Algoma-modifié englobées dans les métasédiments et les metabasites.

VI.3.1.4 Effets métamorphiques : modification post-minéralisation

Les modifications magmatiques et métamorphiques post-dépôt des BIFs ont été largement documentées (Yu et al., 2018), mais le mécanisme réel est encore débattu. La minéralisation ferrifère de Kopongo est de type BIF Lac supérieur à magnétite-hydrothermale (Bonda et al., 2022) ou magnétite magmatique-hydrothermale (Bafon et al., 2023b). La déformation post-minéralisation observée de cette étude montre que les roches vertes de Kopongo sont bien déformées, par exemple, la magnétite allongée (Fig.29c-f), les plans de cisaillement (Fig.32c-d) et des veines de magnétite recoupées par des failles normales en échelon (Fig.35c). La présence de soufre (Tab.18) suggère une altération ultérieure, indiquant des sédiments préexistants riches en Fe, modifiés probablement par des fluides métamorphiques ultérieurs. Cela suggère une composition primaire mixte : origine sédimentaire puis hydrothermale (ex., Yu et al., 2018).

Les études pétrologiques au sein des formations ferrifères de Kopongo présentent les paragenèses suivantes :

- (1) Magnétite+quartz+pyroxène+martite ±biotite ±apatite±ilménite±amphibole (Bonda et al., 2017) ;
- (2) Magnétite+quartz+orthopyroxène+trémolite/actinolite+grenat+ilménite+hématite+biotite+ apatite+spinel (Bafon et al., 2023a).
- (3) Magnétite+quartz+clinopyroxène+hornblende+biotite+feldspath+épidote (Abou'ouango et al., 2022).

D'après Bucher et Raisins (2011), différents assemblages paragenétiques indiquant un métamorphisme prograde qui atteint le faciès supérieur des amphibolites (4)/granulites (5) aux faciès des schistes verts (6) sont représentées par :

- (4) Clinopyroxène+quartz+magnétite ;
- (5) Orthopyroxène+clinopyroxène+hornblende+grenat+quartz+magnétite ;
- (6) Actinolite+ quartz + magnétite.

Ainsi, les différentes associations paragenétiques de ces roches ferrifères montrent que cette région a été affectée par des épisodes métamorphiques allant des faciès des schistes verts

des minerais ferrifères de cette période proviennent d'énormes formations de fer rubanées altérées, hébergées dans des ceintures de roches vertes. Ils constituent les ressources essentielles en fer comme ceux des Carajas (type Lac Supérieur ; [Gross, 1980](#)), Rio das Velhas (BIF de type Algoma ; [Gross, 1980](#)), Quadrilatère Ferrífero, au Brésil (Pitangui BIFs ; [Mbrando Soares et al., 2017](#)) et dans le CC, comme ceux de Kpwa- Atog Boga ([Soh Tamehe et al., 2018](#)) et de Kouambo ([Ganno et al., 2017](#)). Ainsi, les compositions chimiques principales moyennes des formations ferrifères de Kopongo peuvent être comparées à ces districts de fer mondiaux ([Fig.67](#)). D'après cette figure, elles ont des teneurs en fer, silice, phosphore et aluminium similaires à celles des autres roches ferrifères précambriennes dans le monde. Les valeurs moyennes de TiO_2 et MnO de Kopongo et de Kpwa-Atog Boga, ont un modèle proche avec celles de Pitangui, de type Lac Supérieur et de type Algoma. En revanche, celles de Kouambo, ont un modèle proche de celui de Pitangui et du type Lac Supérieur. Les formations de Kopongo ont une teneur en TiO_2 et MnO similaire à celle de Kpwa-Atog Boga, mais supérieure à celles des autres formations ferrifères, alors que les teneurs en K_2O , CaO , MgO et Na_2O sont légèrement variables.

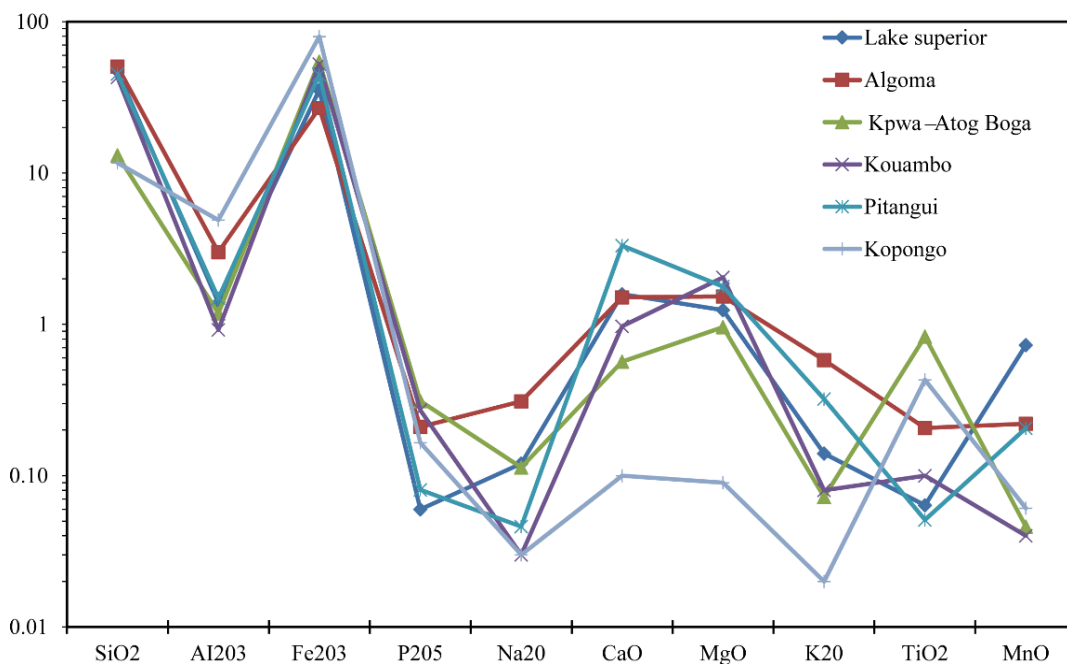


Figure 67. Diagramme comparatif la composition en éléments majeurs des FFs de Kopongo avec celle des autres FFs du CC, de Pitangui, Minas Gerais, Brazil ([Mbrando Soares et al., 2017](#)), du Lac Supérieur ([Gross,1980](#)) et d'Algoma ([Gross,1980](#)).

VI.3.1.7 Corrélations lithostratigraphiques

La figure 68 présente les corrélations lithostratigraphiques entre les puits de forage effectués à Kopongo. Malgré la complexité de la lithologie et des caractéristiques structurales de cette région, les corrélations lithostratigraphiques latérales entre les forages ont été

réalisées par des plans paramétriques stratigraphiques tels que la lithologie, l'attitude, l'épaisseur, le pendage des couches et les variations de profondeur.

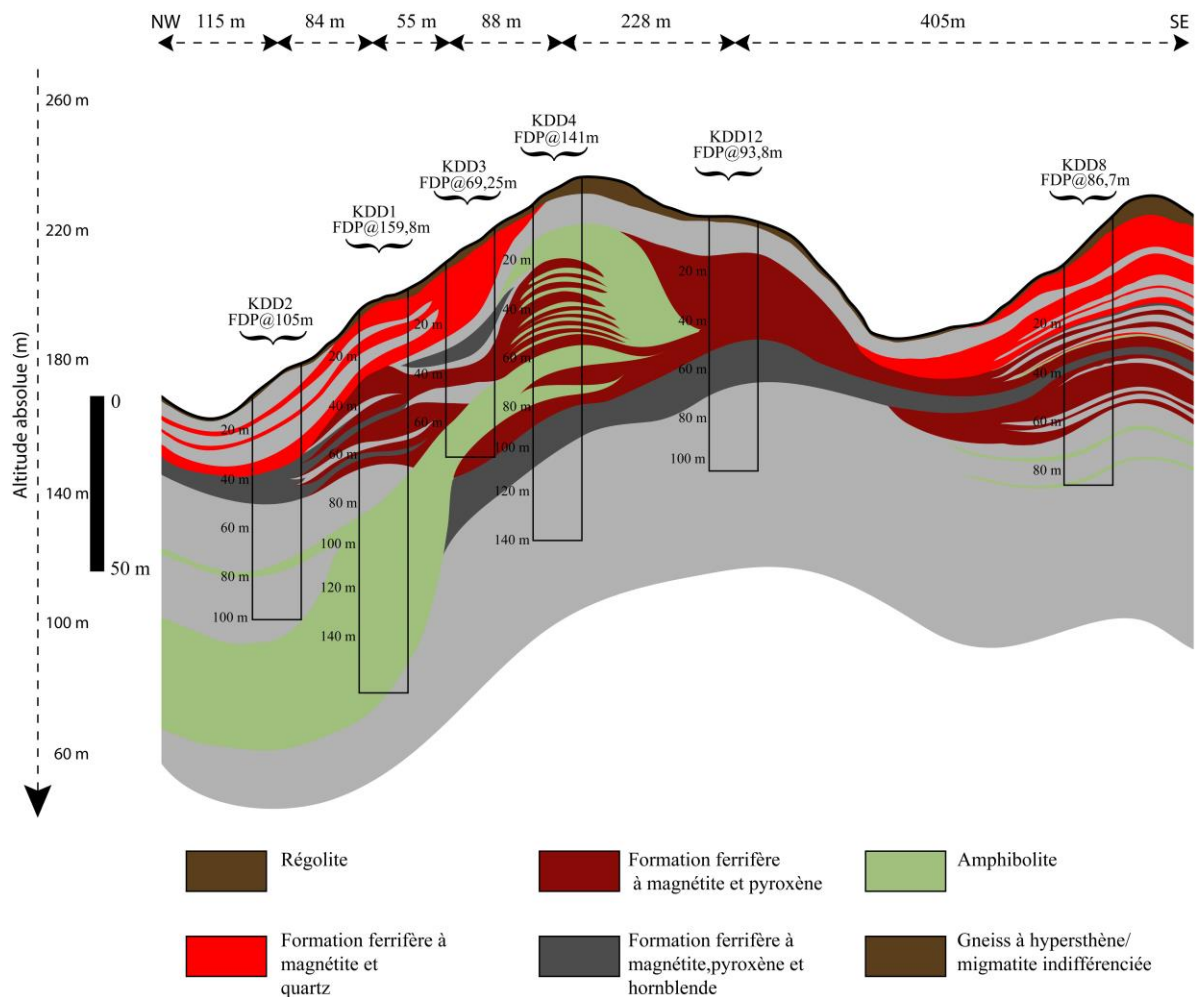


Figure 68. Coupe géologique de la région de Kopongo, illustrant les relations étroites entre la minéralisation et les roches encaissantes.

Les quatre roches aux structures gneissiques cartographiables (FFMQ, FFMP et FFMPH) sont corrélées dans les puits de sondages KDD1, KDD3, KDD4 et KDD8. De plus, des intercalations majeures d'amphibolites sont observables dans le puits KDD1, majeurs et mineurs en KDD4, mineurs en KDD2 et KDD8, et ne sont pas corrélées avec le sondage KDD12. Par contre, une bonne corrélation en FFPMH est observée entre les puits KDD1 et KDD2, les puits KDD4, KDD12 et KDD8. Les logs détaillés de ces puits de sondage ont révélé que les roches de Kopongo présentent quatre faciès de fer identifiés (RGL, FFMQ, FFPM et FFPMH) dans les puits KDD1, KDD3 et KDD8, à l'opposé des puits KDD2, KDD4 et KDD12 qui présentent les GMP et GMPH comme formations ferrifères. D'un autre côté, le puits KDD1 expose trois formations : FFMQ, FFMP et FFMPH. L'étude des attitudes de ces formations géologiques a montré que les directions et les pendages moyens variaient d'un puits à l'autre. Cette variabilité structurale caractérise un terrain plissé. L'épaisseur

stratigraphique des FFMP et FFMPH dans le puits KDD12 était supérieure à celle des puits KDD1, KDD3, KDD4 et KDD8. Cette variation d'épaisseur était probablement due à la différence de morphologie du bassin, cela suggère d'une part que le dépôt avait eu lieu pendant une période plus longue, et d'autre part que la vitesse sédimentaire était rapide (Beukes, 2004; Klein, 2005). La variation de profondeur de la minéralisation ferrifère dans les puits de sondages KDD1, KDD2, KDD3, KDD8 et KDD12 est inférieure à celle du puits KDD4. La combinaison de la lithologie, de la profondeur, des variations d'épaisseur de tous les lithofaciès et de la variabilité des attitudes des structures de Kopongo à différentes positions reflète la présence à l'échelle régionale de grandes structures plissées avec un replissement de longueur d'onde des plis antiformes et synformes tel que décrit dans la région de Nkout (Ndime et al., 2018).

VI.3.1.8 Modèle

Pour expliquer la minéralisation ferrifère de Kopongo trois hypothèses antagonistes ont été proposées : (1) cette minéralisation est similaire à celle observée au type Lac Supérieur (Bonda et al., 2022) ; (2) ces formations ferrifères montrent des affinités avec celles de type Algoma (Abou'ou Ango et al., 2022) ; et (3) les événements magmatiques, métamorphiques et les processus d'altération auraient eu une influence négligeable sur ces roches ferrifères (Bafon et al., 2023a). Par conséquent, cette minéralisation est de type hydrothermale-magmatique (Bafon et al., 2023b). L'absence de datation de ces roches dans cette étude depuis la phase initiale de dépôt à nos jours ne permet pas de situer ce premier modèle illustratif dans le temps. À cet effet six phases évolutives ont été illustrées (Fig.69) : **(i)** Précipitation chimique initiale de la silice et du fer par les processus de sédimentation et de diagénèse avec la mise en place des roches de type chert et magnétite. Ces roches étaient bien conservées sous forme de formations primaires de fer rubanées (stratification S_0) ; **(ii)** Les roches de type chert et magnétite auraient subi un premier épisode métamorphique pour former les quartzites à magnétite-1 déformées et caractérisées par la foliation S_n et les plis intrafoliaux P_n . Les plis P_n auraient contrôlé la première phase hydrothermale (H_n) au niveau de leurs charnières ; **(iii)** Les roches de type quartzite à magnétite auraient subi un deuxième épisode métamorphique par cisaillement pur puis simple, produisant une déshydratation et une décarbonatation pour former les FFs à magnétite-2 et pyroxènes développant des boudins B_{n+1} , une schistosité mylonitique S_{n+1} plan axial aux plis P_{n+1} cisailés. Les plis P_{n+1} auraient contrôlé la deuxième phase hydrothermale (H_{n+1}) au niveau de leurs charnières et l'étirement minéral observé aurait été généré par les plans de cisaillement C_{n+1} développant la schistosité

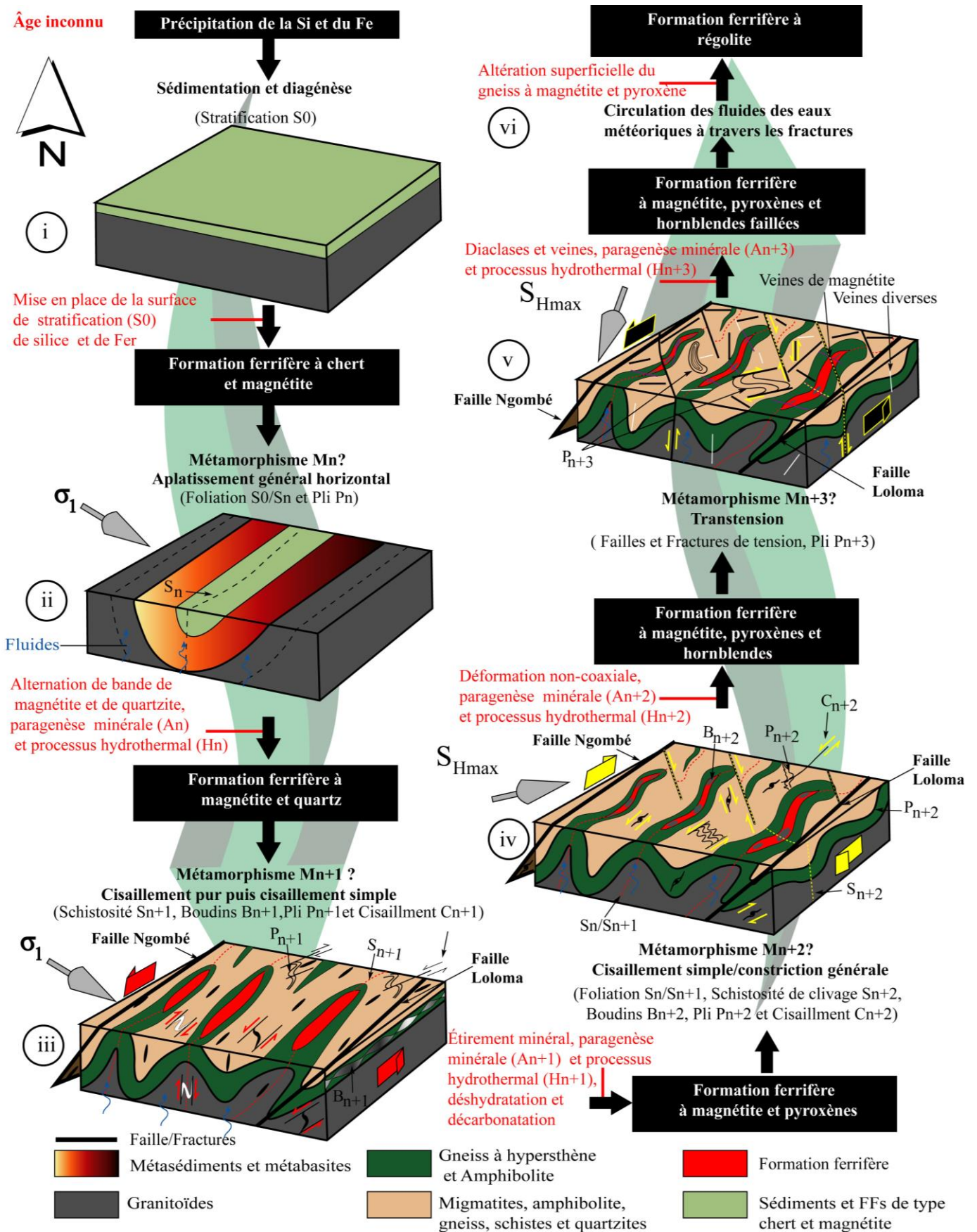


Figure 69. Modèle illustratif de l'évolution géodynamique des formations ferrifères de Kopongu.

mylonitique contemporaine au boudinage B_{n+1} ; **(iv)** Les FFs de type FFs à magnétite-2 et pyroxènes auraient subi un troisième épisode métamorphique par cisaillement simple/constriction générale pour former les FFs à magnétite-3, pyroxènes et hornblendes développant des boudins B_{n+2} , une schistosité de clivage S_{n+2} plan axial des plis P_{n+2} cisailés ; Les plis P_{n+2} et les plans de cisaillement C_{n+1} auraient contrôlé la troisième phase hydrothermale (H_{n+2}) générant un boudinage B_{n+2} ; **(v)** Les failles, les fentes de tension et les plis P_{n+3} contrôlaient la mise en place des veines de magnétite-4 lors de la quatrième phase hydrothermale (H_{n+3}) en régime transtensif; **(vi)** Les fractures générées par les failles et les charnières des plis P_{n+2} et P_{n+3} favorisaient les processus d'altération superficielle occasionnant des oxydations de la magnétite en hématite et martite pour donner les formations régolitiques. Les FFs de Kopongo sont du type Algoma-modifié fortement influencé par les processus magmatiques et métamorphiques régionaux.

VI.3.2 Intérêts miniers et économiques

VI.3.2.1 Intérêts miniers

L'ensemble des investigations menées dans cette étude montre des intérêts scientifiques divers. Il apparaît que, ce travail retrace l'évolution géodynamique et la géométrie tectonique des formations géologiques de Kopongo. À cet effet, l'étude morpho-néotectonique renseigne sur le contrôle de la zone d'étude par l'action combinée de la lithologie, du climat, de l'érosion et des facteurs tectoniques. Cette étude morphostructurale montre l'existence d'une néotectonique. Les roches ferrifères informent sur le contexte géodynamique dans lequel elles se sont mise en place. Il apparaît que la minéralisation ferrifère dans cette région est marquée par les FFs à magnétite et pyroxènes encaissées dans les formations amphibolitiques et gneissiques traduisant un métamorphisme développé dans des conditions de faciès amphibolites et granulites. Les analyses géochimiques renseignent sur la connaissance de leur environnement de dépôt et de leurs teneurs en fer afin de s'assurer de leur intérêt économique.

Le dispositif structural de cette zone minéralisée appartient à la province ferrifère située au Nord-Ouest du craton du Congo, correspondant à un couloir de déformation sensiblement NW-SE de 480 km de long et une largeur d'environ 150 kilomètres (bloc du Ntem). Ce couloir est contrôlé par une multitude de plis dont la distribution est influencée par les zones de cisaillement. Ces accidents sont, dans le temps, réactivés entraînant le développement de structures annexes d'importance inégale. Les structures majeures de la zone de Kopongo marquées par des couloirs de cisaillement orientées NNE-SSW et NE-SW, et des plis P_{n+1_n+3} définissent la géométrie de cette portion de roches vertes, mais jouent également un grand

rôle dans le piégeage des fluides hydrothermaux et dans le développement de la minéralisation ferrifère.

VI.3.3.2 Intérêts économiques

Ces aspects sont conditionnés par le mode d’affleurement du gisement, la qualité du minerai, le type de minerai, la situation géographique par rapport aux infrastructures d’exportation et le coût du fer dans le marché mondial. Le mode d’affleurement du gisement de fer de Kopongo est le premier atout majeur. La figure 68 montre que ce fer peut être exploité à ciel ouvert, ce qui est bénéfique pour le pays. Il apparait que ce fer présente cinq catégories de minerai dont les teneurs en oxyde de fer (Fe_2O_3) oscillent entre 29,03-87,16 ; en silice entre 3,02-55,5% ; en l’alumine entre 0,48-10,20% ; en phosphore (P) d’environ 0,15% et de 0,48% pour le soufre (S). [Guider \(1981\)](#) et [Dobbins et Burnet \(1982\)](#) ont proposé de généraliser les spécifications en P et S du minerai de fer. D’après ces auteurs, les teneurs commerciales acceptables pour le P et le S, devraient être moins de 0,07% pour le P et de 0,1% pour le S. Dans l’ensemble, les formations ferrifères de Kopongo montrent des teneurs moyennes en P d’environ 0,15% et de 0,48% pour le S. Ces teneurs en P et S sont légèrement au-dessus des valeurs attendues. Mais, les teneurs en P sont semblables à celles trouvées dans les formations de Pilbara en Australie par [Fisher-White et al. \(2012\)](#). La teneur moyenne en P pour celles de Kiruna en Suède est de 0,95% ([Pereira and Papini, 2015](#)) soit six (06) fois supérieure celle observée à Kopongo. Cette dernière avait été jugé acceptable pour la production du métal. Chaque type de gisement ferrifère est spécifique à une technique d’extraction qui lui est appropriée, qui peut être par agglomération sélective, flottation ou un mixage de ces deux techniques. La teneur en S dans les FFs de Kopongo est au-delà de celle acceptable, mais inférieure aux teneurs obtenues (0,5-2%) dans le gisement ferrifère de Sirjan, province de Kerman province en Iran ([Soltan mohammadi et al., 2011](#)), qui avait été acceptable après traitement par des méthodes conventionnelles appropriées. Il s’agit des méthodes par pyrométallurgie (fonde ; [Descostes et al., 2004](#)) et hydrométallurgie (flottation; [Xing wang et al., 2009](#)). Il en ressort de cette analyse que le minerai de fer de Kopongo est acceptable pour la commercialisation.

CONCLUSION

Le rôle et l'influence du climat, l'hétérogénéité lithologique, l'érosion, et la tectonique active sont évidents dans la zone de Kopongo à travers l'évaluation des paramètres morphométriques et des indices tectoniques. L'interprétation de la hiérarchisation hydrographique et de la distribution des longueurs de drain de 3^{ème} ordre observés en terrain sédimentaire est également visible dans le substratum métamorphique illustrant les structures antiformes et synformes. L'indice d'évaluation de l'activité tectonique (IAT), montre une forte corrélation entre les discontinuités, les plis régionaux et les anomalies morphologiques. Une évidence de la néotectonique est constatée avec l'extension S_{hmin} N-S (S_{Hmax} E-W) de l'Afrique Centrale sous l'effet des forces de la dorsale médio-atlantique et du système du rift est-africain. Les formations ferrifères de Kopongo partagent un contexte tectono-métamorphique commun aux autres formations du bloc du Ntem. Ces événements thermotectoniques ont probablement beaucoup contribué à la formation finale des différentes minéralisations ferrifères de Kopongo. Par conséquent, elles montrent une origine type Algoma-modifié. Les corrélations lithostratigraphiques ont mis en évidence l'existence à l'échelle régionale de grandes structures plissées dont la disposition géomorphologique et structurale est un atout pour une exploitation et une commercialisation du minerai de fer de Kopongo. Un modèle illustratif a été proposé pour montrer l'évolution géodynamique de ces formations. Il apparaît qu'elles auraient été influencées par les processus d'altération hydrothermale générés par les événements magmatiques, métamorphiques et ceux occasionnés par les eaux météoriques.

CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES

Au terme de ces investigations menées sur les formations ferrifères et le substratum de Kopongo, les analyses morphostructurales ont mis en évidence une corrélation entre les structures géologiques, les unités morphométriques, la topologie, la lithologie et les anomalies morphométriques linéaires et hydrographiques. L'analyse hydrographique a permis d'identifier la typologie et l'hierarchisation de drainage, les structures enfouies (synformes et antifformes) et d'évaluer l'influence de la topographie, du climat, de la structure et des formations géologiques sur l'architecture hydrographique actuelle. L'influence de l'interaction entre le climat, l'hétérogénéité lithologique, l'érosion, et la tectonique active dans la région de Kopongo a été mise en évidence à travers l'évaluation des paramètres morphométriques et des indices tectoniques via l'imagerie satellitaire. Le degré de l'activité tectonique dans cette zone d'étude est connu par l'indice tectonique moyen (IAT), qui montre que cette région subit une activité néotectonique (D_{n+3}) modérée liée aux activités de la ligne volcanique du Cameroun. Cette ligne est considérée comme la principale structure géologique active en Afrique centrale qui exprime le mieux le soulèvement et le basculement observés. L'activité de cette ligne est interprétée comme une conséquence de la dynamique du manteau profond affectant la lithosphère du craton du Congo. Ce dynamisme mantellique pourrait être la résultante de la compression S_{Hmax} E-W (extension S_{hmin} N-S) de l'Afrique centrale sous l'effet des forces de la dorsale médio-atlantique et du système du rift est-africain.

La zone de Kopongo a subi des déformations D_n , D_{n+1} , D_{n+2} et D_{n+3} . La D_n est **un aplatissement général horizontal** représentée par la stratification S_o , la foliation S_n et le pli P_n . La D_{n+1} évolue en deux épisodes : **un aplatissement général horizontal/cisaillement pur et un cisaillement simple**. Cette phase développe une foliation mylonitique S_{n+1} , une linéation L_{n+1} , les cisaillements C_{n+1} et les plis méso- à méga P_{n+1} . La D_{n+2} est marquée par les cisaillements C_{n+2} , la foliation composite S_n/S_{n+1} , la linéation L_{n+2} , les boudins B_{n+2} , les plis P_{n+2} et la foliation mylonitique S_{n+2} . La D_{n+2} est suivie d'une phase ductile D_{n+3} développant les plis P_{n+3} et d'une phase fragile représentée par des fractures de tension et des failles à glissement normal, inverse et décrochant associées aux couloirs de mouvement C_{n+3} . Les déformations D_n et D_{n+1} trahissent un aplatissement général horizontal alors que celles D_{n+2} et D_{n+3} ont subi respectivement **un cisaillement simple/constriction générale et une transtension**.

La zone de Kopongo montre une séquence lithologique composée des roches : (1) régolitiques, (2) ferrifères et (3) hôtes. Les formations régolitiques marquent la zone d'altération intense des formations ferrifères et hôtes altérées. Les formations ferrifères sont à magnétite et quartz, à magnétite et pyroxènes et à magnétite, pyroxènes et hornblendes, pendant que les hôtes occupant la base, sont constituées de gneiss à hypersthène ou

charnockitique, d'amphibolites, de gneiss à biotite et amphibole et d'amphibolites rubanées. Il apparaît de ces formations ferrifères cinq catégories de minéralisation, qui sont de type : détritique, quartzite à magnétite, hématite et quartz bréchifié, à magnétite et à magnétite enrichie. À l'échelle microscopique, ces formations géologiques illustrent des textures variées : granoblastique hétérogranulaire pour les FFs à magnétite et pyroxène, granoblastique hétérogranulaire et/ou nématoblastique pour les celles à magnétite, pyroxènes et hornblendes. Tandis que les textures hétérogranulaires, granoblastiques et nématoblastiques représentent les amphibolites. Les gneiss à hypersthène montrent une texture granoblastique hétérogranulaire et les gneiss à biotite et amphibole ont des textures nématoblastiques, granoblastiques hétérogranulaires. Les amphibolites rubanées montrent une texture lépidonématoblastique et hétérogranoblastique.

Les formations ferrifères montrent des teneurs en oxyde de fer (Fe_2O_3) oscillant entre 29,03-87,16 ; en silice entre 3,02-55,5% ; en alumine entre 0,48-10,20% ; en $\text{TiO}_2=0,02-0,68\%$; en P d'environ 0,15% et de 0,48% pour le S et des concentrations en éléments traces < 330 ppm. Ces teneurs sont comparables à celles des districts de fer mondiaux. Ces roches ferrifères dérivent d'un processus chimique identique à celui de type Algoma-modifié qui marque un contexte géodynamique extensif.

La minéralisation ferrifère de Kopongo est encaissée dans des formations hôtes à schistosité mylonitique. Elle est associée aux plis P_{n+1} et P_{n+2} . Ce contrôle structural est commun aux autres formations ferrifères au Nord-Ouest du craton du Congo, au gisement ferrifère d'Hamersley en Australie, et à celui de Quadrilátero Ferrífero au Brésil.

La corrélation lithostratigraphique a montré l'existence à l'échelle régionale de grandes structures plissées au biais d'une combinaison de la lithologie, de la profondeur, des variations d'épaisseurs lithologiques et des attitudes des structures géologiques. Un modèle illustratif a été proposé pour montrer l'évolution géodynamique de la région de Kopongo. Il apparaît que cette région aurait été influencée successivement par les processus d'altération hydrothermale et superficielle liés respectivement au magmatisme/métamorphisme régional et aux fluides météoriques.

Les intérêts scientifiques qui en ressortent de ce bâti lithologique et structural sont à la fois géomorphologiques, géodynamiques et tectoniques. Quant aux intérêts économiques, ce minerai dispose de tous les atouts permettant son exploitation et une commercialisation.

En termes de perspectives il sera judicieux d'effectuer une étude géophysique au sol afin de mieux comprendre la limite d'enracinement de ces formations ferrifères. Des études géochronologiques devraient être envisagées pour les situer dans le temps.

RÉFÉRENCES

- Abou'ou Ango, T., Njom, B., Ekoa Bessa, A.Z., Onana J.B., Bafon, G.T, Olinga, J-B., Mvondo Ondo, J., 2021. Correlations between morphotectonic parameters and Precambrian tectonic structures in the Nyong Group greenstone belts: Example of the Kopongo area (NW of the Congo craton, Southwestern Cameroon). *J. of African Earth Sciences* 182, 104272.
- Abou'ou Ango, T., Njom, B., Yannah, M., Olinga, J-B., Mvondo Ondo, J., 2022. Petrology, geochemistry and structural analysis of the Kopongo greenstone belt, Congo craton, southern Cameroon: Geodynamic evolution and geotectonic styles. *Arabian Journal of Geosciences* 15:1518.
- Ajay Kumar, T.P., Kumar, C.R., Avtar, S.J., Bahadur, S.K., Akhtar, A., Shashi, G.K., Rohit, K., Vaibhav, K., Sagarika, R., 2017. Active tectonic deformation along reactivated faults in Binta basin in Kumaun Himalaya of north India: inferences from tectono-geomorphic evaluation. *Z. Geomorphol.* 61 (2), 159-180.
- Ajay Kumar, T., Bahadur Singh, K., Avtar Singh, J., Ajay, K., Akhtar, A., Sadiq, A., Beena, K., Purushottam, K.G., Rajesh, K., Anil Kumar, S., Bhupinder, S., Rakesh, J., 2019. Tectono-climatic influence on landscape changes in the glaciated Durung Drung basin, Zaskar Himalaya, India: A geospatial approach. *Quaternary International* 507, 262-273.
- Ajay Kumar, T., Lalit, M.J., Bahadur, S.K., Akhtar, A., Girish, C.K, Raj, S.K., Anoop, K.S, Rakesh, K.D., 2020. Tectonic imprints of landscape evolution in the Bhilangana and Mandakini basin, Garhwal Himalaya, India: A geospatial approach. *Quaternary International*.
- Akame, J.M., Assembe, S.P., Zo'o, Z.P., Owona, S., Ndougsa Mbarga, T., Azia, G.A., Mvondo Ondo, J., 2018. The Sangmelima granite-greenstone belts (South Cameroon): Integration of remote sensing and aeromagnetic data for structural interpretation. *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Sciences* 22, 37-47.
- Akame, J.M., Owona, S., Hublet, G., Debaille, V., 2020a. Archean tectonics in the Sangmelima granite-greenstone terrains, Ntem complex (NW Congo craton), southern Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.* 168, 103872.
- Akame, J.M., Oliveira, E.P., Poujol, M., Hublet, G., Debaille, V., 2020b. 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., Paiva Oliveira, E.P., Debaille, V., Poujol, M., Schulz, B., Bisso, D., Humbert, F., Koah, N. L.S.P., Zo'o Z.P., 2023. Mesoarchean synchronous emplacement of TTG gneisses and potassic granitoids in the Nyabessane granite-greenstone terranes, NW Congo Craton (southern Cameroon): Zircon U-Pb geochronology, petrogenesis and tectonic implications. *Lithos.* 464–465, 107429.
- Alizadeh, A., Moghadam, H.H., Seraj, M., 2020. DEM-derived geomorphic indices for assessment of tectonic activity at the Dara anticlinal oil structure within the Zagros fold thrust belt, southwestern Iran. *Arabian Journal of Geosciences* 13: 192.
- Alipoor, R., Poorkermani, M., Zare, M., El Hamdouni, R., 2011. Active tectonic assessment around Rudbar Lorestan dam site, High Zagros Belt (SW of Iran). *Geomorphology* 128, 1-14.
- Allmendinger, R.W., Cardozo, N., Fisher, D., 2012. In: *Structural Geology Algorithms: Vectors and Tensors*. Cambridge University Press, Cambridge, England, 289 p.
- Altus Strategies Plc, 2018. Exploration update on high grade Bikoula iron ore project, Southern Cameroon, 12 September 2018. Altus Strategies Plc / Epics: AIM: ALS & TSX-V: ALTS / Sector: Mining, 7 p.
- Ambeh, W.B., Fairhead, J.D., Francis, D.J., Nnange, J.M., Soba, D., 1989. Seismicity of the Mount Cameroon region. *West Africa J. Afr. Earth Sci.* 9:1-7.
- Anaba Fotze, Q.M., Anatole, L.D.E., Penaye, J., Sep, J.P., Neh-Fru, M.I., 2017. Mapping Hydrothermal Alteration Targets from Landsat 8 OLI / TIRS and Magnetic Data Using Digital Image Processing Techniques in Garoua, North Cameroon. *J. Geosci Geomatics.* 7 (1): 28-41.
- Anand, A.K., Pradhan, S.P., 2019. Assessment of active tectonics from geomorphic indices and morphometric parameters in part of Ganga basin. *J. Mt. Sci.* 16 (8) : 1943-1961.

- Andrades Filho, C.O., Rossetti, D.F., 2018. Intensidade da atividade tectônica na porção emersa da Bacia Paraíba e embasamento cristalino adjacente, Nordeste do Brasil. *Pesquisas em Geociências* 42, 113-130.
- Angerer, T., Hagemann, S.G., 2009. The Archean BIF hosted iron ore at Koolyanobbing, Western Australia: a structural approach. In: Angerer, T., Hagemann, S.G., Rosière, C.A. (Eds.), *Smart Science for Exploration and Mining. Proceedings of the Tenth Biennial SGA Meeting. Society for Geology Applied to Mineral Deposit*, Townsville, Australia, p. 555-557.
- Ateba, B., Ntepe, N., Ekodeck, G.E., Soba, D., Fairhead, J.D., 1992. The recent earthquakes of South Cameroon and their possible relationship with main geological units of central Africa. *J Afr Earth Sci* 14:365-369.
- Ayaz, S., Biswas, M., Dhali, M. K., 2018. Morphotectonic analysis of alluvial fan dynamics: Comparative study in spatio-temporal scale of Himalayan foothill, India. *Arabian Journal of Geoscience*, 11, 1-16.
- Ayele, A., 2002. Active compressional tectonics in Central Africa and implications for plate tectonic models: evidence from fault mechanism studies on the 1998 earthquakes in the Congo Basin. *J. Afr. Earth Sci.* 35, 45-50.
- Ayres, D.E., 1972. Genesis of iron-bearing minerals in banded iron formation mesobands in the Dales Gorge Member, Hamersley Group, Western Australia. *Econ. Geol.* 67, 1214-1233.
- Bafon, T.G., Bolarinwa, A.T., Suh, C.E. Temesgen Oljira, T., Bedada, B.A., Ngoran, G.N., Ateh, K.I., Keuko Djoumbissie, B.M., Ngang, C.T., 2023a. Petrogenetic characterization of the host rocks of the Sanaga iron ore prospect, southern Cameroon. *Acta Geochimica* 42 (2), 195-220.
- Bafon, T. G., Bolarinwa, A. T., Suh, C. E., Ngatcha, R. B., Mimba, M. E., Harris, C., 2023b. Texture and iron-oxygen isotope composition of magnetite in the Sanaga iron ore prospect, Nyong Series, southwestern Cameroon: Implications for the origin of the magnetite mineralization. *Geological Journal*, 58(7), 2678–2690.
- Bahrami, S., Capolongo, D., Mofrad, M.R., 2020. Morphometry of drainage basins and stream networks as an indicator of active fold growth (Gorm anticline, Fars Province, Iran), *Geomorphology* 355, 107086.
- Bajwah, Z.U., Seccombe, P.K., Offler, R., 1987. Trace element distribution, Co: Ni ratios and genesis of the Big Cadia iron-copper deposit, New South Wales, Australia. *Miner. Deposita* 22, 292–300.
- Bamford, M.K., 2000. Cenozoic macro-plants. In: Partridge TC, Maud RR (eds) *The Cenozoic of southern Africa*. Oxford University Press, Oxford, pp 351-356.
- Barman, B.K., Bhaskara Rao, C.U., Srinivasa Rao, K., Patel, A., Kushwaha, K., Singh, S.K., 2021. Geomorphic Analysis, Morphometric-based Prioritization and Tectonic Implications in Chite Lui River, Northeast India. *Journal Geological Society of India* Vol.97, pp.385-395.
- Barrett, T.J., 1981. Chemistry and mineralogy of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the North Appenines, Italy. *Chem. Geol.* 34, 289-317.
- Barth, A., Wenzel, F., Giardini, D., 2007. Frequency sensitive moment tensor inversion for light to moderate magnitude earthquakes in eastern Africa. *Geophysical Research Letters*, 34(15).
- Basta, F.F., Maurice, A.E., Fontbotéc, L., Favarger, P.Y., 2011. Petrology and geochemistry of the banded iron formation (BIF) of Wadi Karim and Um Anab, Eastern Desert, Egypt: implications for the origin of Neoproterozoic BIF. *Precambrian Res.* 187, 277-292.
- Bau, M., Dulski, P., 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the penge and kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Res.* 79, 37-55.
- Belevtsev, Y.N., Belevtsev, R.Y., Sirosttan, R.I., 1982. The Krivoy Rog Basin. In: Trendall, A.F., Morris, R.C. (Eds.), *Iron-Formation: Facts and Problems*. Elsevier, Amsterdam, p. 211-252.
- Bekker, A., Slack, J.F., Planavsky, N., Kraepz, 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. *Econ. Geol.* 105, 467-508.
- Ben Hassen, M., Deffontaines, B., Moncef Turki., M., 2014. Recent tectonic activity of the Gafsa fault through morphometric analysis: Southern Atlas of Tunisia. *Quaternary International* 338; 99-112.

- Biemi, J., 1992. Contribution à l'étude géologique, hydrogéologique et par télédétection des bassins versants subsahariens du socle précambrien d'Afrique de l'Ouest : hydrostructurale, hydrodynamique, hydrochimie et isotopie des aquifères discontinus des sillons et aires granitiques de la Haute Marahoué (Côte d'Ivoire). Thèse de Doct. D'Etat, Univ. Nat. Côte d'Ivoire, 479 p.
- Bisso, D., 2007. Étude de la faille de la Sanaga (Région de Bafia-Ntui) par la méthode géophysique audio-magnétotellurique. Thèse de Doctorat-Ph.D, Université de Yaoundé I, 126 p.
- Bonatti, E., Kolla, V., Moore, W.S., Stern, C., 1979. Metallogenesis in marginal basins: Fe-rich basal deposits from the Philippine Sea. *Marine Geology* 32, 21-37.
- Bonda, B.M.M., Etame, J., Kouske, A.P., Bayiga, E.C., Ngon, G.F.N., Mbaï, S.J., Gérard, M., 2017. Edea North Area, Nyong Complex, Southern Cameroon: Implication for Origin and Enrichment Process. *International Journal of Geosciences*, 8, 659-677.
- Bonda, B.M.M., Vishiti, A., Mbaï, S.J., Bayiga, E.C., Ngon, G.F.N., Etame, J., 2022. "Microchemical Fingerprint of Magnetite Bearing Iron Ore Deposit from the Sanaga Prospect, Southern Cameroon: Assessment of Iron Ore-forming Conditions." *Journal of Geosciences and Geomatics*, vol. 10, no. 1: 65-73.
- Bontognali, T.R.R., Fischer, W.W., Föllmi, K.B., 2013. Siliciclastic associated banded iron formation from the 3.2 Ga Moodies Group, Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Precambrian Research*, 226, 116-124.
- Bostrom, K., 1973. The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments. *Stockh. Contrib. Geol.* 27, 149-243.
- Bouyo Houketchang, B.M., Penaye, J., Mouri, H., Toteu S.F., 2019. Eclogite facies metabasites from the Paleoproterozoic Nyong Group, SW Cameroon: Mineralogical evidence and implications for a high-pressure metamorphism related to a subduction zone at the NW margin of the Archean Congo craton. *Journal of African Earth Sciences* 149, 215-234.
- Brando Soares, M., Vasconcelos, A.C.N., Zeh, A., Raphael, A. C., Fernandes, L. P., Bueno do Prado, M.G., Modesto de Almeida, A., Guimarães, L.M., Montenegro da Silva, P.H., Oliveira de Araújo, R.M., Mazutti, T.S., 2017. Geology of the Pitangui greenstone belt, Minas Gerais, Brazil: Stratigraphy, geochronology and BIF geochemistry. *Precambrian Research* 29, 17-41.
- Brazier, R.A., Nyblade, A.A., Florentin, J., 2005. Focal mechanisms and stress regime in NE and SW Tanzania, East Africa. *Geophys. Res. Lett.* 32, L14315.
- Brian, C.L., Messmer, R.P., 1982. An electronic model for the effect of alloying elements of the phosphorus induced grain boundary embrittlement of steel, *Acta Metallurgica*, 30, 1811-1818.
- Bucher, K., Grapes, R., 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 8th ed. Springer, Berlin.
- Bull, W.B., 2007. *Tectonic Geomorphology of Mountains: a New Approach to Paleoseismology*. Blackwell, Malden, pp. 45-58.
- Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2001. « Tectonic Geomorphology ». Blackwell Science, Oxford. 247 p.
- Burnham, O.M., Schweyer, J., 2004. Trace element analysis of geological samples by inductively coupled plasma mass spectrometry at the geoscience laboratories: revised capabilities due to improvements to instrumentation. Summary of Field Work and Other Activities 2004, Ontario Geological Survey, vol. 54. Open File Report 6145, pp. 1-20.
- Caen-Vachette, M., Vialette, Y., Bassot, J-P., Vidal, P., 1988. Apport de la géochronologie à la connaissance de la géologie gabonaise. *Chron. Rech. Min.* n° 491, 35-54.
- Cardozo, N., Allmendinger, R.W., 2013. Spherical projections with OSXStereonet. *Computers and Geosciences* 51, 193-205.
- Champetier de Ribes, G., 1957. Carte géologique de reconnaissance à l'échelle 1/500000, feuille n°NA32 NE-O21 avec notice explicative. Publ. Dir. Mines et Géologie du Cameroun.
- Chen, Y.C., Sung, Q.C., Cheng, K.Y., 2003. Along-strike variations of morphotectonic features in the western foothills of Taiwan: tectonic implications based on streamgradient and hypsometric analysis. *Geomorphology* 56, 109-137.

- 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. *Appl. Earth Sci.* 126 (3), 129-145.
- Chow Ven, T., 1964. *Handbook of applied hydrology*, (Ed) McGraw Hill Inc, New York.
- Clark, M.K., Royden, L.H., Burchfiel, B.C., Whipple, K.X., House, M.A., Zhang, X., 2002. Preservation of a low-relief, regionally continuous erosion surface in southeastern Tibet: Evidence for the transient condition of the southeastern plateau margin: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 34, no. 6, p. 411.
- Clark, M.K., Schoenbohm, L.M., Royden, L.H., Whipple, K.X., Burchfiel, B.C., Zhang, X., Tang, W., Wang, E., Chen, L., 2004. Surface uplift, tectonics and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns: *Tectonics*, v. 23, TC1006.
- Clifford, T.N., Gass, I.G., 1970. *African magmatism and tectonics*. Olivier and Boyd. Edinburgh, 461p.
- Clift, P., Vannucchi, P., 2004. Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust, *Rev. Geophys.*, 42, RG2001.
- Coe, A.L., 2010. *Geological Field Techniques*. Wiley-Blackwell Editions, p. 323.
- Collina-girard, J., Griboulard, R., 1990. La structuration profonde du plateau de Valensole (Alpes). Apport des analyses des réseaux d'entailles et des surfaces topographiques. *Géol. Médit.* XVII, 2, 153-171.
- Craig, J.R., Vaughan, D.J., 1994. *Ore Microscopy and Ore Petrography*. 2nd Edition, John Wiley & Sons Inc., Hoboken, 424.
- Cunningham, M., De Waele, B., 2012. Geological mapping of badondo and iron mineralisation targets, Republic of Congo. *Struct. Geol. Resour.* 54-56.
- Cuong, N.Q., Zuchewick, W.A., 2001. Morphotectonic properties of the Lo River Fault near Tam Dao in North Vietnam. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 1:15-22.
- Dada, S. S., Lancelot, J.R. and Briquieu, L., 1989. Age and origin of the annular charnockitic complex at Toro, Northern Nigeria: U-Pb and Rb-Sr evidence. *J. Afr. Earth Sci.*, 9:227-234.
- D'Agostino, N., Jackson, J.A., Dramis, F., Funicello, R., 2001. Interactions between mantle upwelling, drainage evolution and active normal faulting: an example from the central Apennines (Italy). *Geophys. J. Int.* 147, 475-497.
- Dana, J.D., 1856. On American geological history: 1856. *Am. J.Sci.* 22:305-344.
- Dare, S.A.S., Barnes, S.J., Beaudoin, G., Méric, J., Boutroy, E., Potvin-Doucet, C., 2014. Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators. *Mineral. Depos.* 49, 785-796.
- Dasgupta, H.C., Sambasiva Rao, V.V., Krishna, C., 1999. Chemical environments of deposition of ancient iron- and manganese-rich sediments and cherts. *Sediment. Geol.* 125, 83-98.
- Deassou Sezine, E., Soh Tamehe, L., Ganno, S., Nzepang Tankwa, M., Lemdjou, Y.B., Djomo, H.D., 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.
- Deffontaines, B., Chorowicz, J., 1991. Principe of hydrographic network analysis from multisource data, application to structural analysis of the Zairian basin. *Tectonophysics*, 194, 237-263.
- Deffontaines, B., 1990. Développement d'une méthodologie morphonéotectonique et morpho-structurale ; analyse des surfaces enveloppes, du réseau hydrographique et des modèles numériques de terrains ; Application au Nord-Est de la France. Thèse, Univ. Paris VI, France, 230p.
- Deffontaines, B., 2000. Formes et déformations de la surface terrestre : Approches morphométriques et applications, Habilitation à Diriger des Recherches. Université Pierre et Marie Curie, P6, 60 p.
- Deffontaines, B., Ben Hassen, M., Slama, T., Rebai, N., Turki, M.M., 2008. Tunisian structural extrusion revealed by numerical geomorphometry. In: Brady, S.R., Sinha, A.K., Gundersen, L.C. (Eds.), *Geoinformatics 2008-Data to Knowledge, Proceedings, Geoinformatics 2008-Data to Knowledge*. USGS, Reston, VA, pp. 14-15.

- Delcaillau, B., Carozza, J.M., Laville, E., 2006. Recent fold growth and drainage development: the Janauri and Chandigarh anticlines in the Siwalik foothills, northwest India. *Geomorphology* 76, 241-256.
- Delvaux, D., 1993. The TENSOR program for paleostress reconstruction: examples from the east African and the Baikal rift zones. EUG VII Strasbourg, France, 4-8 April 1993. Abstract supplement N°1 to *Terra Nova*, vol. 5, p. 216.
- Delvaux, D., Barth, A., 2010. African stress pattern from formal inversion of focal mechanism data. *Tectonophysics*, 482(1), 105-128.
- Delvaux, D., Everaerts, M., Kongota Isasi, E., Ganza Bamulezi, G., 2016. Intraplate compressional deformation in West-Congo and the Congo basin: Related to ridge-punch from the South Atlantic spreading ridge? In *EGU General Assembly Conference Abstracts (Vol. 18)*.
- Delteil, J.R., Naudin, J.J., Prud'homme, R., Tempere, C., 1974. Analyse morphostructurale bathymétriques de la zone Sud-Toulon. *Ext. Coll. Intern. Expl. Océans*, Bordeaux, France. Vol .2, Bx.130, 12p.
- De Plaen, R.S.M., Bastow, I.D., Chambers, E.L., Keir, D., Gallacher, R.J., Keane, J., 2014. The development of magmatism along the Cameroon Volcanic Line: evidence from seismicity and seismic anisotropy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119, 4233-4252.
- Deruelle, B., Ngounouno, I., Demaiffe, D., 2007. The 'Cameroon Hot Line' (CHL): A unique example of active alkaline intraplate structure in both oceanic and continental lithospheres. *C. R. Geoscience* 339, 589-600.
- Descostes, M., Vitorge, P., C. beaucaire, C., 2004. Pyrite dissolution in acidic media, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(22), 4559-4569.
- Deslandes, S., 1990. Initiation aux méthodes de traitement numérique des images satellites, sur le système PCI Inc., EASI/PACE. CARTEL, 32p.
- De Waele, B., Buckley, D., Jupp, B., 2012. The geology of the Makengui Target in the Mayoko-Moussondji Projet, Republic of Congo, internal report for Equatorial Resources by SRK Consulting, 53p.
- De Waele, B., Lacorde, M., Rivers, J., 2015. Banded Iron Formations and associated Detrital Iron Deposits of the Western Congo craton. *Conference paper*.
- De Waele, B., Lacorde, M., Bischoff, K., Loveday, G., Linares, F., 2017. Geological and metallurgical characteristics of Banded Iron Formations associated Detrital Iron mineralisation in Central West Africa. *Iron Ore Conference/Perth*, Australia, 24-26.
- De Wit, M.J., Linol, B., 2015. Precambrian basement of the Congo basin and its flanking terrains. In: De Wit, M.J. (Ed.), *Geology and Resource Potential of the Congo Basin*, Regional Geology Reviews. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 19-37.
- Dingman, S. L., 2009. *Fluvial Hydraulics*. NY Oxf. Univ. Press, 20-94.
- 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. *Geol.Mag* 158:2245–2263.
- Dobbins, M.S., Burnet, G., 1982. Production of an iron ore concentrate from the iron-rich fraction of power plant fly ash. *Resour. Conserv.* 9, 231–242.
- Dridri, A., Fedan, B., 2001. Rôle du contrôle structural dans la mise en place du réseau hydrographique de Sebou et d'Inaouène entre Fès et oued Amlil (Maroc). *Bulletin de l'Institut scientifique*, Rabat, section Sciences de la Terre 23, 67–77.
- Dubey, R.K., Dar, J.A., 2016. Geotechnical susceptibility constraints on seismicity of karewa group and its implication in quaternary earthquakes around Kashmir Valley, India. *J. Geotech. Geol. Eng.* 33 (3), 609-620.
- Dupuis, C., Beaudoin, G., 2011. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Miner Deposita* 46 (4), 319-335.

- Ebah Abeng, S.A., Ndjigui, P-D., Beyanu, A.A., 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. *J. Geochem. Explor.* 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). *Precamb. Res.* 296, 62-77.
- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J., Keller, E.A., 2008. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology* 96, 150-173.
- Eloumala Onana, P.N., Mouzong, P.M., Ateba, B., 2014. Crustal structure and seismogenic zone of Cameroon: integrated seismic, geological and geophysical data. *Open Journal of Earthquake Research* 3:152-161.
- Evina Aboula, Y.S., Nabavi, S.T., Takodjou Wambo, J.D., Ganno, S., Ndjigui, P-D., 2024. The role of polyphase deformation in the formation of iron deposits and gold mineralization in the paleoproterozoic nyong complex greenstone belt (Southwestern Cameroon). *Ore and Energy Resource Geology* 16,100044.
- Ezati, M., Gholami, E., Mousavi, S.M., 2021. Tectonic activity level evaluation using geomorphic indices in the Shekarab Mountains, Eastern Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 14: 385.
- Fairhead, J.D., Stuart, G.W., 1985. Seismicity of the East Africa Rift system and comparison with other continental rifts. In: Palmason, G. (Ed.), *Continental and Oceanic rifts, geodynamic series*, vol. 8, pp. 41-61.
- Feybesse, J.L., Johan, V., Maurizot, P., Abessolo, A., 1986. Mise en évidence d'une nappe syn-métamorphique d'âge Eburnéen dans la partie Nord-Ouest du craton zaïrois, Sud-Ouest Cameroun. In: *Les formations birrimiennes en Afrique de l'Ouest, journée scientifique, compte rendu de conférences. Occasional Publications-CIFEG*, p. 105-111.
- Feybesse, J.L., Johan, V., Maurizot, P., Abessolo, A., 1987. Evolution tectonométamorphique libérienne et éburnéenne de la partie NW du craton zaïrois (SW Cameroun). In: J. Matheis, G. Schandelmeyer (Eds), *Current Research in African Earth Sci.* Balkema, Rotterdam, 9-12.
- Feybesse, J.L., Johan, V., Triboulet, C., Guerrot, C., Mayaga-Mikolo, F., Bouchot, V., Eko N'dong, J., 1998. The West Central African belt: a model of 2.5-2.0 Ga accretion and two-phase orogenic evolution. *Precambrian Res.* 87, 161-216.
- Fisher-White, M. J., Lovel, R. R., Sparrow, G. J., 2012. Phosphorus removal from goethitic iron ore with a low temperature heat treatment and a caustic leach. *ISIJ International*, 52, n. 5, 797-803.
- Fleuty, M.J., 1964. The description of folds: *Proceedings of the Geologists Association*, 75, 461-492.
- Fossen, H., 2010. *Structural Geology*. Cambridge University Press, 463
- Fouad, S.F., 2010a. Tectonic evolution of the Mesopotamia Foredeep in Iraq. *Iraqi Bull. Geol. Min.*, Vol.6, No.2.
- Fuh, C.G., Nkoumbou, C., Tchakounte Numbem, J., Mukete, K.O., Tchouankoue, J.P., 2021. Petrology, geochemistry, Ar\Ar isotopes of an arc related calc-alkaline pluton from Mamb (Pan-African Yaounde group, Cameroon): A testimony to the subduction of a hot oceanic crust. *Lithos* 384-385, 105973.
- Furrier, M., Silva, I. C., 2020. Geomorphology, morphometry and evidence of tectonics in the Araçaji Chart, Eastern Edge of Paraíba. *Revista Brasileira de Geografia Física* v.13, n.04: 1570-1586.
- Gaëlle Nana, V., Lepatio Tchieg, S.A., Ntomb Biboum, E.O., Fosso Teguaia, E.E.M., Nguiya, S., Tokam Kamga, A.P., 2021. Preliminary Study of Seismic Hazard along the Cameroon Volcanic Line. *American Journal of Earth Sciences*. Vol. 8, No. 1, 1-10.
- Gaidzik, K., Ramirez-Herrera, M.T., Kostoglodov, V., 2016. Active crustal faults in the forearc region, Guerrero sector of the Mexican subduction zone. *Pure and Applied Geophysics* 173, 3419-3443.
- Ganade de Araujo, C.E., Cordani, U.G., Agbossoumondé, Y., Caby, R., Basei, M.A.S., Weinberg, F., Sato, K., 2016. Tightening-up NE Brazil and NW Africa connections: new U-Pb/Lu-Hf zircon data

- of a complete plate tectonic cycle in the Dahomey belt of the West Gondwana Orogen in Togo and Benin. *Precambrian Res.* 276, 24-42.
- Ganno, S., Ngnotue, T., Kouankap, N.G.D., Nzenti, J.P., Notsa, F.M., 2015b. 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, E.L., Kouankap Nono, G.D., Djoukouro 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 Geol. Rev.* 80, 860-875.
- Ganno, S., Tsozué, D., Kouankap Nono, G.D., Tchouatcha, M.S., Ngnotué, T., Takam, G.R., Nzenti, J.P., 2018. Geochemical constraints on the origin of banded iron formation hosted iron ore from the Archaean Ntem Complex (Congo craton) in the Meyomessi Area, Southern Cameroon. *Resour. Geol.* 68 (3), 287-302.
- Gasparini, N.M., Whipple, K.X., 2014. Diagnosing climatic and tectonic controls on topography: Eastern flank of the northern Bolivian Andes. *Lithosphere* 6 (4), 230-250.
- Gatse, E.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.
- Ghosh, R., Baidya, T.K., 2017. Mesoarchean BIF and iron ores of the badampahar greenstone belt, iron ore group, East Indian shield. *J. Asian Earth Sci.* 150, 25-44.
- Giaconia, F., Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, J.M., Azañón, J.M., Pérez-Peña, J.V., PérezRomero, J., Villegas, I., 2012. Geomorphic evidence of active tectonics in the Sierra Alhamilla (eastern Betics, SE Spain). *Geomorphology* 145-146, 90-106.
- González, P.D., Sato, A.M., Llambías, E.J., Petronilho, L.A., 2009. Petrology and geochemistry of the banded iron formation in the Eastern Sierras Pampeanas of San Luis (Argentina): implications for the evolution of the Nogolí Metamorphic Complex. *J. S. Am. Earth Sci.* 28, 89-112.
- Goodwin, A.M., 1991. *Precambrian Geology - The Dynamic Evolution of the Continental Crust.* Academic Press. Harcourt Brace Jovanovich Publishers 666 p.
- Goussi Ngalamo, J.F.G., Bisso, D., Abdelsalam, M.G., Atekwana, E.A., Katumwehe, A.B. and Ekodeck, G.E., 2017. Geophysical imaging of metacratonization in the northern edge of the Congo craton in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 129, pp.94-107.
- 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.
- Goscombe, B.D., Passchier, C.W., Hand, M., 2004. Boudinage classification: end-member boudin types and modified boudin structures. *J. Struct. Geol.* 26, 739-763.
- Griboulard, R., Prud'homme, R., 1985. Apport des analyses de morphométrie dans la connaissance des structures profondes en domaine océanique. Application à deux types de marges. Réunion spéc. Soc. Géol. Fr. Bordeaux, résumé.
- Grimaud J.L., 2014. Dynamique long terme de l'érosion en contexte cratonique : l'Afrique de l'Ouest depuis l'Eocène. Géoscience Université de Toulouse France.
- Grohmann, C.H., 2004. Morphometric analysis in geographic information systems: applications of free software GRASS and R. *Computers et Geosciences* 30, 1055-1067.
- Gross, G.A., Mcleod, C.R., 1980. A preliminary assessment of the chemical composition of iron formation in Canada. *Can. Mineral.* 18, 223-229.
- Gross, G.A., 1983. Iron-formation in fold belts marginal to the Ungava craton. In: Trendall, A.F., Morris, R.C. (Eds.), *Iron Formation: Facts and Problems.* Elsevier, Amsterdam, 253-294.
- Guider, J.W., 1981. Iron ore beneficiation - key to modern steelmaking. *Miner. Eng.* 33, 410-413.

- Guillocheau, F., Simon, B., Baby, G., Bessin, P., Robin, C., Dauteuil, O., 2018. Planation surfaces as a record of mantle dynamics: the case example of Africa. *Gondwana research* 53, 82-98.
- Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J., and Delplanque, A., 2005. Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa. *Journal of African Earth Sciences* 2005, 83-143.
- Gurvich, E.G., 2006. *Metalliferous Sediments of the World Ocean: Fundamental Theory of Deep-Sea Hydrothermal Sedimentation*. Springer Berlin, 416p.
- Gu, Z.K., Shi C.X., 2018. Dynamical characteristics of geomorphologic evolution of the basins covered by Pishasandstone in the eastern wing of the Ordos Plateau, China. *Journal of Mountain Science* 15(5).
- Hamade, T., Konhauser, K.O., Raiswell, R., Goldsmith, S., Morris, R.C., 2003. Using Ge/Si ratios to decouple iron and silica fluxes in Precambrian banded iron formations. *Geology* 31, 35-38.
- Hatton, O., Davidson, G., 2004. Soldiers Cap Group iron-formations, Mt. Isa Inlier, Australia, as windows into the hydrothermal evolution of a base-metal-bearing Proterozoic rift basin. *Australian J. Earth Sci.* 51, 85-106.
- Hay, W.W., Soeding, E., DeConto, R.M., Wold, C.N., 2002. The Late Cenozoic uplift – climate change paradox. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 91:746-774.
- Hobbs, B.E., Means, W.D., Williams, P.F., 1976. *An Outline of Structural Geology*: John Wiley and sons, 571p.
- Horstmann, U.E., Halbach, I.W., 1995. Chemical composition of banded iron-formations of the Griqualand West Sequence, Northern Cape Province, South Africa, in comparison with other Precambrian iron formations. *Precamb. Res.* 72, 109-145.
- Horton, R., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrological approach to quantitative morphology. *Bull. Géol. Soc. Am.* : 56: 370.
- Hurtrez, J.E., Lucazeau, F., 1999. Lithological control on relief and hypsometry in the Hérault drainage basin (France), *C. R. Acad. Sci., Ser. IIA Sci. Terre Planetes*, 328, 687-694.
- Ilouga, C.D.I., Suh, C.E., Ghogomu, R.T., 2013. Textures and rare earth elements composition of Banded Iron Formations (BIF) at Njweng prospect, Mbalam Iron Ore District, Southern Cameroon. *Int. J. Geosci.* 4, 146-165.
- Ilouga, D.C.I., Ndong Bidzang, F., Bidias Ziem, A.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. *J. Geosci. Geomatics* 5 (5), 218-228.
- James, H.L., 1954. Sedimentary facies of iron-formations. *Econ. Geol.* 49, 235-293.
- Jamieson, S.S.R., Sinclair, H.D., Kirstein, L.A., Purves, R.S., 2004. « Tectonic forcing of longitudinal vales in the Himalaya: morphological analysis of the Ladakh Batholith, North India. » *Geomorphology*, 58, pp. 49-65.
- Jenness, J.S., 2013. DEM Surface Tools for ArcGis (surface_area.exe). Calculating landscape surface area from digital elevation models. *Wildlife Society Bulletin* 32 (3), 829-839.
- Johnson, C.M., Beard, B.L., Klein, C., Beukes, N.J., Roden, E.E., 2008. Iron isotopes constrain biologic and abiologic processes in banded iron formation genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, 151-169.
- Jordan, G., 2003. Morphometric analysis and tectonic interpretation of digital terrain data: a case study. *Earth Surf. Process. Landforms* 28, 807-822.
- Kanth, T.A., Hassan, Z.U., 2012. Morphometric Analysis and Prioritization of Watersheds for Soil and Water Resource Management in Wular Catchment Using Geo-Spatial Tools. *International Journal of Geology, Earth and Environmental Sciences* 2: 30-41.
- Kato, Y., Kawakami, T., Kano, T., Kunugiza, K., Swamy, N.S., 1996. Rare-earth element geochemistry of banded iron formations and associated amphibolite from the Sargur belts, south India. *J. SE Asian Earth Sci.* 14, 161-164.
- Keller, A., Pinter, N., 1996. *Active tectonics, Earthquakes, uplift and landscape*. Prentice-Hall, Inc Simon and Schuster, 1-237.

- Keller, E.A., Pinter, N., 2002. Active Tectonics. Earthquakes, Uplift, and Landscape, 2nd ed. Prentice-Hall, Upper Saddle River. 362 pp.
- Kirby, E., Whipple, K.X., 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *J. Struct. Geol.* 44, 54-75.
- Klein, C., Beukes, N.J., 1992. Time distribution, stratigraphy, and sedimentological setting, and geochemistry of Precambrian iron formation. In: Schopf, J.W., Klein, C. (Eds.). *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study*. Cambridge University Press, New York, pp. 139-146.
- Klein, C., 2005. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *Am. Mineral.* 90, 1473-1499.
- Klimaszewski, M., 1978. *Geomorphology* (in Polish). PWN Warszawa.
- Kobberger, G., Zulauf, G., 1995. Experimental folding and boudinage under pure 475 constrictional conditions. *J. Struct. Geol.* 17, 1055-1063.
- Kondja, S.R., Ndong Ondo, S.M., Minko, A.E., 2017. The Bélinga Iron Ore Deposit (~2.8 Ga), NE-Gabon: Reactualization and New Interpretations on Crests. *European Scientific Journal* August 2017 edition Vol.13, No.24 ISSN: 1857 – 7881 (Print) e - ISSN 1857- 7431.
- Kouamé, K.F., Gioan, P., Biémi, J., affian, K., 1999. Méthode de cartographie des discontinuités images satellitales : exemple de la région semi-montagneuse à l'Ouest de la Côte d'Ivoire. *Télé-détection*, 2 : 139-156.
- Koum, S., Mvondo Owono, F., Ntamak-Nida, M.J., Njom, B., Essama Boum, R.B., 2013. Surrection relative plio-pléistocène de la surface côtière de la marge sud du Rio Del Rey (Cameroun) à partir de la géomorphologie quantitative sur Modèle Numérique de Terrain (MNT). *Sciences, Technologies et Développement*, Volume 14, pp 59-69.
- Koumetio, F., 2004. Contribution géophysique par la méthode gravimétrique à l'étude des structures profondes de la marge occidentale du craton du Congo dans la région de Kribi (Cameroun). Thèse de Doctorat 3^e cycle. Université de Yaoundé I. 110 p.
- Kundu, O.M., Minyem, D., Tamen, J., Nkoumbou, C., Fuh, C.G., 2022. Petrology of ophiolites of Memel, Nsimé-Kellé and Mapan (Yaoundé group): Evidence of the geodynamic evolution of the Pan-African orogeny in South Cameroon. *J. of African Earth Sciences*, 191, 104537.
- Kwamou, W.M.M., Nono, K., Nkouathio, G.D., Kenne, D.G.A, P., 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
- Lan, C., Long, X, Zhao, T., Zhai, M., 2019. In-site mineral geochemistry and whole-rock Fe isotopes of the quartzmagnetite-pyroxene rocks in the Wuyang area, North China Craton: Constraints on the genesis of the pyroxene-rich BIF. *Precambrian Research* 333, 105445.
- Lan, T.G., Fan, H.R., Hu, F.F., Yang, K.F., Zheng, X.L., Zhang, H.D., 2012. Geological and geochemical characteristics of Paleoproterozoic Changyi banded iron formation deposit, Jiaodong Peninsula of eastern China. *Acta Petrol. Sin.* 28, 3595-3611.
- Lan, T.G., Fan, H.R., Santosh, M., Hu, F.F., Yang, K.F., Liu, Y., 2013. 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, 472-486.
- Lascelles, D. F., 2006. The Mount Gibson banded iron formation hosted magnetite deposit: Two distinct processes for the origin of high grade ore. *Econ. Geol.*, 101, 651-666.
- Lascelles, D.F., 2007. Black smokers and density currents: a uniformitarian model for the genesis of banded iron-formations. *Ore Geol. Rev.* 32, 381-411.
- Lasserre, M., Soba, D., 1976. Age libérien des granodiorites et des gneiss à pyroxène du Cameroun méridional. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières ; Section 4 : Géologie Generale*, 17-32.

- Lee, D.C., Halliday, A.N., Fitton, G.J., and Poli, G., 1994. Isotopic variations with distance and time in the volcanic islands of the Cameroon Line: Evidence of the mantle plume origin: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 123, p. 119-138.
- Lepp, H. and Goldich, S.S., 1964. Origin of the Precambrian Iron-Formation. *Economic Geology*, 59, 1025-1060.
- Lerouge, C., Cocherie, A., Toteu, S.F., Milesi, J.P., Penaye, J., Tchameni, R., Nsifa, N.E., Fanning, C.M., 2006. Shrimp U/Pb zircon age evidence for paleoproterozoic sedimentation and 2.05Ga 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.
- Liégeois, J.-P., Abdelsalam, M.G., Ennih, N., Ouabadi, A., 2013. Metacraton: Nature, genesis and behavior. *Gondwana Res.* 23, 220-237.
- 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. *Precamb. Res.* 276, 14-23.
- Li, Y.L., Konhauser, K.O., Zhai, M.G., 2017. The formation of magnetite in the early Archean oceans. *Earth Planet. Sci. Lett.* 466, 103-114.
- Loose, D., Schenk, V., 2018. 2.09 Ga old eclogites in the Eburnian-Transamazonian orogen of southern Cameroon: significance for Palaeoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Res.* 304, 1-11.
- Magesh, N.S., Chandrasekar, N., Soundranayagam, J.P., 2012. Delineation of groundwater potential zones in Theni district, Tamil Nadu, using remote sensing, GIS and MIF techniques. *Geoscience Frontiers* 3: 189-196.
- Mahmood, S.A., Gloaguen, R., 2012. Appraisal of active tectonics in Hindu Kush: insights from DEM derived geomorphic indices and drainage analysis. *Geoscience Frontiers* 3, 407-28.
- Maley, J., 1996. The African rain forest- main characteristics of changes in vegetation and climate from the Upper Cretaceous to the Quaternary. *Proceedings of de Royal Society of Edinburgh*. 1048, 31-73.
- Maroukian, H., Gaki-Papana, K., Karymbalis, E., Vouvalidis, K., Pavlopoulos, K., Papanastassiou, D., Albanakis, K., 2008. Morphotectonic control on drainage network evolution in the Perachora Peninsula, Greece. *Geomorphology* 102, 81-92.
- Masoud, A., Koike, K., 2011, Morphotectonics inferred from the analysis of topographic lineaments autodetected from DMEs: Application and validation for the Sinai Peninsula, Egypt: *Tectonophysics*, Vol. 510, pp. 291-308.
- Mataragio, J., Jorgensen, G., Uendro, D.C., Braga, M.A., 2011. Twelfth International Congress of the Brazilian Geophysical Society in Rio de Janeiro, Brazil, August 15-18.
- Matős, B., Pérez-Péna, J.V., Tomljenović, Bruno., 2016. Landscape response to recent tectonic deformation in the SW Pannonian Basin: Evidences from DEM-based morphometric analysis of the Bilogora Mt. area, NE Croatia, *Geomorphology* 263, 132-155.
- Maurizot, P., Feybesse, J.K., Johan, Lecomte, P., 1985. Etude et prospection minière du Sud-Ouest Cameroun, synthèse des travaux de 1978 à 1985. Rapport du Bureau de Recherche géologique et minière 85, 274. CMR066.
- Maurizot, P., Abessolo, A., Feybesse, J., Johan, L., Lecomte, P., 1986. Etude et prospection minière du Sud-Ouest du Cameroun : synthèse des travaux de 1978 à 1985. Rapport BRGM 85 CMR 066, 274 p.
- Melton, M.A., 1957. An analysis of the relation among elements of climate, surface properties, and geomorphology. Department of Geology, Columbia University, New York, USA.
- Miao, Y., Warny, S., Clift, P.D., Gregory, M., Liu, C., 2018. Climatic or tectonic control on organic matter deposition in the South China Sea? A lesson learned from a comprehensive Neogene palynological study of IODP Site U1433. *International Journal of Coal Geology* 190, 166-177
- Milnitchouk, V., Arabadji, M., 1979. *Géologie générale*. Traduction française, Édition Mir Moscou, 1983, 447 p.

- Minyem, D., 1994. Contribution à l'étude métamorphique et structurale du secteur Eséka-Makak (Cameroun, Département de Nyong et kélé), Thèse de 3^e cycle, Univ. Ydé I, 166p.
- Mosavi, E.J. and Arian, M., 2015, Neotectonics of Kashaf Rud River, NE Iran by Modified Index of Active Tectonics (MIAT). *International Journal of Geosciences*, 6, 776-794.
- Moudioh, C., Tamehe, L.S., Ganno, S., Nzepang Tankwa, M., Soares, B., Ghosh, M., Kankeu, R., Nzenti, J.P., 2020. Tectonic setting of the Bipindi greenstone belt, northwest Congo craton, Cameroon: implications on BIF deposition. *J. Afr. Earth Sc* 171:103971
- Moundi, A., Njilah, K.I., Ghogomou, T.R., Wokwenmendang, N.P., 2008. New geochronological data for the continental alkaline flood basalts of the Bamoun Plateau (West Cameroon): evidence for an early alkaline volcanism of the Cameroon volcanic line. *Disaster Advances* 1(3):27-33.
- Moussango Ibohn, A.P., Owono, F.M., Njom, B, Mbog Bassong, S.P., Sep Nlomngan, J.P, Sébastien Owona, S. and Ekodeck, E.G., 2018. Sanaga Fault: Evidence of Neotectonics and Landscape Evolution in Edéa Region (Cameroon, Centre-Africa). *Journal of Geography and Geology*; Vol.10, No.3.
- Moussango Ibohn, A.P., Njom, B., Sep Nlomngan, J.P., · Ntantoh, S., Mbog Bassong, S.P., · Ekodeck, G.E., 2022. Characterization and tectonic significance of the deformation in the northwestern edge of the Paleoproterozoic Nyong Complex and identification of the fault systems of the Sanaga Fault at Edéa (Cameroon, Central Africa). *Arabian Journal of Geosciences* 15:481
- Murray, R.W., Jpnes, D.L., Buchholtz, T.B., 1992. Diagenetic formation of bedded chert: evidence from chemistry of the chert-shale couplet. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 20, 271-274
- Mvodo, H., Ganno, S., Kouankap Nono, G.D., Hermann Fossi, D., Essomba, P.E., Nzepang Tankwa, M., Nzenti, J.P., 2022. Petrogenesis, LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology and geodynamic implications of the Kribi metavolcanic rocks, Nyong Group, Congo craton. *Acta Geochimica* 41 (3), 470-495.
- Mvondo, H., den Brok SWJ, Mvondo Ondoa J (2003) Evidence for symmetric extension and exhumation of the Yaounde nappe (Pan-African fold belt, Cameroon). *J. Afr. Earth Sci.* 36, 215-231.
- Mvondo, H., Owona, S., Mvondo, Ondoa, J. and Essono, J., 2007. Tectonic evolution of the Yaounde segment of the Neoproterozoic Orogenic Belt in south Cameroon (Central Africa). *Canadian J. of Earth Sci.* 44, 443-444.
- Mvondo, H., Bineli Betsi, T., 2021. Comment on “How diverse is the source? Age, provenance, reworking, and overprint of Precambrian meta-sedimentary rocks of West Gondwana, Cameroon, from zircon U-Pb geochronology” by Owona et al. [*Precambrian Res.* 359 (2021) 106220]. *Precambrian Res.* 366, 106419
- Mvondo Owono, F., 2011. Surrection cénozoïque des marges passives de l'Ouest d'Afrique à partir de deux exemples : le plateau sud Namibien et la marge nord camerounaise. Th Doc Pub Univ Rennes 1 France
- Mvondo Owono, F., Ntsama Atangana, J., Owona, S., Dauteuil, O., Nsangou Ngapna, M., Guillocheau, F., Koum, S., Essama Boum, R.B., Ntamak., Nida, M.J., 2022. Tectonostratigraphic evolution and architecture of the Miocene Rio del Rey basin (Cameroon margin, Gulf of Guinea). *International Journal of Earth Sciences* 25 (5-6), 225-238.
- 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 western border of the Congo craton. *J. Geosci. Geomat.* 2, 62-75.
- Ndema Mbongué, J.L., Sigué, C., Nzenti, J.P., Suh, C.E., 2019. Structural Characterization of Outcrop-Scale in Edea and Eseka Area: Evidence for a Complex Polyphase Deformation in the Paleoproterozoic Nyong Serie (Congo craton-South Cameroon). *IOSR Journal of Applied Geology and Geophysics (IOSR-JAGG)* e-ISSN: 2321-0990, p-ISSN: 2321-0982. Volume 7, Issue 5 Ser. I, 01-09.
- Ndema Mbongué, J.L., Mbonjoh, T.M., 2020. Assessment of Banded Iron Formations around Gouap Area as Potential High-Grade Iron Ore (Nyong Serie, Congo craton-South Cameroon). *International Journal of Progressive Sciences and Technologies.* Vol. 22 N^o. 2, pp. 87-110

- Ndema Mbongué, J.L., Aroke Eric Alemnju., 2020. Petrology and Geochemical Constraints on the Origin of Banded Iron Formation-Hosted Iron Mineralization from the Paleoproterozoic Nyong Serie (Congo craton, South Cameroon), Pout Njouma Area (Edea North): Evidence for Iron Ore Deposits. *International Journal of Research and Innovation in Applied Science (IJRIAS)* | Volume V, Issue VIII, August 2020|ISSN 2454-6194, PP 55-72.
- Ndibi, E.D.D., Mbossi, E.F., Wokwenmendang, N.P., Ateba, B., Ndougsa-Mbarga, T., 2021. Probabilistic seismic hazard assessment for the main cities along the continental section of the Cameroon volcanic line. *Arab J Geosci*, 14:796.
- 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, north western Congo craton, Central West Africa. *J.Afr. Earth Sci* 148:80-98.
- Ndime, E.N., Ganno, S., Nzenti, J.P., 2019. Geochemistry and Pb-Pb geochronology of the Neoproterozoic Nkout West metamorphosed banded iron formation, Southern Cameroon. *Int. J. Earth Sci.* 108 (5), 1551-1570.
- Ndikum, E.N., Tabod, C.T., Tokam, A.P.K., Essimbi, B.Z., 2014. Fault-Plane Solution of the Earthquake of 19 March 2005 in Monatele (Cameroon). *Open Journal of Geology* Vol.4 No.6, Article ID: 47140.
- Nédélec, A., Nsifa, E.N., 1987. Le complexe du Ntem (Sud-Cameroun): Une série tonalito-trondhjémitique archéenne typique, *Cur. Res. in Africa. Earth Sc. Martheisand Schandelmeier* (eds), 3-6.
- Nédélec, A., 1990. Late calcalkaline plutonism in the Archaean Ntem unit: the Sangmelima granodioritic suite (South Cameroon). 15th Colloquium on African Geology, Publications Occasionnelle, CIFE, 22, 25-28.
- Nédélec, A., Minyem, D., Barbey, P., 1993. High P-High T anatexis of Archaean Tonalitic grey gneisses: the Eseka migmatites, Cameroon. *Precamb. Res.*, 62, 191-205.
- Nfoumou, N., Tongwa, A.F., Ubangoh, R.U., Ateba, B., Nnange, J.M., Hell, J.V., 2004. The July 2012 earthquake in the Kribi region: geological context and preliminary evaluation of seismic risk in southwestern Cameroon. *J Afr Earth Sci* 40:163-172.
- Nga Essomba, T.P., Ganno, S., Tanko Njiosseu, E.L., Ndema Mbongue, J.L., Kamguia Woguia, B., Soh Tamehe, L., Takodjou Wambo, J.D., Nzenti, J.P., 2020. Geochemical constraints on the origin and tectonic setting of the serpentinized peridotites from the Paleoproterozoic Nyong series, Eseka area, SW Cameroon. *Acta Geochimica* 39 (3), 404-422.
- Ngako, V., Jégouzo, P., Soba, D., 1989. Déformation et métamorphisme dans la chaîne panafricaine de Poli (Nord Cameroun) : implications géodynamiques et paléogéographiques. *Journal of African Earth Sciences*, 9: 541-555.
- Ngako, V., Affaton, P., Nnange, J. M., Njanko, T., 2003. Evolution tectonique pan-africaine dans le Centre et le Sud Cameroun : Transpression et transtension durant les cisaillements senestres. *Journal of African Earth Sciences*, 36, 207-214.
- Ngangom, E., 1983. Etude tectonique du fossé crétacé de la Mbéré et du Djérem, Sud-Adamaoua, Cameroun. *Bulletin Centres Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine* 7/1, 339-347.
- Ngatchou, H.E., Nguiya, S., Owona Angue, M.L.C., Mouzoug, P.M., Tokam, A.P., 2018. Source characterization and tectonic implications of the M 4.6 Monatele (Cameroon) earthquake of 19 March 2005. *S. Afr. J. Geol.* 121:191-200.
- Njonfang, E., Nono, A., Kamgang, P., Ngako, V., Tchoua, F., 2011. Cameroon Line Alkaline Magmatism (Central Africa): A Reappraisal. Vol.478. The Geological Society of America, pp. 173-191.
- Nkodia, H. M.D.-V., Miyouna, T., Delvaux, D., Boudzoumou, F., 2020. Flower structures in sandstones of the Paleozoic Inkisi Group (Brazzaville, Republic of Congo): Evidence for two major strike-slip fault systems and geodynamic implications. *South African Journal of Geology*, 123(4), 531-550.

- Nkodia, H.M.D.-V., Miyouna, T., Kolawole, F., Boudzoumou, F., Loemba, A.P.R., Bazebizonza Tchiguina, N.C., Delvaux, D., 2022. Seismogenic fault reactivation in western Central Africa: Insights from regional stress analysis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 23, e2022GC010377.
- Nkoubou, C., Barbey, P., Yonta-Ngouné, C., Paquette, J.L., Villiéras, F., 2014. Pre-collisional geodynamic context of the southern margin of the Pan-African fold belt in Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.* 99, 245-260.
- Nkoubou, C., Barbey, P., Yonta-Ngouné, C., Paquette, J.L., Villiéras, F., 2015. Pre-collisional geodynamic context of the southern margin of the Pan-African Fold Belt in Cameroon. *J. Afr. Earth Sc.* 99:245-260.
- Nkoubou, C., Fuh, C.G., Tchakounte, J.N., Belle Ekwe, Y.V.L., Nwagoum Keyamfe, C.S., 2017. Petrology and geochemistry of REE-rich Mafe' banded iron formations (Bafia group, Cameroon). *Compt. Rendus Geosci.* 349, 165–174.
- Noel, E.O.P., Marcelin, M.P. and Bekoa, A., 2014. Crustal Structure and Seismogenic Zone of Cameroon: Integrated Seismic, Geological and Geophysical Data. *Open Journal of Earthquake Research*, 3, 152-161.
- Nsangou, Ngapna M., Owona, S., Mvondo Owono, F., Mpesse, J.P., Youmen, D., Lissom, J., Mvondo Ondo, J., Ekodeck, G.E., 2018. Tectonics, lithology and climate controls of morphometric parameters of the Edea- Eseka region (SW Cameroon, Central Africa): implications on equatorial rivers and landforms. *J. Afr. Earth Sci.* 138, 219-232.
- Nsangou Ngapna, M., Owona, S., Mvondo Owono, F., Ateba, C.B., Tsimi, V.M., Mvondo Ondo, J., Ekodeck, G.E., 2020. Assessment of relative active tectonics in Edea – Eseka region (SW Cameroon, Central Africa). *Journal of African Earth Sciences* 164, 103798.
- Nzenti, J.P., Barbey, P., Macaudière, J. and Soba, D. (1988): Origin and evolution of the late Precambrian high-grade Yaounde gneisses (Cameroon). *Precambrian research* 38, 91-109.
- Nzepang Tankwa, M., Ganno, S., Akindeji Okunlola, O., Tanko Njiosseu, E.L., Soh Tamehe, L., Kamguia Woguia, B., Motto Mbita, A.S., Nzenti, J.P., 2021. Petrogenesis and tectonic setting of the Paleoproterozoic Kelle Bidjoka iron formations, Nyong group greenstone belts, southwestern Cameroon. Constraints from petrology, geochemistry, and LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology, *International Geology Review* 63 (14), 1737-1757.
- Olivry, J.C, 1986. Fleuve et rivière du Cameroun. Collection 'Monographie hydrographie' ORSTOM, N°9, Paris.
- Owona Angue., M. L. C., Tabod, T. C., Nguiya, S., 2013. Delineation of Lineaments in South Cameroon (Central Africa) Using Gravity Data. *Open Journal of Geology*, 3, 331-339.
- Owona, S., 2008. Archaeoan, Eburnean and Pan-African features and relationships in their junction zone in the South of Yaounde (Cameroon). Ph.D. Thesis. University of Douala, Cameroon, 232 p.
- Owona, S., Schulz, B., Ratschbacher, L., Mvondo, O.J., Ekodeck, G.E., Tchoua, F.M., Affaton, P., 2011. Pan-African metamorphic evolution in the Southern Yaoundé Group (Oubanguide Complex, Cameroon) as revealed by EMP monazite dating and thermobarometry of garnet metapelites. *J. Afr. Earth Sci.* 59, 125-139.
- Owona, S., Mbola-Ndzana, S.P., Mpesse, J.E., Mvondo-Ondo, J., Schulz, B., Pfänder, J., Kodeck, G. E., 2013. Petrogenesis of amphibolites from the Neoproterozoic Yaounde Group (Cameroon, Central Africa): Evidence of MORB and implications on their geodynamic evolution. *Comunicações Geológicas*, 100(1), 5-13.
- Owona, S., Mvondo-Ondo, J., Tichomirowa, M., Kodeck, 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., Gulzar, M.A., Nsangou Ngapna, M., Mvondo Ondo, J., Ekodeck, G.E., 2021a. New U-Pb zircon ages of Nyong complex meta-plutonites: implications for the Eburnean/trans-Amazonian orogeny in SW Cameroon (central Africa). *Geol. J.* 56 (4), 1741-1755.

- Owona, S., Ratschbacher, L., Nsangou Ngapna, M., Gulzar, M.A., Mvondo Ondo, J., Ekodeck, G.E., 2021b. 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.
- Owona, S., Schulz, B., Minyem, D., Ratschbacher, L., Tchamabe, B.C., 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.
- Pareta, K., Pareta, U., 2011. Quantitative morphometric analysis of a watershed of Yamuna basin, India using ASTER (DEM) data and GIS. *Inter. J. Geomat. Geosci.* 2 (1), 248-269.
- Passarella, S., Ladeira, F.S.B., Liesenberg, V., 2016. Morfometria da bacia do Rio São João, MG: uma proposta de entendimento dos limites e da dinâmica das superfícies erosivas. *Revista Brasileira de Geomorfologia* 17, 241-252.
- Pecoits, E., Gingras, M.K., Barley, M.E., Kappler, A., Posth, N.R., Konhauser, K.O., 2009. Petrography and geochemistry of the Dales Gorge banded iron formation: paragenetic sequence, source and implications for palaeo-ocean chemistry. *Precambrian Res.* 172, 163-187.
- Péguy, C.P., 1942. Principes de morphométrie alpine. *Revue de Géographie Alpine* 30, 453- 486.
- Pénaye, J., Toteu, S.F., Michard, A., Bertrand, J.M., Dautel, D., 1989. Relique granulitique d'âge protérozoïque inférieur dans la zone mobile panafricaine d'Afrique Centrale au Cameroun, géochronologie U-Pb sur zircons. *C. R. Paris*, t. 309, série II, 315-318.
- Penaye, J., Toteu, S.F., Tchameni, R., Van Schmus, W.R., Tchakounte, J., Ganwa, A., Miyem, D., Nsifa, E.N., 2004. The 2.1 Ga West Central African Belt in Cameroon: extension and evolution. *Journal of African Earth Sciences* 39, 159-164.
- Penaye, J., Kroner, A., Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Doumnang, J.-C., 2006. Evolution of the Mayo Kebbi region as revealed by zircon dating: An early (ca. 740 Ma) Pan-African magmatic arc in southwestern Chad. *J. Afr. Earth Sci.* 44, 530-542.
- Pereira, A.C., Papini, R.M., 2015. Processes for phosphorus removal from iron ore - a review. *REM: R. Esc. Minas, Ouro Preto*, 68(3), 331-335.
- Pérez-Peña, J. V., J. M. Azanón, A. Azor, J. Delgado, and F. Gonza'lezLodeiro., 2009a. Spatial analysis of stream power using GIS: SLk anomaly maps, *Earth Surf. Processes Landforms*, 34, 16-25.
- Pérez-Peña, J.V., Azor, A., Azañón, J.M., 2010. Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology* 119(1-2): 74-87.
- Pickfort, M., Senut, B., 1999. The geological and faunal context of Late Miocene hominid remains from Lukeino, Kenya. *C.R. Acad.Sci. Paris* 332, 145-152.
- Poudjom Djomani, Y., Nnange, J., Diament, M., Ebinger, C., and Fairhead, J. 1995. Effective elastic thickness and crustal thickness variations in West Central Africa inferred from gravity data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100, 22047-22070.
- Poudjom Djomani, Y.H., Diament, M., Wilson, M., 1996. Lithospheric structure across the Adamawa plateau (Cameroon) from gravity studies. *Tectonophysics* 273, 317-327.
- Poudjom Djomani, Y.H., Diament, M., and Wilson, M., 1997. Lithospheric structure across the Adamawa Plateau (Cameroon) from gravity studies: *Tectonophysics*, v. 273, p. 317-327.
- Price, N.J., Cosgrove, J.W., 1990. Analysis of geological structures. University Press, Cambridge.
- Prud'homme, R., 1972. Analyse morphostructurale appliquée à l'Aquitaine occidentale et au Golfe de Gascogne, Définition d'une méthodologie cartographique interprétative, Thèse sc. nat. Univ. Bordeaux I, n° 353, 365 p.
- Ragan, 2009. Structural Geology. An Introduction to Geometrical Techniques, 4th edition, Arizona State University, USA, Cambridge University Press, 622p.
- Rakesh, K., Lohani, A.K., Sanjay, C.C., Nema, R.K., 2000. GIS based morphometric analysis of Ajay river basin up to Sararath gauging site of south Bihar. *J Appl. Hydrol* 14: 45-54.

- Ramírez-Herrera, M.T., 1998. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. *Earth Surf. Process. Landf.* 23, 317-332.
- Ramsay, J.G., 1967, *Folding and Fracturing of Rocks*: McGraw-Hill, New York.
- Rebai, N., Slama, T., Turki, M.M., Chelbi, M.B., Hammadi Achour, H., Bouaziz, S., 2014. DEM-based calculation of residual topography: Application to the Quaternary salt dome tectonics in Northern Tunisia. *Vertical Geology Conference*, 5-7 February 2014, University of Lausanne, Switzerland.
- Rehak, K., Strecker, M.R., Echtler, H.P., 2008. Morphotectonic segmentation of an active forearc, 37-41S, Chile. *Geomorphology* 94, 98-116.
- Robertson, A.H.F., Hudson, J.D., 1973. Cyprus umbers: chemical precipitates on a Tethyan 746 ocean ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.* 18, 93-101.
- Rosière, C.A., Baars, F.J., Seoane, J.C.S., Lobato, L.M., da Silva, L.L., de Souza, S.R.C., Mendes, G.E., 2006. Structure and iron mineralisation of the Carajás Province. *Appl. Earth Sci., Trans. Inst. Min. Metall.* 115 (4), 126-133.
- Rosière, C.A., Spier, C.A., Rios, F.J., Suckau, V.E., 2008. The itabirites of the Quadrilátero Ferrífero and related high-grade iron ore deposits: an overview. *Rev. Econ. Geol.* 15, 223-254.
- Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Fodor, L., Horváth, E., Telbisz, T., 2009. Discrimination of fluvial, eolian and neotectonic features in a low hilly landscape: A DEM-based morphotectonic analysis in the Central Pannonian Basin, Hungary. *Geomorphology* 104, 203-217.
- Saley, M.B., 2003. *Système d'informations hydrogéologiques à référence spatiale, discontinuités pseudo-images et cartographies thématiques des ressources en eau de la région sémi-montagneuse de l'Ouest de la Côte d'Ivoire*. Thèse de Doct. Unique. Univ. Abidjan. 211 p.
- Sandron, D., Santulin, M., Tamaro, A., Orci, C., Benedetti, G., Castellaro, S., Romeo, R., Rebez, A., Grimaz, S., Malisan, P., Guadagnini, G., Sciascia, F., Slejko, D., 2018. Seismic parameter design assessment for the Kribi deep seaport in Cameroon. *Bull Earthq Eng* 17:1825-1861.
- Sarp, G., 2014. Evolution of neotectonic activity of east Anatolian fault system (EAFS) in Bingöl Pull-Apart basin, based on fractal dimension and morphometric indices. *J. A. Earth Sci.* 88, 168-177.
- Schenk, O., Urai, J.L., van der Zee, W., 2007. Evolution of boudins under progressively decreasing pore pressure—A case study of pegmatites enclosed in marble deforming at high grade metamorphic conditions, Naxos, Greece. *Am J Sci* 307, 1009-1033.
- Schlüter, T., Trauth, M.H., 2008. *Geological Atlas of Africa with Notes on Stratigraphy, Tectonics, Economic Geology, Geohazards, Geosites and Geoscientific Education of Each Country*, second ed. Springer International Publishing, pp. 307.
- Schumm, S.A. 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Bulletin of the Geological Society* 67: 597-696.
- Sedrette, S., Rebai, N., 2020. *Assessment Approach for the Automatic Lineaments Extraction Results Using Multisource Data and GIS Environment: Case Study in Nefza Region in North-West of Tunisia*. Springer Nature Switzerland AG, 63-69.
- Ségalen, P., 1967. Les sols et la géomorphologie du Cameroun. *Cah. Off. Rech. Sci. Techn. Outre-Mer, Sér. Pédol.* 2, 137-187.
- Shahzad, F., Gloaguen, R., 2011a. TecDEM: A MATLAB based toolbox for tectonic geomorphology, Part 1: Drainage network preprocessing and stream profile analysis. *Comput. Geosci.* 37, 250-260.
- Shang, C., Satir, M., Siebel, W., Nsifa, E.N., Taubald, H., Liegeois, J.P., Tchoua, F.M., 2004a. TTG magmatism in the Congo craton; a view of major and trace element geochemistry, Rb-Sr and Sm-Nd systematics: case of the Sangmelima region, Ntem Complex, Southern Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.* 40, 61-79.
- Shang, C.K., Wolfgang, S., Muharrem, S., Funken, C., Mvondo Ondo, J., 2004b. Zircon Pb-Pb and U-Pb systematics of TTG rocks in the Congo craton: Constraints on crust formation, magmatism, and Pan-African lead loss. *Bull. Geosci.* 79 (4), 205-219.

- 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 Res.* 18 (2-3), 337-355.
- Shudofsky, G.N., 1985. Source mechanisms and focal depths of East African earthquakes using Rayleigh-wave inversion and body-wave modelling. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 83, 563-614.
- Sighomnou, D., 2004. Analyse et redéfinition des régimes climatiques et hydrologiques du Cameroun : perspective d'évolution des ressources en eau. Th. Doc. Etat Univ. Ydé I 289 p.
- Sims, S.J., 1973. The Belinga iron ore deposit (Gabon) In: *Genesis of Precambrian iron and manganese deposits. Proceedings of the Kiev Symposium, Unesco*, 323-334.
- Singh, S., Singh, M.C., 1997. Morphometric analysis of Kanhar river basin. *National Geographical Journal of India* 43:31-43.
- Singh, S., 2000. *Geomorphology*. Ed. Allahabad: Prayag Pustak Bhawan, pp 642.
- Slama, T., 2007. « Conception orientée-objet d'un SIG pour l'analyse quantitative morphostructurale et morpho-tectonique de la partie Nord-Est de la « zone des diapirs », Tunisie septentrionale », thèse de l'université de Tunis, 465 p.
- Smart, J. S., Surkan, A.J., 1967. The relation between main stream length and area in drainage basins, *Wat. Res. Res.*, 3 (4), 963-974.
- Soh Tamehe, L., Nzepang Tankwa, M., Wei, C.T., Ganno, S., Ngnotue, T., Kouankap Nono, 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 (BIFs), northwestern Congo craton, Southern Cameroon. *Ore Geol. Rev.* 95, 620-638.
- Soh Tamehe, L., Chongtao, W., Ganno, S., Jeremia Simon, S., Kouankap, N.G.D., Nzenti, J.P., Brice Lemdjou. Y., Htun Lina, N., 2019. Geology of the Gouap iron deposit, Congo craton, Southern Cameroon: Implications for iron ore exploration. *Ore Geol. Rev.* 107, 1097-1128.
- Soh Tamehe, L., Wei, C., Ganno, S., Rosiere, C.A., Nzenti, J.P., Ebotehouna, C.G., Lu G., 2021. Depositional age and tectonic environment of the Gouap banded iron formations from the Nyong group, SW Cameroon: Insights from isotopic, geochemical and geochronological studies of drillcore sample. *Geosci Front* 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 metasiliciclastic 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
- Soltan mohammadi, V., Noaparast M., KohsarI, A.H., Zamani, F., 2011. Influence of flotation parameters on decreasing sulfur and phosphorus content in the Gole-gohar iron ore concentrate, *Physicochem. Probl. Miner. Process*, 46, 173-190.
- Spier, C.A., De Oliveira, S.M.B., Rosière, C.A., 2003. Geology and geochemistry of the Águas Claras and Pico Iron mines, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Mineral Deposita* 38, 751-774.
- Spier, C.A., Oliveira, S.M.B., Sial, A.N., Rios, F.J., 2007. Geochemistry and genesis of the banded iron formations of the caué formation, Quadrilátero Ferrífero, Minas gerais. Brazil. *Precambrian Res.* 152, 170-206.
- Sreedevi, P.D., Subrahmanyam, K., Ahmed, S., 2004. The significance of morphometric analysis for obtaining groundwater potential zones in a structurally controlled terrain. *Environmental Geology*, 47, pp. 412-420.
- Sreedevi, P.D., Owais, S., Khan, H.H., Ahmed, S., 2009. Morphometric analysis of a watershed of South India using SRTM data and GIS. *J Geol Soc India* 73(4):543-552.
- Strahler, A., 1952. Hypsometric (area altitude) analysis of erosional topology. *Geol. Soc. Am. Bull* 63: 1117-1142.
- Strahler, A.N., Chow, V.T., 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel network, In. *Handbook of Applied Hydrology*, McGraw Hill Book Company, New York, USA.

- Strozyk, F., Urai, J.L., Van Gent, H., De Keijzer, M., Kukla, P.A., 2014. Regional variations in the structure of the Permian Zechstein 3 intrasalt stringer in the northern Netherlands: 3D seismic interpretation and implications for salt tectonic evolution. *Interpretation* 2, SM101-SM117.
- Stuart, G.W., Fairhead, J.D., Dorbath, L., Dorbath, C., 1985. A seismic refraction study of the crustal structure associated with the Adamawa Plateau and Garoua Rift, Cameroon, West Africa. *Geophysical Journal International* 81, 1-12.
- Suh, C.E., Cabral, A.R., Shemang, E.M., Mbinkar, L., Mboudou, G.G.M., 2008. Two contrasting iron-ore deposits in the Precambrian mineral belt of Cameroon, West Africa. *Explor. Min. Geol.* 17, 197-207.
- Suh, C.E., Cabral, A.R., Ndime, E., 2009. Geology and ore fabrics of the Nkout high-grade haematite deposit, southern Cameroon. In: Angerer, T., Hagemann, S., Rosiere, C.A. (Eds.), *Smart Science for Exploration and Mining. Proceedings of the Tenth Biennial SGA Meeting. Society for Geology Applied to Mineral Deposit, Townsville, Australia*, pp. 558–560.
- Sundance Resources Ltd, 2015. Mbalam–Nabeba iron ore project increases total high grade and itabirite hematite mineral resources. Report ASX Announcement, 22 p.
- 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.
- Sykes, L.R., 1978. Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. *Reviews of Geophysics*, 16(4), 621-688.
- Tchameni, R., 1997. Géochimie et géochronologie des formations de l'Archéen et du Paléoprotérozoïque du Sud Cameroun (Groupe du Ntem, craton du Congo). Thèse de l'université d'Orléans, France, 356p.
- Tchameni, R., Nsifa, N. E., 1998. Revue des données géochronologiques sur la partie Nord-Ouest du Craton du Congo (Groupe du Ntem) Sud-Cameroun. In *Géosciences au Cameroun*, Vicat T. P. et Bilong P., Editors, Collection GEOCAM, 1/1998, Press; Université de Yaoundé I, 339- 350.
- Tchameni, R., Mezger, K., Nsifa, E.N., Pouclet, A., 2000. Neoproterozoic evolution in the Congo Craton: evidence from K rich granitoids of the Ntem complex, Southern Cameroon. *J. Earth Sci.* 30 (1), 113-147.
- Tchameni, R., Mezger, K., Nsifa, N.E., Pouclet, A., 2001. Crustal origin of early Proterozoic syenites in the Congo craton (Ntem complex), South Cameroon. *Lithos* 57 (1), 23-42.
- Tchameni, R., Pouclet, A., Mezger, K., Nsifa, N.E., Vicat, J.P., 2004. Single zircon Pb-Pb and Sm-Nd whole rock ages for the Ebolowa greenstone belts: Evidence for pre-2.9 Ga terranes in the Ntem Complex (South Cameroon). *J. Cameroon Acad. Sci.* 4, 235-246.
- 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 retentivity of U–Pb SHRIMP zircon dates. *Journal of African Earth Sciences* 58, 67-80.
- Tchindjang, M., Levang, P., Saha, F., Voundi, E., Njombissié, Petcheu, I.C., 2015. Impact et suivi par télédétection du développement des plantations villageoises de palmiers à huile sur le couvert forestier au Cameroun : cas de la Sanaga Maritime (3°20-4°40N, 9°30-11°20E). Yaoundé, PALMFORCAM : Rapport Principal (37p) et Rapport annexes (123p).
- Tchouakui, R.D.K., Soh Tamehe, L., Ganno, S., Nzepang Tankwa, M., Nzenti, J.P., 2022. Petrography and geochemistry of the Moloundou pelite–chert complex and high-grade iron ore, southeast Cameroon: implications for provenance and tectonic setting. *Arab. J. Geosci.* 15, 1731.
- Teutsong, T., Bontognali, T.R.R., Ndjigui, P.-D., Vrijmoed, J.C., Teagle, D., Cooper, M., Vance, Derek, 2017. Petrography and geochemistry of the Mesoarchean Bikoula banded iron formation in the Ntem complex (Congo craton), Southern Cameroon: implications for its origin. *Ore Geol. Rev.* 80, 267-288.

- Teutsong, T., Temga, J.P., Enyegue, A.A., Feuwo, N.N., Bitom, D., 2020. Petrographic and geochemical characterization of weathered materials developed on BIF from the Mamelles iron ore deposit in the Nyong unit, South-West Cameroon. *Acta Geochim* 40 (2):163-175
- Tokam, A-PK., Tabod, C.T., Nyblade, A.A., Julià, J., Wiens, D.A., Pasyanos, M.E., 2010. Structure of the crust beneath Cameroon, West Africa, from the joint inversion of Rayleigh wave group velocities and receiver functions. *Geophys J Int* 183(2):1061-1076.
- Toteu, S.F., Macaudiere, J., Bertrand, J.M., Dautel, D., 1990. Metamorphic zircons from North Cameroon; implications for the Pan-African evolution of central Africa. *Geol. Rundsch.* 79, 777-788.
- Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Nyobe, J.B., 1994. U-Pb and Sm-Nd evidence for Eburnean and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of Southern Cameroon. *Precambrian Res.* 67, 321-347.
- Toteu, S.F., Van Schmus, R.W., Penaye, J., and Michard, A. 2001. New U-Pb and Sm-Nd data from north-central Cameroon and its bearing on the pre-Pan-African history of central Africa. *Precambrian Research*, 108: 45-73.
- Toteu, S.F., Penaye, J., Djomani, Y.P., 2004. Geodynamic evolution of the Pan-African belt in central Africa with special reference to Cameroon. *Can. J. Earth Sci.* 41, 73-78.
- Toteu, S.F., Yongue Fouateu, R., Penaye, J., Tchakounte, J., Seme Mouangue, A.C., Van Schmus, W.R., Deloule, E., Stendal, H., 2006. U-Pb dating of plutonic rocks involved in the nappe tectonic in Southern Cameroon: consequence for the Pan-African orogenic evolution of the central African fold belt. *Journal of African Earth Sciences* 44, 479-493.
- Toteu, S.F., De Wit, M., Penaye, J., Drost, K., Tait, J.A., Houketchang Bouyo, M., Van Schmus, W.R., Jelsma, H., Moloto-A-Kenguemba, G.R., Da Silva Filho, A.F., Lerouge, C., Doucouré, M., 2022. Geochronology and correlations in the Central African Fold Belt along the northern edge of the Congo Craton: New insights from U-Pb dating of zircons from Cameroon, Central African Republic, and south-western Chad. *Gondwana Research* 107, 296-324.
- Toth, J.R., 1980. Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron. *Geo. Soc. Am. Bull.* 91 (1), 44-54.
- Trendall, A.F., 2002. The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record. In: *Precambrian sedimentary Environments: A Modern Approach to L. Soh Tamehe, et al. Ore Geology Reviews* 107 (2019) 1097-1128 1127 Depositional Systems Blackwell, Oxford, pp. 33-66 (IAS Special Publication 44).
- Vallerie, M., 1995. Pédologie. Carte au 1/500000. Atlas rég. Sud Cam. Edition ORSTOM, 6-7 pp.
- Van Laningham, S., Meigs, A., Goldfinger, C., 2006. The effects of rock uplift and rock resistance on river morphology in a subduction zone fore arc, Oregon, USA. *Earth Surf. Process. Landforms* 31 (10), 1257-1279.
- Vicat, J.P., 1998. Esquisse géologique du Cameroun. Géosciences au Cameroun, Edition collection GEOCAM, Presses Universitaires de Yaoundé (Cameroun), 3–11 pp.
- Von Hagke, C., Bamberg, B., Virgo, S., Urai, J.L., 2018. Outcrop-scale tomography: insights into the 3D structure of multiphase boudins, *Journal of Structural Geology*.
- Wang, C., Shao, Y., Zhang, X., Dick J, Liu Z., 2018. Trace element geochemistry of magnetite: implications for ore genesis of the Huanggangliang Sn-Fe deposit, Inner Mongolia, northeastern China. *Minerals* 8(5):195
- Wang, E.D., Yu, F.J., 2010. The research on the deep resource of Hongtoushan's copper deposit. *Miner. Depos.* 29, 663-664.
- Wang, C.L., Zhang, L.C., Lan, C.Y., Dai, Y.P., 2014. Petrology and geochemistry of the Wangjiazhuang banded iron formation and associated supracrustal rocks from the Wutai greenstone belt in the North China Craton: implications for their origin and tectonic setting. *Precambrian Res.* 255, 603-626.

- Weber, F., Gauthier-Lafaye, F., Whitechurch, H., Ulrich, M., El Albani, A., 2016. The 2-Ga Eburnean Orogeny in Gabon and the opening of the Francevillian intracratonic basins: a review. *Compt. Rendus Geosci.* 348, 572-586.
- 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, 7p.
- Whipple, K.X., 2004. Bedrock Rivers and the geomorphology of active orogens. *Annu Rev Earth Planet Sci* 32:151-185.
- Wilson, J.P., Gallant, J.C., 2000. *Terrain Analysis: Principles and Applications*. John Wiley and Sons, New York, 479 pp.
- Wolosiewicz, B., 2016. Morphotectonic control of the Białka drainage basin (Central Carpathians): Insights from DEM and morphometric analysis. *Contemp. Trends. Geosci.* 5(1), 61-82
- Wonder, J., Spry, P., Windom, K., 1988. Geochemistry and origin of manganese-rich rocks related to iron-formation and sulfide deposits, western Georgia. *Econ. Geol.* 83 (5)
- Yu, P.-P., Zheng, Y., Qian, J.-H., Lin, Z.-W., 2018. Geological, geochronological and geochemical constraints on the Tianhu iron deposit, Chinese Tianshan Orogen, NW China: A modified Algoma-type BIF deposit. *Ore Geology Reviews.* 100, 317-333
- Zhao, G.C., Wilde, S.A., Cawood, P.A., Sun, M., 2001. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: lithological, geochemical, structural and P-T path constraints and tectonic evolution. *Precambrian Res.* 107, 45-73.

ANNEXES

ANNEXE I.

SEMINAIRES ET COLLOQUES

1. **Abou'ou Ango, T., Njom, B., Onana J.B., Olinga, J-B., Mvondo Ondao, J., 2019.** Caractérisation pétro-structurale des sillons ferrifères de Kopongo au Nord d'Edéa (Sud-Ouest Cameroun): Mécanisme de mise en place et évolution géodynamique. Présentation orale, 2ème Colloque de Géosciences du Cameroun, du 04 au 07 Décembre 2019, Université de Yaoundé 1 (Cameroun).

2. **Abou'ou Ango, T., 2019.** Geology and ground geophysics of Kopongo metamorphosed iron ore deposit at north of Edea in southern west of Cameroon, Paleoproterozoic Nyong complex, north western Congo craton: Lithostratigraphy, geochemistry of major and trace elements and structural analysis. Présentation orale, 2ème Colloque de Géosciences du Cameroun, du 04 au 07 Décembre 2019, Université de Yaoundé 1 (Cameroun).

3. **Abou'ou Ango, T., Njom, B., Onana J.B., Olinga, J-B., Mvondo Ondao, J., 2021.** Corrélations entre les paramètres morphonéotectoniques et les structures ductiles de la ceinture de roches vertes Paléoprotérozoïques du Groupe du Nyong : exemple de la zone de Kopongo (NW du Craton du Congo). Présentation orale, 3ème Colloque de Géosciences du Cameroun, du 08 au 11 Décembre 2021, Université de Dschang (Cameroun).



GEOSCIENCES-YAOUNDE 2019

4 - 7 December 2019



Le 2^{ième} Colloque de l'Association Camerounaise des Géosciences
The 2nd Colloquium of the Cameroon Association of Geosciences

Thème /Theme

Geosciences : Lever for sustainable development

ACCEPTANCE LETTER

Your abstract titled **Caractérisation pétro-structurale des sillons ferrifères de Kopongo au Nord d'Edéa (Sud-Ouest Cameroun): Mécanisme de mise en place et évolution géodynamique** submitted for presentation at the 2nd Colloquium of the Geoscience Society of Cameroon has been accepted. We thank you for this important contribution to Geosciences. The programme bearing the date, time and session will be made available to you soon.

In this regard, we suggest that you fill the registration form attached and send to the Local Organizing Committee as soon as possible.

Sincerely yours



----- **GEOSCIENCES DSCHANG 2021** -----

-- Colloquium of the Cameroon Association of Geoscience -

-- Colloque de l'Association Camerounaise de Géosciences --



--- 8th ~ 11th December 2021, Faculty of Science, University of Dschang ---

Geosciences at the service of humanity - Géosciences au service de l'humanité

Date : 14 / 11 /2021

Subject: Acceptance and Invitation Letter

To: Pr / Dr /Mr / Miss: ANGO ABOU'OU THIERRY

We are pleased to inform you that the scientific committee has accepted your abstract Number *PT-PGS01* entitled: *“Corrélations entre les paramètres morphonéotectoniques et les structures ductiles de la ceinture de roches vertes Paléoprotérozoïques du Groupe du Nyong : exemple de la zone de Kopongo (NW du Craton du Congo)”*.

The session and date of your presentation will be given later.

Please do not hesitate to contact the Organizing Committee for any further information at:

Geosciences2021@univ-dschang.org or Geosciencesdschang2021@gmail.com

Tel: +237 696 315 247 / 699 819 122 / 699 896 011 / 675 003 126

Looking forward to receiving you in Dschang.

Best Regards

Organizing Committee

Date : 14 / 11 /2021

Objet : Lettre d'acceptation et d'invitation

À : Pr / Dr / M / Mme: ANGO ABOU'OU THIERRY

Nous avons le plaisir de vous informer que le comité scientifique a accepté votre résumé Numéro *PT-PGS01* intitulé: *“Corrélations entre les paramètres morphonéotectoniques et les structures ductiles de la ceinture de roches vertes Paléoprotérozoïques du Groupe du Nyong : exemple de la zone de Kopongo (NW du Craton du Congo)”*.

La session et la date de votre présentation vous seront communiquées ultérieurement.

N'hésitez pas à contacter le comité d'organisation pour toute information complémentaire à :

Geosciences2021@univ-dschang.org ou Geosciencesdschang2021@gmail.com.

Tél: +237 696 315 247 / 699 819 122 / 699 896 011 / 675 003 126

Au plaisir de vous retrouver à Dschang.

Salutations cordiales

Comité d'organisation



Pr WOUATONG Armand Sylvain L.

CERTIFICATE OF PARTICIPATION



THIS ATTESTATION IS ATTRIBUTED TO

*ABOU'OU ANGO Thierry, Author of a Communication
University of Yaounde I*

FOR ITS PRECIOUS CONTRIBUTION TO THE

*2nd Colloquium of the Cameroon Association of Geoscience
GEOSCIENCE YAOUNDE - 2019*

LE COORDONNATEUR DU COMITÉ D'ORGANISATION

LE SECRÉTAIRE GÉNÉRAL DE LA CAG



*Ndijigui Paul-Désiré
Professeur*

DATE 06 DEC 2019



P. Sébastien Ouona



**Cameroon Association of Geoscience
Association Camerounaise de Géosciences**

N°00001075/RDA/JO6/A2/SAAJP/BAPP – NIU:MO92016482636X
BP: 812 Yaoundé – Cameroun – e-mail: sgcag@gmail.com



CERTIFICATE OF PARTICIPATION

To

ABOU'OU ANGO Thierry, University of Yaoundé

For his participation to the 3rd Colloquium of the Cameroon Association of Geoscience

08th - 11th December 2021, Faculty of Science, University of Dschang

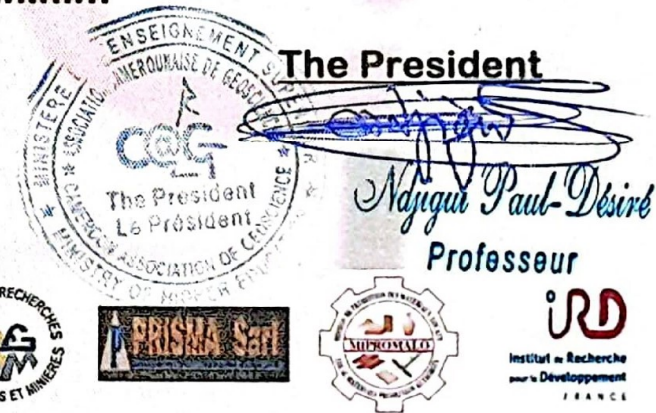
Theme: Geosciences at the service of humanity - Géosciences au service de l'humanité

Date... **10 DEC 2021**

**The President of the Local
Steering Committee**



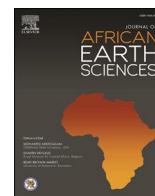
The President



Professeur



ANNEXE II. PUBLICATIONS



Correlations between morphoneotectonic parameters and Precambrian tectonic structures in the Nyong Group greenstone belts: Example of the Kopongo area (NW of the Congo Craton, Southwestern Cameroon)

Abou'ou Ango Thierry^{a,b,*}, Njom Bernard^a, Ekoa Bessa Armel Zacharie^a,
Onana Jacques Bertrand^a, Bafon Godlove Tasin^b, Olinga Jean-Bosco^{b,c},
Mvondo Ondoa Joseph^a

^a Department of Earth Sciences, Faculty of Science, University of Yaoundé I, P.O. Box 812, Yaoundé, Cameroon

^b West African Minerals Corporation, P.O. Box 35561, Yaoundé, Cameroon

^c Institute of Geological and Mining Research, IRGM, P.O. Box 4110, Yaoundé, Cameroon

ARTICLE INFO

Keywords:

Nyong group
Morphometric parameters
Geological structures
Foliation trajectories
Fold
Kopongo iron formations

ABSTRACT

The satellite image processing techniques used (filtering, enhancements, slope and elevation analysis) and morphoneotectonic analysis were applied to the topography and hydrographic network draining the Paleoproterozoic iron formations of Kopongo in SW Cameroon. Morphostructural investigations have shown that this domain is marked by an elongated relief of NNE-SSW direction, composed of asymmetric hills, plateaus and plains. The typology of the relief, slopes and hydrographic network, in addition to the structural axes, reflect well the lithostructural characteristics of these iron formations. The analysis and interpretation of morphometric data, coupled with literature review, field and drill-core mapping investigations, have resulted in logical morphoneotectonic and geological maps illustrating the correlations between the iron formations and buried structures. The information obtained relates in part to the tectonic relationship between geological structures, morphological units and iron formations. In addition, the spatial distribution of drain lengths and elevation appear to indicate the presence of buried geological basement megastructures. The waviness of the S_n foliation, S_{n+1} foliations and the concordance of the S_{n+1} and S_n/S_{n+1} foliations in this area at the megascopic scale are marked respectively by F_n , F_{n+1} and F_{n+2} map folds corresponding to tectonic scales from the multiple compressive tectonics that affected these iron formations. These observations also show that the Kopongo iron formations are controlled by polyharmonic F_{n+1} and F_{n+2} map folds whose surface traces of their respective axial planes are oriented NE-SW to NNE-SSW and NE-SW, NW-SE to NNW-SSE. On the other hand, Digital Terrain Model data and geographical information system (GIS) were used in the evaluation of morphometric parameters such as linear, aerial and relief features. Besides, swath profiles helped in the interpretation of the regional topographic patterns and topographic stream profiles allowed to recognise vertical deformations affecting the drainage network. It appears that, the investigated terrain has been rejuvenated due to the interaction between climatic, lithological and tectonic factors. The lithopackage from the top to the base stratigraphy comprises three units in this study area. The upper unit consists of a mixture of colluvium and pisolithic laterite material, while, the middle unit is represented by alternating magnetite, magnetite-pyroxene and enriched magnetite-pyroxene gneisses, and the lower unit is made up of amphibolites and hypersthene-bearing gneisses.

1. Introduction

During the course of geological evolution, the Earth's crust has undergone complex movements in various directions. The rocks that make up the crust are compressed into folds, overlapping each other and

undergoing breaks. As a result, the relief of the earth's surface changes with the formation of mountains and deep depressions. Therefore, the most comprehensive information on the sign, duration and speed of tectonic movements can be provided by analyzing geophysical and geological data. The most important of these, are provided by lithology

* Corresponding author. Department of Earth Sciences, Faculty of Science, University of Yaoundé I, P.O. Box 812, Yaoundé, Cameroon.

E-mail address: abououangothierry@yahoo.fr (A.A. Thierry).

<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104272>

Received 12 October 2020; Received in revised form 11 May 2021; Accepted 20 May 2021

Available online 24 May 2021

1464-343X/© 2021 Elsevier Ltd. All rights reserved.

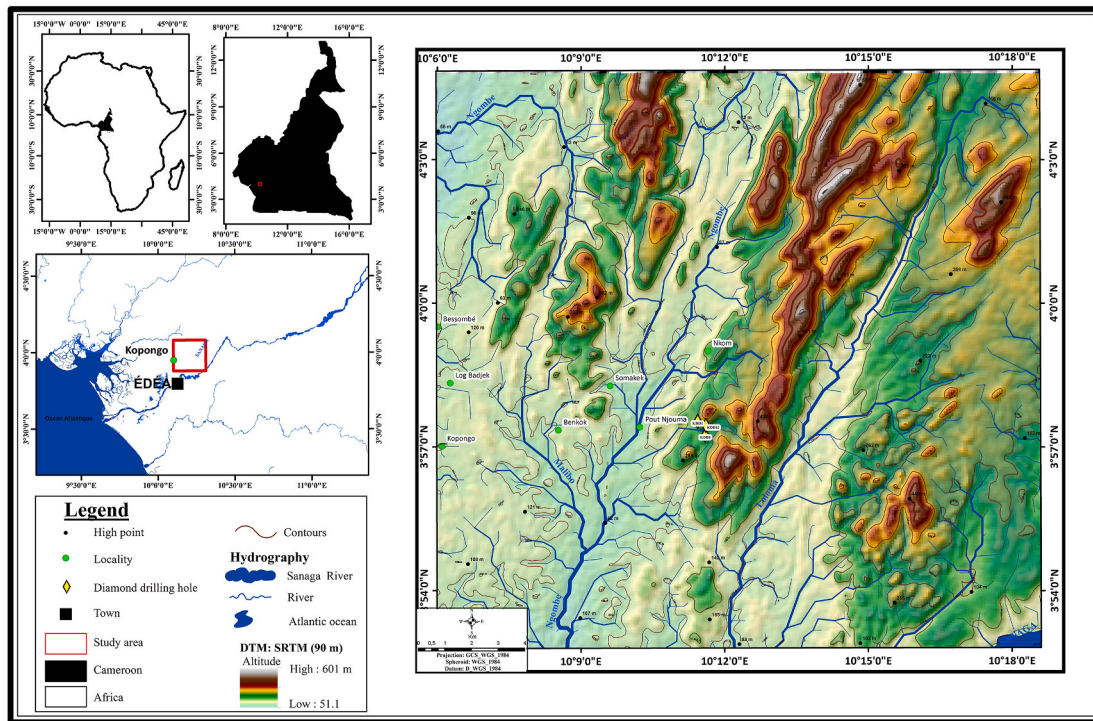


Fig. 1. Location map of the study area. The iron furrows are extracted from the geological and mining map of SW-Cameroon by Maurizot et al. (1986).

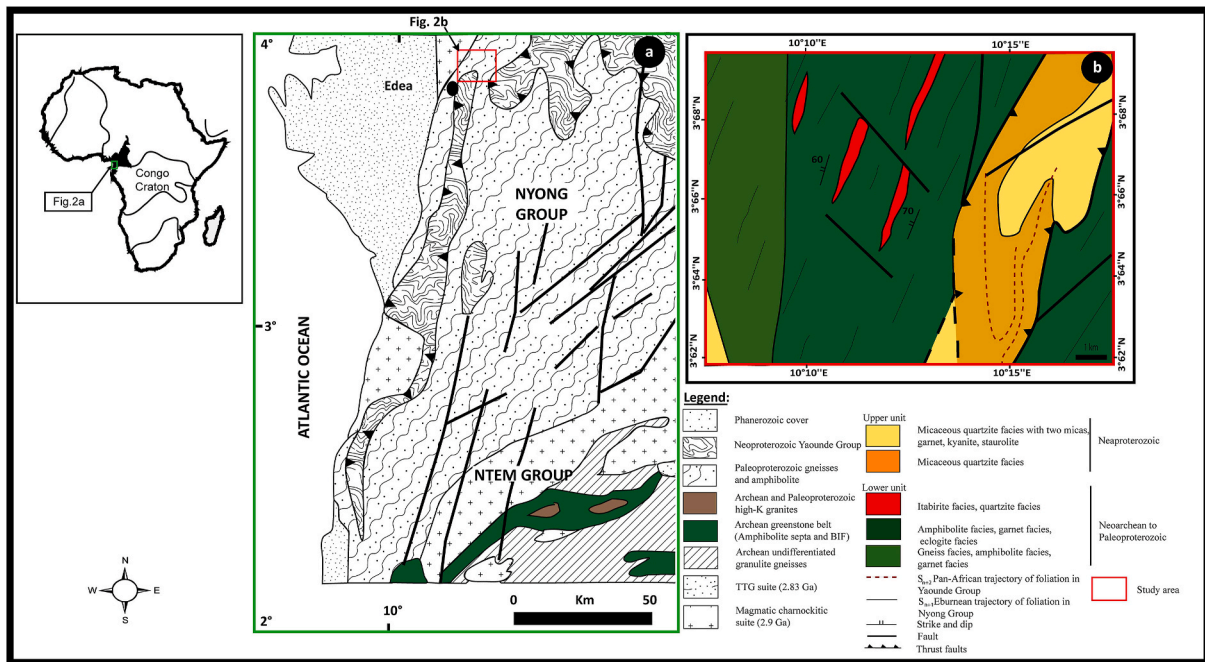


Fig. 2. (a) Portion of the geological map of SW-Cameroon. (b) Geological map of the study area. These maps were extracted from the geological and mining map of SW-Cameroon (from Maurizot et al., 1986).

and geological lineaments (Milnitchuk and Arabadji, 1979). Lineaments are associated with structural elements such as faults, fractures, fold axes and lithological contacts (Yatabe and Howarth, 1984; Soesilo and Hoppin, 1986). Numerous studies have shown that remote sensing, because of the synoptic nature of satellite images, has revealed the abundance of lineamentary structures (Masoud and Koike, 2011; Seleem, 2013; Bonetto et al., 2020; Allafta et al., 2021) and has significantly improved our knowledge of the location of areas with mining

potential (Pouliot, 1986; Deslandes, 1990; Binam Mandeng et al., 2018; Sedrette and Rebai, 2020).

Several methods have been used to describe the tectonic structures at the scale of observation, including topography and drainage patterns in regions of active tectonics (Gupta and Ellis, 2004; Delcaillau et al., 2006; Alizadeh et al., 2020; Bahrami et al., 2020). Drainage pattern has the potential to record evidence of the kinematics of folds (Jackson et al., 1998). Identification of active folds, landscape evolution, variations in

Table 1
Linear morphometric parameters with formula of the Kopongo drainage basins.

No.	Parameters	Symbol	Formula	Interpretation of the Threshold values	References
1	Stream Order	Su	Hierarchical rank	/	Strahler and Chow (1964)
2	Stream Length	Lu	Length of the stream (kilometers)	/	Horton (1945)
3	Stream Number	Nu	$Nu = N1 + N2 + \dots + Nn$	A higher stream number indicates lesser permeability and infiltration.	Rakesh et al. (2000); Kanth and Hassan (2012)
4	Mean Stream Length	Lsm	$Lsm = Lu / Nu$ Where, Lu = Total stream length of order 'u' Nu = Total No. of stream segments of order 'u'	/	Strahler and Chow (1964)
5	Stream Length Ratio	RL	$RL = Lsm / Lsm-1$ Where, Lsm = Mean stream length of a given order and Lsm-1 = Mean stream length of next lower order	Reveals that there are variations in slope and topography.	Horton (1945)
6	Bifurcation Ratio	Rb	$Rb = Nu / Nu + 1$ Where, Rb = Bifurcation ratio, Nu = No. of stream segments of a given order and Nu + 1 = No. of stream segments of next higher order.	High bifurcation ratio indicates early hydrograph peak with a potential for flash flooding during the storm events in the areas in which these stream orders dominate. Rb characteristically ranges from 3 to 5 for watershed in which geologic structures do not distort the drainage pattern. Low value of mean bifurcation ratio also suggests the geological heterogeneity, higher permeability and lesser structural control in the area.	Schumm (1956)
7	Mean Bifurcation Ratio	Rbm	Average of bifurcation ratios of all orders		
8	Basin Perimeter	P	P=Outer boundary of drainage basin measured in kilometers.	/	Schumm (1956)
9	Basin Length	Lb	$Lb = 1.312 \times A^{0.568}$ Where, Lb is in Km	/	Schumm (1956)

erosion rates, in river incision, and in channel gradients are collectively closely related to morphotectonic studies (Holbrook and Schumm, 1999; Keller and Pinter, 2002; Gaidzik et al., 2016). Therefore, the rapid development of GIS techniques provide powerful and efficient tools to compute, calculate and analyze morphometric indices across areas of various environments and scales (e.g., Arrowsmith and Zielke, 2009; Shahzad and Gloaguen, 2011; Gasparini and Whipple, 2014; Bahrami et al., 2020).

The Paleoproterozoic iron formations at Kopongo were essentially structured during the Eburnean-Transamazonian orogeny (Weber et al., 2016; Loose and Schenk, 2018) or reworked during the Pan-African orogeny (Lasserre and Soba, 1976; Toteu et al., 1990). These thermo-tectonic events show different tectonic structures (fractures, faults, folds) in relation to the tectono-magmatic events that have occurred. This iron ore deposit is located in the equatorial domain where forest vegetation is favoured by a thick soil profile resulting from the weathering of the metamorphic basement. Because of problems related to the sometimes sporadic distribution of rock outcrops, vegetation cover and surface weathering of outcrops, it becomes difficult to conduct a structural study on a local or regional scale.

The purpose of this paper is to establish an interpretative map between the hydrographic network, Precambrian tectonic structures, topography and iron formations in the Kopongo area north of the town of Edéa. The combination of lineaments (foliation trajectories) obtained from satellite imagery and third order drain length analyses provide a good approach to the identification of buried geological structures. This combination of geomorphological parameters will make it possible to present the morphoneotectonic results of the Kopongo area and to compare them with field, drill-core and previous work data. The methodological approach therefore comprises six main stages: (1) location, extraction and analysis of the lineaments of the numerical field model of the study area, (2) definition of morphological units, (3) geographical location of lithofacies in relation to the altitudes and slopes of the relief, (4) establishment of a map of foliation trajectories, (5) study the distribution of the lengths of third order drains, in order to identify the so-called buried structures (synform and antiform) and (6) first integrated detailed lithostratigraphic of Kopongo iron formations are also presented.

2. Study area and geological setting

2.1. Study area

The study site is located in the Nyong Group, north-west of the Congo Craton between 10°06' and 10°19' E longitude and 03°53' and 04°05' N latitude north of the town of Edéa (Fig. 1). The geomorphological surface in the Kopongo area appears as a vast peneplain with elliptical, elongated in the form of furrows, polygonal, angular and somewhat sub-rounded shapes, illustrated by contour lines. It is in fact a flat surface with variable elevation and a slightly mottled relief due to moderate erosion. This relief has an average altitude of 326 m, with amplitudes ranging from 51.1 to 601 m in height. The massifs show a preferential NNE-SSW orientation synonymous with tectonic tilting in this direction (Toteu et al., 1994, 2004). The relief is predominantly made up of large hills with sometimes half-orange peaks. This topographic structuring is reminiscent of the characteristics of a folded relief. The flanks of the massifs are at certain levels not very sloping. This low slope inclination is indicative of the existence of drag folds in the region (Dada et al., 1989; Toteu et al., 2004). The climate in this area is of tropical type with only one very short dry season (month of January) and an average temperature of 26.6 °C. Dense forest dominates the study area (Letouzey, 1958).

2.2. Geological setting

Geologically, the study area belongs to the Nyong Group, in the

Table 2
Aerial morphometric parameters with formula of the Kopongo drainage basins.

No.	Parameters	Symbol	Formula	Interpretation of the Threshold values	References
1	Basin Area	A	Area from which water drains to a common stream and boundary determined by opposite ridges.	/	Strahler and Chow (1964)
2	Drainage Density	Dd	$Dd = Lu/A$ Where, Dd = Drainage density (Km/ Km^2), Lu = Total stream length of all orders and A = Area of the basin (Km^2).	A high drainage density reflects a highly dissected drainage basin with a relatively rapid hydrological response to rainfall events, while a low drainage density means a poorly drained basin with a slow hydrologic response.	Melton (1957); Singh and Singh (1997)
3	Stream Frequency	Fs	$Fs = Nu/A$ Where, Fs = Drainage frequency (1/ Km^2), Nu = Total no. of streams of all orders and A = Area of the basin (Km^2).	Allow to know the responses of drainage basin to runoff processes. The value of drainage frequency is usually related to different parameters such as lithology, climate, vegetation, time, surface slope and tectonic uplift.	Singh and Singh (1997)
5	Form Factor Ratio	Rf	$Rf = A/Lb^2$ Where, A = Area of the basin and Lb = (Maximum) basin length (Km)	<ul style="list-style-type: none"> • $Ff < 0.7854$, corresponding to a perfectly circular basin tectonically active. • $Ff > 0.7854$ indicating, rectilinear basin less active/inactive areas. 	Horton (1945)
6	Elongation Ratio	Re	$Re = 2(A/\pi)^{0.5}/Lb$ Where, A = Area of the basin (Km^2) Lb=(Maximum) Basin length (Km)	<ul style="list-style-type: none"> • Indicates various basin slopes [circular (>0.9), oval (0.8–0.9)] • Less elongated (0.7–0.8), elongated (<0.7), more elongated (<0.5)] 	Schumm (1956); Strahler (1964)
7	Basin Shape	Bs	$Bs = Bl/Bw$ Where Bl is the maximum length of the basin Bw is the maximum width.	<ul style="list-style-type: none"> • High values characterize elongated basins in active regions. • Low values are typical of old circular basins. 	Ramírez-Herrera (1998)
8	Crescentness Index	CI	$CI = Lbm/SL$ Where, Lbm is the length of the basin mid-line and SL is the length of straight-line between the endpoints of basin mid-line.	<ul style="list-style-type: none"> • High values of CI (close to 1.5) are associated with entirely crescent-shaped basins. • Low values of CI (close to 1) indicate straight basins (least crescent-shaped). 	Bahrami et al. (2020)
9	Wandering Ratio	Rw	$Rw = Cl/Lb$ Where, CL is the main stream length and Lb is the valley length or basin length	Indicates watershed sinuosity variations.	Smart and Surkan (1967); Melton (1957)
10	Fitness Ratio	Rfs	$Rfs = Cl/P$ Where, Cl and P are crescentness and perimeter of the basin respectively	Measure of topographic fitness.	Melton (1957); Schumm (1956)
11	Asymmetry Factor	AF	$AF = 100(Ar/At)$ Where, At is the total area of a basin and Ar is the area on the right side (facing downstream) of the main stream in the basin	<ul style="list-style-type: none"> • $AF < 50$ indicates uplift of the left side of the drainage network. • AF equal or close to 50, indicates stable regions. • $AF > 50$, indicates uplift of the right side of the drainage basin. 	Keller and Pinter (2002); El Hamdouni et al. (2008)

northwestern margin of the Congo Craton (Fig. 2a and b) which is the result of the convergence and collision between the São Francisco-Congo cratons (Castaing et al., 1994; Van Schmus et al., 2008; Bouyo Houketchang et al., 2016). The metamorphic evolution in the Nyong Group during the Eburnean-Transamazonian collision of 2100-2000 Ma at the northwestern edge of the Ntem Group is characterised by thrust sheet development and high grade metamorphism (Ledru et al., 1989, 1994, 1994; Texeira and Figueiredo, 1991; Penaye et al., 2004). Collision processes in this Group have been clearly demonstrated, and constrained through granulite facies metamorphism and eclogite assemblages (Maurizot et al., 1986; Loose and Schenk, 2018). Intense shear zones at these sites have transformed the original rocks into a garnet blastomylonite formed at the expense of the diverse gneisses and amphibolitic to granulitic gneisses that evolve into laminated facies (Maurizot et al., 1985). Minyem (1994), concluded just like Maurizot et al. (1985), Feybesse et al. (1987), that the Nyong Group corresponds to the restructured and remobilized north-western rim of the Congo craton and supports the presence of the micaschists of the Yaoundé Group in this Nyong Group. Minyem (1994) also presents a model of the petro-structural evolution of the Eseka-Makak sector integrated into the Nyong Group. This metamorphism is marked by granulite facies associated with charnockitisation and/or migmatitisation (Lerouge et al., 2006; Van Schmus et al., 2008; Weber et al., 2016; Loose and Schenk, 2018; Bouyo Houketchang et al., 2019). Petrography in the Nyong Group varies from one unit to another. Thus, in the Kama Unit, TTG, anorthosite, metagabbro, charnockites, gneiss, migmatites and amphibolites are recorded (Maurizot et al., 1986). While the Akongo Unit consists of alkaline metasyenites, amphibolites, grenatites, eclogites, quartzites and BIFs (Maurizot et al., 1986) and the Ngovayang Unit includes gneiss, amphibolite, quartzite, metagranitoids and BIFs (Maurizot et al., 1986). The Ngovayang Unit is largely composed of Paleoproterozoic metasediments and metabasites (Toteu et al., 1994). Feybesse et al. (1998) studied the tectonic evolution of the Franceville-Ogooué

Complex and defined three thermotectonic events E_n , E_{n+1} and E_{n+2} including four parameters: pressure, temperature, time and deformation (P-T-d-t). Eburnean evolutionary tectonics probably originated in this Franceville-Ogooué Complex forming the “Franceville-Ogooué collision belts” (Ledru et al., 1989). The deformation phase D_n is of unknown age and is identified by the relics of foliation S_n preserved on the hinges of the folds F_{n+1} (Feybesse et al., 1998; Pénaye et al., 2004). The D_n deformation was interpreted as the initial moment of crustal shortening (Feybesse et al., 1998). The D_{n+1} deformation, dated around 2 Ga, is attributed to the Eburnean orogeny (Feybesse et al., 1986; Toteu et al., 1994). The E_{n+1} thermal event is responsible for an intense crystallization of the mineral assemblages of the first (E_n) and sets up the S_n/S_{n+1} composite foliation parallel to the lithological units. In this overlapping zone, the rocks show linear to plano-linear mylonite-type mills, asymmetric pressure shadows and shear bands (Feybesse et al., 1998) which attest to the rotational character of the D_{n+1} deformation. The L_{n+1} stretching and amphibole lineations is oriented from ENE-WSW to NW-SE and is contained on the S_{n+1} planes, indicating an ENE to SE plunge (Feybesse et al., 1998), while the F_{n+1} isoclinal folds are tilted east or southeast. The D_{n+1} in the Nyong Group shows a structure generally oriented NNE-SSW to NE-SW and dipping WNW or NW, with horizontal shear to the east or southeast and L_{n+1} stretching lineation oriented E-W to NW-SE (Feybesse et al., 1998; Pénaye et al., 2004). On the flanks of the often sheared folds of this Nyong Group, axes oriented NNE-SSW to NE-SW appear (Feybesse et al., 1998). The Nyong Group shows an easterly transport of Paleoproterozoic geological formations on the north-western edge of the Congo Craton illustrating the setting up of a straddling structure (Feybesse et al., 1998; Toteu et al., 1994b). Sinistral shear zones dissected this Nyong nappe (Feybesse et al., 1998; Minyem, 1994; Penaye et al., 2004). Most Paleoproterozoic structures have been restructured by Pan-African orogeny (Ngako et al., 1989; Toteu et al., 2001). The S_{n+2} crenulation-cleavage schistosity in the coaxial and penetrating deformation domain, the C_{n+2} shear corridors

Table 3
Relief morphometric parameters with formula of the Kopongo drainage basins.

No.	Parameters	Symbol	Formula	Interpretation of the Threshold values	References
1	Relief Ratio	Rh	$Rh = H/Lb$ Where, H = basin relief (m) and Lb = Basin length (Km)	Measures the overall steepness of a drainage basin and is an indicator of the intensity of erosional process operating on slope of the basin.	Strahler (1954); Schumm (1956)
2	Relative Relief Ratio	Rhp	$Rhp = (Z_{max} - Z_{min})/A$ Where, Z_{max} = Maximum elevation of the basin (m), Z_{min} = Minimum elevation and A = area of the basin (m)	<ul style="list-style-type: none"> • $Rr > 0.5$ indicates high relative relief. • $Rr < 0.5$ indicates low relative relief. 	Melton (1958)
3	Dissection Index	DI	$DI = H/Ra$ Where, H = basin relief (m) and Ra = Absolute relief (m)	<p>Implies the degree of dissection or vertical erosion and expounds the stages of landscape development in any given physiographic region or watershed.</p> <ul style="list-style-type: none"> • Values close to 0 for complete absence of vertical dissection/ erosion and hence dominance of flat surface. • Values close to 1 for vertical escarpment of hill slope or at seashore. 	Magesh et al. (2012)
4	Hypsometric Integral	HI	$HI = (H_{mean} - H_{min}) / (H_{max} - H_{min})$, Where, H_{max} = Maximum elevation (m) and H_{min} = Minimum elevation (m) of the basin	<ul style="list-style-type: none"> • $HI > 0.6$, indicates a less-modified terrain and low erosion. • $0.35 < HI < 0.6$, indicates that the landscape is in equilibrium (mature) phase. • $HI < 0.35$, indicates an evolved terrain and highly erosion. 	Hurtrez and Lucazeau (1999)
5	Hypsometric Curve	Hc	/	<ul style="list-style-type: none"> • Expresses the percentage of surface area beyond a certain altitude. 	Peguy (1942); Chen et al. (2003)

Table 3 (continued)

No.	Parameters	Symbol	Formula	Interpretation of the Threshold values	References
				<ul style="list-style-type: none"> • Generated by plotting the relative drainage basin height (h/H, total basin height ratio) against the relative drainage basin area (a/A, total basin area ratio). • A convex hypsometric curve reveals tectonically young basins with low erosion rates. • S-shaped curves indicate moderately eroded regions. • Concave curves reveal old basins with high erosion rates. 	

and the F_{n+2} folds characterize the D_{n+2} deformation phase resulting from the third thermal event E_{n+2} (Feybesse et al., 1998). The vertical F_{n+2} folds show axes oriented N–S to NE–SW and plunging 5–20° from S to SW or N to NE (Feybesse et al., 1998).

3. Methods

The DTM (Digital Terrain Model) radar image is of SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) type with a resolution of 90 m (images SRTM_u03_n003e010.tif and SRTM_u03_n004e010.tif). The interpretations of these satellite images were associated with the geological maps of the sector at scales 1/500000 (South-West Cameroon) by Maurizot et al. (1986) and 1/200000 by Champetier de Ribes (1957). The digital processing of these images was carried out using ArcGIS 10.6, QGIS 3.4 and Global mapper 20.0. The field and drill-core data were used as complementary elements to the analyses carried out for the identification of the geological structures highlighted in the study area.

Five types of analyses were carried out, that related to: (1) morphogenesis based on the analysis of linear morphological anomalies; (2) lithofacies as a function of altitude and slope; (3) buried geological structures associated with the hydrographic network; (4) analysis of notch networks in close relation to tectonic structures and (5) morphometric analysis of the drainage basin. Before generating the morphological structures (contour lines, hydrographic network and relief), identifying and extracting the foliation trajectories, the satellite images used were subjected to a number of pre-processing operations in order to minimize artifacts and allow a better display of the geological structures. Thus, original SRTM data were imported into Arcmap, reprojected to WGS_1984_UTM_Zone_32 N coordinate system. In the original data only a small void (sinks) was present, and was filled by using spatial analysis tools (hydrography). Sinks were removed from a DTM as the first step in hydrologic analysis. The new DTM obtained was resampled by bilinear interpolation. However, the difference of the DTM surface and the resampled fill source was computed. DTM data extracted were obtained by calculating and interpreting DTM derivatives, including shaded relief maps. The shaded DTM-type images were calculated from a grey scale using an azimuth direction and input sun

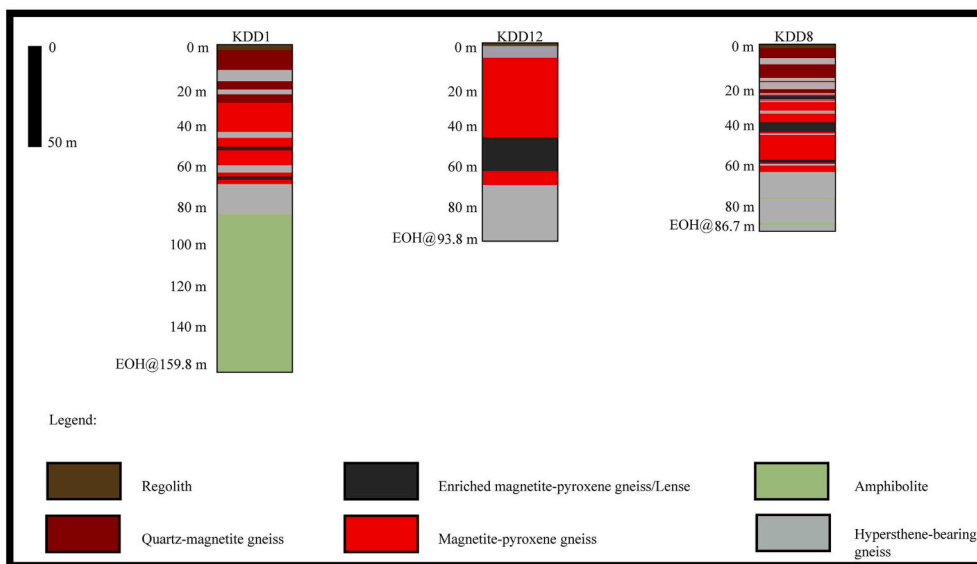


Fig. 3. Schematic stratigraphic logs of three representative drillholes of the Kopongo iron deposit with respective depth locations.

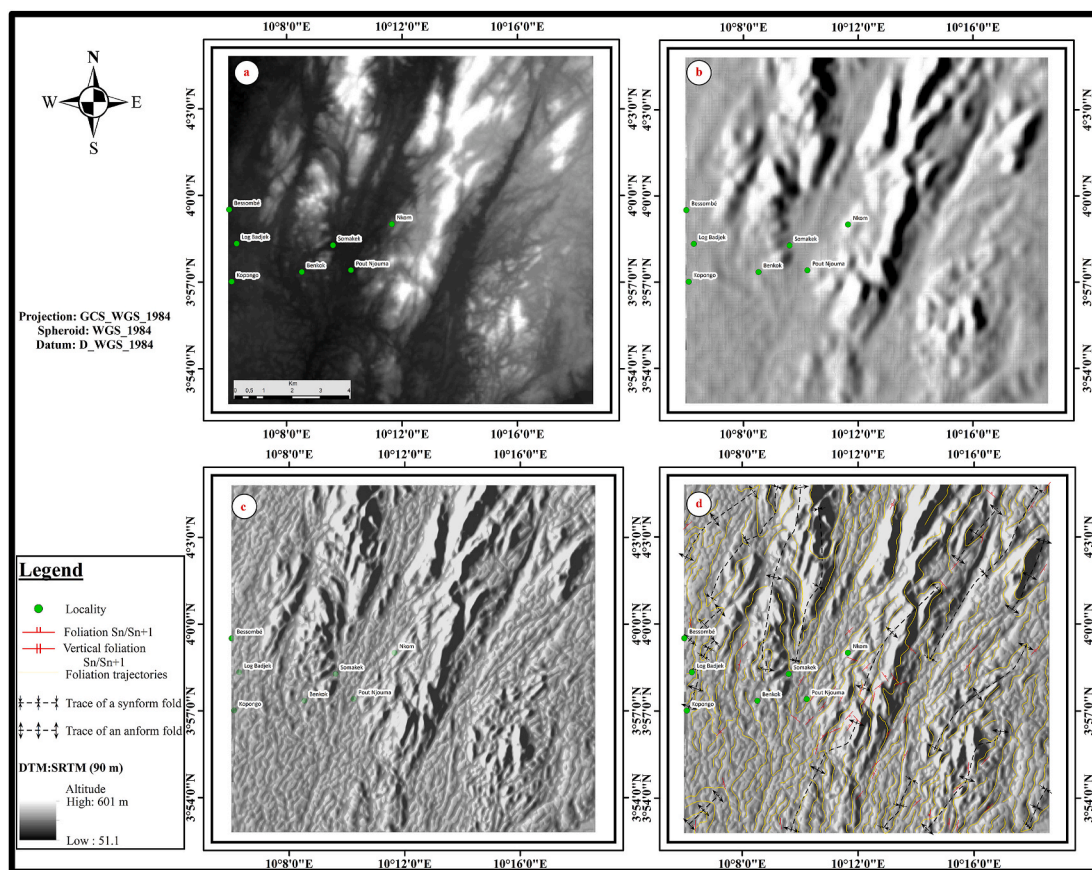


Fig. 4. (a) Original SRTM image. (b) SRTM image after bilinear interpolation. (c) A shaded SRTM image. (d) A shaded SRTM image overlaid by foliation trajectories illustrating traces of the fold axes of the Kopongo area.

angles of 0, 45, 180 and 315. This technique therefore helped to identify and highlight all the traces of geological structures that correspond to the foliation trajectories. The extraction of these lineaments was done manually by photo-interpretation (Biemi et al., 1991; Savane, 1997; Kouame et al., 1999; Saley, 2003). The image obtained is perfectly superimposable on the geological maps of the area prepared by Champtier de Ribes (1957) and Maurizot et al. (1986).

The hydrographic network was generated to establish the morphostructural framework that conditioned its installation. The analysis and general description of the hydrographic network was based on the method of Defontaine and Chorowicz (1991) and the hierarchization by that of Horton (1945). The analysis of the cartographic documents for a study of the lengths of notches of 3rd order drains was done according to the methods established by Prud'homme (1972), Delteil et al. (1974),

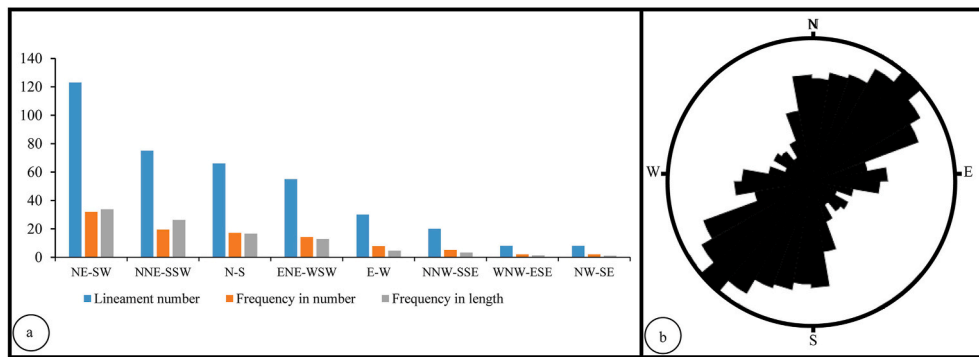


Fig. 5. (a) Synoptic strike histogram. (b) Rose diagram of the different directional proportions of foliation trajectories (lineaments).

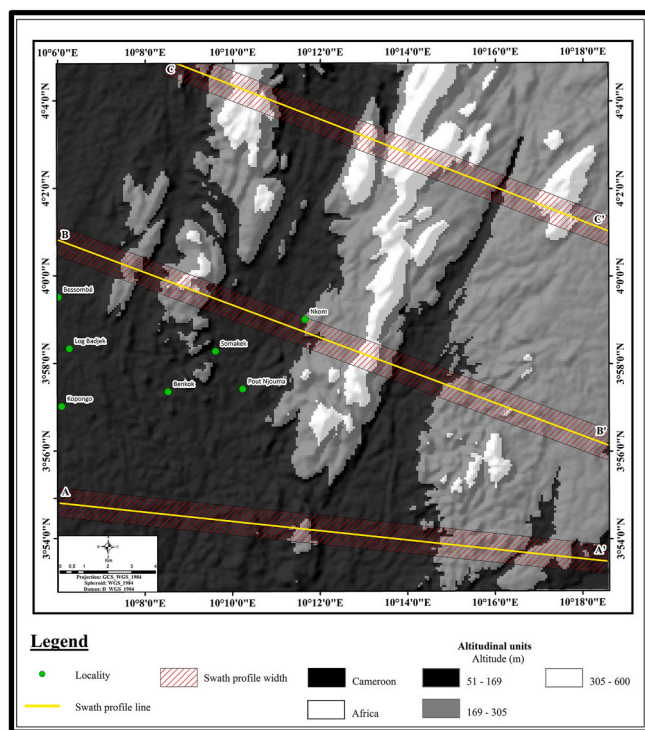


Fig. 6. Map of the morphological units of the Kopongo area and its surroundings extracted from the mosaic combination of the images SRTM_u03_n003e010.tif and SRTM_u03_n004e010.tif at 1/100000.

Griboulard and Prud'homme (1985) Collina-girard and Griboulard (1990) and Deffontaines (1990). These techniques enabled to study the spatial distribution of notch lengths conducive to buried tectonic structures.

The geomorphic indices have been applied in different countries to identify relative tectonic features (Keller and Pinter, 1996; Silva et al., 2003; Delcaillau et al., 2006; Al-Taj et al., 2007; Alizadeh et al., 2020; Bahrami et al., 2020). In this investigation, the determination of the morphometric indices in seven sub-drainage basins has been performed in order to identify landscape classification and to highlight the relationship between morphometric parameters and the structural context of the study area. The different morphometric parameters were determined by using the standard methodologies and classified as linear (Table 1), aerial (Table 2) and relief (Table 3) aspects of the basins.

Stream profile analysis is a quantitative geomorphic approach to describe stream morphology (Shahzad and Gloaguen, 2011). The analysis of river longitudinal profiles has been used intensively to detect changes in river controlling factors, namely lithology, climate and

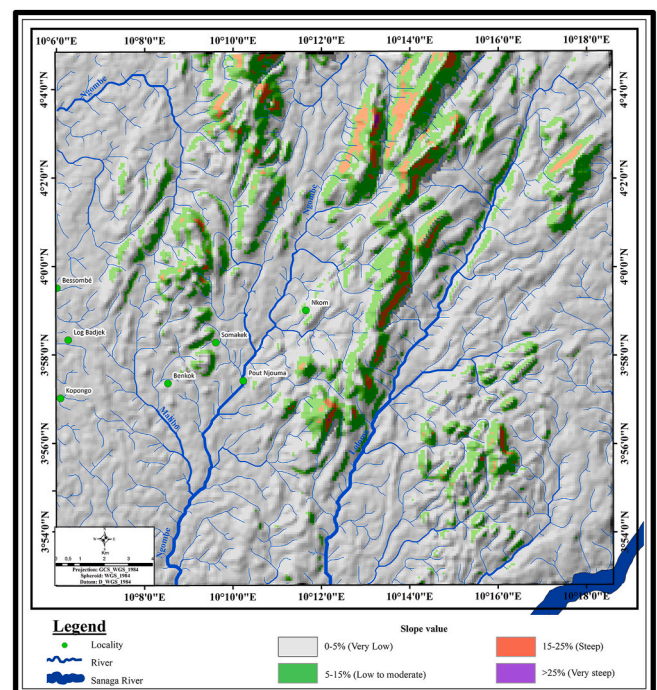


Fig. 7. Slope map of the study area.

tectonic uplift and hillslope processes (Pérez-Peña et al., 2009a; Giacomia et al., 2012; Troiani et al., 2014; Matos et al., 2016). In order to perform stream profile analysis of the Kopongo area, the procedure described in Demoulin (1998) and Ruszkiczay-Rüdiger et al. (2009) by normalizing distance and elevation values along the stream profiles were used. Thus, profile concavity factor (Cf), maximal concavity (Cmax) and its distance from the source (dl/L) were calculated along the main stream of each drainage basin of the Kopongo area.

Swath profiles have been extensively used by several authors (e.g., Hergarten et al., 2014; Scotti et al., 2014; Azañon et al., 2015; Vereb et al., 2017; Alizadeh et al., 2020) in the regions of active tectonics to create minimum, average, and maximum elevation profiles. For a typical swath profile in most landscapes the mean elevation will lie closer to the minimum than to the maximum (Pérez-Peña et al., 2016). If the mean elevation approaches the maximum, this upward deflection could indicate a transient state of adjustment to higher uplift rates (Keller and Pinter, 2002; Wobus et al., 2006b). In the investigated area three longitudinal swath profiles across the axial trace of the Kopongo synforms and antiforms have been created to analyze tectonic activity. The maximum (Zmax), mean (Zmean), and minimum (Zmin) elevations along each swath profile were prepared as yellow, red and green curves,

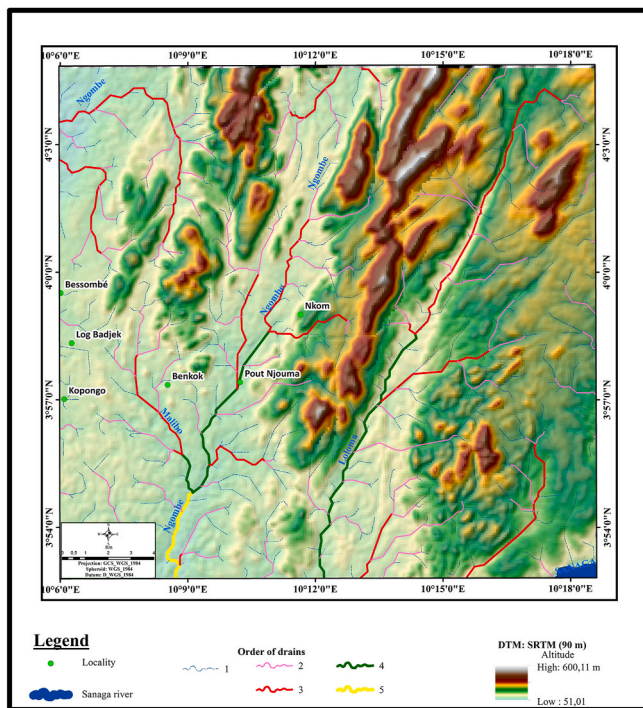


Fig. 8. Hydrographic hierarchy of the study area.

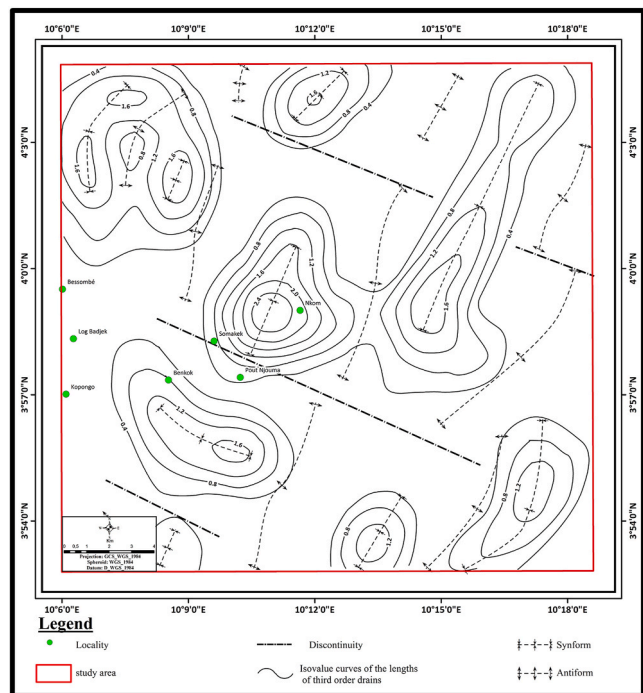


Fig. 9. Distribution of lengths of third order drains, equidistance of isovalue curves = 400 m.

respectively. Computing a swath profile involves extending the original profile line (yellow) to a rectangle of a given width (the swath; black frame), and the elevation data are stacked along red lines normal to the profile line. In this context, stacking comprises computing at least a mean value of the elevations along the red lines. Thus, the altimetric values of the relief and maximum topographic variations (Rmax) in the study area were determined and analyzed.

Field investigations focused on detailed lithostructural analysis of

outcrops exposed and detailed stratigraphic description was carried out by visual assessment on drill-core samples collected at different depth intervals from three representative boreholes (Fig. 3). On the other hand, petrographic terms used in this paper are also taken from the “glossary of terms” in Chombong et al. (2017) and existing lithological map (Champetier de Ribes, 1957). The statistical processing of these data and the construction of the histograms were carried out using the Xstat program. Records of the geological measurements such as foliation, schistosity and folds, were measured with a Silva-type compass-clinometer for outcrops, Goniometer and Douglas for cores. Magnetic susceptibility of drill-core samples and outcrops were tested using the magnetic susceptibility meter « SM 30 » and a magnetic pen respectively. These data were processed and analyzed using the Stereonet program (Cardozo and Allmendinger, 2013).

4. Results

4.1. Analysis of linear morphological anomalies

The processing of the numerical terrain model according to several filterings (Fig. 4a–c) resulted in an illustrative map of foliation trajectories and regional fold axes (Fig. 4d).

The statistical study of these lineaments highlights four major families as a function of their frequency: NE-SW, NNE-SSW, N-S and ENE-WSW. This directional variation is linked to a regional scale undulation of foliation caused by the different Eburnean and Pan-African thermotectonic events. The synoptic strike histogram (Fig. 5a) and the directional rosette (Fig. 5b) illustrated allow a better classification of these lineaments according to their frequencies defined on the basis of numbers and cumulative lengths. The NE-SW lineaments, with 32% frequency in numbers, show their predominance and group 34% of the frequency information in length ranging from 0.3 to 6 km. The NNE-SSW lineaments are slightly discontinuous and very elongated and displayed 19% frequency in number and 26% frequency in terms of their lengths ranging between 0.3 and 10 km. The N-S discontinuous and sometimes elongated lineaments have identical frequencies in both number and length, i.e. 17 %, with lengths ranging from 0.4 to 6 km. The ENE-WSW direction lineaments show 14% frequency in number and 13% frequency in length. These tectonic markers are discontinuous and not very elongated, with lengths defined between 0.4 and 4 km. The E-W discontinuous lineaments show 8% of information in terms of numbers and 5% of frequency in terms of length, with lengths ranging from 0.4 to 1.8 km. The NNW-SSE oriented lineaments have frequencies of 5% and 3% respectively for their counts and cumulative lengths. The WNW-ESE and NW-SE lineaments are the most in the minority with cumulative frequencies equal in size and cumulative lengths of 2% and 1% respectively.

The tectonic markers of Kopongo area in fact betray the orientations of linear and planar features illustrating buried geological structures at map scale. They correspond to foliation trajectories illustrating the axes and axial planes of regional to local folds. The multidirectional contouring of these geological structures actually marks a wavy state that could correspond to the surface traces of Precambrian tectonic structures.

4.2. Altitudes and lithologies

A digital terrain model has altitude as a basic parameter. Morpho-tectonic analysis of the digital terrain model of Kopongo shows topographic variations in relief characterized by low to medium altitudes, the highest point of which defines an altitude of 601 m northeast of Nkom, while the lowest point north of the locality of Bessombé is at 51.1 m (Fig. 6). This altitudinal setting makes it possible to highlight the diversity of the relief studied and to subdivide it into three altitudinal units (Fig. 6): (a) the low unit (altitudes below 170 m), (b) the medium unit (170 < altitude < 306 m) and (c) the high unit (altitude > 306 m).

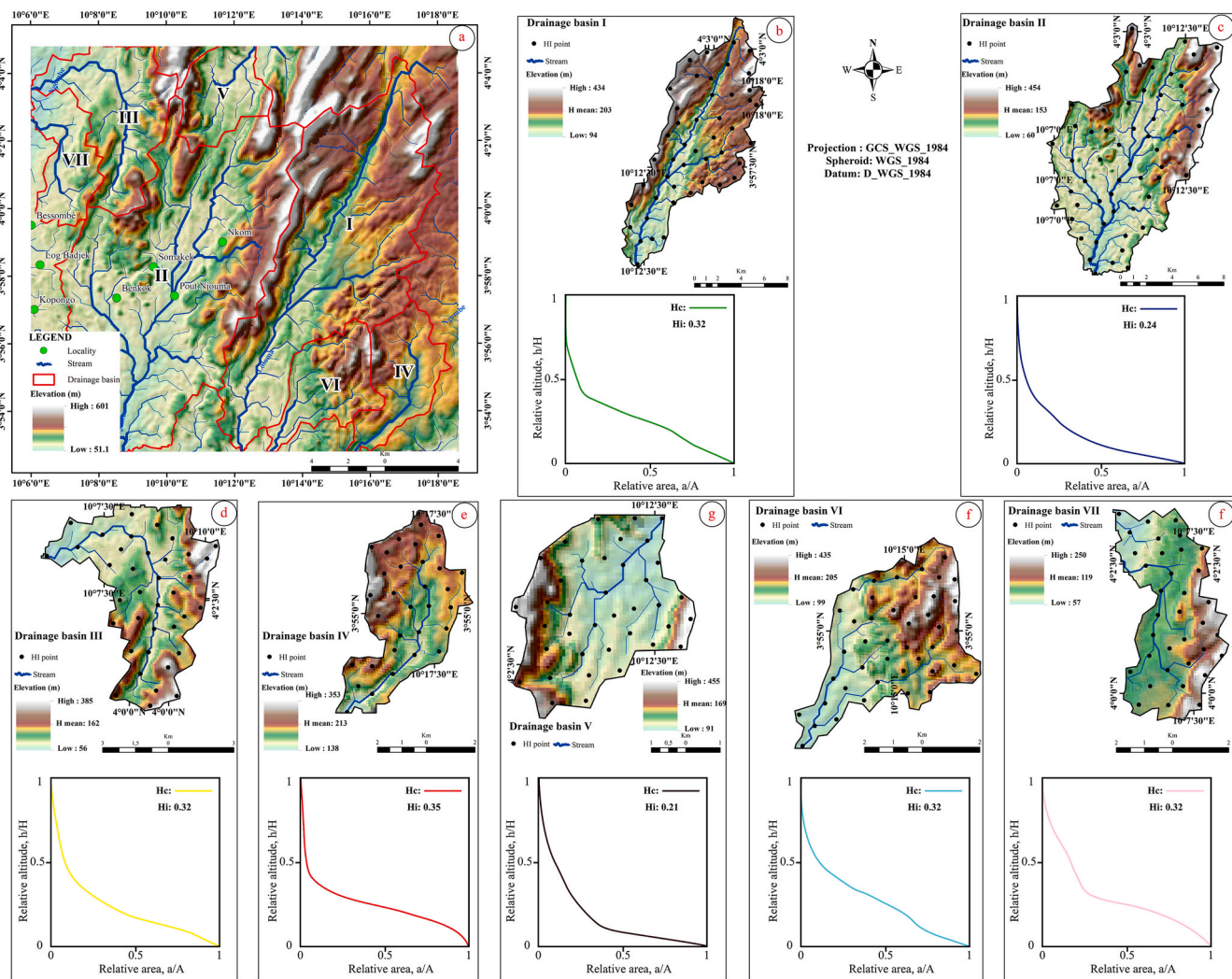


Fig. 10. Investigated drainage basins associated with their respective hypsometric curves and hypsometric integral values in the Kopongo area.

The low unit encompasses all the depressions associated with the lowest altitudes and occupies approximately 45% of the total landscape area. The hills are arranged in isolated islets and have gentle to moderately steep slopes, convex to concave in shape and the summits always rounded to slightly elongated. The relief is flat and shows a low amplitude at lower interfluvies. These low areas are evidence of previous flattening surfaces. This unit shows a larger area to the south and a minority area to the west and north. This topography consists essentially of pyroxene-bearing calc-alkaline granites, feldspathic pyroxeno-amphibolites to garnet, biotite and amphibole gneisses, hypersthene-bearing gneisses, two-mica gneisses to garnet, undifferentiated migmatites, amphibolite lenses and some low-powered iron furrows.

The middle unit shows an average relief occupying almost the whole of the explored zone, i.e. about 45% of the surface. This intermediate level of relief is much more represented in the centre and north. The relief is in the form of rolling hills with medium to steep slopes, convex-concave in shape with rounded half-orange peaks and somewhat elongated in the NNE-SSW direction. The geological formations that predominate in this unit are hypersthene-bearing gneisses, biotite and amphibole migmatites, undifferentiated migmatites, amphibolitic and iron lenses with metric thickness.

The upper unit is located mainly in the southeast, northwest, central and northeast of the studied landscape. The topography at this level is marked by strong amplitudes and kilometeric beams in the form of elongated inselbergs in the direction of the NNE-SSW axis. This

morphological unit shows a generally folded relief. On the whole, this relief expresses a flatness of the high plateaus of the western part of the country with hills displaying steep to very steep slopes, convex in shape with lenticular summits and sometimes rounded in half-orange. Iron and amphibolitic lenses with metric thickness, migmatites with biotite and amphibole and hypersthene-bearing gneisses are dominant geological formations that characterize this morphological ensemble.

4.3. Slope and geological formations

The slope map of the study site is classified into four classes based on slope degree (Fig. 7). The very low slopes (0–5%) are mainly associated with wide flood valleys. The low to moderate slopes (5–15%) are observed in undulating pediplain areas. Steep slopes (15–25%) and very steep slope (>25%) are associated with high relief, structural hills, and escarpments. Consequently, this slope variation depends on the local structural conditions. Thus, steep to very steep slopes (>15%) reflect the crossing of antiforms, such as that of Nkom, with very energetic linear excavation forms and large breaks. While the very low slopes (<5%) correspond to a notch in the synforms such as the depressions observed at Somakek, Benkok and Pout Njouma. This slope map show a definite influence on the flows that take place in these slope systems, which will cause different morphological changes in the long term. In the Kopongo area, the topographical arrangement of geological formations reveals that: for relatively gentle slopes, outcrops of pyroxene bearing calc-

Table 4
Linear morphometric parameters of the Kopongo drainage basins.

Drainage basins	Su	Lu (km)	Nu	Lsm	RL	Rb	Rbm
I	1	70.18	77.00	0.91	1.17	2.41	5.36
	2	34.09	32.00	1.07	5.74	10.67	
	3	18.34	3.00	6.11	2.03	3.00	
	4	12.44	1.00	12.44	/	/	
	Total	135.05	113.00	20.53	8.94	16.07	
II	1	64.31	105.00	0.61	1.21	1.98	4.27
	2	39.31	53.00	0.74	6.10	10.60	
	3	22.61	5.00	4.52	1.16	2.50	
	4	10.50	2.00	5.25	0.75	2.00	
	5	3.93	1.00	3.93	/	/	
Total	140.66	166.00	15.06	9.22	17.08		
III	1	18.22	30.00	0.61	2.42	3.75	5.88
	2	11.74	8.00	1.47	8.45	8.00	
	3	12.40	1.00	12.40	/	/	
Total	42.36	39.00	14.47	10.87	11.75		
IV	1	16.00	18.00	0.89	1.33	4.50	4.25
	2	4.72	4.00	1.18	6.65	4.00	
	3	7.85	1.00	7.85	/	/	
Total	28.57	23.00	9.92	7.98	8.50		
V	1	10.76	15.00	0.72	1.79	3.75	3.88
	2	5.15	4.00	1.29	2.84	4.00	
	3	3.66	1.00	3.66	/	/	
Total	19.57	20.00	5.66	4.64	7.75		
VI	1	13.35	15.00	0.89	3.37	3.75	3.88
	2	12.00	4.00	3.00	1.11	4.00	
	3	3.34	1.00	3.34	/	/	
Total	28.69	20.00	7.23	4.48	7.75		
VII	1	7.53	15.00	0.50	2.75	2.50	2.75
	2	8.27	6.00	1.38	2.25	3.00	
	3	6.19	2.00	3.10	/	/	
Total	21.99	23.00	4.98	4.99	5.50		

alkaline granites are noted to the west, feldspathic pyroxeno-amphibolites to garnet to the south-west and gneisses to biotite and amphibole to the south. On the other hand, the low to moderately steep slopes are predominantly occupied by two-mica gneisses to garnet to the southeast, hypersthene-bearing gneisses, amphibolites, biotite-amphibole migmatites and undifferentiated migmatites over almost the entire study site. Weakly represented, iron formations are most prominent in areas with steep to very steep slopes in the NE-SW to NNE-

Table 5
Geomorphic indice values of the 7 drainage basins selected in the investigated site.

No.	Morphometric parameters	Drainage basin types						
		I	II	III	IV	V	VI	VII
A	Linear aspects							
1	Stream Number	113.00	166.00	39.00	23.00	20.00	20.00	23.00
2	Mean Stream Length	1.19	0.85	1.09	1.24	0.98	1.43	0.96
3	Stream Length Ratio	1.17-5.74	0.75-6.10	2.42-8.45	1.33-6.65	1.79-2.84	1.11-3.37	2.25-2.75
4	Bifurcation Ratio	2.41-10.67	1.98-10.60	3.75-8.00	4.00-4.50	3.75-4.00	3.75-4.00	2.50-3.00
5	Mean Bifurcation Ratio	5.36	4.27	5.88	4.25	3.88	3.88	2.75
6	Basin Perimeter	68.63	67.93	34.46	25.90	19.90	24.84	22.16
7	Basin Length	22.53	22.34	10.23	7.87	7.16	6.70	6.34
B	Aerial aspects							
1	Basin Area	128.36	147.04	37.19	23.41	19.82	17.66	16.00
2	Drainage Density	1.05	0.96	1.14	1.22	0.99	1.62	1.37
3	Stream Frequency	0.88	1.13	1.05	0.98	1.01	1.13	1.44
4	Form Factor Ratio	0.25	0.36	0.83	0.38	0.50	0.30	0.69
5	Elongation Ratio	0.56	0.68	1.03	0.70	0.80	0.62	0.94
6	Basin shape	2.80	1.99	2.34	2.23	1.24	1.80	2.35
7	Crescentness Index	1.34	1.12	2.03	1.28	0.86	0.75	1.76
8	Fitness Ratio	0.44	0.33	0.39	0.39	0.27	0.23	0.38
9	Wandering ratio	1.34	1.12	2.03	1.28	0.86	0.75	1.76
10	Asymmetry Factor	47.98	42.98	85.59	59.89	54.40	49.94	61.38
C	Relief aspects							
1	Relief Ratio	0.02	0.02	0.05	0.03	0.06	0.04	0.04
2	Relative Relief Ratio	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
3	Dissection Index	0.78	0.87	0.85	0.61	0.80	0.77	0.77
4	Hypsometric Integral	0.32	0.24	0.32	0.35	0.21	0.32	0.32

SSW directions.

4.4. Morphometry of drainage systems

The Kopongo iron formations pose a problem based on the characterization of the relief from an in-depth analysis of the hydrographic network, which may be a very interesting avenue to overcome the various quality problems and provide additional knowledge. The extraction and analysis of the hydrographic network has enabled to highlight the various drainages (Fig. 8). The morphometric map of the hydrographic network shows variations in the lengths of the thalwegs, notably 3rd order drainage marked by the Loloma, Mgombe and Malibo rivers and 1st order drainage corresponding to the springs. The alternation of low (rivers) and high (springs) topographic axes, synonymous with undulation, can be correlated with the Precambrian tectonic structures buried in this metamorphic basement. Thus, a distribution map of lengths of the third order drainages has been elaborated (Fig. 9). On this map, axes of short drainage lengths appear which correspond to "positive" structures (antiforms), while conversely to axes of high values correspond to "negative" structures (synforms). A central band of these geological structures oriented NNE-SSW is also observed here, which is interrupted each time by abrupt contacts (discontinuity) oriented NW-SE. This organization would correspond to the succession of synforms and antiforms separated by structural discontinuities. Morphometry and analysis of the network of notches allowed to draw up a structural sketch which controlled the installation of the hydrographic network. This sketch, which shows altimetric subdivision, is organized around two major structural directions: NNE-SSW and NW-SE. This analysis highlighted the folded structures and discontinuities of the main structural axes.

4.5. Morphometric analysis of the drainage basin

4.5.1. Linear morphometric parameters

Results of the investigated drainage basins revealed 404 streams linked with 5 orders of streams sprawling over an area of 389.47 km² (Fig. 10a, Table 4). The respective highest stream orders for drainage basins I and II are the 4th and 5th, while drainage basins III, IV, V, VI and VII display the 3rd order as their high stream order. Moreover, the

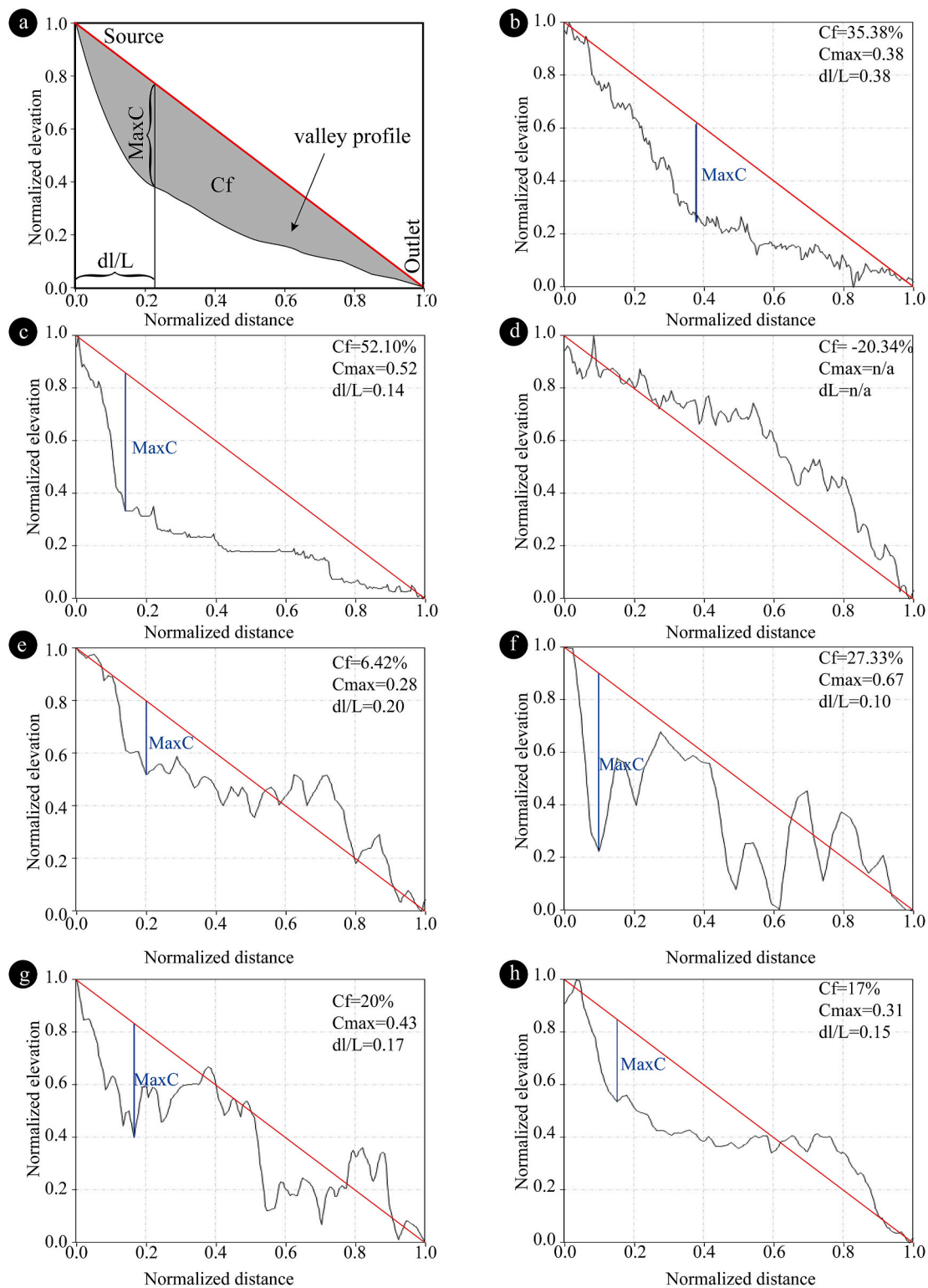


Fig. 11. Normalized longitudinal stream profiles (see map in Fig. 10a). Explanation of the parameters appears in the top left corner of the figure. The concavity index (grey shadowed area, Cf), the maximal concavity (Cmax) and its distance from the source (dl/L) refer to the state of development of the valley. High values are highlighted with grey, low values are framed. A graded valley is characterised by small dl/L, high Cf and Cmax values.

drainage basins I and II are characterised by their respective higher and highest stream number ($N_u = 113$ and 166) than drainage basins III, IV, V, VI and VII, which highlight their N_u least than 40 (Tables 4 and 5). A higher stream number indicates lesser permeability and infiltration. Stream number and stream length (L_u) decreases as the stream order increases over all the drainage basins as shown in Table 4. This

discrepancy can be attributable to the relief variability and lithological heterogeneity presented in section 4.2. It is noticed that stream segments up to 3rd order traverse parts of the high to moderate altitudinal areas are dominated by steep to moderate slopes while the 4th and 5th order stream segments occur in undulating pediplain areas.

The mean stream length (L_{sm}) within the study area ranges between

Table 6

Statistical parameters of the normalized profiles for the main streams of the analyzed drainage basins within the study area. Channel profiles with high Cmax and Cf values are identified as the most graded stream profiles. While channel profiles with low Cmax and Cf values indicate possible stream rejuvenation.

No	Drainage basin	Cmax	dL/L	Cf(%)
1	I	0.38	0.38	35.38
2	II	0.52	0.14	52.10
3	III	/	/	-20.34
4	IV	0.28	0.20	6.42
5	V	0.67	0.10	27.33
6	VI	0.43	0.17	20
7	VII	0.31	0.15	17
Mean		0.43	0.19	19.70

Cmax: Maximum concavity; **Cf:** concavity index; **dL/L:** Distance from the source.

0.85 and 1.43, whereas, the stream length ratio (R_L) values vary haphazardly from 0.75 to 8.45 (Tables 4 and 5). The variability of these linear parameters is attributable to differences in slope and topographic conditions (Fig. 7). The Bifurcation (R_b) and mean bifurcation (R_{bm}) ratios in the Kopongo area range between 1.98–10.67 and 2.75–5.88 respectively (Tables 4 and 5). Low values of bifurcation ratio are highlighted by drainage basins V, VI and VII (Tables 4 and 5) suggesting gentler slopes and the geological heterogeneity, higher permeability and lesser structural control in the area. Whereas, drainage basins I, II, III and IV display higher to highest bifurcation ratio (Tables 4 and 5) implying lithological and structural control of the hydrographical patterns.

4.5.2. Aerial morphometric parameters

Explored area is characterised by the lowest drainage density (Dd) ranges between 0.96 and 1.62 km/km² and the stream frequency (Fs) displayed between 0.88 and 1.44 over all the studied drainage basins (Table 5). Dd and Fs values suggest that, surface runoff is not quickly removed from the watershed, making it highly susceptible to flooding, gully erosion and landslides. The drainage basins I, II, IV and VI show the form factor ratio (Rf) values lower than 0.754, indicating an elongated shape (Fig. 10a, b, d and f) and have lower peak flow of longer duration. Whereas, drainage basins V and VII are characterized by their moderated form factor ratio values close to 0.754, corresponding to a perfectly circular basin (Fig. 10e and g, Table 5) tectonically active and corroborate with a sharp peak flow. By contrast, the form factor ratio more than 0.754 on the drainage basin III (Table 5) highlights a rectilinear basin (Fig. 10c) less active/inactive and has high peak flows of shorter duration.

On the basis of Re index, maximum elongation is seen in drainage basins I, II and VI ($Re < 0.7$, Table 5), less elongation is displayed by drainage basin IV ($Re = 0.7$, Table 5), oval shape is exhibited by drainage basin V ($Re = 0.8$, Table 5) and circular shape is observed in drainage basins III and VII ($Re > 0.9$, Table 5). By contrast, Bs index shows elongation shape in drainage basins I, III, IV and VII ($Bs > 2$, Table 5) and minimum elongation or most circular shape in drainage basins II, V and VI ($Bs < 2$, Table 5). High to less elongated drainage basins in the study area reveal an active tectonic, whereas oval/circular drainage basins are the result of erosion influence. The crescentness index (CI) has lower values in the drainage basins V and VI indicating their straight shape compared to drainage basins I, II, III, IV and VII, which show a crescent-shaped, suggesting high values in crescentness index (Table 5). Amongst all drainage basins, the highest value of CI is related to drainage basin III (2.03) in the NW zone and the lowest value is associated with drainage basin VI (0.75) in the SE area (Fig. 10a).

The study of the asymmetry factor (AF) indices in this investigated site shows that, high values are recorded in the drainage basins III, IV, V and VII, while medium value is displayed by drainage basin VI (Table 5). The lower values of AF are obtained in the drainage basins I and II. It appears that, the drainage basins III, IV, V and VII demonstrate uplift of

their right sides, whereas, the drainage basins I and II indicate uplift of their left sides. By contrast, drainage basin VI is stable. In tectonically active areas, this inhomogeneous shape linked to the variability of the Bs, CI and AF values corroborate with progressive growth of the anti-form folds due to the lateral expansion of the drainage network over time.

The fitness ratio (Rf) in the studied watersheds varies between 0.23 and 0.44, while the wandering ratio (Rw) is between 0.75 and 2.03 (Table 5). Rf and Rw values indicate the sinuosity of the network patterns and topography imposed by buried geological structures expressed on surface by foliation trajectories and feature traces of map folds.

4.5.3. Relief morphometric parameters

The relief ratio (Rh) of the studied drainage basins varies between 0.02 and 0.06 (mean = 0.03), whereas the average relative relief ratio (Rhp) ranges between 0 and 0.02 (Table 5), that indicates low to moderate relief and slope due to the resistant basement rocks of the area. Dissection Index (DI) value of the Kopongo watershed ranges between 0.61 and 0.87 (Table 5), which indicate a significantly dissected drainage basin.

The hypsometric curves (Hc) enabled to compare elevation conditions of the drainage basins in the Kopongo area (Fig. 10b, c, d, e, f, g and h). The hypsometric integral (HI) values vary between 0.21 and 0.35, with an average of 0.30 (Fig. 10b, c, d, e, f, g and h, Table 5). Drainage basins I, II, III, V, VI and VII have concave hypsometric curves with HI less than 0.35, suggesting a large proportion of flat and smooth landscapes. Moreover, the relief which constitutes these areas is dominated by very low slope inclination and low uplift rate values (Fig. 7), revealing old basins with high erosion processes and little affected by active tectonics. Whereas moderate HI value ($HI = 35$) is displayed by drainage basin IV, which has either concave or S-shaped concave-convex hypsometric curve (Fig. 10e), referring to evenly dissected terrains in an early mature stage under the cycle of erosion dominated by a mixture of very to low moderate slope inclination values (Fig. 7). According to this parameter, in the Kopongo site the most dissected area is the southeast part.

4.5.4. Topographic stream profiles

Normalized longitudinal stream profiles and their concavity parameters (Fig. 11a) were computed to recognise vertical deformations affecting the drainage network of the study site. In the Kopongo area, the concavity index (Cf) varies between -20.34 and 52.10% (Fig. 11d and c, respectively, Table 6) with an average of 15.88%. The maximal concavity (Cmax) is between 0.28 and 0.67 (Fig. 11e and f, respectively, Table 6) and its position is always located in the upper portion of the profiles (dL/L between 0.10 and 0.38, mean value of 0.24, Fig. 11f and b, respectively, Table 6). Streams of the drainage basins I and II exhibit a concave profile, with high Cmax and Cf values combined with low dL/L (Fig. 11b and c respectively, Table 6), suggesting that they are supposed to represent long-term equilibrium balance between climatic conditions, uplift rate and erosional processes. Whereas, main streams profile of the drainage basins IV and VII exhibit an S-shaped longitudinal profile (Fig. 11e and h respectively), indicating that, the erosional processes prevail. Besides, stream profile of the drainage basin III is convex (Fig. 11d). This kind of stream shape occurs in tectonically active areas or in highly resistant channel bedrock. Moreover, main stream longitudinal profiles of the drainage basins V and VI are more concave than convex shape (Fig. 11f and g, respectively), suggesting that, they are more close to their equilibrium state than tectonic activities or lithological control.

On the other side, the least graded streams are dominantly on the basins I, III, V, IV, V and VII with $Cf \leq 35.38\%$ and $Cmax \leq 0.67$ values positioned in the upper portion of the stream profile, $dL/L < 0.40$ (Fig. 11b, d, e, f, g and h). Whereas, main stream of the drainage basin II displays the most graded stream profile (Fig. 11c). This drainage basin is characterized by high concavity factor ($Cf = 52.10\%$) and maximum

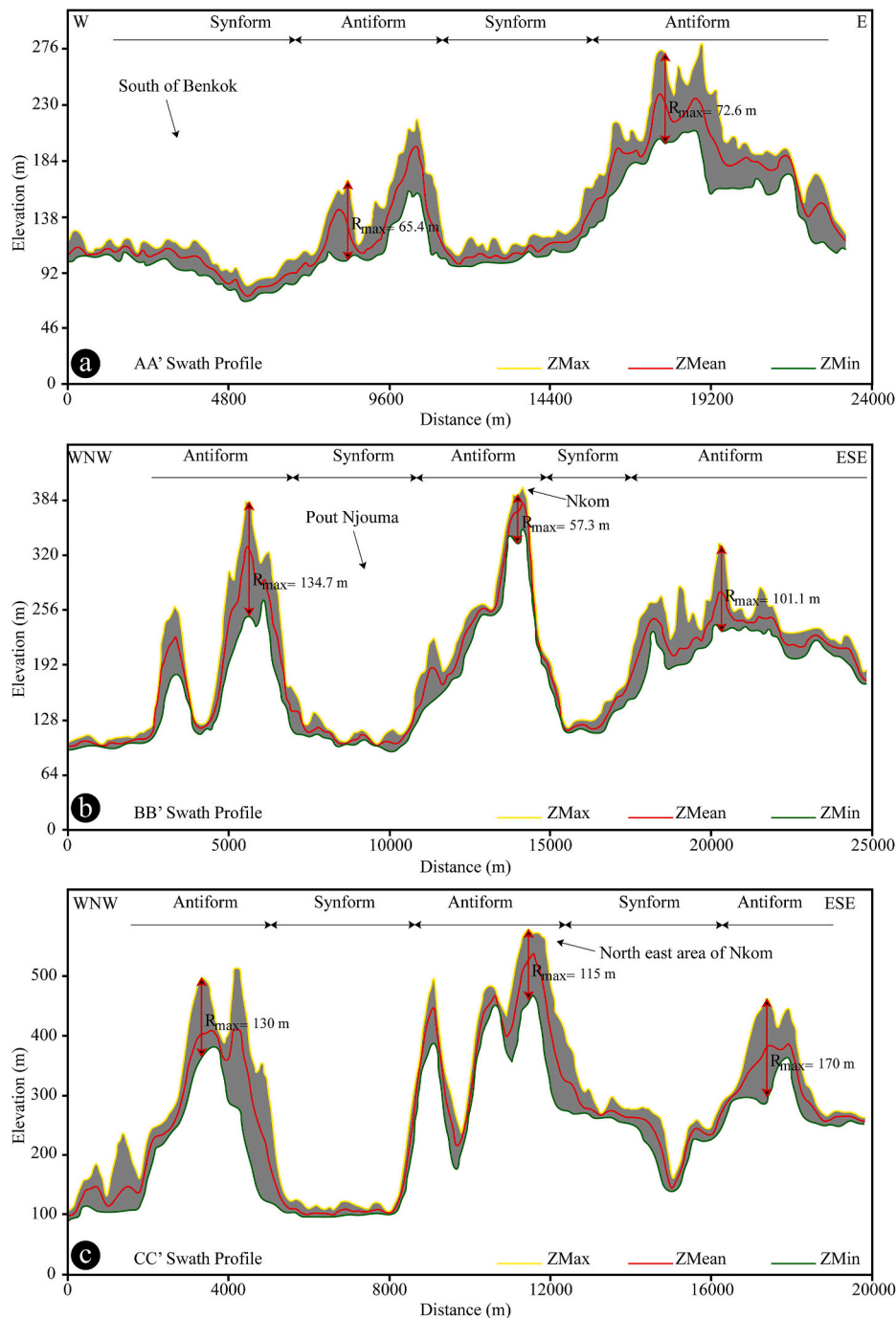


Fig. 12. Longitudinal swath profiles (see map in Fig. 6) show variation between the maximum and minimum curves at the folded Kopongo area following: (a) E-W direction. (b) and (c) WNW-ESE direction.

concavity ($C_{max} = 0.52$) values in the upper portion of stream profiles ($dL/L = 0.20$). Variations of the concavity index values in the seven drainage basins show that, Kopongo site is influenced by either lithological heterogeneity or several uplift and subsidence episodes that could potentially influence parts of the drainage networks. Zones of surface uplift and subsidence corresponded to hinge antiforms and synforms respectively.

4.5.5. Topographic swath profiles

Swath-averaged topographic profiles created across the axial trace of the map folds observed at Kopongo area show very interesting features (Fig. 12a, b and c). Swath topographic profiles show that the elevation

changes abruptly on the limbs of antiforms, whereas the sharp changes in elevation are particularly across the largest basins, suggesting that the relief is not uniform. Perpendicular orientation of the swath topographic profiles to a fold axis reflects underlying fold growth in the N-S (AA' profile) and NNE-SSW (BB' and CC' profiles) directions. In the E-W swath-averaged topographic profiles, the minimum, mean and maximum topography rise and decrease abruptly in elevation toward the E describing a clear alternating of the asymmetrical antiform and synform shapes (Fig. 12a). By contrast, WNW-ESE swath profiles describe a succession of asymmetrical antiforms and synforms with their minimum, mean and maximum topography that rise and decrease abruptly in elevation toward the WNW (Fig. 12b and c).

Table 7

Altimetric values of the relief (maximum, mean and minimum elevations) and the maximum topographic variations (Rmax) in swath profiles.

Profile	Position	Zmax	Zmean	Zmin	Rmax
AA'	1	167.10	128.30	101.70	65.40
	2	271.10	234.80	198.50	72.60
BB'	1	380.60	330.10	245.90	134.70
	2	387.40	370.50	330.10	57.30
	3	333.50	272.80	232.40	101.10
CC'	1	497.50	400.00	367.50	130.00
	2	572.50	520.00	457.50	115.00
	3	469.00	380.00	299.00	170.00
Mean		384.84	329.56	279.08	105.76

Zmax: Maximum elevation; Zmean: mean elevation; Zmin: Minimum elevation.

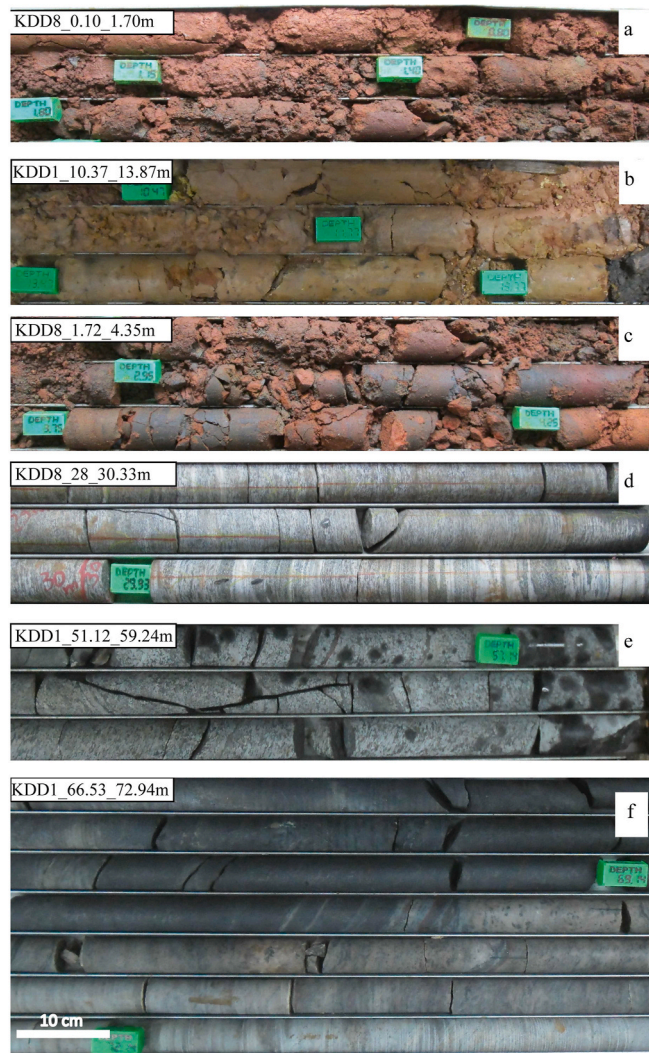


Fig. 13. Core samples of the Kopongo iron deposit: (a) Mixture of colluvium and pisolitic laterite material. (b) Weathered amphibolites and hypersthene-bearing gneisses. (c) Quartz-magnetite gneiss (1.72–4.35 m). (d) Magnetite-pyroxene gneiss (28–30.33 m) and amphibolite (29.93–30.53 m). (e) Enriched magnetite-pyroxene gneiss (51.12–59.24 m). (f) Amphibolite (66.53–70.64 m). (f) Hypersthene-bearing gneisses (70.64–72.94 m).

Topographic swath profiles present the altimetric values of the relief (maximum, mean and minimum elevations) and maximum topographic variations (Rmax) along the hinge antiforms in the study area (Table 7). It appears that, the antiforms on the AA' profile define Rmax values that increase from 65.40 m to 72.60 m to the eastern side. By contrast, on the

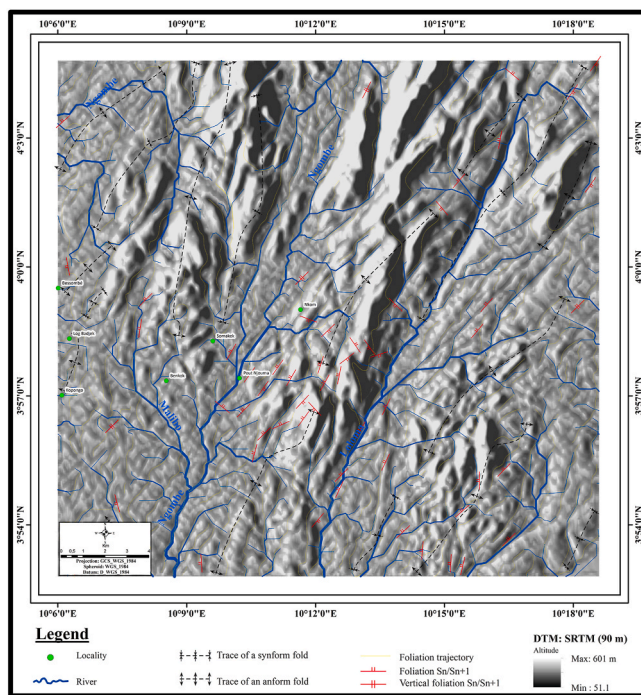


Fig. 14. Map obtained by superimposing of hydrographic network and foliation trajectories of Kopongo on the DEM (Digital Elevation Model).

BB' and CC' profile the maximum topographic variations are greatest in the WNW part (Rmax (BB') = 134.70 m and Rmax (CC') = 130 m) and ESE site (Rmax (BB') = 101.10 m and Rmax (CC') = 170 m) declining unsteadily in the middle (Rmax (BB') = 57.30 m and Rmax (CC') = 115 m) of the antiform. Fig. 12a, b and c show that, the variation between the maximum and minimum curves of the synforms on the AA' is less than 30 m, whereas in the BB' and CC' profiles, it is less than 50 m. In the investigated area, the topographic variations indicate that uplift, subsidence and fold growth along the map folds were not uniform. Moreover, variations in the curves translates that erosional factors are more important on the hinges of the synforms and on the fold limbs. Whereas, the active tectonic has a greater effect on the hinge antiforms.

4.6. Lithostratigraphy

The detailed loggings of KDD1, KDD8 and KDD12 drillholes with their respective depths 159.8 m, 86.72 m and 93.68 m, allowed to identify all the mappable lithostratigraphic units of the Kopongo iron deposit (Fig. 3), subdivided into three main units.

4.6.1. Upper unit

This unit is characterized by regolith specimen composed of oxidized iron (Fig. 13a) and minor intercalated weathered amphibolites and hypersthene-bearing gneisses (Fig. 13b) with a depth from 0 to 14 m. The iron consists of a mixture of colluvium and pisolitic laterite material with a reddish brown colour. The mineral assemblage is mainly made up of oxides iron (magnetite, goethite, limonite and hematite) and quartz minerals. Oxidized amphibolites and hypersthene-bearing gneisses are rich in highly weathered quartzo-feldspathic and mafic minerals. They are coarse, medium to fine grained formations, and display yellowish brown to white and yellowish to reddish brown in colour respectively.

4.6.2. Middle unit

This unit includes quartz-magnetite gneiss (QMG), magnetite-pyroxene gneiss (MPG) and enriched magnetite-pyroxene gneiss (EMPG) at various depths between 1.15 m and 69 m.

QMG (Fig. 13c) is located within saprolite zone. It is intercepted in

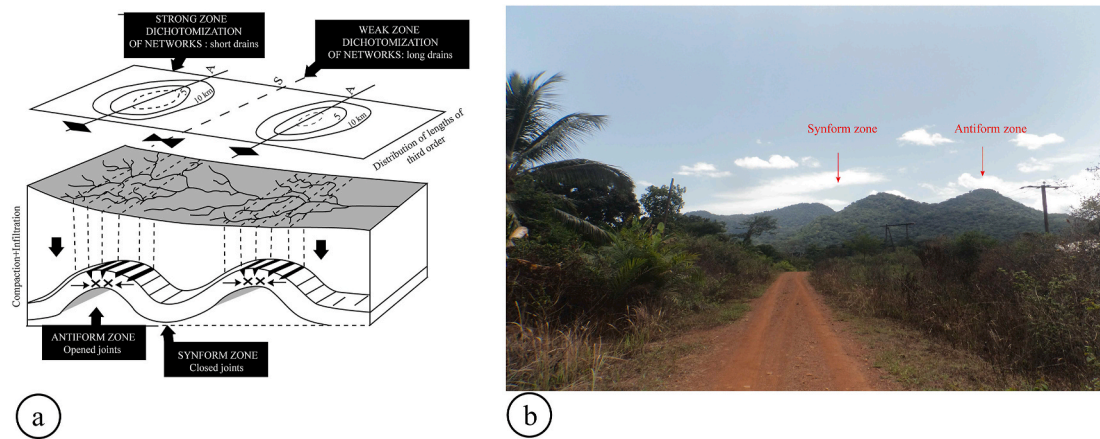


Fig. 15. (a) Interpretive sketch of the relationships observed between buried geological structures and network of notches (Collina-Girard and Griboulard, 1990). (b) Photo illustrating a succession of synforms and antiforms observed on the Kopongo iron formations.

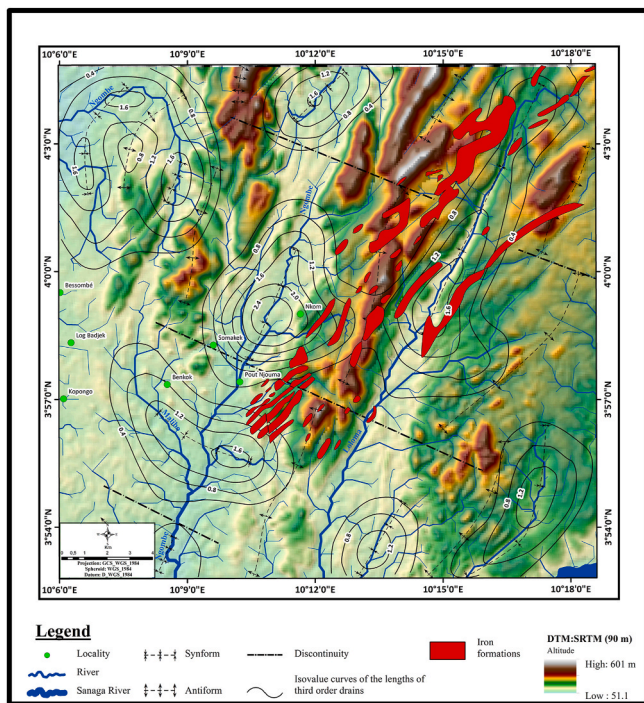


Fig. 16. Map obtained by superimposing of buried geological structures and iron furrows of the study area on the DEM. Iron formations were obtained by West African Minerals Corporation (2017).

holes KDD1 and KDD8 at the interval depths ranging from 7.25 to 23.72 m and 1.15–20.82 m respectively. The mineral assemblage is mainly made up of magnetite, goethite, hematite and quartz minerals. It is granular, coarse; medium to fine grained and highly dense rock.

MPG (Fig. 13d) showed different thicknesses varying from one hole to another. It is intercepted at various depths, with minor depth of 8.6 m and maximum depth up to 58 m. In the stratigraphy, their thickness varies between 1.4 and 4 m. The mineral assemblage is mainly made up of millimetric elongated thick bands of magnetite, quartz and mafic minerals.

EMPG (Fig. 13e) is defined by abundance of magnetite than pyroxene and quartz minerals. It is highly dense, massive, dark grey in colour, strongly magnetic rock, and appears as lense at various depths, up to 69 m. The thickness varies between 1 and 4 m.

4.6.3. Lower unit

This unit is composed by alternating amphibolites and hypersthene-bearing gneisses observed between 2 and 159.8 m.

Amphibolite showed quartzo-feldspathic and mafic minerals (Fig. 13f). It is massive, fine to medium grained with alternating centimetric to millimetric white, green to dark bands. Hypersthene-bearing gneisses (Fig. 13f) are medium to coarse-grained, characterised by alternation centimetric to millimetric of grey and dark bands, and occupy the footwall of the deposit.

5. Discussion

5.1. Influence of geological structures on the river system

Structural geology is one of the key factors governing in a periodic and quite influential manner the evolution of the drainage system and even its genesis or morphogenesis (Burbank and Anderson, 2001; Chen et al., 2003; Jamieson et al., 2004). The morphometric parameters of the relief are essential for the characterization and understanding of landscape formation, particularly in regions where erosive and tectonic processes are well marked (Passarella et al., 2016), a very notable situation in the region where this study was developed. Thus, the application of morphometric indices requires careful analysis, as relief forms may present morphometric results, which indicate recent tectonic activity, but which are related to structures developed and maintained as evidenced by lithological resistance or by the actions of past and present climatic processes (Andrades Filho and Rossetti, 2018). Furthermore, the interrelationships between relief, lithology and hydrography have been corroborated by tectonic influence (Furrier and Silva, 2020; Alvioli et al., 2020; Olabode et al., 2020). The cumulative geological dynamics over a given period of time is a consequence of the degree of evolution of the geomeric and tree-like complexity of the network, regularly guided by climate. For Slama (2007), this dynamic characterizes and differentiates the basins which then constitute the complex framework in which the hydrographic network settles and evolves. Consequently, there is a link between the length of the thalweg networks and buried tectonic structures, and in particular with 3rd order drainages (Collina-girard and Griboulard, 1990). This can be seen in the topography of Kopongo, which shows axes of short drain length of 3rd order that frequently correspond to “positive” structures, whereas axes of long drain length of 3rd order correspond to “negative” structures. The negative structures are controlled by the Ngombé, Malibo and Lolama rivers, while the positive structures are exhibited by the tributaries of these rivers. Moreover, the study of 1st and 2nd order drainages in these places is of no interest, because of their correspondence to surface structures, while the 3rd and 4th order drainages, have a morphological correspondence

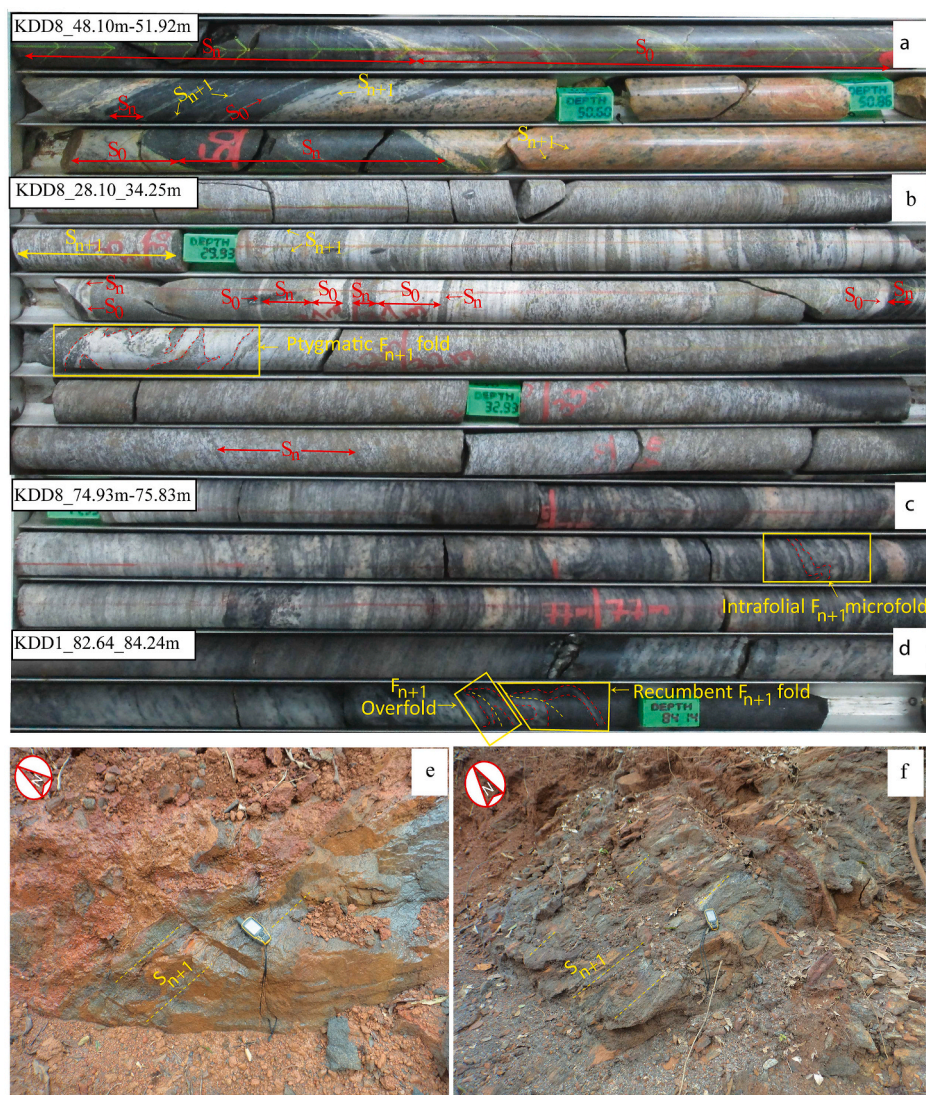


Fig. 17. Photos illustrating geological structures observed in the Kopongo iron deposit: (a) Parallel S_0/S_n and S_n/S_{n+1} foliations displayed by amphibolite and quartzite. (b) Amphibolite showing S_0 bedding relict, S_n foliation and pygmy F_{n+1} fold, magnetite-pyroxene gneiss exhibiting S_{n+1} foliation (28.10–30.03 m). (c) Intrafolial F_{n+1} microfold in hypersthene-bearing gneiss. (d) Overfold and recumbent F_{n+1} folds affecting hypersthene-bearing gneiss/amphibolite. (e) Outcrop of QMS oriented ESE-WNW towards the NNE. (f) Outcrop of QMS in a NE-SW direction to the NW.

with deep accidents. This theory is supported south of Matmata in Morocco, where it is found that the distribution of the drains is not random, but follows regular orientations undoubtedly related to buried structures (Dridri and Fedan, 2001). Prud'homme (1972) and Delteil et al. (1974), on the other side, consider that only two geological facts could explain these observations. In order to explain this, it is necessary to insist on the relations that exist between the morphometry of a given order and the depth of the structures in question. The higher the order, the deeper and/or more important the structure is revealed (Gribouard and Prud'homme, 1985).

The analysis of hydrographic networks in the study of lithology and structure is highlighted by Prud'homme (1972). This demonstrates that drainage follows the lines of greatest slope and that the hydrographic network acquires its symmetry, type and anomalies according to the lithological structure. Thus, tectonics cannot be further neglected in geomorphological work, especially that of a morphostructural nature (Furrier and Silva, 2020). It has also been noted that the evolution of the network tends to adapt to the geological structure along the directions of the best flow and the least effort (Prud'homme, 1972). Thus the network's route corresponds on the one hand to the general gravity flow and on the other hand to a flow controlled by geology. The Kopongo area is a tiny part of the Sanaga basin, which has approximately a demijohn shape linked to the Gulf of Guinea (Olivry, 1986). The hydrographic network (Fig. 8) is sub-parallel (illustrated by the large NNE-SSW

oriented collectors), sub-dendritic (to SE), curved trellis (Ngombe River in the NW), contorted (river located at the north of the large Ngombe collector oriented NNE-SSW), angular (to NE) and colinear (illustrated by the NNE-SSW oriented springs north of Nkom). The combination between the maps of the hydrographic hierarchy and the distribution of drain lengths of 3rd order shows that the antiform structures are correlated with the high topographic axes illustrated by the lower orders (1st and 2nd orders). On the other hand, the synform structures are correlatable with the low topographic axes and correspond to 3rd order drains. In other words, this architecture establishes a correlation between the buried geological structures, the topography and the hydrographic network. This translates into the presence of hydrographic networks of the curved trellis expressed by the drainage basin III and contorted types exhibited by the drainage basin V (Fig. 10a).

The superimposition of the hydrographic network map and the foliation trajectories on the digital terrain model (Fig. 14) shows the similarities and discrepancies between both geomorphological parameters. The concordances define a parallelism between foliation trajectories, the traces of the axes of the synform folds observed at the level of the central band oriented NNE-SSW with uniform straight lines and the rivers located in the SE sector. The NW, SW and W sectors show a curved concordance between foliation trajectories, springs and rivers. On the other hand, discrepancies are observed by the rivers and springs that

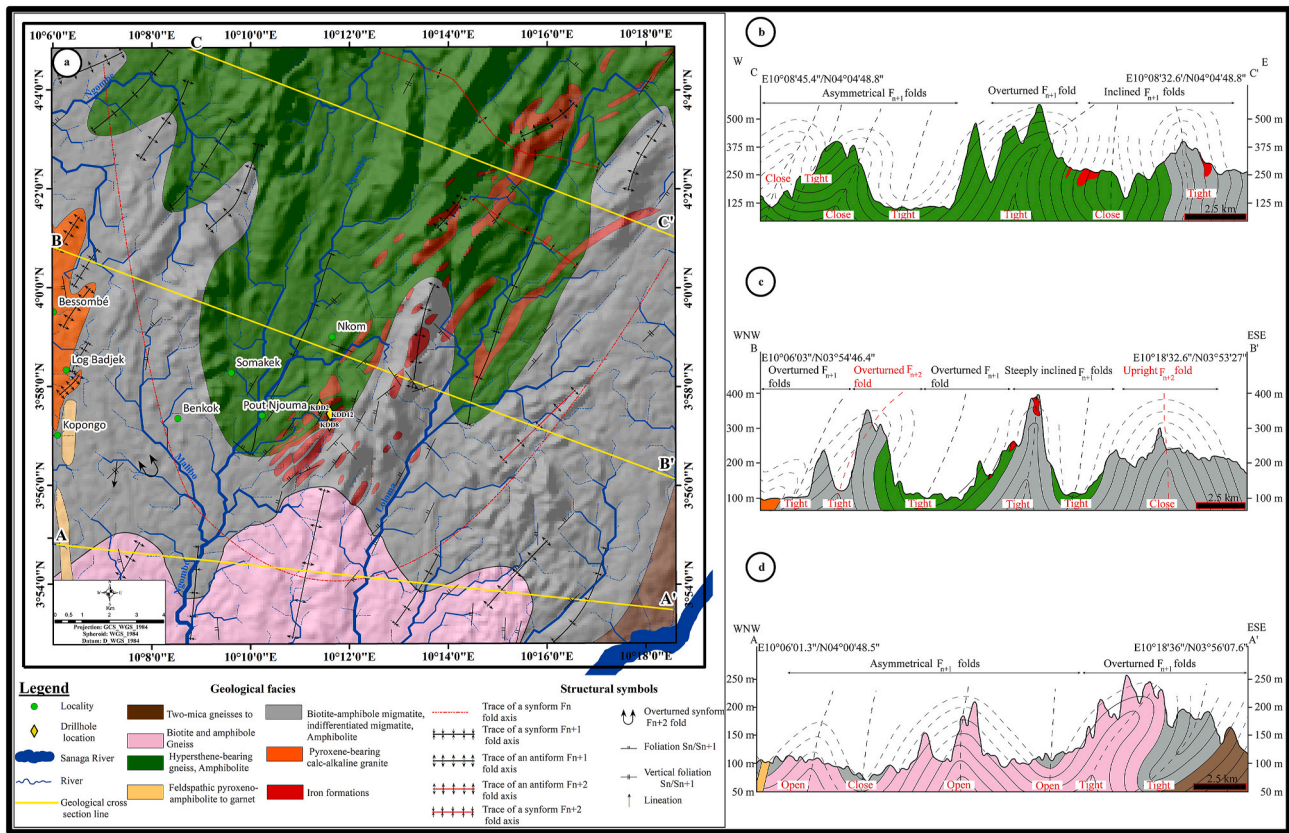


Fig. 18. (a) Simplified geological map (modified from Champetier de Ribes, 1957) obtained by superimposing of the Precambrian tectonic structures with field data. (b) E-W geological cross section. (c) and (d) WNW-ESE geological cross sections. Iron formations were obtained by West African Minerals Corporation (2017).

cross the foliation trajectories. These rivers and springs are often encountered on the periclinal parts of the regional folds. Variations in the length of thalwegs, especially 3rd order drains, are generally correlated with geological structures buried under a more or less thick sedimentary cover (Collina-Girard and Griboulard, 1990, Fig. 15a) or under metamorphic terrain as illustrated by the Kopongo iron formations (Fig. 15b).

5.2. Comparison of the results with the digital terrain model

The combination of the DTM (SRTM) with the results previously found by the morpho-tectonic study, makes coherent the vision of the relief, buried geological structures and iron formations (Fig. 16). Indeed, the low zones of the DTM coincide with the so-called synform structures, and the high zones characterize the so-called antiform structures. These observations allow to better situate the topographic position of the iron furrows in space. The furrows are isolated along the central strip oriented NNE-SSW, flush with the extrados of the antiforms and on the flanks separating them from the intrados of the synforms.

5.3. Comparison of results with structural geology data

From a structural point of view, the Kopongo iron formations bear the imprint of three thermotectonic events illustrated by three phases of Precambrian tectonic structures D_n - D_{n+2} . The superimposition of the traces of geological structures on the Kopongo iron formations showed their features in the form of linear and undulating geological lineaments. This set of regional and local metamorphic rocks is affected by S_n , S_{n+1} and S_n/S_{n+1} foliations developed respectively during the D_n , D_{n+1} and D_{n+2} deformation phases.

The D_n structures are still recorded in iron formations, amphibolite and hypersthene-bearing gneisses. The D_n phase is marked by a

composite foliation S_0/S_n , transposition surface of the S_0 stratification, and S_n foliation axial plane to F_n folds. Relict bedding S_0 is a poorly preserved surface completely transported into a composite S_0/S_n foliation. The S_n foliation is characterized by leucosome and melanosome macrobands (Fig. 17a) to microbands (Fig. 17b). In Fig. 17b, S_n foliation is also defined by millimetric magnetite bands (33.40–33.50 m), and by millimetric to centimetric amphibolite (30.55–31.15 m) layers. The S_0/S_n fabric is parallel to elongated foliation S_{n+1} (Fig. 17a). Consequently, the S_n foliation is commonly parallel to a composite transpositive $S_0/S_n/S_{n+1}$ foliation with the lithologic contacts (Feybesse et al., 1998, Fig. 17a). This Liberian schistosity (Maurizot et al., 1986) is well developed in gneissic and amphibolite formations, but obliterated in iron facies by the strong imprint of D_{n+1} . F_n folds are mainly upright and recumbent folds, with their axes trending NNE-SSW and plunging to the SW/NE (Ndema Mbongué et al., 2019). Accordingly, the F_n folds exhibit the SW to NE-plunging hinges and the axial planes oriented NE-SW. The traces of the geometric signature of D_n is clearly defined at the regional scale by F_n map folds, whose axis traces are oriented NE-SW (Fig. 18a).

The D_{n+1} phase is marked by a restructuring of the D_n structures (S_0/S_n and F_n) into a composite S_n/S_{n+1} foliation and S_{n+1} fabric. The S_{n+1} foliation consists of elongated centimetric to millimetric intrafolial of quartzite (Fig. 17a), amphibolite (Fig. 17a) and magnetite (Fig. 17b) bands with variable attitudes (Fig. 19a and b). This foliation is the most striking structure in the Kopongo and exhibits the attitudes oriented WNW-ESE towards the NNE (Fig. 17e), NNE-SSW to the WNW (Fig. 19a) and NE-SW towards the NW (Figs. 17e and 19b), with moderate to steep dips (37–88°). The composite S_n/S_{n+1} foliation defined an average attitude oriented NE-SW to ENE-WSW with a dip moderate to steep (37–57°) towards the NW to SSE respectively (Fig. 16c). The S_{n+1} foliation is axial plane of F_{n+1} folds (Fig. 19a and b). Steep F_{n+1} folds are ptygmatic (Fig. 17b), overfold (Fig. 17d) to recumbent (Fig. 17d) that refolded S_0 plus S_n planes (and also F_n folds). These steep F_{n+1} folds

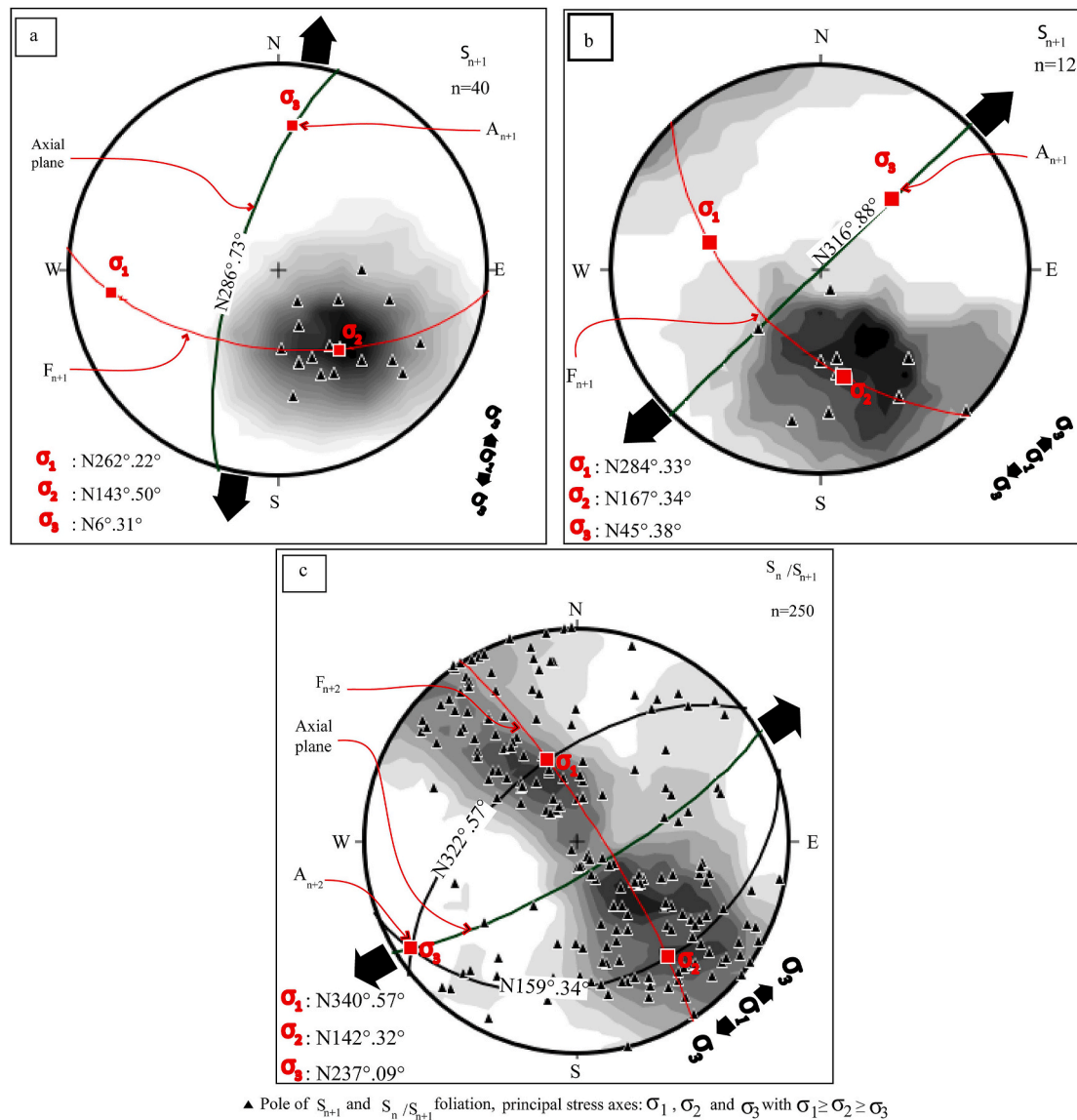


Fig. 19. Images of some structural elements obtained from field mapping: (a) and (b) S_{n+1} axial plane of F_{n+1} fold. (c) S_n/S_{n+1} affected by F_{n+2} Folds. Poles of foliations and axial planes are plotted in equal area lower hemisphere that displays great circle of cartographic folds. $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ are principal stress axes determined in the Stereonet program packages (Cardozo and Allmendinger, 2013).

define WNW-ESE and NW-SE-trendings, with their respective ESE and SE-vergences (Fig. 18b, c and d), NNE-SSW to NE-SW-trending axes plunging (7–38°) towards the NNE and NE (Fig. 19b). They exhibit NNE to NE-plunging hinges and axial planes oriented NNE-SSW to the WNW and NE-SW are vertical (Fig. 19b) to steeply inclined towards the NW (Fig. 19a). F_{n+1} folds investigated on the core exhibit an amplitude between 40 and 45 mm with a wavelength ranging from 10 to 40 mm. At the map large-scale, tight, closed to open overturned to asymmetrical F_{n+1} folds display WNW-ESE to NW-SE-trendings, with their respective ESE and SE-vergences, and NNE-SSW to NE-SW-trendings axes (Fig. 18a, b, c and d). The amplitudes of these F_{n+1} folds are between 120 and 7800 m with their wavelengths range from 300 to 9600 m. In the literature, the F_{n+1} cartographic folds overturned towards the east or southeast (Feybesse et al., 1998; Penaye et al., 2004, Fig. 18b, c and d). The analysis of the stereogram of the poles of foliation planes helps to determine the contemporary main paleostress axes of deformation during D_{n+1} event. Comparing the angles of plunge of the deformation axes, σ_1 (WNW-ESE) and σ_3 (NNE-SSW to NE-SW) are sub-horizontal, while σ_2 (WNW-ESE to NNW-SSE) is sub-vertical to sub-horizontal (Fig. 19a and b).

The D_{n+2} phase is illustrated by the variation in orientation of the D_{n+1} structures (S_n/S_{n+1} , S_{n+1} and F_{n+1}) and by F_{n+2} kilometric folds drawn cartographically by the concordant trajectories of the S_n/S_{n+1} and S_{n+1} foliations, whose axial surface is taken up by F_{n+2} undulations. This defined the asymmetrical F_{n+2} cartographic folds with average value of axial plane oriented NE-SW dips 87° to the SE inferred from equal area stereogram projections along great circles of poles S_n/S_{n+1} foliations (Fig. 19c). Other F_{n+2} mega folds inferred from equal area stereogram projections along great circles of poles S_n/S_{n+1} foliations with average values that correspond to northern and southern sides oriented N322°.58° and N159°.34° (Fig. 19c). Thus, the anticlines and synclines F_{n+2} folds display NW-SE, NE-SW and ENE-WSW-trendings, with their respective NW, SW to WSW-vergences, NE-SW, NNW-SSE to NW-SE-trending axes plunging between 09 and 45° towards the SW, NNW to SE (Fig. 19c). They show SW, NNW to SE-plunging hinges and NE-SW, NNW-SSE to NW-SE axial planes (Fig. 19c). At the map large-scale, F_{n+2} folds exhibit a short amplitude (50–160 m) with the wavelength between 600 and 2000 m. At the cartographic scale, the geometric signature of D_{n+2} is well defined on the surface with the traces of the axial planes of the tight to close F_{n+2} folds oriented NE-SW, NW-SE

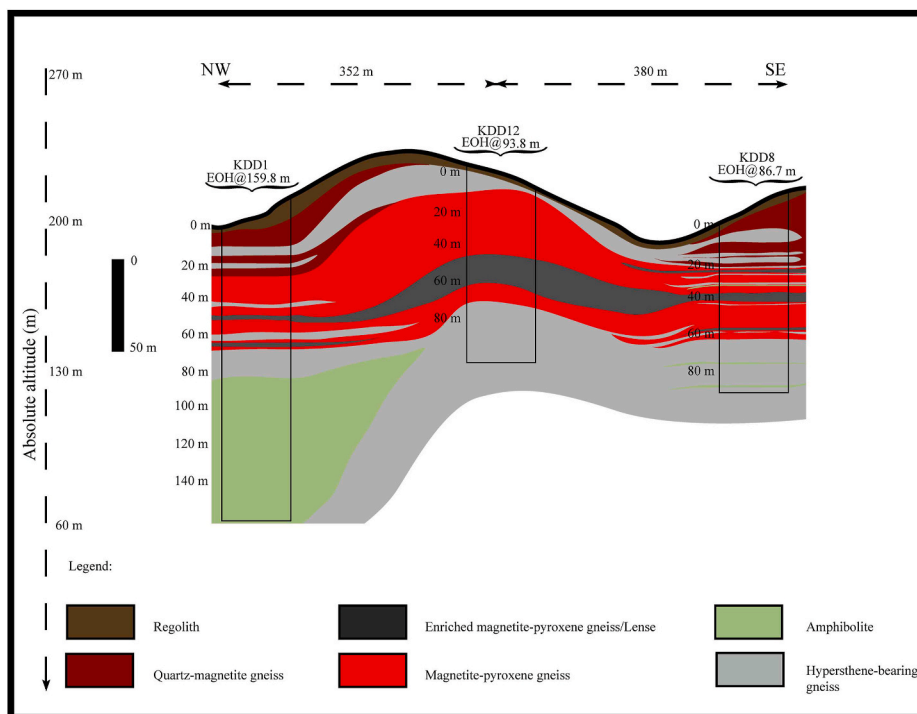


Fig. 20. Stratigraphic correlation of Kopongo formation units showing stratigraphic relationship for the Kopongo formations, depositional-dip-oriented subsurface correlation of deposit.

and NNW-SSE (Fig. 18a and c), with vertical to steep dips (Fig. 18c). The upright to overturned F_{n+2} folds (Fig. 18c) were generated by the σ_1 subhorizontal NNW-SSE, σ_3 horizontal WSW-ESE and σ_2 vertical NW-SE (Fig. 19c).

Accordingly, the undulating structural pattern of the Kopongo area is characterized by F_{n+1} mega folds related to the phase of the Eburnean D_{n+1} deformation, whose characters are apparent from their geometric analysis in different sectors. The reorientation of the regional F_{n+1} folds during the posterior deformation event, which would correspond to a late Eburnean and/or Pan-African deformation, sets up the large scale F_{n+2} folds, which are expressed by undulations affecting the axial surfaces of the contiguous mega folds.

The simplified geological map of Kopongo iron formations shows that, with the exception of the N-S and ENE-WSW topographic axes, the traces of the NE-SW, NW-SE, NNW-SSE and NNE-SSW axes have directions identical to those of the surface traces of the axial planes of the regional F_{n+1} and F_{n+2} folds (Fig. 18a). The foliation trajectories express a deep correlation between F_{n+1} and F_{n+2} folds. The F_{n+1} folds of Kopongo show periclinal closure to NNE, SSW, NE and SW in contrast to the F_{n+2} mega folds with periclinal closure to NNW, SSE, NE, SW, NW and SE.

These investigations show that the Kopongo iron formations are controlled by the regional F_{n+1} and F_{n+2} folds. This structural control of the Kopongo iron formations by folded structures is similar to that observed on the Gouap iron formations (Soh et al., 2019) in the Ntem complex in Cameroon, Baniaka and Kopa in Gabon (De Waele et al., 2017), the Carajás Province in Brazil (Rosière et al., 2006) and Hope Downs in the Hamersley Province of Western Australia (Des Lascelles, 2006).

5.4. Stratigraphic correlation

Fig. 20 presents the stratigraphic correlation between drillholes of Kopongo iron deposit. In spite of the complexity in lithology and structural features of the Kopongo area, lateral lithostratigraphic correlation between the drillholes of this iron deposit was performed by

stratigraphic parameters plans such as lithology, attitude, thickness and depth variations.

The four mappable gneiss rocks (quartz-magnetite gneiss, magnetite-pyroxene gneiss, enriched magnetite-pyroxene gneiss and hypersthene-bearing gneiss) are correlated in the drillholes KDD1 and KDD8. Also, major to minor intercalations of amphibolite occurred in the drillholes KDD1 and KDD8 respectively, and are not correlated with the drillhole KDD12. On the other side, a good correlation in EMPG is observed between the drillholes KDD1, KDD12 and KDD8. Besides, detailed logs of these drillholes revealed that, the Kopongo deposit displays four identified iron facies (colluvium and pisolitic laterite material, QMG, MPG and EMPG) in the drillholes KDD1 and KDD8, oppositely to drillhole KDD12 which exhibits MPG and EMPG as iron formations.

The investigation of attitudes in these drillholes showed that, the average strikes and dips varied from one drillhole to another. This structural variability characterized a folded terrain. The stratigraphic thickness of MPG and EMPG in the drillhole KDD12 was higher than that in the drillholes KDD1 and KDD8. This thickness variation was probably due to the difference in basin morphology, and suggested that either the deposition took place for a longer period of time or that the sedimentary rate was rapid (Beukes, 2004; Klein, 2005). Also, the depth variation of iron mineralization in the drillholes KDD1 and KDD8 are lower than that of drillhole KDD12. The combination of lithology, depth, thickness variations of all lithofacies and attitudes variability of Kopongo structures at different positions reflect the presence on a regional scale of large folded structures with anticline and syncline wavelength folding as described at Nkout iron deposit (Ndime et al., 2018).

6. Conclusion

The acquisition of digital terrain model data by satellite imagery on the recent tectonics of the study area and their processing by mapping software is possible since >30 years. DTM and GIS techniques have proven to be accurate and efficient tools in qualitative and quantitative morphometric analysis on the Kopongo morphology. It appears that, the imprint of tectonic activity, lithological heterogeneity and climatic

changes on the morphology and the drainage system, is clearly visible in the light of the results displayed by linear, aerial and relief parameters, stream and swath topographic profiles. Their coupling with field data allows to demonstrate from morphoneotectonic analyses that the installation of the drainage system is influenced by the lithology, topography conditions under the control of geological structure and climatic changes. Thus, the distribution of drain lengths is linked to that of the deep bedrock structures. Moreover, the correlations between the various geomorphological parameters and the ferriferous furrows in the Kopongo area have been established on the basis of morphoneotectonic maps. These maps illustrated the relationships between topography and folds, the distributions of drainage order lengths and buried geological structures, folds and iron furrows. In addition, variations in elevation and slope also show geological correlations between Precambrian tectonic structures, morphological units and lithological facies. Therefore, the behaviour of the topography is controlled by folded structures. This could explain the high topographic position of the Kopongo iron furrows that outcrop on the convex hinges of the antiforms and on the flanks separating them from the concave ones of the synforms. Morphostructural analyses of the area show that the Precambrian tectonic structures observed in this site are marked by five families of variable directions: NE-SW, NNE-SSW, ENE-WSW, NNW-SSE and NW-SE identified either on satellite imagery or on fieldwork and detailed drill-core logging. Furthermore, these lineaments would be related to geological structures associated with Eburnean, late Eburnean/Pan-African or recent thermotectonic events. Their geometric relationships support polyphase and diachronic deformation. Lineaments belonging to the Eburnean D_{n+1} deformation phase are restructured and remobilized by the D_{n+2} structures of the Late Eburnean and/or Pan-African deformation phase, which will later be affected by further deformations. The configuration of the topography is imposed by the geological structures (S_n , S_{n+1} , S_n/S_{n+1} , F_n , F_{n+1} , and F_{n+2}). The relationships between the tectonic lineaments, the relief and the hydrographic network enable to deduce the neotectonic features from the geomorphological parameters. The stratigraphy of Kopongo deposit basin can be subdivided into three main units: an oxidized upper unit composed of a mixture of colluvium and pisolitic laterite material, a middle unit composed of magnetite gneiss iron formations and a lower unit made up of gneissic country rocks forming the footwall of the deposit.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgments

This work is part of Ms. Abou'ou angou thierry PhD. thesis dissertation at the University of Yaoundé I, which was supported and financed by West African Minerals Corporation, which authorized the publication of the data and interpretations drawn over it. The authors are grateful to the reviewers for their constructive comments and suggestions on an earlier version of the manuscript.

References

Al-Taj, M., Shakour, F., Atallah, M., 2007. Morphotectonic indices of the Dead Sea transform, Jordan. *Geogr. Fis. Din. Quaternaria* 30, 5–11.

Alizadeh, A., Moghadam, H.H., Seraj, M., 2020. DEM-derived geomorphic indices for assessment of tectonic activity at the Dara anticlinal oil structure within the Zagros fold thrust belt, southwestern Iran. *Arab. J. Geosci.* 13, 192. <https://doi.org/10.1007/s12517-020-5156-8>.

Allafta, H., Opp, C., Patra, S., 2021. Identification of groundwater potential zones using remote sensing and GIS techniques: a case study of the Shatt Al-Arab basin. *Rem. Sens.* 13, 112. <https://doi.org/10.3390/rs13010112>.

Alvioli, M., Guzzetti, F., Marchesini, L., 2020. Parameter-free delineation of slope units and terrain subdivision of Italy. *Geomorphology* 358, 107–124.

Andrades Filho, C.O., Rossetti, D.F., 2018. Intensidade da atividade tectônica na porção emersa da Bacia Paraíba e embasamento cristalino adjacente, Nordeste do Brasil. *Pesquisas em Geociências* 42, 113–130.

Arrowsmith, J.R., Zielke, O., 2009. Tectonic geomorphology of the San Andreas fault zone from high resolution topography: an example from the Cholame segment. *Geomorphology* 113 (1–2), 70–81. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.01.002>.

Azañón, J.M., Galve, J.P., Pérez-Peña, J.V., Giaconia, F., Carvajal, R., Booth-Rea, G., Jabaloy, A., Vázquez, M., Azor, A., Roldán, F.J., 2015. Relief and drainage evolution during the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): is denudation keeping pace with uplift? *Tectonophysics*. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.015>.

Bahrami, S., Capolongo, D., Mofrad, M.R., 2020. Morphometry of drainage basins and stream networks as an indicator of active fold growth (Gorm anticline, Fars Province, Iran). *Geomorphology* 355, 107086. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107086>.

Beukes, N.J., 2004. Early option in photosynthesis. *Nature* 431, 522–532.

Biemi, J., 1992. Contribution à l'étude géologique, hydrogéologique et par télédétection des bassins versants subsahariens du socle précambrien d'Afrique de l'Ouest: hydrostructurale, hydrodynamique, hydrochimie et isotopie des aquifères discontinus des sillons et aires granitiques de la Haute Marahoué (Côte d'Ivoire). Thèse de Doct. d'Etat, Univ. Nat. Côte d'Ivoire 479.

Binam Mandeng, E.P., Bondjè Bidjeck, L.M., Takodjou Wambo, J.D., Taku Jr., A., Betsi, T.B., Ipan, A.S., Nfada, L.T., Dieudonne, L.B., 2018. Lithologic and structural mapping of the Abiete-Toko gold district in southern Cameroon, using Landsat 7 ETM+/SRTM. *C. R. Geoscience* (in press).

Bonetto, 2020. The contribution of CurvaTool semi-automatic approach in structural and groundwater investigations. A case study in the Main Ethiopian Rift Valley. *Egypt. J. Rem. Sens. Space Sci.* 23, 97–111.

Bouyou Houketchang, B.M., Penaye, J., Njel, U.O., Moussango, I.A.P., Sep, N.J.P., Nyama, A.B., Wassou, W.J., Abatè, E.J.M., Yaya, F., Mahamat, A., Y, H., Wu, F., 2016. Geochronological, geochemical and mineralogical constraints of emplacement depth of TTG suite from the Sinassi Batholith in the central African Fold belt (CAF) of northern Cameroon: implications for tectonomagmatic evolution. *J. Afr. Earth Sci.* 116, 9–41.

Bouyou Houketchang, B.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. *J. Afr. Earth Sci.* 149, 215–234.

Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2001. « Tectonic Geomorphology ». Blackwell Science, Oxford, p. 247.

Cardozo, N., Allmendinger, R.W., 2013. Spherical projections with OSXStereonet. *Comput. Geosci.* 51, 193–205.

Castaing, C., Feybesse, J.L., Thiéblemont, D., Triboulet, C., Chèvremont, P., 1994. Palaeogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks. *Precambrian Res.* 69, 327–344.

Champetier de Ribes, G., 1957. Carte géologique de reconnaissance à l'échelle 1/500000, feuille n°NA32 NE-O21 avec notice explicative. Publ. Dir. Mines et Géologie du Cameroun, 31p.

Chen, Y.C., Sung, Q.C., Cheng, K.Y., 2003. Along-strike variations of morphotectonic features in the western foothills of Taiwan: tectonic implications based on streamgradient and hypsometric analysis. *Geomorphology* 56, 109–137.

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.

Collina-girard, J., Griboulard, R., 1990. La structuration profonde du plateau de Valensole (Alpes). Apport des analyses des réseaux d'entailles et des surfaces topographiques. *Géol. Médit.* XVII (2), 153–171.

Dada, S.S., Lancelot, J.R., Briquieu, L., 1989. Age and origin of the annular charnockitic complex at Toro, Northern Nigeria: U-Pb and Rb-Sr evidence. *J. Afr. Earth Sci.* 9, 227–234.

De Waele, B., Lacorde, M., Bischoff, K., Loveday, G., Linares, F., 2017. Geological and Metallurgical Characteristics of Banded Iron Formations Associated Detrital Iron Mineralisation in Central West Africa. *Iron Ore Conference/Perth, Australia*, pp. 24–26.

Deffontaines, B., 1990. Développement d'une méthodologie morphonéotectonique et morphostructurale ; analyse des surfaces enveloppes, du réseau hydrographique et des modèles numériques de terrains ; Application au Nord-Est de la France. Thèse, Univ. Paris VI, France, p. 230p.

Deffontaines, B., Chorowicz, J., 1991. Principe of hydrographic network analysis from multisource data, application to structural analysis of the Zairian basin. *Tectonophysics* 194, 237–263.

Delcaillau, B., Carozza, J.M., Laville, E., 2006. Recent fold growth and drainage development: the Janauri and Chandigarh anticlines in the Siwalik foothills, northwest India. *Geomorphology* 76, 241–256.

Delteil, J.R., Naudin, J.J., Prud'homme, R., Tempere, C., 1974. Analyse morphostructurale bathymétriques de la zone Sud-Toulon. *Ext. Coll. Intern. Expl. Océans, Bordeaux, France* 2. Bx.130, 12p.

Demoulin, A., 1998. Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe). *Geomorphology* 24, 189–208.

Deslandes, S., 1990. Initiation aux méthodes de traitement numérique des images satellites. sur le système PCI Inc., EASI/PACE. CARTEL, p. 32p.

Dridri, A., Fedan, B., 2001. Rôle du contrôle structural dans la mise en place du réseau hydrographique de Sebou et d'Inaouène entre Fès et oued Amlil (Maroc). *Bulletin de l'Institut scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre* 23, 67–77.

- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J., Keller, E.A., 2008. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology* 96, 150–173.
- Feybesse, J.L., Johan, V., Maurizot, P., Abessolo, A., 1986. Mise en évidence d'une nappe syn-métamorphique d'âge Eburnéen dans la partie Nord-Ouest du craton zairois, Sud-ouest Cameroun. In: Les formations birrimiennes en Afrique de l'Ouest, journée scientifique, compte rendu de conférences. Occasional Publications-CIFEG, pp. 105–111.
- Feybesse, J.L., Johan, V., Maurizot, P., Abessolo, A., 1987. Evolution tectonométamorphique libérienne et éburnéenne de la partie NW du craton zairois (SW Cameroun). In: Matheis, J., Schandelmeier, G. (Eds.), *Current Research in African Earth Sci.* Balkema, Rotterdam, pp. 9–12.
- Feybesse, J.L., Johan, V., Triboulet, C., Guerrot, C., Mayaga-Mikolo, F., Bouchot, V., Eko N'dong, 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.
- Furrier, M., Silva, I.C., 2020. Geomorphology, morphometry and evidence of tectonics in the Araçaji chart, eastern edge of paraíba. *Revista Brasileira de Geografia Física* 13 (4), 1570–1586.
- Gaidzik, K., Ramirez-Herrera, M.T., Kostoglodov, V., 2016. Active crustal faults in the forearc region, Guerrero sector of the Mexican subduction zone. *Pure Appl. Geophys.* <https://doi.org/10.1007/s00024-015-1213-8> (in press).
- Gasparini, N.M., Whipple, K.X., 2014. Diagnosing climatic and tectonic controls on topography: eastern flank of the northern Bolivian Andes. *Lithosphere* 6 (4), 230–250. <https://doi.org/10.1130/L322.1>.
- Giaconia, F., Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, J.M., Azañón, J.M., Pérez-Peña, J.V., PérezRomero, J., Villegas, I., 2012. Geomorphic evidence of active tectonics in the Sierra Alhamilla (eastern Betics, SE Spain). *Geomorphology* 145–146, 90–106. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.12.043>.
- Griboulard, R., Prud'homme, R., 1985. Apport des analyses de morphométrie dans la connaissance des structures profondes en domaine océanique. Application à deux types de marges. Réunion spéc. Soc. Géol. Fr. Bordeaux, résumé.
- Gupta, S., Ellis, M., 2004. Does the topography of actively growing folds mimic fold structures? The case of the Mohand anticline, frontal Himalaya. *Geophys. Res. Abstr.* 6, 06593.
- Hergarten, S., Robl, J., Stüwe, K., 2014. Extracting topographic swath profiles across curved geomorphic features. *Earth Surf. Dyn.* 2, 97–104. <https://doi.org/10.5194/esurf-2-97-2014>.
- Holbrook, J., Schumm, S.A., 1999. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epirogenic deformation in modern and ancient settings. *Tectonophysics* 305 (1–3), 287–306. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00011-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00011-6).
- Horton, R., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrological approach to quantitative morphology. *Bull. Geol. Soc. Am.* 56, 370.
- Hurtze, J.E., Lucazeau, F., 1999. Lithological control on relief and hypsometry in the Hérault drainage basin (France). *C. R. Acad. Sci., Ser. IIa Sci. Terre Planetes* 328, 687–694.
- Jackson, J., Van Dissen, R., Berryman, K., 1998. Tilting of active folds and faults in the Manawatu region, New Zealand: evidence from surface drainage patterns, New Zealand. *J. Geol. Geophys.* 41, 377–385.
- Jamieson, S.R., Sinclair, H.D., Kirstein, L.A., Purves, R.S., 2004. « Tectonic forcing of longitudinal valleys in the Himalaya: morphological analysis of the Ladakh Batholith, North India. *Geomorphology* 58, 49–65.
- Kanth, T.A., Hassan, Z.U., 2012. Morphometric analysis and prioritization of watersheds for soil and water resource management in Wular catchment using geo-spatial tools. *Int. J. Geol. Earth Environ. Sci.* 2, 30–41.
- Keller, A., Pinter, N., 1996. Active Tectonics, Earthquakes, Uplift and Landscape. Prentice-Hall, Inc Simon and Schuster, pp. 1–237.
- Keller, E.A., Pinter, N., 2002. In: *Active Tectonics. Earthquakes, Uplift, and Landscape*, second ed. Prentice-Hall, Upper Saddle River, p. 362.
- Klein, C., 2005. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *Am. Mineral.* 90, 1473–1499.
- Kouamé, K.F., Gioan, P., Biémi, J., et affian, K., 1999. Méthode de cartographie des discontinuités images satellitaires : exemple de la région semi-montagneuse à l'ouest de la Côte d'Ivoire. *Teledetection* 2, 139–156.
- Lascelles, D.F., 2006. The Mount Gibson banded iron formation hosted magnetite deposit: two distinct processes for the origin of high grade ore. *Econ. Geol.* 101, 651–666.
- Lasserre, M., Soba, D., 1976. Age libérien des granodiorites et des gneiss à pyroxène du Cameroun méridional. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières; Section 4. Géologie Generale* 17–32.
- Ledru, P., Eko N'Dong, J.E., Johan, V., Prián, J.P., Coste, B., Haccard, D., 1989. Structural and metamorphic evolution of the Gabon orogenic belt: collision tectonics in the lower Proterozoic? *Precambrian Res.* 44, 227–241.
- Ledru, P., Johan, V., Milesi, J.P., Tegey, M., 1994. Markers of the last stages of the Palaeoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Res.* 69, 169–191.
- Lerouge, C., Cocherie, A., Toteu, S.F., Milesi, J.P., Penaye, J., Tchameni, R., Nsifa, N.E., Fanning, C.M., 2006. Shrimp U/Pb zircon age evidence for paleoproterozoic sedimentation and 2.05Ga 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.
- Letouzey, R., 1958. *Phytogéographie camerounaise. Atlas du Cameroun. Yaoundé - 5 p.1 carte 1/2 000 000^{ème}.*
- Loose, D., Schenk, V., 2018. 2.09 Ga old eclogites in the Eburnian-Transamazonian orogen of southern Cameroon: significance for Palaeoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Res.* 304, 1–11.
- Magesh, N.S., Chandrasekar, N., Soundranayagam, J.P., 2012. Delineation of groundwater potential zones in Theni district, Tamil Nadu, using remote sensing, GIS and MIF techniques. *Geosci. Front.* 3, 189–196.
- Masoud, A., Koike, K., 2011. Morphotectonics inferred from the analysis of topographic lineaments autodetected from DMEs: application and validation for the Sinai Peninsula, Egypt. *Tectonophysics* 510, 291–308.
- Matős, B., Pérez-Peña, J.V., Tomljenović, Bruno, 2016. Landscape response to recent tectonic deformation in the SW Pannonian Basin: evidences from DEM-based morphometric analysis of the Bilogora Mt. area, NE Croatia. *Geomorphology.* <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.03.020>.
- Maurizot, P., Feybesse, J.K., Johan Lecomte, P., 1985. Etude et prospection minière du Sud-Ouest Cameroun, synthèse des travaux de 1978 à 1985. *Rapport du Bureau de Recherche géologique et minière* 85, 274. CMR066.
- Maurizot, P., Abessolo, A., Feybesse, J., Johan, L., Lecomte, P., 1986. Etude et prospection minière du Sud-Ouest du Cameroun : synthèse des travaux de 1978 à 1985. *Rapport BRGM 85 CMR 66*, 274.
- Melton, M.A., 1957. *An Analysis of the Relation Among Elements of Climate, Surface Properties, and Geomorphology.* Department of Geology, Columbia University, New York, USA.
- Milnitchouk, V., Arabadji, M., 1979. *Géologie Générale. Traduction Française, vol. 1983.* Édition Mir Moscou, p. 447.
- Minyem, D., 1994. Contribution à l'étude métamorphique et structurale du secteur Ešéka-Makak (Cameroun, Département de Nyong et kéllé), Thèse de 3^e cycle. Univ. Ydé I 166p.
- Ndema Mbongué, J.L., Sigué, C., Nzenti, J.P., Suh, C.E., 2019. Structural characterization of outcrop-scale in edea and Eseka area: evidence for a complex polyphase deformation in the paleoproterozoic Nyong Serie (Congo craton-south Cameroon). *IOSR J. Appl. Geol. Geophys. (IOSR-JAGG)* 7 (Issue 5 Ser. I), 1–9 e-ISSN: 2321-0990, p-ISSN: 2321-0982.
- Ndime, E.N., Ganno, S., Soh Tamehe, L., Nzenti, J.P., 2018. Petrography, lithostratigraphy and major element geochemistry of Mesoarchean metamorphosed banded iron formation-hosted Nkout iron ore deposit, north western Congo craton, Central West Africa. *J. Afr. Earth Sci.* 148, 80–98.
- Ngako, V., Jégouzo, P., et Soba, D., 1989. Déformation et métamorphisme dans la chaîne panafricaine de Poli (Nord Cameroun): implications géodynamiques et paléogéographiques. *J. Afr. Earth Sci.* 9, 541–555.
- Olabode, O.F., Oluwaniyi, O.M., Adebayo, Q.A., Asiwaju-Bello, Y.A., 2020. Morpho lithostructural analysis of Ala River basin for flood risk assessment: geospatial techniques intervention. *Earth Sci. Inform.* 13, 773–794.
- Olivry, J.C., 1986. *Fleuve et rivière du Cameroun. Collection Monographie hydrographique ORSTOM, N°9.* Paris.
- Passarella, S., Ladeira, F.S.B., Liesenberg, V., 2016. Morfometria da bacia do rio São João, MG: uma proposta de entendimento dos limites e da dinâmica das superfícies erosivas. *Revista Brasileira de Geomorfologia* 17, 241–252. <https://doi.org/10.20502/rbg.v17i2.790>.
- Péguy, C.P., 1942. Principes de morphométrie alpine. *Rev. Géogr. Alp.* 30, 453–486.
- Penaye, J., Toteu, S.F., Tchameni, R., Van Schmus, W.R., Tchakounte, J., Ganwa, A., Miyem, D., Nsifa, E.N., 2004. The 2.1 Ga west central African belt in Cameroon: extension and evolution. *J. Afr. Earth Sci.* 39, 159–164.
- Pérez-Peña, J.V., Azan, J.M., Azor, A., Delgado, J., GonzálezLodeiro, F., 2009. Spatial analysis of stream power using GIS: SLk anomaly maps. *Earth Surf. Process. Landforms* 34, 16–25.
- Pérez-Peña, J.V., Al-Awabdeh, M., Azañón, J.M., Galve, J.P., Booth-Rea, G., Notti, D., 2016. SwathProfiler and NProfiler: two new ArcGIS Addins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. *Comput. Geosci.* <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.08.008>.
- Pouliot, G., 1986. Intégration de données satellites dans l'évaluation de cibles de prospection minière dans la bande volcano-sédimentaire Ascoot-Weedon, cantons de l'est, Québec. Mémoire de maîtrise. Département de géographie. Université de Sherbrooke, p. 64.
- Prud'homme, R., 1972. Analyse morphostructurale appliquée à l'Aquitaine occidentale et au Golfe de Gascogne. Définition d'une méthodologie cartographique interprétative. Thèse sc. nat. Univ. Bordeaux I, n° 353, 365.
- Rakesh, K., Lohani, A.K., Sanjay, C.C., Nema, R.K., 2000. GIS based morphometric analysis of Ajay river basin up to Sararath gauging site of south Bihar. *J. Appl. Hydrol.* 14, 45–54.
- Ramírez-Herrera, M.T., 1998. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. *Earth Surf. Process. Landforms* 23, 317–332.
- Rosière, C.A., Baars, F.J., Seoane, J.C.S., Lobato, L.M., da Silva, L.L., de Souza, S.R.C., Mendes, G.E., 2006. Structure and iron mineralisation of the Carajás province. *Appl. Earth Sci., Trans. Inst. Min. Metall.* 115 (4), 126–133.
- Ruszkiczay-Rüdigger, Z., Fodor, L., Horváth, E., Telbisz, T., 2009. Discrimination of fluvial, eolian and neotectonic features in a low hilly landscape: a DEM-based morphotectonic analysis in the Central Pannonian Basin, Hungary. *Geomorphology* 104, 203–217.
- Saley, M.B., 2003. *Système d'informations hydrogéologiques à référence spatiale, discontinuités pseudo-images et cartographies thématiques des ressources en eau de la région semi-montagneuse de l'Ouest de la Côte d'Ivoire.* Unique. Univ. Abidjan, p. 211. Thèse de Doct.
- Savane, I., 1997. Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique des aquifères discontinus du socle cristallin d'Ouadié (Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire). Apport de la Télédétection et d'un système d'information hydrogéologique à référence spatiale. *Nat. Univ. Abidjan*, p. 396. Thèse Doct. es Sc.

- Schumm, S.A., 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Bulletin of the Geological Society* 67, 597–696.
- Scotti, V.N., Molin, P., Faccenna, C., Soligo, M., Casas-Sainz, A., 2014. The influence of surface and tectonic processes on landscape evolution of the Iberian Chain (Spain): quantitative geomorphological analysis and geochronology. *Geomorphology* 206, 37–57. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.09.017>.
- Sedrette, S., Rebai, N., 2020. Assessment Approach for the Automatic Lineaments Extraction Results Using Multisource Data and GIS Environment: Case Study in Nefza Region in North-West of Tunisia. Springer Nature Switzerland AG, pp. 63–69.
- Seleem, T.A., 2013. Analysis and tectonic implication of DEM derived structural lineaments, Sinai Peninsula, Egypt. *Int. J. Geosci.* 4, 183–201.
- Shahzad, F., Gloaguen, R., 2011. TecDEM: a MATLAB based toolbox for tectonic geomorphology, Part 1: drainage network preprocessing and stream profile analysis. *Comput. Geosci.* 37, 250–260. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2010.06.008>.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardají, T., 2003. Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology* 50, 203–225.
- Singh, S., Singh, M.C., 1997. Morphometric analysis of Kanhar river basin. *Natl. Geogr. J. India* 43, 31–43.
- Slama, T., 2007. « Conception orientée-objet d'un SIG pour l'analyse quantitative morphostructurale et morpho-néotectonique de la partie nord-est de la « zone des diapirs ». Tunisie septentrionale », thèse de l'université de Tunis, p. 465.
- Smart, J.S., Surkan, A.J., 1967. The relation between mainstream length and area in drainage basins. *Water Resour. Res.* 3 (4), 963–974.
- Soesilo, L., Hoppin, R.A., 1986. Evaluation of Processed Landsat Imagery and digitally SIR-A Imagery for Polological.
- Soh Tamehe, L., Chongtao, Wei, Ganno, S., Jeremia Simon, S., Kouankap, N.G.D., Nzenti, J.P., Brice Lemdjou, Y., Htun Lina, N., 2019. Geology of the Gouap iron deposit, Congo craton, southern Cameroon: implications for iron ore exploration. *Ore Geol. Rev.* 107, 1097–1128.
- Strahler, A.N., Chow, V.T., 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel network. In: *Handbook of Applied Hydrology*. McGraw Hill Book Company, New York, USA.
- Teixeira, W., Figueiredo, M.C.H., 1991. An outline of early-Proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil: a review. *Precambrian Res.* 53, 1–22.
- Toteu, S.F., Macaudiere, J., Bertrand, J.M., Dautel, D., 1990. Metamorphic zircons from North Cameroon; implications for the Pan-African evolution of central Africa. *Geol. Rundsch.* 79, 777–788.
- Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Nyobe, J.B., 1994. U-Pb and Sm-Nd evidence for Eburnean and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. *Precambrian Res.* 67, 321–347.
- 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 Res.* 108, 45–73.
- Toteu, S.F., Penaye, J., Djomani, Y.P., 2004. Geodynamic evolution of the Pan-African belt in central Africa with special reference to Cameroon. *Can. J. Earth Sci.* 41, 73–78.
- Trojani, F., Galve, J.P., Piacentini, D., Della Seta, M., Guerrero, J., 2014. Spatial analysis of stream length-gradient (SL) index for detecting hillslope processes: a case of the Gállego River headwaters (Central Pyrenees, Spain). *Geomorphology* 214, 183–197.
- Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Da Silva Filho, A.F., Toteu, S.F., Penaye, J., Guimarães, I.P., 2008. Proterozoic links between the Borborema province, NE Brazil, and the central-African Fold belt. *Geol. Soc. London* 294, 69–99.
- Vereb, V., Steinmann, V., Kereszturi, A., 2017. Swath profile analysis to understand martian fluvial valleys' morphology. *Lunar Planet. Sci.* XLVIII, 1430.
- Weber, F., Gauthier-Lafaye, F., Whitechurch, H., Ulrich, M., El Albani, A., 2016. The 2-Ga Eburnean Orogeny in Gabon and the opening of the Francevillian intracratonic basins: a review. *Compt. Rendus Geosci.* 348, 572–586.
- 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, 7p.
- Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropoulou, K., Crosby, B., Sheehan, D., 2006. Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls. In: Willett, S.D., Hovius, N., Brandon, M.T., Fisher, D. (Eds.), *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution: Geological Society of America Special Paper 398*, pp. 55w–74. [https://doi.org/10.1130/2006.2398\(04\)](https://doi.org/10.1130/2006.2398(04)).
- Yatabe, S., Howarth, P.H., 1984. In: Lineament Enhancement and Interpretation in Northern Ontario from Airborne, Multispectral Scanner Data. Proceedings of the International Symposium on Remote Sensing, 3rd Thematic Conference. Remote Sensing for Exploration Geology, pp. 1–8.



Petrology, geochemistry and structural analysis of the Kopongo greenstone belt, Congo craton, southern Cameroon: geodynamic evolution and geotectonic styles

Thierry Abou'ou Ango^{1,2} · Bernard Njom¹ · Mero Yannah³ · Jean-Bosco Olinga^{1,3} · Joseph Mvondo Ondoa¹

Received: 28 June 2022 / Accepted: 27 August 2022
© Saudi Society for Geosciences 2022

Abstract

The Kopongo greenstone belt lies within the Paleoproterozoic Nyong Complex, which is categorized as the northwestern edge of the Archean Congo craton in southern Cameroon. These metamorphic terrains consist of gneissic iron formations (GIFs) with resource estimation of 82.9 Mt@32.1%Fe inferred, 46.4%SiO₂, 3.7%Al₂O₃, 0.15%P and 0.48%S. These formations display elongated distorted bands with poor interlayering. The mineral assemblages of the GIFs and country rocks conform to a medium to high-grade metamorphism. Their lithopackage comprises of regolith, gneissic iron and gneissic country formations. The chemical composition shows > 98 wt% Fe₂O₃ and SiO₂, suggesting that quartz and iron oxide are chemically precipitated sediments. Furthermore, the low concentrations of Al₂O₃, TiO₂, K₂O, Na₂O, MgO and CaO, coupled with a strong positive correlation between MgO with CaO ($r < 1.0$), are indicative of negligible terrigenous influx in a marine environment. These geochemical characteristics indicate that the Kopongo GIFs were the result of deep ocean hydrothermal activity mixed with sea water at an extensional geodynamic setting as Algoma-type and other greenstone belts within the Congo craton. Five main iron mineralization types were identified in the Kopongo: Detrital iron, Magnetite-quartz, Quartz-hematite breccia, Magnetite and Enriched magnetite mineralizations. The Kopongo structural evolution shows intense polyphase deformations defined by three major episodes of folding from D_n to D_{n+2} disturbed by a series of brittle-ductile and brittle tectonics, similar to other Congo craton greenstone belts. Magnetite ore bodies are controlled by F_{n+1} and F_{n+2} folds, while enriched magnetite ores occur as anastomosing mesobands in F_{n+2} folds.

Keywords Congo craton · Nyong complex · Kopongo greenstone belt · Gneissic iron formations · Magnetite gneiss · Geodynamic evolution

Introduction

The Paleoproterozoic Nyong Complex (NyC) is located at the northwestern corner of the Congo Craton in southern Cameroon (Fig. 1). It is part of the N-S trending Eburnean-Trans Amazonian West Central African Fold Belt reported

in both West Africa and NE Brazil (Feybesse et al. 1998; Barbosa and Barbosa 2017; Bouyo Houketchang et al. 2019). This belt has usually been interpreted as the result of the convergence and collision between the São Francisco-Congo cratons (Van Schmus et al. 2008; Bouyo Houketchang et al. 2016). The Paleoproterozoic NyC is widely recognized in Cameroon as a new emergent iron belt (e.g. Suh et al. 2008; Chombong and Suh 2013; Ganno et al. 2018; Soh Tamehe et al. 2018, 2019; Moudioh et al. 2020; Ndema and Mbonjoh 2020; Nzepang Tankwa et al. 2020). Several research projects dealt with the genetic models of mineralised iron ore deposits with a focus on the petrographical, mineralogical, geochemical, geochronological and lithostratigraphical studies of the Banded Iron Formations (BIFs) and Country rocks (e.g. Ilouga et al. 2017; Bonda et al. 2017; Ganno et al. 2017; Soh Tamehe et al. 2019). Moreover, detailed studies related to the structural analysis of the NyC iron

Responsible Editor: François Roure

✉ Thierry Abou'ou Ango
abououangothierry@yahoo.fr

- 1 Department of Earth Sciences, Faculty of Science, University of Yaoundé I, P.O. Box 812, Yaoundé, Cameroon
- 2 West African Minerals Corporation, P.O. Box 35561, Yaoundé, Cameroon
- 3 Institut de Recherches Géologiques Et Minières, IRGM, P.O. Box 4110, Yaoundé, Cameroon

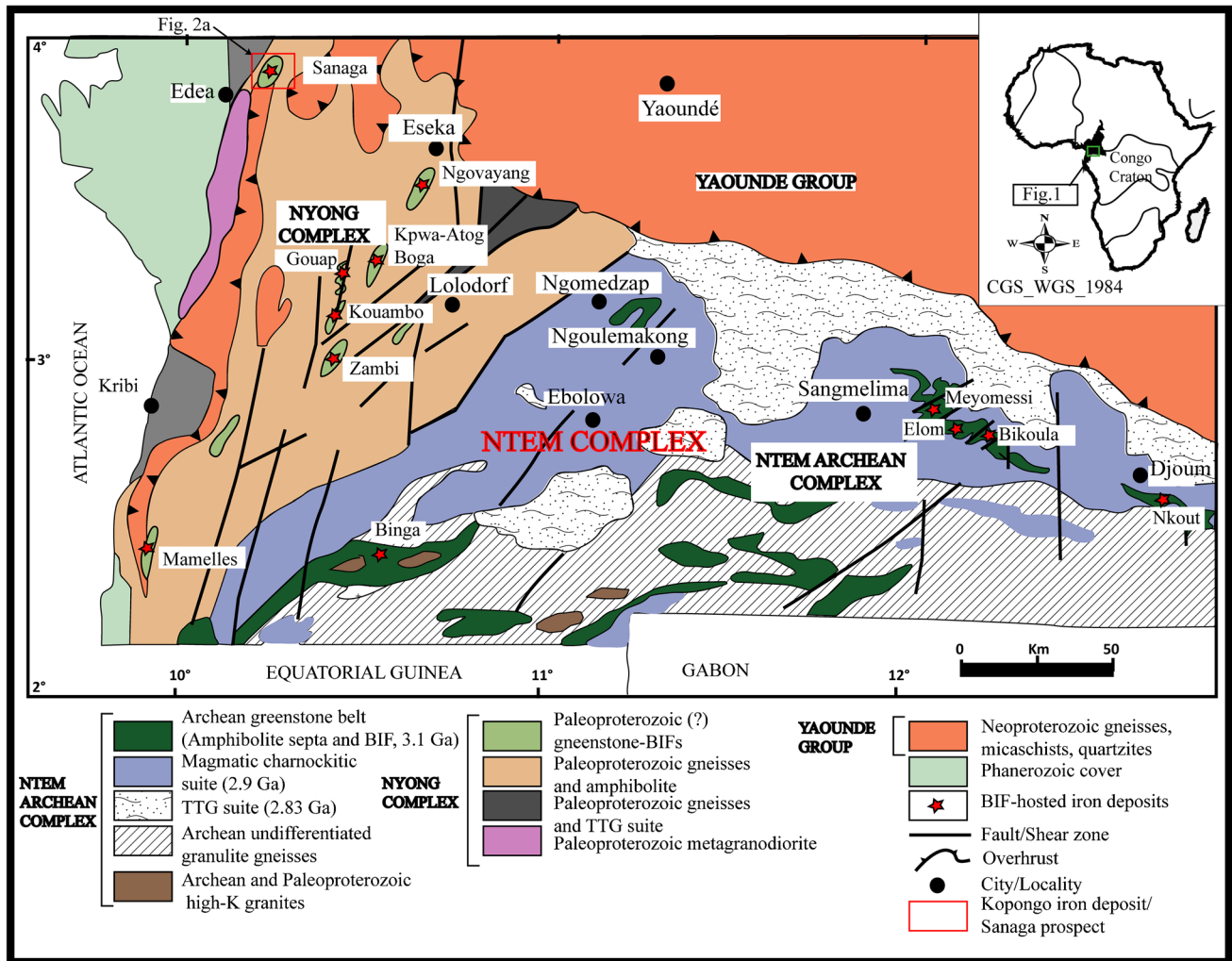


Fig. 1 Geological map of the SW Cameroon showing the location of the Kopongo greenstone belt (red square) and discovered BIF-hosted iron deposits (red star) (After Maurizot et al. 1986)

formations have received less attention over the years. In this regard, this work presents detailed lithostratigraphic sequences, petrographic features, chemical composition and structural pattern of the Kopongo greenstone belt. These investigations will enable the establishment of a geodynamic evolution, geotectonic styles, and iron mineralization types at Kopongo.

Geological setting

The Kopongo area is located within the Ntem complex (NC) which represents the northwest extension of the Congo Craton in South Cameroon (Tchameni et al. 2000; Fig. 1). The Ntem complex is bordered in the north by the Yaoundé Group of the Pan-African orogenic belt in Central-Africa (Mvondo et al. 2003; Toteu et al. 2006). This Complex is made up of the Archean Ntem Group

to the east and the Neoproterozoic-Paleoproterozoic NyC to the west (Maurizot et al. 1986; Penaye et al. 2004; Lerouge et al. 2006; Soh Tamehe et al. 2021; Fig. 1). Although the origin of the NyC has been debated. Several studies have documented that the NyC represents those parts of the Archean Congo craton that were reactivated throughout Eburnean/Trans-Amazonian and Pan-African/Braziliano thermotectonic events (e.g. Maurizot et al. 1986; Feybessé et al. 1998). Whereas, other authors suggested that the northwestern part of the Congo craton was remobilized between 2400 and 1750 Ma by the collision of the Congo and the São Francisco cratons during the Eburnean/Trans-Amazonian orogeny (Lerouge et al. 2006; Loose and Schenk 2018), emplacing the Paleoproterozoic suture zone coeval to a nappe tectonic event (e.g. Bouyo Houketchang et al. 2019; Nga Essomba et al. 2020). However, previous geochemical data, field and petrographic observations

indicated that the NyC rocks comprise of reworked and partially molten Archean crust (Lasserre and Soba 1976; Tchameni et al. 2001). Furthermore, the Archean origin of most protoliths has been fixed at ~ 3000 Ma (Penaye et al. 2004), 3072 ± 28 Ma (Nkoumbou et al. 2015) and 2819 ± 12 Ma (Owona et al. 2021). Moreover, Chombong et al. (2017) recorded Neoproterozoic age (2699 ± 7 Ma) and Neoproterozoic age (600–500 Ma) from zircon of magnetite gneisses. They suggested that the former age represents the maximum age of formation of the magnetite gneisses, whereas the later age is interpreted as the Pan-African disturbance recorded by these gneisses.

Lithologically, the NyC comprises orthopyroxene-garnet gneisses, biotite hornblende gneisses, magnetite bearing rocks, dolerites, tonalite-trondhjemite-granodiorite, various monzonitic, garnet-amphibole-pyroxenites, alkaline syenites, greenstone belts and BIFs (Maurizot et al. 1986; Chombong et al. 2017; Nga Essomba et al. 2020; Owona et al. 2021; Soh Tamehe et al. 2021; Fig. 1).

Structurally, the NyC was influenced by four deformation events: $D_n > 2100$ Ma, $D_{n+1} > 2000$ Ma, $D_{n+2} > 1800$ Ma and D_{n+3} (Maurizot et al. 1986; Toteu et al. 1994; Feybesse et al. 1998; Lerouge et al. 2006; Owona 2008; Abou'ou Ango et al. 2021). The D_{n+3} deformation event is still clearly undefined and remains widely debated (Owona 2008).

The first deformation event (D_n) is characterized by the relics of foliation S_n preserved on the hinges of the folds F_{n+1} (Feybesse et al. 1998; Penaye et al. 2004). D_n has been interpreted to reflect early crustal shortening (Feybesse et al. 1998). The second deformation event (D_{n+1}) is marked by the ENE-WSW, WNW-ESE to NW-SE trending L_{n+1} stretching and amphibole lineations parallel to A_{n+1} axes (Feybesse et al. 1998; Owona et al. 2020). F_{n+1} mesofolds are intrafolial, tilted, isoclinal, dissymmetric to upright with S_{n+1} axial planes trending WSW-ENE to E-W, and parallel to the S_n/S_{n+1} and S_{n+1} foliations (Soh Tamehe et al. 2019; Owona et al. 2020; Abou'ou Ango et al. 2021). The third deformation event (D_{n+2}) is mainly brittle-ductile and, is responsible for the S_{n+2} mylonitic foliation, NE-SW trending C_{n+2} blastomylonitic shear-zones, and upright F_{n+2} folds with their N-S to NE-SW axes (Feybesse et al. 1998; Soh Tamehe et al. 2019). The fourth deformation event (D_{n+3}) displays multiple brittle tectonic styles, likely post-orogenic (Owona et al. 2020).

Kopongo greenstone belt belongs to the largest Precambrian province of iron ore deposits in Central Africa. This area consists of feldspathic pyroxene-amphibolites to garnet, pyroxene-bearing calc-alkaline granites, two-mica gneisses to garnet, and iron formations hosted within the hypersthene-bearing gneisses, pyroxene-bearing gneisses, biotite-amphibole gneisses, amphibolites, biotite-amphibole migmatites, undifferentiated migmatite rocks (Abou'ou Ango et al. 2021; Fig. 2a). The Kopongo iron formations are

chemical sedimentary rocks interpreted as a result of hydrothermal fluids and seawater mixing, relatively influenced by significant terrigenous input and metamorphic events (Ilouga et al. 2017). Recent works have shown that the Kopongo area is comprised of orthogneisses, magnetite amphibole gneiss, magnetite gneisses, enriched magnetite amphibole gneiss, mylonites, and granitoids (Bonda et al. 2017; Ilouga et al. 2017). Both banded and massive iron formations in the region are characterized by magnetite quartzite type surrounded by high-grade metamorphic rocks (Bonda et al. 2017) and occur along NE-SW trending structures (Maurizot et al. 1986). Generally, the main mineral association of these iron formations is defined by magnetite, martite, quartz, and pyroxene as their major components, associated with minor biotite, apatite and amphibole (Bonda et al. 2017).

Methods

Lithological and structural analyses

To achieve the geological and structural investigations within the Kopongo area, two distinct approaches were used that are applicable at both local and regional scales. At the local scale, detailed lithological mapping and structural analysis were carried out on the area of 12.5 Km² (Fig. 2b), while regional scale analyses were focused on the structures exhibited by Kopongo hills. Sample collections were done along twenty-one selected profiles oriented NW-SE with 200 m spacing (Fig. 2b). Despite limited outcrop exposure along selected profiles, core logging was carried out on drill-core samples collected at different depth intervals from nine representative boreholes within the studied area (Fig. 3). In addition regolith, gneissic iron and gneissic country formations were identified and investigated. A petrographic study was done on outcrops of Gneissic iron formations (GIFs) and gneissic rocks. A total of fifteen (15) rock samples (15 outcrops) were collected for a detailed petrographic study.

Structural mapping was carried out on iron formations and associated country rocks within the studied area. Structural parameters (e.g. dip, strike and plunge) on outcrops were observed and systematically measured with a Silva-type compass-clinometer, while a Goniometer and Douglas were used to measure structures on drillcores. Structural data analysis was done using a Stereonet software version 10.2.9 (Cardozo and Allmendinger 2013). This enables the understanding of the structural geometry and the deformation history of the Kopongo area.

Geochemistry

Eighteen (18) quarters of the core (1 m) samples were used for whole-rock geochemical analysis (see Fig. 3, for sample

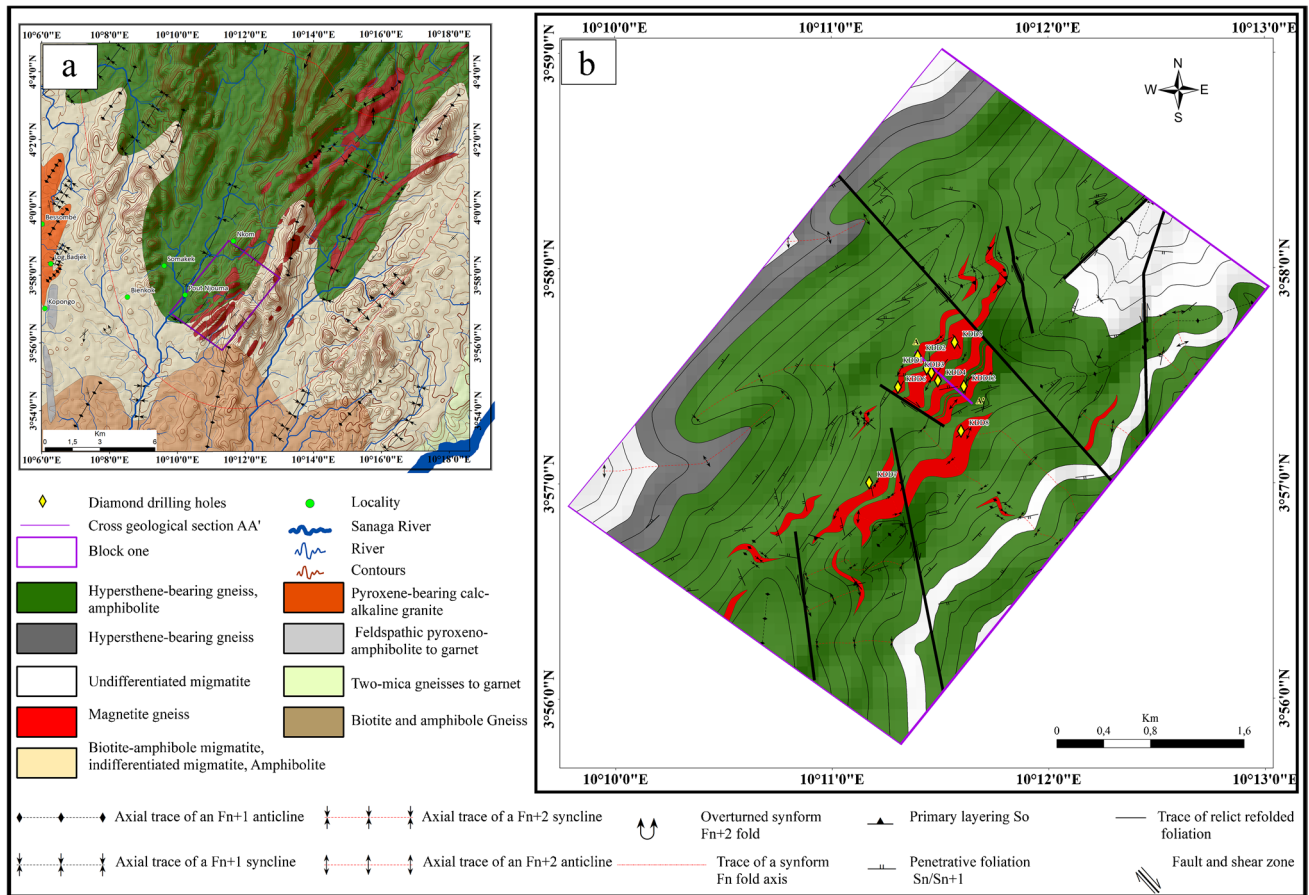


Fig. 2 a Simplified geological map of the Kopongo area (Abou'ou Ango et al. 2021). b Geological sketch map of block one in the Kopongo metamorphic iron deposit (West African Minerals Corporation 2017)

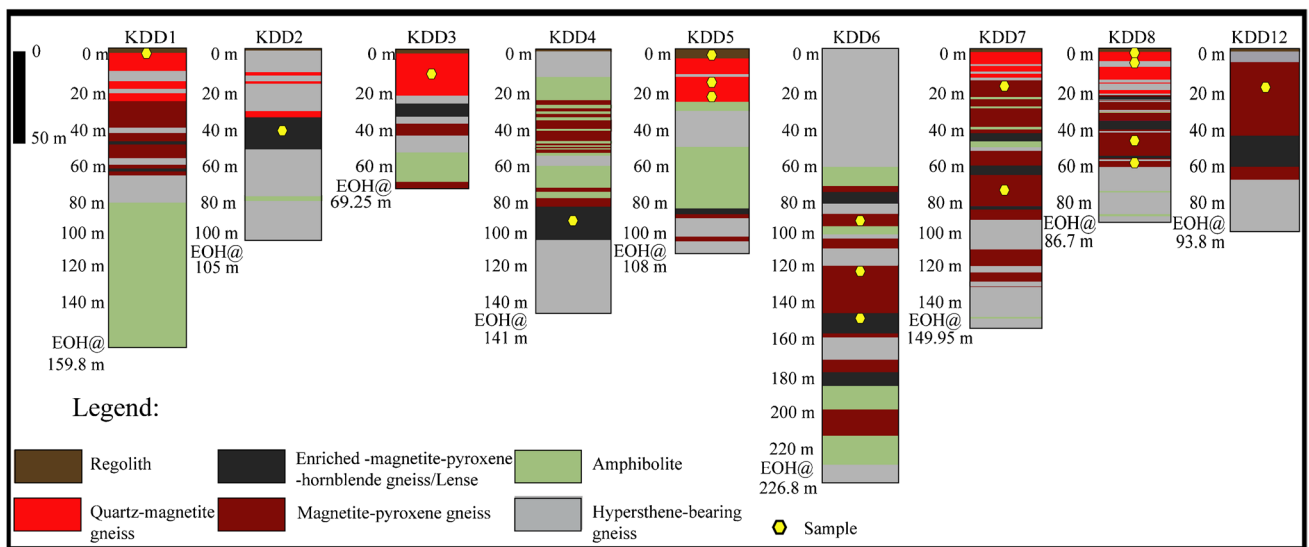


Fig. 3 Schematic stratigraphic logs of the Kopongo iron deposit with respective depth locations

location). Samples were crushed using a jaw-crusher steel with steel plates followed by drying, splitting and pulverizing. Geochemical analysis for major and trace elements was performed at the ALS laboratory of Johannesburg in South Africa. Powders were first fused 0.2 g of rock with LiBO_2 and dissolved in 100 mm³, 5% HNO_3 at 105 °C in the presence of oxygen to drive off remaining volatile components. The loss-on-ignition was determined using 0.5 g of pulverized core sample dried at 105 °C and then ignited for 2 h at 1000 °C and weighed again. XRay fluorescence was used to determine the major element concentrations after LOI measurement. Powders were first ignited and melted with a lithium tetraborate flux and then analysed with a Rigaku RIX-3000 wavelength-dispersive X-Ray Fluorescence (XRF) spectrometer. Another fraction of the powder was prepared for the trace elements analysis by inductively coupled plasma- mass spectrometry (ICP-MS) following the digestion using three acids (see e.g. Burnham and Schweyer 2004). Certified reference material, duplicate and quartz blanks were randomly inserted into the sample batches as part of a continuous sample number to ensure quality assurance and quality control. In addition, four different iron reference materials (GIOP-50, GIP-65, GIOP-96 and GIOP-126) with Fe concentrations of between 27 and 64% were inserted.

Results

Lithostratigraphy

This section presents the results of nine representative drill-core samples labelled KDD1, KDD2, KDD3, KDD4, KDD5, KDD6, KDD7, KDD8 and KDD12 (Fig. 3) from Block 1. These samples were obtained at depths of 159.8 m, 105 m, 69.25 m, 141 m, 108 m, 226.8 m, 150 m, 86.7 m and 93.8 m, respectively. Information on the three units indicated as (1) regolith formations, (2) iron formations and (3) gneissic formations vary considerably with depth.

The regolith formations are composed of oxidized cap and weathered gneissic formations. The oxidized cap consists of colluvium and pisolitic-laterite materials (Fig. 5a, b). The barren gneissic basement consists of oxidized amphibolite and hypersthene-bearing gneiss. It shows significant variation in thicknesses from one hole to another, and is generally intercepted at different depths within 0 to 2.79 m. The total thickness along each section varies between 0.5 and 2.79 m, with the largest thickness being ~ 2.79 m.

For the iron formations, the lithologies comprise of quartz-magnetite gneiss (Fig. 5d), magnetite-pyroxene gneiss (Fig. 5e) and magnetite-pyroxene-hornblende gneiss (Fig. 5f). Contrary to other iron formations, the quartz-magnetite gneiss shows magnetite and hematite as predominant

minerals. It is considered to be saprolitic material in sharp contact with the hanging wall of magnetite-pyroxene gneiss. Magnetite-pyroxene gneiss is marked by the presence of abundant magnetite and pyroxene. It is a sandwich between the quartz-magnetite gneiss and the amphibolite/ hypersthene-bearing gneiss at different intervals. From the logged core, these lithological facies are intercepted at depth of 8.52–219.85 m, with a thickness varying between 0.10 and 33.03 m. These iron facies make contact with amphibolite at the footwall and with hypersthene-bearing gneiss at the bottom of the deposit. The magnetite-pyroxene-hornblende gneiss is located between 20 and 177 m in depth, with a thickness varying between 0.51 and 28 m.

The gneissic formations occupy the footwall of the deposit. It is composed of amphibolite and hypersthene-bearing gneiss.

Petrography

Quartz-magnetite gneiss

Generally, the fine to coarse-grained quartz-magnetite gneiss (QMG) displays a dark grey colour (Fig. 4a). In the thin section, this rock displays heterogranular granoblastic microstructure composed of magnetite (~50%), quartz (~30%) and clinopyroxene (~20%) (Fig. 4b–d). Magnetite is fine to coarse-grained (0.1–10 mm) (Fig. 4b–d), and commonly bears contains minor clinopyroxene and quartz inclusions. Quartz shows a fine to medium grained texture (0.1–6 mm) and commonly occurs as anhedral crystal (Fig. 4b–d). Clinopyroxene occurs as idiomorphic to hypidiomorphic crystals (0.1–0.7 mm) (Fig. 4b–d).

Magnetite-pyroxene gneiss

The magnetite-pyroxene gneiss (MPG) is medium- to coarse-grained and dark grey (Fig. 4e). It mainly consists of dark iron-rich elongated bands alternating with light silica-rich layers (Fig. 4e). The rock displays heterogranular and granoblastic microstructures composed of silica-rich and iron-rich layers (Fig. 4f–h). Silica-rich layers consist of quartz (~30%), while the iron-rich layers are composed of magnetite (~40%), clinopyroxene (~25%), amphibole (~3%) and biotite (2%) (Fig. 4f–h). Magnetite is light grey and occurs as elongated subhedral to anhedral crystals (0.2–10 mm) (Fig. 4f–h). Quartz (0.1–4 mm) is represented by allotriomorphic to hypidiomorphic texture (Fig. 4f–h). Some grains of quartz mineral, in a minor amount, are often included within the subhedral to anhedral clinopyroxène crystals (0.2–10 mm). Clinopyroxene crystals are recognizable by their brownish colour (Fig. 4f–h). Amphibole shows long prismatic crystals (0.2–0.8 mm), bordered by magnetite grains, while biotite occurs as idiomorphic to

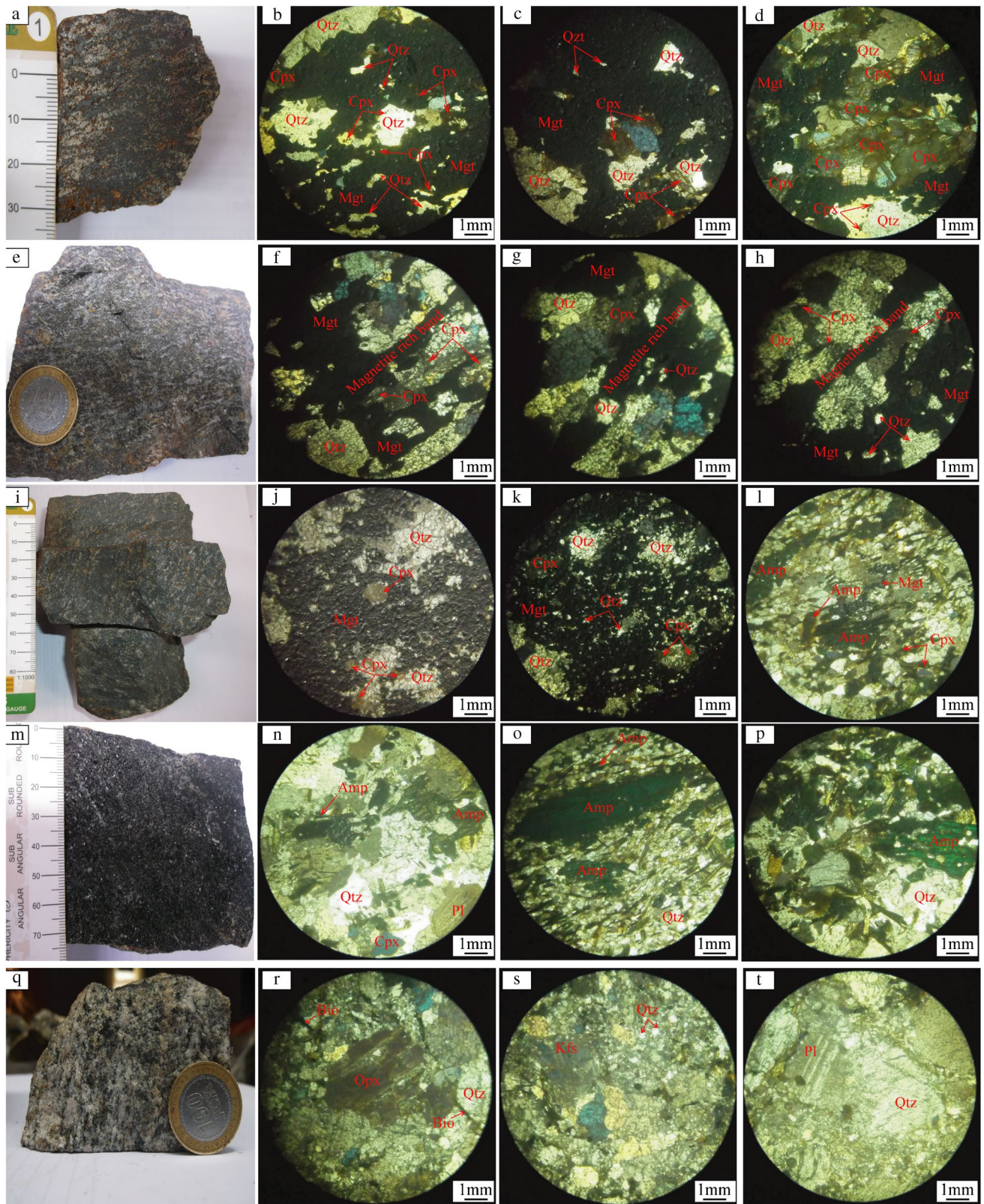


Fig. 4 Macroscopic characteristics and photomicrographs showing the representative mineral assemblage, texture and microstructure of the Kopongo GIFs and country rocks (transmitted plane-polarized light): (a) QMG sample. (b), (c) and (d) Large magnetite crystals coexisting with clinopyroxene (Cpx) and quartz (Qtz). (e) MPG sample. (f), (g) and (h) Magnetite-rich band. (i) MPHG sample. (j) and (k) Disseminated magnetite megacrysts displaying abundant mineral inclusion (quartz and clinopyroxene). (l) Isolated magnetite crystal associated with abundant amphibole mega-to-microcrysts. (m) Amphibolite sample. (n) Amphibole (Amp) crystals coexisting with clinopyroxene (Cpx), plagioclase (Pl) and quartz (Qtz) crystals. (o) Heterogranular and nematoblastic microstructures. (p) K-feldspar (Kfs) crystals coexisting with quartz (Qtz) crystals. (r), (s) and (t) Photomicrographs showing heterogranular granoblastic microstructure of hypersthene-bearing gneiss

hypidiomorphic crystals (0.2–0.9 mm) often in association with magnetite.

Magnetite-pyroxene-hornblende gneiss

This group of gneisses (MPHG) are dark grey, fine to coarse-grained rock and consists of quartz, magnetite and clinopyroxene (Fig. 4i). Microscopic observations show the rock with developed heterogranular granoblastic and nematoblastic microstructures. The mineralogy composed of magnetite (~50%), quartz (~28%), clinopyroxene (~17%), amphibole (~4%) and biotite (1%) (Fig. 4j–l). Magnetite varies from fine, medium to coarse-grained (0.1–7 mm), allotropic to hypidiomorphic form and is commonly disseminated (Fig. 4j–l). However, the oxide mineral also bears quartz and clinopyroxene inclusions of different shapes and sizes. Pyroxene crystals show variable sizes and vary from fine to coarse-grained (0.1–0.6 mm). They commonly display subhedral to anhedral shapes, pale brown colour and high relief (Fig. 4j–l). They occur as inclusions in both quartz and magnetite. Quartz is commonly fine to medium-grained, with hypidio-allotriomorphic grains (0.1–0.6 mm) displaying wavy extinction. Amphibole occurs as long prismatic minerals (0.1–5 mm). Some of the amphibole grains often bear quartz inclusions and are found in association with idio-hypidiomorphic biotite grains (0.1–0.5 mm).

Amphibolite

This mafic rock occurs as fine to coarse-grained, foliated with a dark grey to green colour (Fig. 4m). The microfabric of the rock shows heterogranular and nematoblastic microstructures made of amphibole (~37%), biotite (26%), plagioclase (~20%) and quartz (~17%) (Fig. 4n–p). Amphibole blasts consist of subhedral to euhedral grains with variable sizes marked by their characteristic long (0.1–9 mm) and short (0.1–2.6) axes (Fig. 4n–p). Quartz is present as allotriomorphic grains (0.1–3.2 mm) and also forms inclusion

within amphibole and plagioclase (Fig. 4n–p). Plagioclase shows hypidiomorphic grains with irregular grain boundaries locally zoned (1.2 mm × 2.7 mm). This mineral occurs both as single grains and in clusters alongside amphibole (Fig. 4n).

Hypersthene-bearing gneiss

The colour variation of this rock is light- to grey (Fig. 4a). The microfabric of the hypersthene-bearing gneiss shows a heterogranular granoblastic texture composed of orthopyroxene (~35%), quartz (~25%), plagioclase (~20%), K-feldspar (~15%) and biotite (~5%) (Fig. 4q–t). Orthopyroxenes show variable grain sizes with idio-allotriomorphic shapes (0.1–4.6 mm). Some of the orthopyroxene crystals contain minor quartz inclusions. Coarse- to medium-grained plagioclase (3 mm) and K-feldspar (2 mm) include subhedral to anhedral crystals and commonly show resorbed margins (Fig. 4t, s, respectively). Both feldspars commonly bear quartz and biotite inclusion (Fig. 4s, t). Fine- to coarse-grained quartz displays hypidio-allotriomorphic shapes (0.1–3.8 mm) (Fig. 4q–t) forming inclusions and filling mineral interstices.

Chemical composition

Whole rock geochemical analyses of whole weathered (enriched) and unweathered (magnetite-rich) GIFs are given in Tables 1 and 2.

Weathered GIFs

The weathered GIFs are composed of regolith iron formations and quartz-magnetite gneiss (Tables 1 and 2). Bulk analyses indicate high Fe₂O₃ and SiO₂ contents ranging from 29.03–87.16 wt% and 3.2–55.50 wt%, respectively. Al₂O₃ content is relatively low (Al₂O₃: 1.08–10.20 wt %). MgO, CaO, K₂O, Na₂O, TiO₂, P₂O₅, S, MnO and Cr₂O₃ contents are equally low as Al₂O₃ (MgO = 0.04–1.74 wt %, P₂O₅ (0.08–0.81 wt%), CaO = ~0.01–0.67 wt %, TiO₂ (0.07–0.68 wt %), K₂O (0–0.45 wt%), Cr₂O₃ (0.00–0.44 wt%), Na₂O (0–0.41 wt%), MnO (0.02–0.20 wt%) and S (~0–0.07% wt). The concentration of trace elements in the weathered GIFs is generally low (< 330 ppm, Table 2). Slight enrichments are observed in Ni (5–320 ppm), Zn (30–320 ppm) and Cu (5–300 ppm) while Zr (40–180 ppm), Cl (10–150 ppm), V (5–130 ppm), Ba (5–100 ppm), Pb (5–90 ppm), As (10–30 ppm), Co (5–30 ppm), Sr (5–30 ppm) and Sn (5–20 ppm) contents are low.

Unweathered GIFs

The unweathered GIFs are present as magnetite-pyroxene (Fe₂O₃ < 50 wt%) and magnetite-pyroxene-hornblende

Fig. 5 Field photographs of Kopongo iron ore types: (a) and (c) Detrital iron mineralization. (d) and (e) Quartz-hematite breccia mineralization. (a), (b) and (c) Magnetite-quartz mineralization. (f) and (g) Magnetite mineralization. (h) Enriched magnetite mineralization



($\text{Fe}_2\text{O}_3 > 50 \text{ wt}\%$) gneisses (Tables 1 and 2). Both GIFs display high Fe_2O_3 (42.39–55.40 wt%) and SiO_2 (41.90–52.30 wt%) concentrations, while the Al_2O_3 content is low ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.48$ to 2.67 wt%). The MgO, S and CaO contents are also high (MgO = 1.11–2.33 wt%; S (0–1.05 wt%) and (CaO = 0.59–1, 66 wt%), while the K_2O (~0.02–0.45 wt%), Na_2O (~0.03–0.41 wt%), TiO_2 (0.03–0.35 wt%), P_2O_5 (~0.07–0.25 wt%), MnO (~0.05–0.12 wt%), and Cr_2O_3 (0–0.03 wt%) contents are low (Table 1). In addition, the contents of Cl (20–320 ppm) are high whereas those of Cu (20–140 ppm), Ba (10–180 ppm), Ni (20–120 ppm), V (10–80 ppm), Zr (20–70 ppm), Zn (30–60 ppm), Pb (5–60 ppm), Sr (5–60 ppm), Sn (5–20 ppm), As (5–20 ppm) and Co (5–20 ppm) are low (Table 2).

Iron mineralization types

Kopongo metamorphosed iron deposit can be broadly divided into five field categories namely detrital iron, magnetite-quartz, quartz-hematite breccia, magnetite and enriched magnetite mineralization types.

The detrital iron mineralization type is highly weathered, friable- to hard texture. The particle size varies from fine, medium to coarse-grained and also float materials (Fig. 5a, c). This mineralization is considered as a mixture of eluvial and colluvial unconsolidated gravel composed of up to 80% coarse clasts of martitised MPG and cap materials. The detrital iron orebodies formed when hydro-morphic weathering processes eroded pre-existing MPG outcrops with the leaching of silica and concentrated iron under oxidic conditions both as residual (hematite, magnetite) and newly formed minerals (hematite and goethite). This deposit occurs as reddish brown to brown iron oxides and reached depths of up to 2.79 m.

The magnetite-quartz mineralization type is a friable material that occupies the lower part of the weathering profile as floats or subcrops and is found below detrital iron and above the fresh iron type deposit (Fig. 5a–c). It is commonly dark grey, reddish brown to brown displaying fine, medium to coarse-grained in thin bands. The mineralised material is soft laminated, porous and fragile. Individual layers measures from a few millimetres

to centimetres. Thick bands of quartz and magnetite with minor goethite, hematite, martite and pyroxene are common. This iron mineralization was intercepted between 0 and 31.72 m depth and is found in quartz magnetite gneiss.

The quartz-hematite breccia mineralization type consists of dark-grey (hard hematite) or dark-grey to white (hematite with major quartz) (Fig. 5d–e). Unweathered hematite displays massive texture, is moderately to highly porous, and fine-grained with minor amounts of quartz and magnetite interleaved. On the other hand, the quartz-rich hematite consists of > 90% fine-grained quartz with minor hematite and magnetite. According to the field evidence and the tectonic macro-structure of the area highlighted in Sect. 2, the Kopongo iron deposit hosts fault breccias and fault-related hydrothermal breccias. Then, these fracture systems provided structural pathways for the transport of the hydrothermal fluids. Consequently, quartz-hematite breccia mineralization appears to be largely controlled by the intensity of hydrothermal alteration along faults.

The magnetite mineralization type is observed below the weathering front and corresponds to the unweathered material of the Kopongo iron deposit (Fig. 5f, g). It is black to grey and appears as a compact, dense, massive fine, medium to coarse thin elongated and disturbed bands of magnetite and quartz assemblage \pm pyroxene. The thickness of the individual band, however, varies between a few millimetres to 2 cm. This iron unit is commonly found in the magnetite pyroxene gneiss and occurs at 8.52–219.85 m depth and alternates with the barren formations.

The enriched magnetite mineralization type (MPHG) is grey to very dark in colour and appears as strongly dense, massive and compact iron. It shows inequigranular fine to medium and medium to coarse-grained variety. It displays thin irregular/discontinuous centimetre to millimetre bands of magnetite interspersed with millimetre to centimetre bands of quartz, pyroxene, and amphibole (Fig. 5h). The relic of primary magnetite fabric is visible within bands at a millimetric scale. This iron mineralization is found in the enriched magnetite pyroxene gneiss and appeared between 33 and 177 m and alternating with the magnetite mineralization and barren formations.

Structural analysis

Fabric elements and folds

Kopongo greenstone belt has been affected by D_n , D_{n+1} and D_{n+2} polyphase deformations.

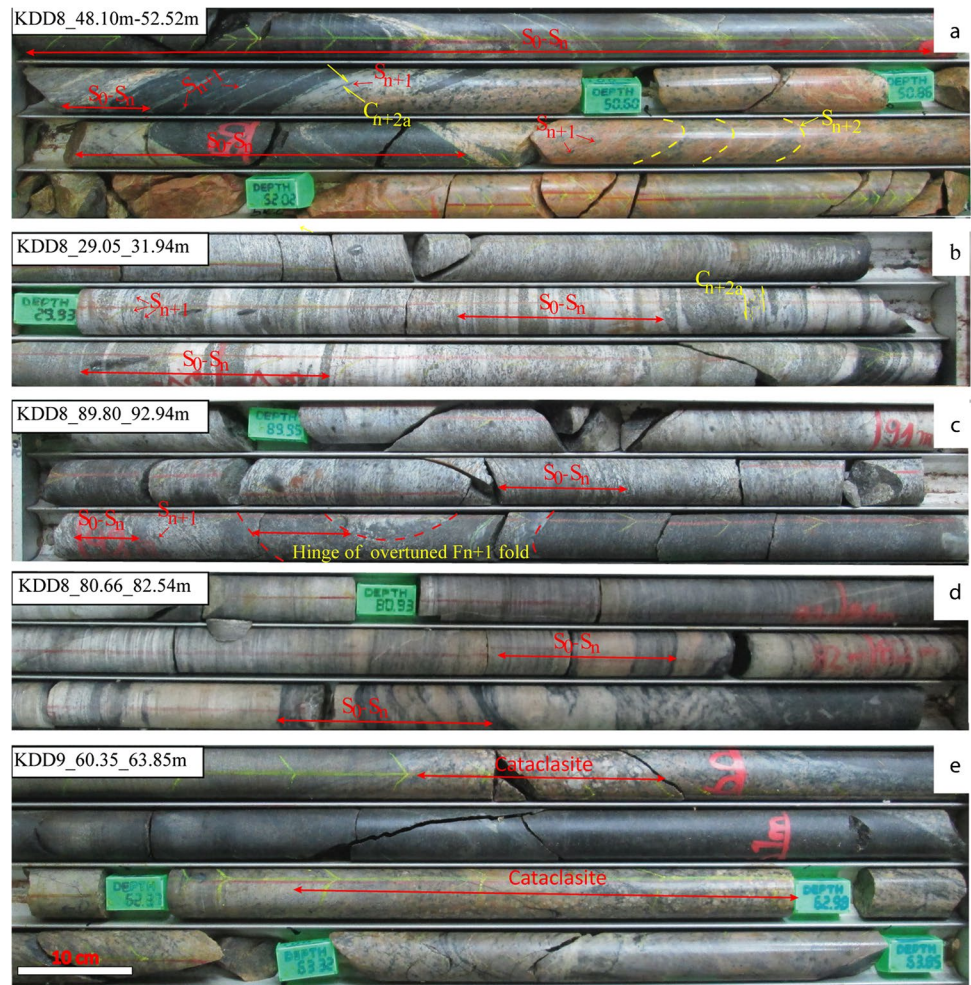
D_n deformation event is characterized by S_0 bedding planes overprinted by S_n compositional banding. The S_0 and S_n foliations are sporadically found within amphibolite (amphibole + biotite + plagioclase + quartz \pm pyroxene), GIF (magnetite + quartz + clinopyroxene \pm biotite \pm amphi-

bole \pm apatite) and hypersthene-bearing gneiss (orthopyroxene + quartz + plagioclase + K-feldspar \pm biotite \pm amphibole) drillcore samples (Figs. 6a, b, c and d, respectively). Relict of the original bedding S_0 however is poorly preserved and completely transposed into a composite S_0/S_n foliation, characterized by leucosome and melanosome macrobands (Fig. 6a) to microbands (Fig. 6b–d), visible in hypersthene-bearing gneiss, amphibolite and quartzite formations. However, S_0/S_n metamorphic foliations were poorly preserved within GIFs (Fig. 6b) due to intense D_{n+1} overprinting. Indeed, within gneissic formations, S_n is oriented NE-SW and displays steep dips (60 to 85°) to the SE and the direction NW (Fig. 7a, b, respectively). F_n fold has been found in gneissic rocks strongly overprinted by F_{n+1} (Fig. 7b). But, the stereographic projection reveals that, F_n fold generally trends NW–SE with their A_n fold axes oriented NE-SW, where they plunge (0–10°) SW (Fig. 7c). According to the synthetic stereograms, it appeared that σ_1 (NW–SE) and σ_3 (NE-SW) are sub-horizontal, while σ_2 (E-W) is sub-vertical (Fig. 7c).

D_{n+1} event is characterized by S_{n+1} mylonitic schistosity (Fig. 6a–c; Fig. 7c, d) axial plane to F_{n+1} fold (Fig. 8a, b). Amphibole, pyroxene, K-feldspar, plagioclase, quartz and magnetite stretched, aligned or extensive mineral bands underline the S_{n+1} foliation (Fig. 6), with variable attitudes (Fig. 8c, d). S_{n+1} fabric defined by the preferred orientation of the mineral assemblage showing: (1) orthopyroxene + quartz + plagioclase + K-feldspar, (2) amphibole + plagioclase + quartz + K-feldspar and (3) magnetite + quartz + clinopyroxene. This strong secondary planar fabric is considered as the significant tectonic foliation observed in the Kopongo greenstone belt and exhibits an average strike of N315° and N18° with an average dip of 47° (Fig. 7a, b, respectively). B_{n+1} Boudins are defined by intrafolial quartz veins, with a characteristic pinched and swell outline that lies parallel to S_{n+1} structure (Fig. 8a, b). L_{n+1} lineations are oriented E-W to NW–SE plunging between 0 and 12° towards the W and NW (Fig. 8e, f). Steep to moderately inclined F_{n+1} folds are overturned (Fig. 6c), commonly isoclinal (Fig. 8a) to dissymmetric (Fig. 8b) and refolded by S_0 – S_n planes. On a stereogram, their axes are oriented NE-SW and NNE-SSW towards the NE and NNE (Fig. 8c, d, respectively). All observations jointly indicate the presence of a large-scale S-shaped F_{n+1} fold in the area. By comparison of the plunge angle of the fold axes, σ_1 is sub-horizontal in the direction WNW-ESE, σ_2 is sub-horizontal along WNW-ESE to NNW-SS, while σ_3 varies from horizontal to sub-horizontal in the NNE-SSW to NE-SW directions (Fig. 8c, d). This conforms to the waviness of the S_{n+1} foliation at the Kopongo area as observed on the geological map (Fig. 1).

D_{n+2} deformation event is characterized by overprinting of D_n and D_{n+1} structures. Syn- D_{n+2} metamorphism

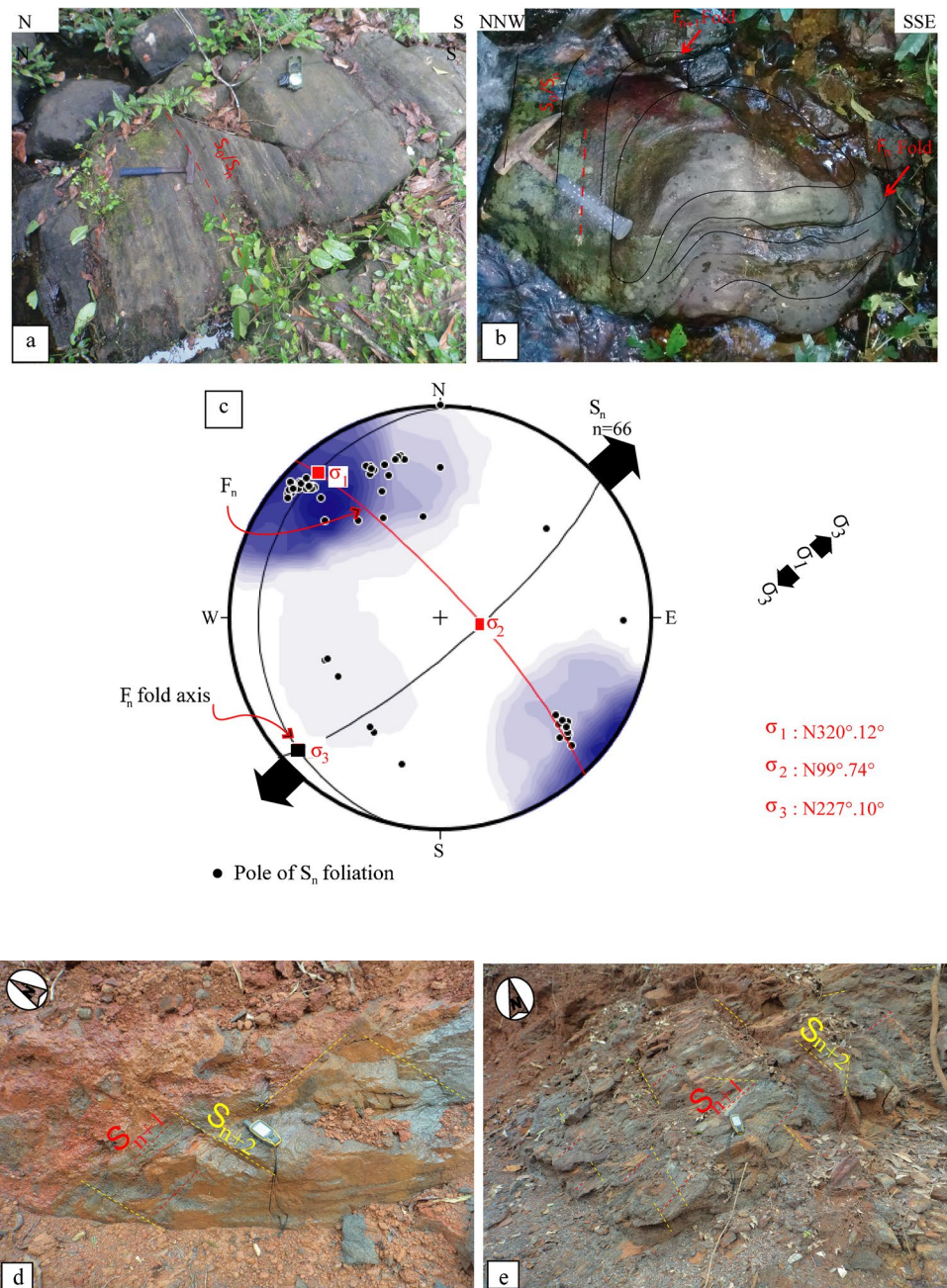
Fig. 6 Photographs showing the main structures from the GIFs and associated wallrocks at the Kopongo iron deposit: (a) Parallel S_0/S_n and S_0/S_{n+1} , C_{n+2a} blastomylonitic shear zone, S_{n+1} mylonitic foliation and S_{n+2} cleavage schistosity. (b) Bedding relict S_0 and S_n foliation, S_{n+1} mylonitic foliation, C_{n+2a} blastomylonitic shear zones. (c) S_0/S_n foliation and S_{n+1} mylonitic foliation, hinge of overturned F_{n+1} fold. (d) Bedding relict S_0 and S_n foliation. (e) Cataclasite type fault



structures occur as large F_{n+2} asymmetric M-shape and S-shape folds (Fig. 2b). S_{n+2} cleavage surfaces are common within the meta-granites (Fig. 6a), GIFs (Fig. 7d, e and Fig. 9a) and the lenticular magnetite-pyroxene-hornblende gneiss (Fig. 10a). S_{n+2} cleavage displays schistosity oriented N-S dipping to the E (Fig. 7d), NE-SW with dips to the SE and NW (Fig. 7e). These are axial planes schistosity to F_{n+2} folds (Fig. 11a) and with high dips ranging from 59 to 88°. The traces of meso-scale axial planes of F_n and F_{n+1} folds have been refolded by the regional F_{n+2} during the early D_{n+2} ductile deformation. This produced the undulations of the Kopongo greenstone belt and defined an asymmetrical F_{n+2} cartographic fold (Fig. 2a, b). Synthetic stereograms of the S_n/S_{n+1} foliations show that the axial plane values of asymmetrical F_{n+2} folds oriented ENE-WSW dipping ESE, NNE-SSW dipping WNW and NE-SW towards the SE (Fig. 10c). A_{n+2} axes with upright to steep F_{n+2} folds defined NE-SW to NNE-SSW-trend and flat to gentle plunge between 09 and 17° towards the SW and NNE (Fig. 10c). Other F_{n+2} mega folds were also observed at

the northern and southern parts of the study area oriented N313°0.38° and N121°0.52°, respectively (Fig. 10c). These F_{n+2} mega folds exhibited their A_{n+2a} and A_{n+2b} axes oriented N335°0.41° and N138°0.47° respectively (Fig. 10c). The third deformation stage (D_{n+2}) produced large gentle to open folds showing vertical to sub-vertical S_{n+2} hinges level cleavage. This area is characterized by an en-echelon anticline-syncline system (Fig. 2a, b and Fig. 12a). These F_{n+2} folds generated σ_1 horizontal to sub-horizontal NNW-SSE, and σ_3 horizontal NE-SW trends (Fig. 10c). These kinematic features reveal that the Kopongo area suffered compression in a NNW-SSE direction during its ductile deformation stage. Meanwhile, F_{n+2} folds developed during the NNW-SSE crustal shortening and NE-SW horizontal extension regime. The gentle to open asymmetric mega F_{n+2} folds form NW-SE, NE-SW, WNW-ESE and ENE-WSW anticlines and synclines (Fig. 2b) and control the lenticular magnetite-pyroxene-hornblende gneiss (Fig. 10a). B_{n+2} boudins consist of elongated MPHG bodies in the gneissic country rocks package (Fig. 10a).

Fig. 7 Structural features of gneissic formations observed on the field at the Kopongo iron deposit and synthetic stereogram: **(a)** S_0/S_n foliation. **(b)** F_n fold strongly overprinted by F_{n+1} fold. **(c)** Synthetic stereogram of S_0/S_n foliation. **(d)** WNW-ESE S_{n+1} foliation (red lines) crossed cut by N-S and E-W subvertical S_{n+2} cleavage schistositities (yellow lines). **(e)** NE-SW S_{n+1} schistosity crossed cut by N-S, NW-SE and NE-SW S_{n+2} cleavage schistositities



Brittle-ductile tectonic

The Kopongo area is highly affected by ductile deformation. However, both field and petrographic data show the co-existence of both brittle and ductile structures within the ore formations. D_{n+1} event overprinted D_n , whereas, D_{n+2} deformation affected the D_n and D_{n+1} structures giving rise to C_{n+1} and C_{n+2} shear planes respectively. C_{n+1} shear planes are sinistral to dextral. They crossed-cut S_0/S_n foliation and are sub-parallel to S_{n+1} mylonitic foliation (Fig. 11c, d). These C_{n+1} planes are vertical steeply dipping structures common throughout

the Kopongo area. They constitute minor shear zones in the area and vary from a few centimetres to about 10 m long and <20 cm wide, generally trending NE-SW (Fig. 11c, d).

C_{n+2} shear planes are observed at all scales within this greenstone belt (Fig. 2b). They are marked by blastomylonitic shear zones at the mesoscopic and macroscopic scales corresponding to C_{n+2a} and C_{n+2b} shear bands respectively. The C_{n+2a} blastomylonitic shear bands visible in drill cores crosscut the amphibolites in dextral (Fig. 6a) to sinistral (Fig. 6b) shear movement. Locally, the C_{n+2a} shear zones are sinistral NE-SW, WNW-ESE and ENE-WSW-trends (Figs. 11b, 12c and d, respectively). The

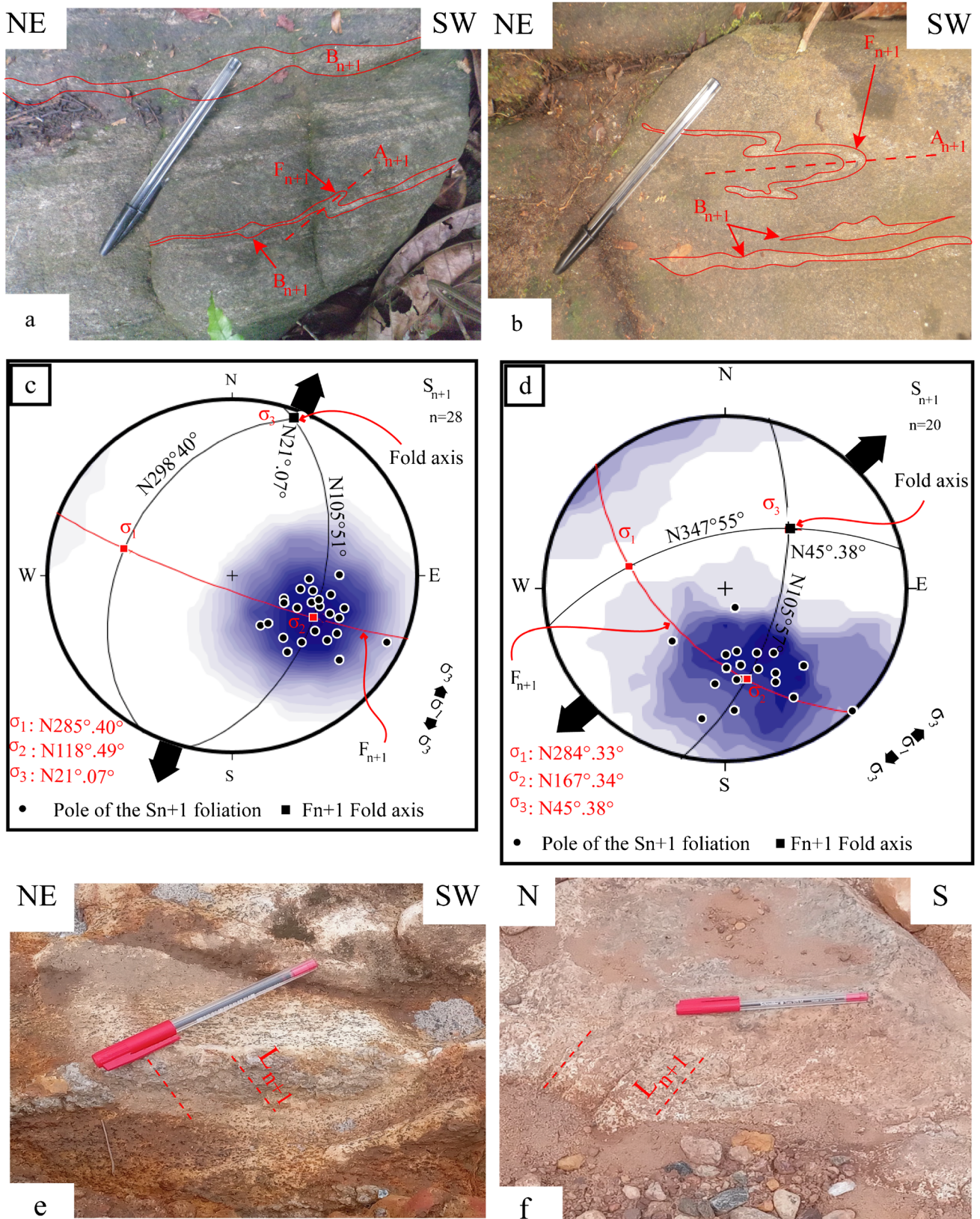
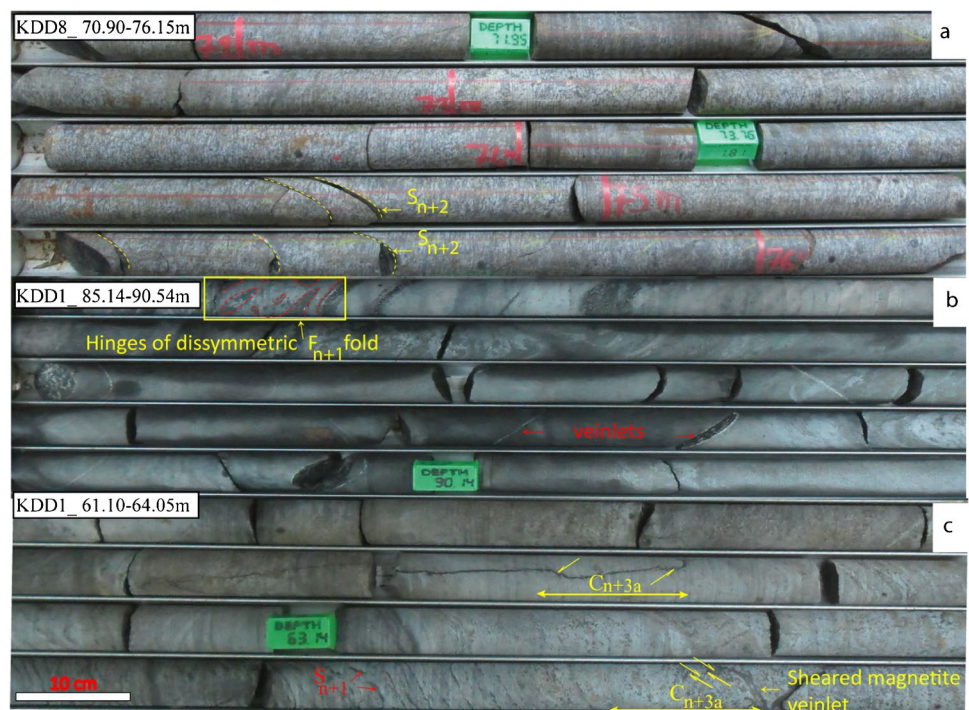


Fig. 8 Photographs showing the main structures from the Kopongo greenstone belt and synthetic stereogram: (a) and (b) B_{n+1} boudins and F_{n+1} folds. (c) and (d) synthetic stereogram of the S_{n+1} mylonitic foliation and axial plane to F_{n+1} fold. (e) and (f) L_{n+1} lineations

Fig. 9 Photos illustrating geological structures observed in the Kopongo iron deposit: (a) S_{n+2} cleavage schistosity on GIFs. (b) Hinges of dissymmetric F_{n+1} folds and veinlets crossing amphibolite. (c) S_{n+1} mylonitic foliation, C_{n+3a} en echelon reverse and normal faults with sheared magnetite vein



C_{n+2a} bands show parallel strike with the S_{n+2} schistosity and the axial F_{n+2} fold planes (Fig. 11a). However, the schistosity is underlined by continuous to discontinuous cleavage oblique to the S_{n+1} planes (Fig. 7a, b). Whereas, the C_{n+2b} blastomylonitic shear zones cross-cut mega F_{n+2} folds that affected the S_0/S_n and S_n/S_{n+1} foliations (Fig. 11a). Also, the C_{n+2b} blastomylonitic and shear corridors displayed various strikes directed N-S, NNE-SSW, NNW-SSE, NE-SW and NW-SE. These strikes cross-cut all lithologies and foliation trajectories (Fig. 2b) in the investigated area. The Kopongo shear zones are dominated by sinistral-transcurrent shear sense indicators on horizontal surfaces, and steeply dipping foliation is interpreted either as (i) transpressional shear zones or (ii) zones of high-angle reverse faulting that were later reactivated by strike-slip faults.

Brittle tectonic

This deformation stage marks the early stage of D_{n+3} deformation. It is defined by the development of faults, tension fractures, tension gashes, inverse dip-slip, vertical strike-slip and normal dip-slip faults cross-cutting markers from previous events. Major fractures related to this event have been distinguished using drillcore logging (Fig. 9a-c) and field mapping (Fig. 7e-d and Fig. 12d). They show dominant N-S, E-W and NE-SW directions (Fig. 7a, b and Fig. 10c). However, the dominant strike directions are NNE-SSW, NNW-SSE, ENE-WSW, WNW-ESE and NW-SE recorded from minor faults and tension gashes or tension fractures. Most tension gashes are defined by quartz veinlets (Fig. 9b) observed at various depths from drillcore samples.

Faults in this area are associated with C_{n+3} shear planes. In drillhole KDD1 en echelon reverse and normal faults (Fig. 9c) were intercepted between 61.10–62.40 m and 63.14–64.24 m depth respectively. The minor en echelon normal dip-slip faults are truncated, and display very thin magnetite step-fillings (Fig. 9c), while amphibolites displayed cataclasite type fault visible at 60.65–63.70 m and 62.47–62.90 m depth on drillhole KDD9 (Fig. 6e). These structures observed at the mesoscopic scale can also be well illustrated at the regional scale by en echelon pattern of normal dip-slip faults displayed by the Kopongo hills (Fig. 12d). They were generated by the horizontal N-S σ_1 and sub-vertical NW-SE σ_3 markers (Fig. 11e). Consequently, the Kopongo brittle tectonic is a result of an extensional regime (NW-SE) due to a crustal compressional (N-S).

Discussion

Chemical deposition and detrital input

Aside from being a major source of iron ore in the world, the BIFs have also shown their importance in the development of oxygen in the atmosphere, the chemical composition of the oceans and the understanding of the genesis of life on earth (Spier et al. 2007). However, not all iron formations (IFs) are purely sedimentary as most of these chemical sediments show contamination of a continental nature (Pecoits et al. 2009). In the studied area, weathered GIFs show higher contents in Fe_2O_3 and SiO_2 than those of unweathered GIFs.

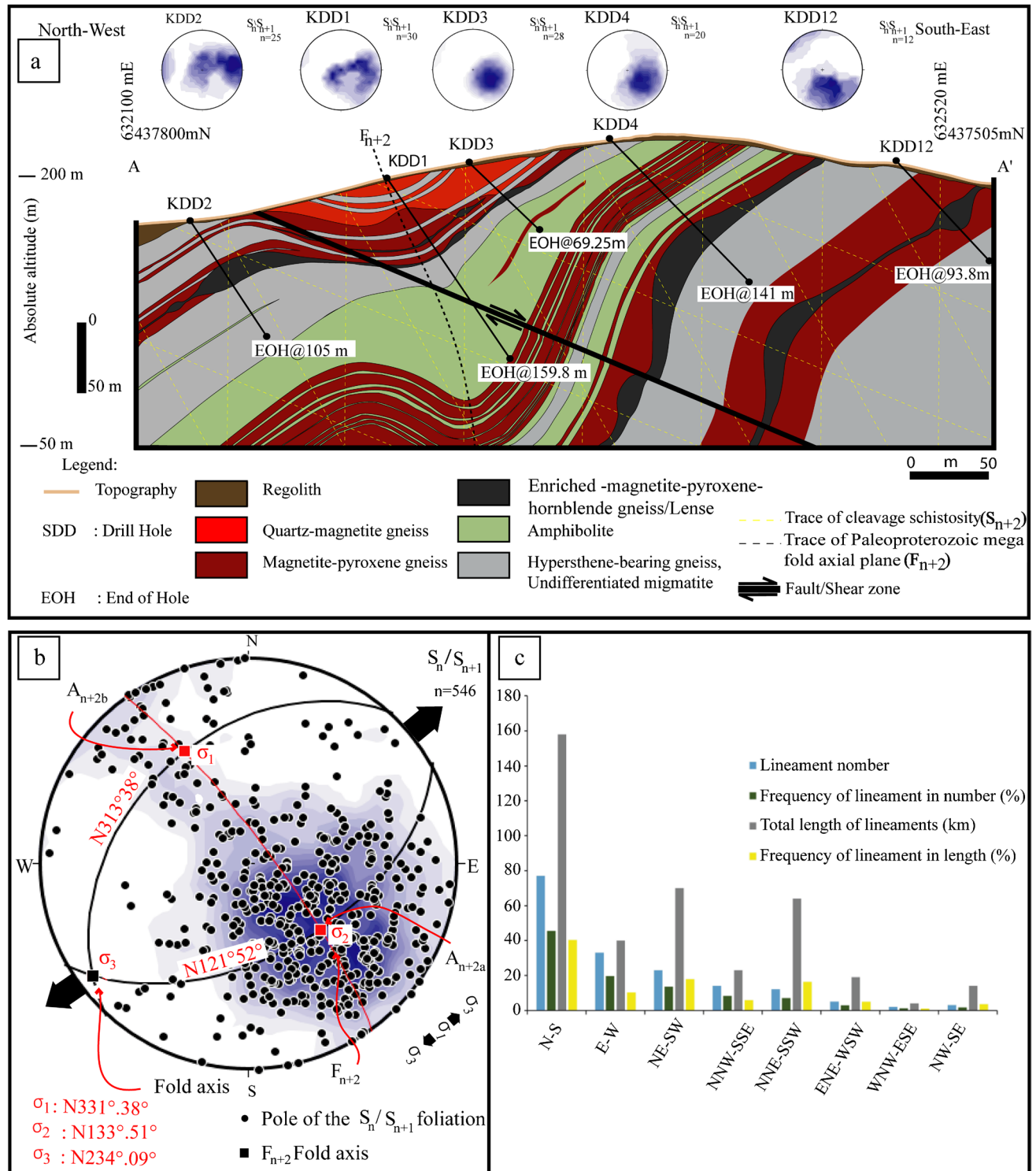
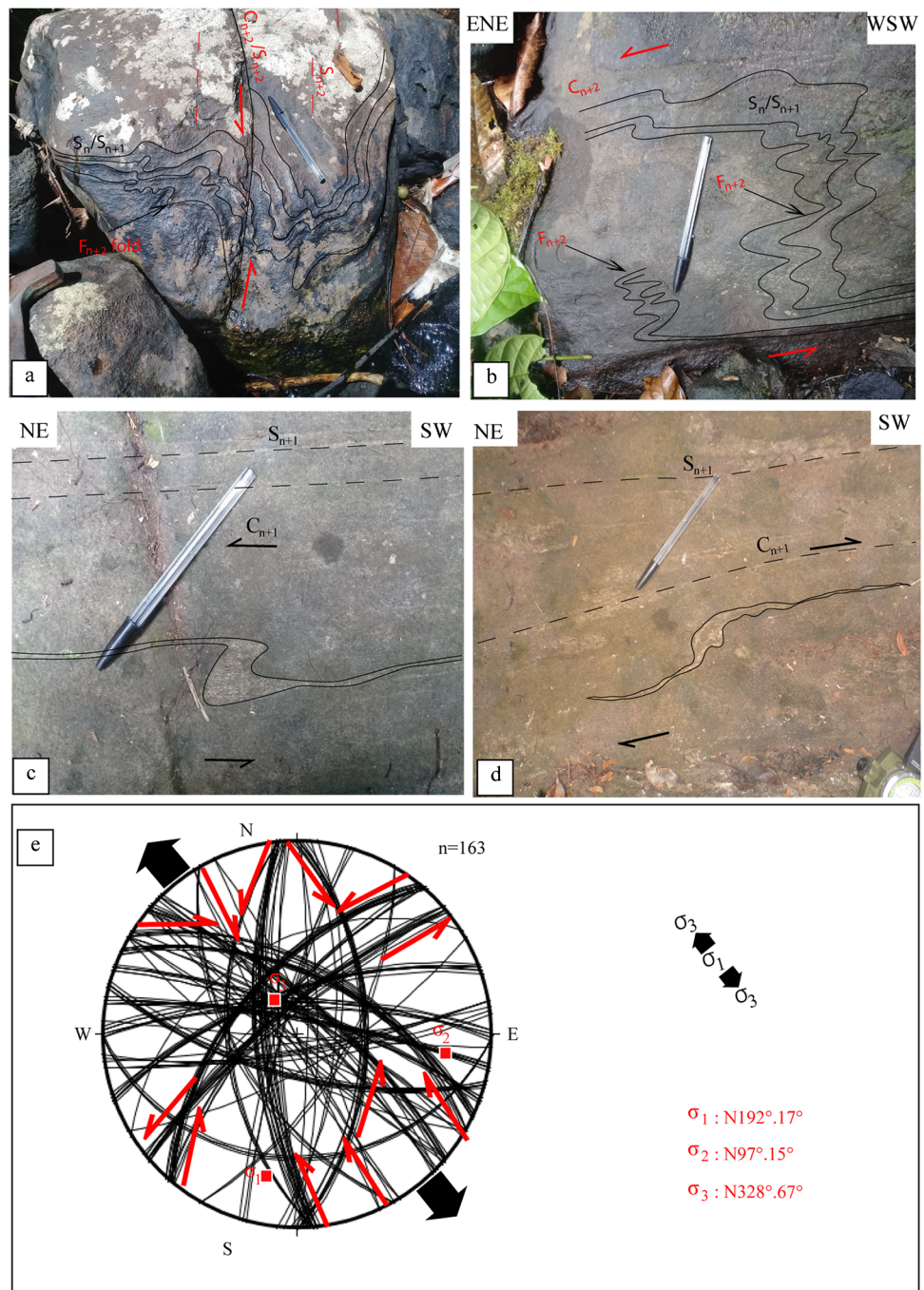


Fig. 10 a Geological NW–SE (dip) cross-section (A–A' in Fig. 2b) of the Kopongo metamorphic iron deposit. (b) Synthetic stereogram of S_n/S_{n+1} foliation (amphibolite, gneiss and GIFs). (c) Histogram shows the distribution of the fracture trajectories

The chemical analyses of the unweathered GIF samples show that the high SiO_2 and Fe_2O_3 contents (41.90–52.30 wt% and 42.39–55.40 wt%, respectively) are similar to other IFs worldwide (see, Gutzmer et al. 2008). Unenriched IFs

from the Archean and Paleoproterozoic have always shown a similar average overall content of iron, with Fe-total oscillating between 20 and 40 wt % (Klein 2005). The corresponding Fe-total content from the unenriched IFs in this study

Fig. 11 Photos illustrating geological structures observed in the Kopongo area: **(a)** Sinistral C_{n+2a} shear planes shearing F_{n+2} folds. **(b)** C_{n+2a} shear planes are concordant to S_{n+2} cleavage schistosity, axial plane of F_{n+2} folds. **(c)** and **(d)** Sinistral and dextral C_{n+1} shear plane associated with the development of S_{n+1} mylonitic foliation. **(e)** Stereograms (equal area, lower hemisphere) displaying the fault shear population measured for this study and calculated principal axes for all shear bands (σ_1 , σ_2 and σ_3)

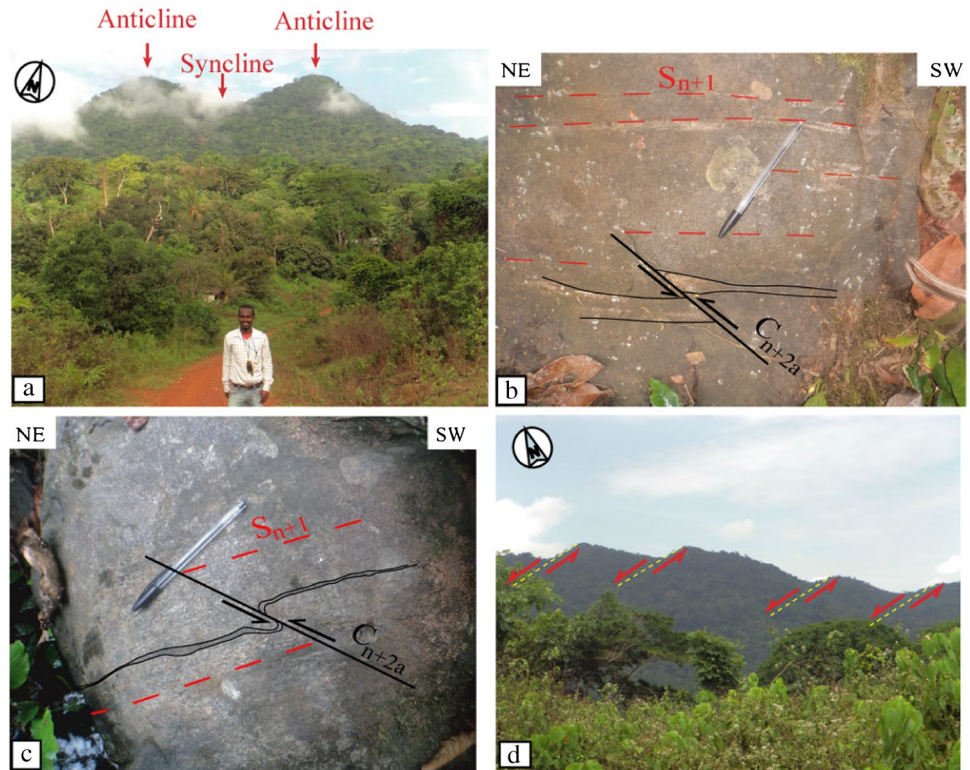


varies from 29.65 to 38.75 wt% concurring with those of Archean and Paleoproterozoic formations.

The Kopongo GIFs show an abundance of magnetite and quartz, with $SiO_2 + Fe_2O_3$ contents (55.50–87.16 wt %, average at 71.33 wt %) similar to pure chemical sediment. On the other hand, the other major oxides display highly variable contents, suggesting the incorporation of detrital components. It has been indicated that during the processes of diagenesis, hydrothermal circulation and meteoric weathering, the mobility of Al_2O_3 and TiO_2 is highly influenced

when solution are introduced (e.g. Yang et al. 2015; Pecoits et al. 2009) thus, making it possible to detect clastic contaminations in IFs following their strong positive correlation (Table 3). In addition, the high proportions of Al_2O_3 and TiO_2 reflect the presence of terrigenous clastic sediments (Lascelles 2007). Both display strong positive correlations (e.g. MgO with CaO ($r < 1.0$), K_2O with Na_2O ($r < 0.9$), Al_2O_3 with LOI (< 0.9) and TiO_2 and V ($r < 0.7$)) and the weak positive correlations are also described (e.g., K_2O with CaO ($r < 0.8$) and MgO ($r < 0.8$), MgO with Na_2O ($r < 0.8$),

Fig. 12 Photos illustrating geological structures observed in the Kopongo iron deposit: (a) Alternating anticlines and synclines observed behind geologist. (b) and (c) Sinistral C_{n+2a} shear planes oblique to S_{n+1} mylonitic foliation. (d) En echelon pattern well illustrated by normal dip-slip faults (yellow lines) located at about 5 km from the photo position



Al_2O_3 with V ($r < 0.8$), Na_2O with CaO ($r < 0.7$), Al_2O_3 with TiO_2 ($r < 0.7$), LOI and Zr ($r < 0.7$), Al_2O_3 and Zr ($r < 0.6$) and TiO_2 with Zr ($r < 0.5$). The positive correlations suggest clastic input during the geodynamic evolution of IFs (Horstmann and Halbich 1995; Spier et al. 2007). The incorporation of terrigenous sediments in GIFs is suggested by the weak correlation between Al_2O_3 with TiO_2 , and Zr (Table 3), as Zr is an element considered as a detrital component (Hirst 1962; Spier et al. 2007). Thus, the Kopongo greenstone belt may have resulted from chemical precipitation slightly contaminated by continental detrital components. Nevertheless, iron ore samples from this area do not show any major enrichment in Al_2O_3 and TiO_2 contents and their weak positive correlation suggest slight crustal contamination.

From the above, we propose that Kopongo GIFs have no significant amounts of clastic material, and therefore, a geodynamic setting was in a marine environment (Spier et al. 2007). A similar depositional model was advocated in the Mesoarchean Bikoula (NC, Teutsong et al. 2017) and Bipindi (NyC, Moudioh et al. 2020) greenstone belts in the Ntem complex, Congo craton. On the other hand, the lithostratigraphic correlation of GIFs (Abou'ou angou et al. 2021), Nkout BIFs (Ndime et al. 2018) and Gouap BIFs (Soh Tamehe et al. 2019) support the fact that IF's deposition took place on a basin-wide scale. Considering the extent of the Congo basin, it appears that a huge amount of Fe^{2+} in ocean water was required (James 1954). These greenstone belts were late affected by multiple tectonic events during

the amalgamation of the Archean micro-blocks and Paleoproterozoic to Neoproterozoic collisions in the northwest of Congo Craton (Toteu et al. 1994; Lerouge et al. 2006; Loose and Schenk 2018; Owona et al. 2022).

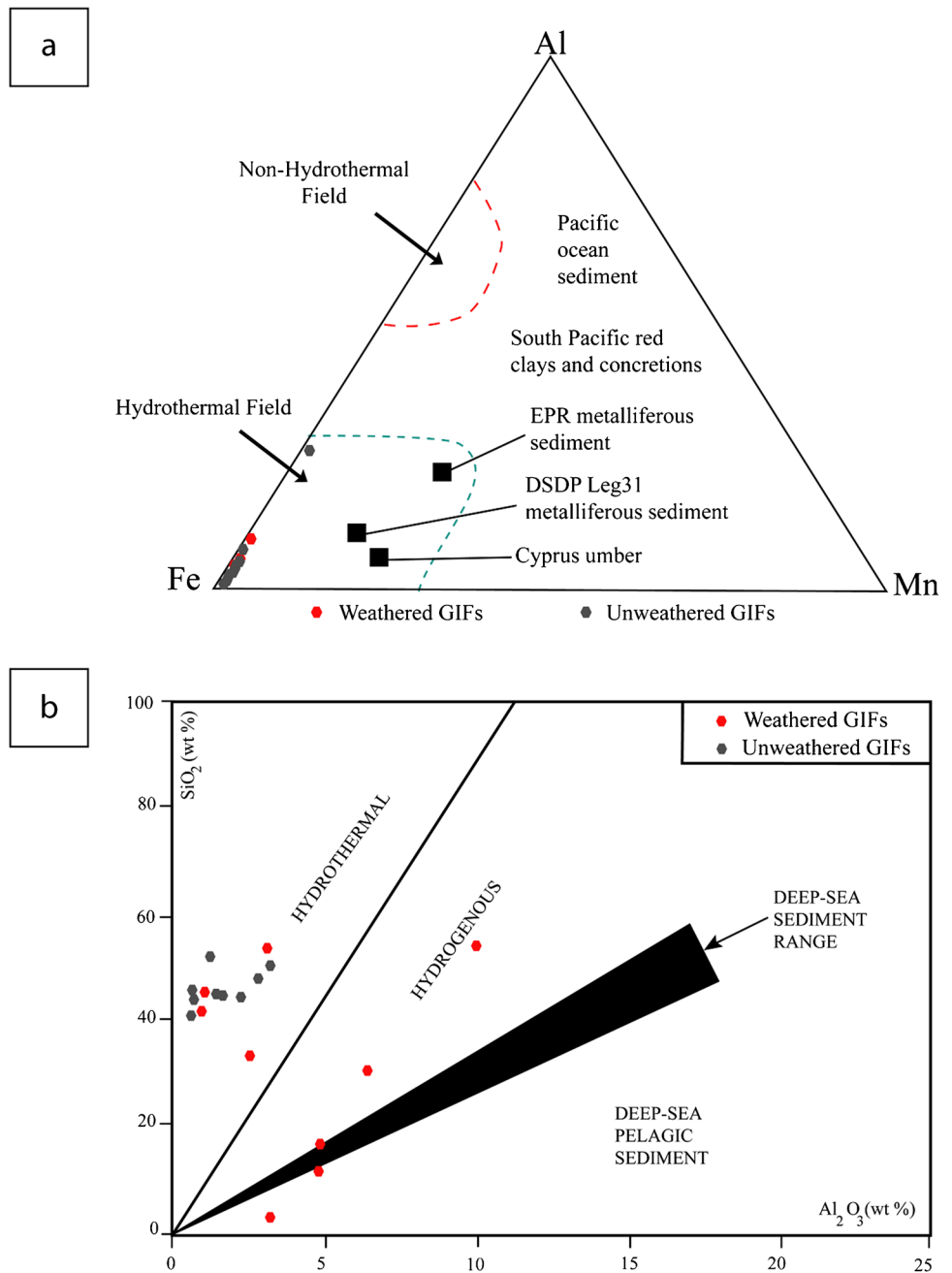
Sources of iron and silica

The source of Fe and Si in IFs has been highly debated over the years as to whether these were derived from (1) continental sources (2) oceanic crust altered by hydrothermal processes (3) a combination of weathering materials from the continental crust and vent-sourced hydrothermal fluids (e.g. Hamade et al. 2003; Bekker et al. 2010). To this day, their origin is still uncertain. It is all the same, admissible that the environmental and geochemical evolutions of the Earth are a consequence of secular changes in their style of deposit (Bekker et al. 2010). Nevertheless, marine, hydrothermal, biogenic and detrital sources have been proposed according to chemical differences, and mineralogical and isotopic composition (Klein 2005; Lascelles 2006). However, the samples of Kopongo GIFs show a strong affinity to hydrothermal activity based on the Fe–Mn–Al diagram of Bonatti et al. (1979), (Fig. 13a). The same observations have been indicated on the Al_2O_3 – SiO_2 discrimination diagram (Wonder et al. 1988) where the Kopongo GIF samples fall within or close to the field of hydrothermal deposit (Fig. 13b). Besides, the positive correlation between the Al_2O_3 and SiO_2 (Fig. 13b) suggests that the chemical sediments were

Table 3 Linear inter-element correlations for all samples of gneissic iron formations ($n=18$)

	AL2O3	Fe2O3	SiO2	K2O	MgO	MnO	Na2O	CaO	TiO2	Cr2O3	P2O5	S	LOI	Ni	Pb	Sn	As	Ba	Cl	Co	Cu	Sr	V	Zn	Zr
AL2O3	1																								
Fe2O3	-0.03	1.00																							
SiO2	-0.21	-0.97	1.00																						
K2O	-0.30	-0.42	0.44	1.00																					
MgO	-0.64	-0.41	0.53	0.78	1.00																				
MnO	0.32	-0.39	0.32	0.08	-0.07	1.00																			
Na2O	-0.27	-0.29	0.32	0.88	0.69	0.03	1.00																		
CaO	-0.60	-0.35	0.46	0.73	0.96	-0.09	0.67	1.00																	
TiO2	0.62	-0.01	-0.12	-0.22	-0.56	0.55	-0.10	-0.48	1.00																
Cr2O3	0.26	0.50	-0.54	-0.23	-0.32	-0.09	-0.17	-0.27	0.33	1.00															
P2O5	0.44	0.44	-0.56	-0.23	-0.37	-0.07	-0.19	-0.34	0.12	0.09	1.00														
S	-0.16	-0.17	0.18	0.30	0.23	0.15	-0.03	0.19	-0.22	-0.07	-0.12	1.00													
LOI	0.84	0.41	-0.60	-0.56	-0.85	0.07	-0.51	-0.82	0.51	0.34	0.65	-0.10	1.00												
Ni	0.64	-0.26	0.09	-0.18	-0.29	0.45	-0.21	-0.27	0.38	0.02	0.55	0.18	0.51	1.00											
Pb	0.38	0.34	-0.39	-0.36	-0.34	0.27	-0.40	-0.25	0.37	0.55	0.12	0.19	0.45	0.26	1.00										
Sn	-0.35	0.14	-0.04	0.08	0.40	-0.02	0.29	0.50	-0.07	0.38	-0.35	-0.08	-0.41	-0.27	0.26	1.00									
As	0.06	0.70	-0.70	-0.27	-0.37	-0.29	-0.22	-0.40	0.05	0.29	0.54	-0.15	0.43	0.00	0.14	-0.24	1.00								
Ba	-0.22	-0.15	0.17	0.74	0.64	0.17	0.69	0.67	-0.24	-0.15	-0.11	0.37	-0.38	-0.02	0.38	-0.10	0.10	0.33	1.00						
Cl	-0.26	-0.20	0.23	0.71	0.57	-0.07	0.53	0.49	-0.31	-0.15	-0.01	-0.03	-0.40	-0.32	-0.38	-0.10	0.10	0.33	1.00						
Co	0.32	-0.39	0.32	-0.12	-0.29	0.71	-0.24	-0.34	0.58	0.03	0.06	0.37	0.24	0.63	0.26	-0.19	-0.08	-0.16	-0.23	1.00					
Cu	0.78	-0.22	0.03	-0.18	-0.33	0.40	-0.29	-0.32	0.32	0.25	0.28	0.27	0.58	0.80	0.53	-0.20	-0.10	0.01	-0.30	0.44	1.00				
Sr	-0.24	0.14	-0.08	0.11	0.34	-0.06	0.04	0.50	-0.23	0.08	-0.10	0.34	-0.21	-0.08	0.51	0.60	-0.26	0.59	-0.09	-0.19	0.04	1.00			
V	0.75	0.06	-0.23	-0.22	-0.52	0.59	-0.13	-0.43	0.83	0.49	0.36	0.09	0.65	0.68	0.67	0.07	0.06	0.01	-0.37	0.68	0.71	0.06	1.00		
Zn	0.47	0.51	-0.60	-0.25	-0.44	0.32	-0.20	-0.41	0.28	0.20	0.30	-0.07	0.57	0.07	0.51	-0.13	0.39	0.02	-0.14	-0.11	0.31	0.01	0.41	1.00	
Zr	0.59	0.35	-0.47	-0.33	-0.48	-0.20	-0.23	-0.40	0.40	0.37	0.16	-0.27	0.63	-0.06	0.47	-0.04	0.12	-0.29	-0.25	-0.21	0.26	0.04	0.37	0.45	1.00

Fig. 13 **a** Ternary Fe–Mn–Al diagram proposed by Bonatti et al. (1979), discriminating the hydrothermal and non-hydrothermal fields. The Kopongo GIFs falls on the hydrothermal field. **(b)** Al_2O_3 vs. SiO_2 diagram (after Wonder et al. 1988) indicating the possible genesis of primary chemical precipitates of the Kopongo iron samples



possibly diluted with Al_2O_3 -rich clastic or volcanic materials and that the Si contribution came from hydrothermal fluids and probably from the same source as Al_2O_3 (González et al. 2009). This may indicate that the primary chemical precipitation of Si and Fe in the Kopongo GIFs came from hydrothermal fluids originating from diverse hydrothermal vents. However, some samples plot in the hydrogenous field characteristic of chemical precipitation from seawater with insignificant hydrothermal input. Seawater input, however, is also justified by the low $\text{CaO}/(\text{CaO} + \text{MgO})$ ratios ranging between 0.08 and 0.53 (Table 1) which is in line with most marine origins (Dasgupta et al. 1999). Additionally, it is

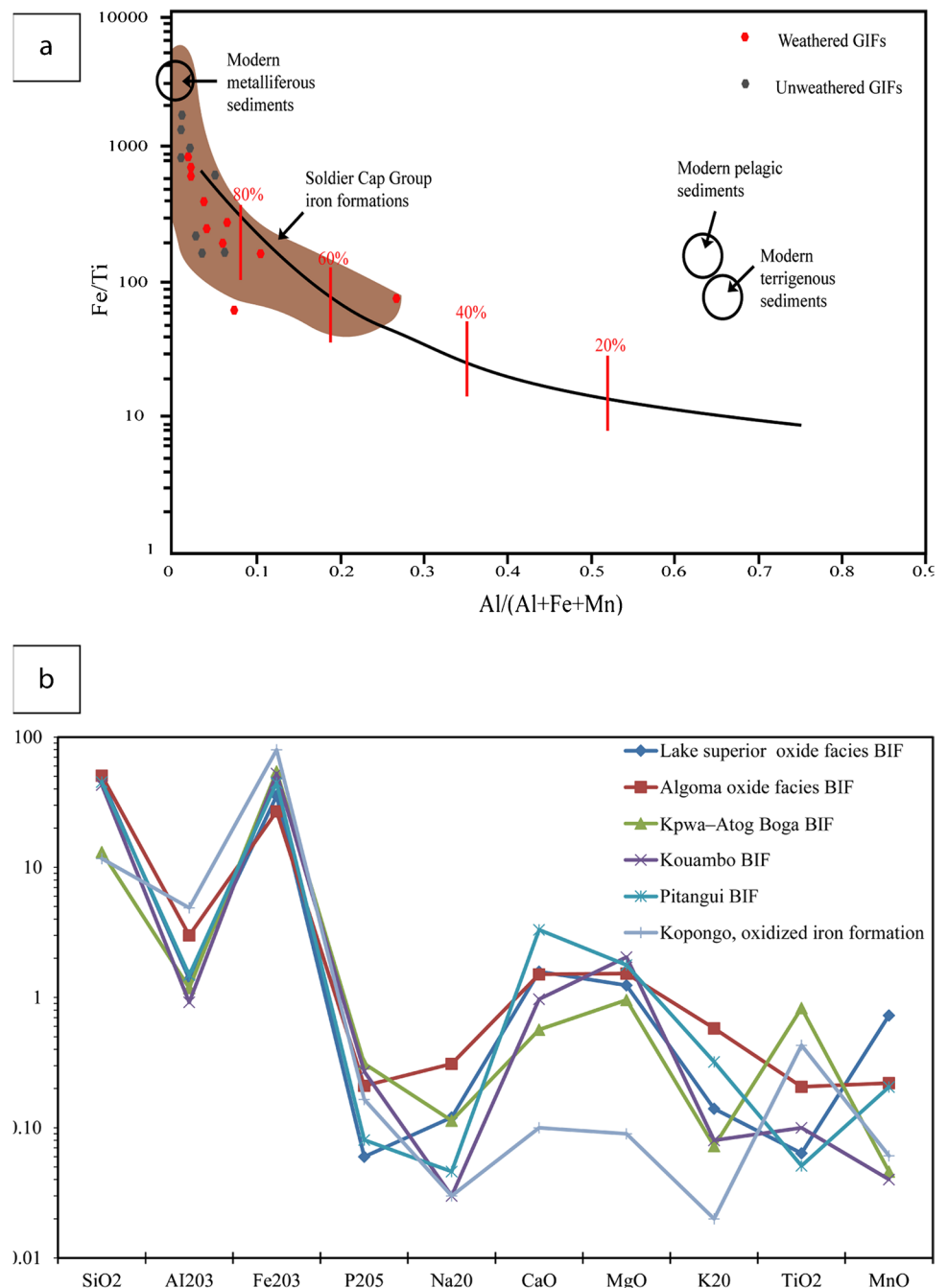
known that Co/Zn ratio is used as a tracer of hydrothermal origin (Brian and Messmer 1982). According to this author, a low Co/Zn ratio (0.15) characterizes hydrothermal deposits whereas hydrogenous deposits display a high Co/Zn ratio (2.5). The average Co/Zn ratio of the studied iron ore samples is 0.19, which is consistent with trace metals derived from a largely hydrothermal source (Toth 1980).

According to Hatton and Davidson (2004), a high Fe/Ti ratio (> 7000) characterizes pure hydrothermal fluids during sediments deposition, while $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ ratio > 0.6 indicates pure Al-rich clastic sediments. Reports also show that the high Fe/Ti , Fe/Al and $\text{Si}/$

Al ratios in IFs are influenced by a hydrothermal fluid due to the presence of Al^{3+} and Ti^{4+} which are resistant to hydrothermal alteration and not soluble in seawater (Gurvich 2006). In the Kopongo area, the investigated GIFs display average Fe/Ti (~ 515.02), Fe/Al (38.51) and Si/Al (31.51) ratios which fall within the range of hydrothermal input (Barrett 1981). Based on these proxies, terrigenous deposits are marked by Al^{3+} and Ti^{4+} cations, whereas those of hydrothermal origin are characterized by Fe and Mn elements (e.g. González et al. 2009). The discrimination of the origin

of sediments in the IFs systems can be achieved using the Fe/Ti vs. Al/(Al + Fe + Mn) diagram (Bostrom 1973; Barrett 1981). According to this diagram (Fig. 14a), most of the samples collected at the Kopongo greenstone belt fall within the hydrothermal Soldier Cap Group iron formations with high Fe/Ti ratios (Hatton and Davidson 2004). This suggests a mixture of seawater and hydrothermal fluids with a low terrigenous detrital input during the emplacement of the Kopongo IFs. Although partial contamination from continental detritus in their depositional environment is possible. However,

Fig. 14 **a** Fe/Ti vs. Al/(Al+Fe+Mn) discrimination diagram (after Bostrom 1973) showing a further confirmation that Kopongo metamorphosed iron ore deposit derived directly from a hydrothermal source. **(b)** Comparison observed from the Spider diagram of the major element composition of Kopongo deposit with those of Congo craton, Pitangui BIF, Minas Gerais, Brazil (Brando Soares et al. 2017); Lake superior oxide facies BIF (Gross 1980); Algoma oxide facies BIF (Gross 1980)



the geochemical features of the GIFs suggest that the Kopongo greenstone belt was deposited at an extensional geodynamic setting likely related to a back-arc (Wang et al. 2014; Ghosh and Baidya 2017; Moudioh et al. 2020), similar to the depositional environment for many Algoma-type BIFs. Archean-Paleoproterozoic arc setting is widely distributed across the Congo Craton, suggesting integration of the tectonic evolution of the Kopongo greenstone belt into continental-scale palaeogeography.

Comparative geochemistry

Archean and Paleoproterozoic are considered to be the epic times of Precambrian that recorded the deposition of IFs in cratonic provinces worldwide (Bontognali et al. 2013). These include the Carajas formation (Superior-type, Gross 1980), Rio das Velhas formation (Algoma-type BIF, Gross 1980), Quadrilátero Ferrífero in Brazil (Pitangui BIFs, Brando Soares et al. 2017), the CC as Kpwa-Atog Boga BIF (Soh Tamehe et al. 2018) and Kouambo BIF (Ganno et al. 2017). Thus, the average major chemical compositions of the Kopongo GIFs can be compared with these worldwide iron districts (Fig. 14b). The chemistry of the Kopongo GIFs shows similar content of iron, silica, phosphorous and aluminium to other Precambrian BIFs (Fig. 14b). The average values of TiO_2 and MnO of Kopongo GIFs and Kpwa-Atog Boga BIFs are similar to those of the Pitangui, Superior-type and Algoma-type BIFs. In contrast, Kouambo BIFs have a close pattern with Pitangui and Superior-type BIFs. Meanwhile, the Kopongo GIFs and Kpwa-Atog Boga BIFs show similar TiO_2 and MnO content, but are higher than other BIFs types, whereas the K_2O , CaO , MgO and Na_2O contents are slightly variable.

Mineralization controls

Geologic structures are very important in the control of iron ore deposits, and therefore understanding their tectonic framework becomes vital in unravelling the mineralization history of the deposits. The Kopongo metamorphic iron deposit formed probably in the early tectonic evolution of the NyC. Within this emerging iron ore district, most of the IFs have suffered several phases of thermotectonic and hydrothermal alteration that were enhanced by the re-activation and formation of brittle to brittle-ductile structures after ore formation. In the search for concealed ore bodies in the form of magnetite ore (MPG) and enriched-magnetite ore (MPHG) (Figs. 3 and 10a) in the Kopongo greenstone belt, tectonic unravelling helps to constrain the origin and evolution of these IFs. Analysis of the geometry of folds, faults and shear zones suggests that the deposition of magnetite ore bodies within the Kopongo

greenstone belt is linked to F_{n+1} and F_{n+2} folds (Fig. 2b), while metric to decimetric irregular enriched magnetite ore lenses are related to F_{n+2} folds (Fig. 10a). Consequently, the relative ages of magnetite and enriched magnetite ore bodies (Figs. 3 and 10a) are considered to be spatially and temporally related to syn- D_{n+1} and syn- D_{n+2} events respectively. These lenticular iron bodies occur at 20 m right up to 177 m depth (Fig. 3). Massive magnetite or enriched magnetite ore bodies of the deposit generally form discontinuous lenses as boudins (pinch and swell) with anastomosing magnetite mesobands of varying in sizes and shapes within F_{n+2} folds. Their outlines are similar to those of the Hamersley Province in Australia (Lascelles 2006) hosted within amphibolite and gneissic formations (Fig. 10a). By contrast, the Quadrilátero Ferrífero shows discontinuous lenticular mineralization with variable shapes and sizes within the itabirite-type (Mataragio et al. 2011). Meanwhile, within the Mayoko-Moussondji belt (in the Republic of Congo), the main deposit occurs at Makengui hill, which was interpreted as the locus of a boudin neck developed during the main folding event and crosscutting late fault (De Waele et al. 2012). It has been demonstrated from numerical and analogue models that the folds and the boudins can evolve simultaneously, and the 3D deformation conditions the geometry of the boudins (Abe et al. 2013; Von Hagke et al. 2018). On the other hand, these boudins are found at all scales and in varied geotectonic frameworks (Schoenherr et al. 2009; Strozyk et al. 2014). During tectonic events, the surrounding matrix can record further information such as fluid pressure, pressure and temperature conditions while the necks of the boudins structurally, control secondary mineralization (e.g. Schenk et al. 2007).

Ore bodies of the Kopongo greenstone belt are well illustrated by a folded nature of the topography that is characterized by alternating anticlinal and synclinal structures trending NNE-SSW (Abou'ou Ango et al. 2021, Fig. 2a). They display variable attitudes and scales indicating the intensity of ductile compressive deformation in the region (Figs. 2b and 12a). Based on lithostructural analysis, folding of the Kopongo formations resulted in intense thinning of the GIFs along the limbs and thickening hinges (Fig. 10a). Closed-spaced sub-vertical cleavage along the hinge zones may have enhanced permeability GIFs and iron enrichment. According to Coe (2010), the competence of the GIFs bands during F_{n+1} and F_{n+2} folding was crucial during this deformation. However, the prevalence of large-scale S-shaped F_{n+1} and open F_{n+2} asymmetric 'M' shaped folds structures in the area most like served as traps for this deposit. This can be supported by the presence of enriched magnetite ore body occupying the F_{n+2} fold hinge zones where the elongated magnetite layers have considerable thicknesses.

Conclusion

Based on geological investigations and structural analysis from the field, drill core, and satellite image, as well as the major and trace element geochemistry interpretations, the following conclusions have been proposed for the Kopongo area:

- (1) Three stratigraphic formations (regolith, iron and gneissic formations), and five lithologies occur within these gneissic terrains.
- (2) The Kopongo iron formations are chemical sediments related to a mixture of seawater and hydrothermal fluids with a low terrigenous detrital input at an extensional geodynamic setting.
- (3) GIFs in this belt host detrital iron, magnetite-quartz, quartz-hematite breccia, magnetite and enriched magnetite mineralization types.
- (4) This greenstone belt underwent D_n , D_{n+1} , D_{n+2} and D_{n+3} deformations. D_{n+1} is a simple shear that overprinted D_n . Transitional D_n - D_{n+1} phase is recorded in amphibolite and GIFs that are displayed by S_{n+1} mylonitic foliation and meso- to mega F_{n+1} folds. The early D_{n+2} is a ductile deformation that developed F_{n+2} folds affecting composite S_n/S_{n+1} foliation and generated S_{n+2} mylonitic foliation on their hinges. The late D_{n+2} deformation is brittle-ductile and responsible for the development of blastomylonitic shear zones and large-scale F_{n+2} folds. The D_{n+2} deformation is followed by an early D_{n+3} brittle phase represented by normal and inverse dip-slip faults and strike-slip faults.
- (5) Iron mineralization is hosted by magnetite gneiss with mylonitic schistosity.
- (6) Most iron mineralization types are spatially related to specific structures and their emplacement: magnetite ore bodies are related to D_{n+1} folds and lenticular enriched magnetite ore body is spatially and temporally related to syn- D_{n+2} folds.
- (7) Faults systems, fractures zones and fold hinges greatly enhanced permeability, the transmission of oxygenated solutions within the GIFs, supergene enrichment processes and concentration of iron.
- (8) The Kopongo iron deposit has the same tectonic position and share common depositional and structural history as other iron deposits in the NyC.

Acknowledgements This project forms part of the first authors PhD thesis and was financially supported by the West African Minerals Corporation. The authors thank Mrs Marie-Paule Mfoumbeng for her scientific contribution to this manuscript. But her soul departed before she could see the final version of this document. We are grateful to both anonymous reviewers for their detailed reviews, constructive comments and suggestions that improve the overall quality of the paper.

Declarations

Conflict of interest The authors declare no competing interests.

References

- Abe S, Urai JL, Kettermann M (2013) Fracture patterns in nonplane strain boudinage insights from 3-D discrete element models. *J Geophys Res: Solid Earth* 118(429):1304–1315
- Abou'ou Ango T, Njom B, Ekoa Bessa AZ, Onana JB, Bafon GT, Olinga J-B, Mvondo Ondoa J (2021) Correlations between morphoneotectonic parameters and Precambrian tectonic structures in the Nyong Group greenstone belts: Example of the Kopongo area (NW of the Congo Craton, Southwestern Cameroon). *J African Earth Sci* 182:104272
- Barbosa JS, Barbosa RG (2017) The Paleoproterozoic eastern bahia orogenic domain. In: Heilbron M, Cordani UG, Alkmim FF (eds) São Francisco Craton, Eastern Brazil. Springer, Tectonic Genealogy of a Miniature Continent, pp 57–69
- Barrett TJ (1981) Chemistry and mineralogy of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the North Appenines. *Italy Chem Geol* 34:289–317
- Bekker A, Slack JF, Planavsky N, Krapez B, Hofmann A, Konhauser KO, Rouxel OJ (2010) Iron formation: the sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic and biospheric processes. *Econ Geol* 105:467–508
- Bonatti E, Kolla V, Moore WS, Stern C (1979) Metallogenesis in marginal basins: Fe-rich basal deposits from the Philippine Sea. *Mar Geol* 32:21–37
- Bonda BMM, Etame J, Kouske AP, Bayiga EC, Ngon GFN, Mbaï SJ, Gérard M (2017) Edea North Area, Nyong Complex, Southern Cameroon: implication for origin and enrichment process. *Int J Geosci* 8:659–677
- Bontognali TRR, Fischer WW, Föllmi KB (2013) Siliciclastic associated banded iron formation from the 3.2 Ga Moodies Group, Barberton Greenstone Belt. *South Africa Precambrian Res* 226:116–124
- Bostrom K (1973) The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments. *Stockh Contrib Geol* 27:149–243
- Bouyo Houketchang BM, Penaye J, Njel UO, Moussango IAP, Sep NJP, Nyama AB, Wassouo WJ, Abaté EJM, Yaya F, Mahamat AYH, Wu F (2016) Geochronological, geochemical and mineralogical constraints of emplacement depth of TTG suite from the Sinassi Batholith in the central African Fold belt (CAFB) of northern Cameroon: implications for tectonomagmatic evolution. *J Afr Earth Sci* 116:9–41
- Bouyo Houketchang BM, 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
- Brando Soares M, Vasconcelos ACN, Zeh A, Raphael AC, Fernandes LP, Bueno do Prado MG, Modesto de Almeida A, Guimarães LM, Montenegro da Silva PH, Oliveira de Araújo RM, Mazutti TS (2017) Geology of the Pitangui greenstone belt, Minas Gerais, Brazil: stratigraphy, geochronology and BIF geochemistry. *Precambrian Res* 29:17–41
- Brian CL, Messmer RP (1982) An electronic model for the effect of alloying elements of the phosphorus induced grain boundary embrittlement of steel. *Acta Metallurgica* 30:1811–1818
- Burnham OM, Schweyer J (2004) Trace element analysis of geological samples by inductively coupled plasma mass spectrometry at the geoscience laboratories: revised capabilities due to improvements to instrumentation. Summary of Field Work and Other Activities 2004, Ontario Geological Survey, vol. 54. Open File Report 6145:1–20

- Cardozo N, Allmendinger RW (2013) Spherical projections with OSX-Stereonet. *Comput Geosci* 51:193–205
- Chombong NN, Suh CE (2013) 2883 Ma commencement of BIF deposition at the northern edge of Congo craton, Southern Cameroon: new zircon SHRIMP data constraint from metavolcanics. *Episodes* 36:47–57
- Chombong NN, Suh CE, Lehmann B, Vishiti A, Ilouga DC, Shemang EM, Tantoh BS, Kedia AC (2017) Host rock geochemistry, texture and chemical composition of magnetite in iron ore in the Neoproterozoic Nyong unit in Southern Cameroon. *Appl Earth Sci* 17
- Coe AL (2010) *Geological Field Techniques*. Wiley-Blackwell Editions, pp. 323
- Dasgupta HC, Sambasiva Rao VV, Krishna C (1999) Chemical environments of deposition of ancient iron- and manganese-rich sediments and cherts. *Sediment Geol* 125:83–98
- De Waele B, Buckley D, Jupp B (2012) The geology of the Makengui Target in the Mayoko-Moussondji Projet, Republic of Congo, internal report for Equatorial Resources by SRK Consulting, p.53
- Feybesse JL, Johan V, Triboulet C, Guerrot C, Mayaga-Mikolo F, Bouchot V, Eko N'dong 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
- Ganno S, Njiosseu Tanko EL, Kouankap Nono GD, Djoukouo Soh A, Moudioh C, Ngnotué T, Nzenti JP (2017) A mixed seawater and hydrothermal origin of superior-type banded iron formation (BIF)-hosted Kouambo iron deposit, Palaeoproterozoic Nyong series, Southwestern Cameroon: constraints from petrography and geochemistry. *Ore Geol Rev* 80:860–875
- Ganno S, Tsozué D, Kouankap Nono GD, Tchouatcha MS, Ngnotué T, Takam GR, Nzenti JP (2018) Geochemical constraints on the origin of banded iron formation hosted iron ore from the Archaean Ntem Complex (Congo Craton) in the Meyomessi Area. *Southern Cameroon Resour Geol* 68(3):287–302
- Ghosh R, Baidya TK (2017) Mesoarchean BIF and iron ores of the badampahar greenstone belt, iron ore group, East Indian shield. *J Asian Earth Sci* 150:25–44
- González PD, Sato AM, Llambías EJ, Petronilho LA (2009) Petrology and geochemistry of the banded iron formation in the Eastern Sierras Pampeanas of San Luis (Argentina): implications for the evolution of the Nogolí Metamorphic Complex. *J S Am Earth Sci* 28:89–112
- Gross GA (1980) A classification of iron formations based on depositional environments. *Can Mineral* 18:215–222
- Gurvich EG (2006) *Metalliferous sediments of the world ocean: fundamental theory of deep-sea hydrothermal sedimentation*. Springer, Berlin, p 416p
- Gutzmer J, Chisonga CB, Beukes NJ, Mukhopadhyay J (2008) The geochemistry of iron formation-hosted high-grade hematite-martite iron ores. *Rev Econ Geol* 15:157–183
- Hamade T, Konhauer KO, Raiswell R, Goldsmith S, Morris RC (2003) Using Ge/Si ratios to decouple iron and silica fluxes in Precambrian banded iron formations. *Geology* 31:35–38
- Hatton O, Davidson G (2004) Soldiers Cap Group iron-formations, Mt. Isa Inlier, Australia, as windows into the hydrothermal evolution of a base-metal-bearing Proterozoic rift basin. *Australian J Earth Sci* 51:85–106
- Hirst DM (1962) The geochemistry of modern sediments from the Gulf of Paria, 2. The location and distribution of trace elements. *Geochim Cosmochim Acta* 26(1147–1187):1962
- Horstmann UE, Halbich IW (1995) Chemical composition of banded iron-formations of the Griqualand West Sequence, Northern Cape Province, South Africa, in comparison with other Precambrian iron formations. *Precamb Res* 72:109–145
- Ilouga DCI, Ndong Bidzang F, Bidiás Ziem ALA, Olinga JB, 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 J Geosci Geomatics* 5(5):218–228
- James HL (1954) Sedimentary facies of iron-formations. *Econ Geol* 49:235–293
- Klein C (2005) Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *Am. Mineral.* 90:1473–1499.
- Lascelles DF (2006) The Mount Gibson banded iron formation hosted magnetite deposit: two distinct processes for the origin of high grade ore. *Econ Geol* 101:651–666
- Lascelles DF (2007) Black smokers and density currents: a uniformitarian model for the genesis of banded iron-formations. *Ore Geol Rev* 32:381–411
- Lasserre M, Soba D (1976) Age libérien des granodiorites et des gneiss à pyroxène du Cameroun méridional. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières; Section 4: Géologie Générale* 17–32
- Lerouge C, Cocherie A, Toteu SF, Milesi JP, Penaye J, Tchameni R, Nsifa NE, Fanning CM (2006) Shrimp U/Pb zircon age evidence for paleoproterozoic sedimentation and 2.05 Ga syntectonic plutonism in the Nyong Group, South-western Cameroon: consequences for the eburnean-transamazonian belt of NE Brazil and central Africa. *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. *Precambrian Res* 304:1–11
- Mataragio J, Jorgensen G, Uendro DC, Braga MA (2011) Twelfth international congress of the Brazilian geophysical society in Rio de Janeiro, Brazil, August 15–18
- Maurizot P, Abessolo A, Feybesse J, Johan L, Lecomte P (1986) Etude et prospection minière du Sud-Ouest du Cameroun : synthèse des travaux de 1978 à 1985. *Rapport BRGM 85 CMR 066*, 274
- Moudioh C, Tamehe LS, Ganno S, Nzepang Tankwa M, Soares B, Ghosh M, Kankeu R, Nzenti BJP (2020) Tectonic setting of the Bipindi greenstone belt, northwest Congo craton, Cameroon: implications on BIF deposition. *J Afr Earth Sci* 171:103971
- Mvondo H, den Brok SWJ, Mvondo Ondo J (2003) Evidence for symmetric extension and exhumation of the Yaounde nappe (Pan-African fold belt, Cameroon). *J Afr Earth Sci* 36:215–231
- Ndema MJL, Mbonjoh TM (2020) Assessment of banded iron formations around gouap area as potential high-grade iron ore (Nyong Serie, Congo Craton-South Cameroon). *Int J Progressive Sci Technol* 22(2):87–110
- Ndime EN, Ganno S, Soh Tamehe L, Nzenti JP (2018) Petrography, lithostratigraphy and major element geochemistry of Mesoarchean metamorphosed banded iron formation-hosted Nkout iron ore deposit, north western Congo craton, Central West Africa. *J Afr Earth Sci* 148:80–98
- 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
- Nkoumbou C, Barbey P, Yonta-Ngoune C, Paquette JL, Villiéras F (2015) Pre-collisional geodynamic context of the southern margin of the Pan-African Fold Belt in Cameroon. *J Afr Earth Sci* 99:245–260
- Nzepang Tankwa M, Ganno S, Akindeji Okunlola O, Tanko Njiosseu EL, Soh Tamehe L, Kamguia Woguia B, Motto Mbita AS, Nzenti JP (2020) Petrogenesis and tectonic setting of the Paleoproterozoic Kelle Bidjoka iron formations, Nyong group greenstone belts, southwestern Cameroon. Constraints from petrology, geochemistry, and LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology. *Int Geol Rev*
- Owona S (2008) Archaean, Eburnean and Pan-African features and relationships in their junction zone in the South of Yaounde (Cameroon). Ph.D. Thesis. University of Douala, Cameroon, p.232

- Owona S, Mvondo-Ondoa J, Tichomirowa M, Kodeck 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, Gulzar AM, Mvondo-Ondoa J, Emmanuel Ekodeck G (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
- Owona S, Schulz B, Minyem D, Ratschbacher L, Tchamabe BC, Olinga JB, Mvondo Ondoa J, Ekodeck GE (2022) Eburnean/Trans-Amazonian orogeny in the Nyong complex of southwestern Cameroon: meta-basite geochemistry and metamorphic petrology. *J Afr Earth Sc* 190:104515
- Pecoits E, Gingras MK, Barley ME, Kappler A, Posth NR, Konhauser KO (2009) Petrography and geochemistry of the Dales Gorge banded iron formation: paragenetic sequence, source and implications for palaeo-ocean chemistry. *Precambrian Res* 172:163–187
- Penaye J, Toteu SF, Tchameni R, Van Schmus WR, Tchakounte J, Ganwa A, Miyem D, Nsifa EN (2004) The 2.1 Ga West Central African Belt in Cameroon: extension and evolution. *J Afr Earth Sc* 39:159–164
- Schenk O, Urai JL, Van der Zee W (2007) Evolution of boudins under progressively decreasing pore pressure—a case study of pegmatites enclosed in marble deforming at high grade metamorphic conditions, Naxos, Greece. *Am J Sci* 307:1009–1033
- Schoenherr J, Reuning L, Kukla PA, Littke R, Urai JL, Siemann M, Rawahi Z (2009) Halite cementation and carbonate diagenesis of intra-salt reservoirs from the Late Neoproterozoic to Early Cambrian Ara Group (South Oman Salt Basin). *Sedimentology* 56:567–589
- Soh Tamehe L, Nzepang Tankwa M, Wei CT, Ganno S, Ngnotue T, Kouankap Nono GD, Simon SJ, Zhang JJ, Nzenti JP (2018) Geology and geochemical constrains on the origin and depositional setting of Kpwa-Atog Boga banded iron formations (BIFs), northwestern Congo craton. *Southern Cameroon Ore Geol Rev* 95:620–638
- Soh Tamehe L, Chongtao W, Ganno S, Jeremia Simon S, Kouankap NGD, Nzenti JP, Brice Lemdjou Y, Htun Lina N (2019) Geology of the Gouap iron deposit, Congo craton, Southern Cameroon: implications for iron ore exploration. *Ore Geol Rev* 107:1097–1128
- Soh Tamehe L, Wei C, Ganno S, Rosiere CA, Nzenti JP, Ebotehouna CG, Lu G (2021) Depositional age and tectonic environment of the Gouap banded iron formations from the Nyong group, SW Cameroon: insights from isotopic, geochemical and geochronological studies of drillcore sample. *Geosci Front* 12:549–572
- Spier CA, Oliveira SMB, Sial AN, Rios FJ (2007) Geochemistry and genesis of the banded iron formations of the caué formation, Quadrilátero Ferrífero Minas Gerais. *Brazil Precambrian Res* 152:170–206
- Strozyk F, Urai JL, Van Gent H, De Keijzer M., Kukla PA (2014) Regional variations in the structure of the Permian Zechstein 3 intrasalt stringer in the northern Netherlands: 3D seismic interpretation and implications for salt tectonic evolution. *Interpretation* 2, SM101-SM117
- 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. *Explor Min Geol* 17:197–207
- Teutsong T, Bontognali TRR, Ndjigui P-D, Vrijmoed JC, Teagle D, Cooper M, Derek V (2017) Petrography and geochemistry of the Mesoproterozoic Bikoula banded iron formation in the Ntem complex (Congo craton), Southern Cameroon: implications for its origin. *Ore Geol Rev* 80:267–288
- Tchameni R, Mezger K, Nsifa EN, Pouclet A (2000) Neoproterozoic evolution in the Congo Craton: evidence from K-rich granitoids of the Ntem complex Southern Cameroon. *J Earth Sci* 30(1):113–147
- Tchameni R, Mezger K, Nsifa NE, Pouclet A (2001) Crustal origin of early Proterozoic syenites in the Congo craton (Ntem complex). *South Cameroon Lithos* 57(1):23–42
- Toteu SF, Van Schmus WR, Penaye J, Nyobe JB (1994) U-Pb and Sm-Nd evidence for Eburnean and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of Southern Cameroon. *Precambrian Res* 67:321–347
- Toteu SF, Yongue Fouateu R, Penaye J, Tchakounte J, Seme Mouangue AC, Van Schmus WR, Deloule E, Stendal H (2006) U-Pb dating of plutonic rocks involved in the nappe tectonic in Southern Cameroon: consequence for the Pan-African orogenic evolution of the central African fold belt. *J Afr Earth Sc* 44:479–493
- Toth JR (1980) Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron. *Geo Soc Am Bull* 91(1):44–54
- Van Schmus WR, Oliveira EP, Da Silva Filho AF, Toteu SF, Penaye J, Guimarães IP (2008) Proterozoic links between the Borborema province, NE Brazil, and the central-African Fold belt. *Geol Soc London* 294:69–99
- Von Hagke C, Bamberg B, Virgo S, Urai JL (2018) Outcrop-scale tomography: insights into the 3D structure of multiphase boudins. *J Struct Geol*
- Wang CL, Zhang LC, Lan CY, Dai YP (2014) Petrology and geochemistry of the Wangjiazhuang banded iron formation and associated supracrustal rocks from the Wutai greenstone belt in the North China Craton: implications for their origin and tectonic setting. *Precambrian Res* 255:603–626
- 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, 7p
- Wonder J, Spry P, Windom K (1988) Geochemistry and origin of manganese-rich rocks related to iron-formation and sulfide deposits, western Georgia. *Econ Geol* 83(5):1070–1081
- Yang XQ, Zhang ZH, Duan SG, Zhao XM (2015) Petrological and geochemical features of the Jingtieshan banded iron formation (BIF): a unique type of BIF from the Northern Qilian Orogenic Belt, NW China. *J Asian Earth Sci* 113:1218–1234

Springer Nature or its licensor holds exclusive rights to this article under a publishing agreement with the author(s) or other rightsholder(s); author self-archiving of the accepted manuscript version of this article is solely governed by the terms of such publishing agreement and applicable law.



Evaluation of tectonic activity in the Kopongo area, southwestern Cameroon: insights from geomorphic indices, remote sensing, and GIS

Thierry Abou'ou Ango^{1,2} · Mero Yannah³ · Rachid El Hamdouni⁴ · Bernard Njom¹ · Joseph Mvondo Ondoa¹

Received: 24 April 2022 / Accepted: 24 January 2023
© Saudi Society for Geosciences and Springer Nature Switzerland AG 2023

Abstract

Geomorphologic investigations were undertaken in the Kopongo region, located in the northwestern margin of the Congo craton. The study carry out on the Kopongo, a portion of the Cameroon passive margin (3°53'–4°05'N, 10°06'–10°19'E), aims to examine the topographic and hydrographic anomalies through the use of geomorphic indices combined with geographic information systems, field observations, and literature data for the categorization of the relative index of active tectonics. Geomorphic and morphotectonic evaluations of this area have been carried out by implicating different geomorphic indices such as hypsometric parameters, relative tectonic uplift, basin shape, asymmetry factor, bifurcation ratio, and valley floor width to valley height ratio. The results obtained show that the region includes areas of high (14.89%), moderate (72.71%), and low (12.33%) tectonic activity zones. This inequitable distribution of the relative tectonic activity is caused by variations of tectonic uplift (0.16–0.68) and tilting (0.06–35.6). A strong correlation is seen between structural patterns and field morphotectonic indices such as river and channel anomalies, V-shaped valleys, hill tiltings, and young topographies. This indicates an influence of neotectonic uplift rates dating from the Cretaceous to the Quaternary. The origin of neotectonics along this passive margin correlates with the high volcanic activity along the Cameroon Volcanic Line, which is a consequence of the mechanical behavior of the lithosphere beneath West-Central Africa. The Kopongo area is more influenced by high and moderate tectonic activity. Thus, it appears that this area has been rejuvenated due to interactions with climate, lithology, and neotectonic activities.

Keywords Nyong Group · Kopongo · Active tectonics · Uplift rates · Tilting · Geomorphic indices

Introduction

The genesis of landscape features at the regional and local scales is interplayed among climatic conditions, geological formations, and past and recent geological events. Therefore,

the used of geophysical data, satellite images, and geomorphic anomalies in various geodynamic contexts is applied to evaluate tectonic activity (El Hamdouni et al. 2008; Amine et al. 2020; Ezati et al. 2021). Otherwise, the tectonic evolution of any drainage system morphologies shows that rivers and topography with their recognizable patterns correspond to new analytical and modeling tools used for the study of tectonic which is active. After the success of geodesic and dating methods, morphotectonic analysis, structural geology, and seismology are other methods used in the acquisition of anomalies from tectonic, it conclude uplift, incision, and erosion rates (e.g., Burbank and Anderson 2001; El Hamdouni et al. 2008; Bathrellos et al. 2009). The processing and analysis of geomorphic indices at different scales and environments played an important role in the investigation of landscape and river systems (e.g., Bahrami et al. 2020; Abou'ou Ango et al. 2021).

Currently situated in the southwestern part of Cameroon, the Kopongo site is developed within the Western Central

Responsible Editor: Stefan Grab

✉ Thierry Abou'ou Ango
abououangothierry@yahoo.fr

- ¹ Department of Earth Sciences, Faculty of Science, University of Yaounde I, P.O. Box 812, Yaounde, Cameroon
- ² Compagnie Minière du Cameroun, BP 35561, Yaoundé, Cameroun
- ³ Institut de Recherches Géologiques Et Minières, BP 4110 Nlongkak, Yaoundé, Cameroun
- ⁴ Department of Civil Engineering, ETSICCP, University of Granada, Campus Fuentenueva S/N, 18071 Granada, Spain

African region well-known as a sedimentary unit deposited along a humid passive margin portion (Owona 2008). Due to the lack of a full suite seismotectonic landscape data in the numerous localities worldwide, it is evident that many researchers are using multiple geomorphic indices in order to measure, identify, and delineate regions of anomalously low to high deformation rates. At the south-western regions of Cameroon, these seismic activities occur along or close to the major tectonic structures and the Cameroon Volcanic Line (Fig. 1c; Gaelle Nana et al. 2021; Ndibi et al. 2021).

The quantitative analysis reported here constitutes significant investigations through geomorphologic indices (Tables 1 and 2) and fieldwork in order to improve the understanding of the tectonic control, the role played by lithologic variability, and climatic changes on the evolution of the landscape in Kopongo. Several reports have shown the importance of using geophysical data, satellite images, and geomorphic anomalies in various geodynamic contexts to evaluate tectonic activity (El Hamdouni

et al. 2008; Amine et al. 2020; Ezati et al. 2021). However, the tectonic evolution of any drainage system morphologies shows that rivers and topography with their recognizable patterns correspond to new analytical and modeling tools used for the study of active tectonics. After the success of geodesic and dating methods, morphotectonic analysis, structural geology, and seismology are other methods used in the acquisition of anomalies from tectonic, conclude uplift, incision, and erosion rates (e.g., Burbank and Anderson 2001; El Hamdouni et al. 2008; Bathrellos et al. 2009). The processing and analysis of geomorphic indices at different scales and environments played an important role in the investigation of landscape and river systems (e.g., Bahrami et al. 2020; Abou’ou Ango et al. 2021).

Currently situated in the southwestern part of Cameroon, the Kopongo site is developed within the Western Central African region well-known as a sedimentary unit deposited along a humid passive margin portion (Owona 2008). Due to the lack of a full suite of seismotectonic landscape data

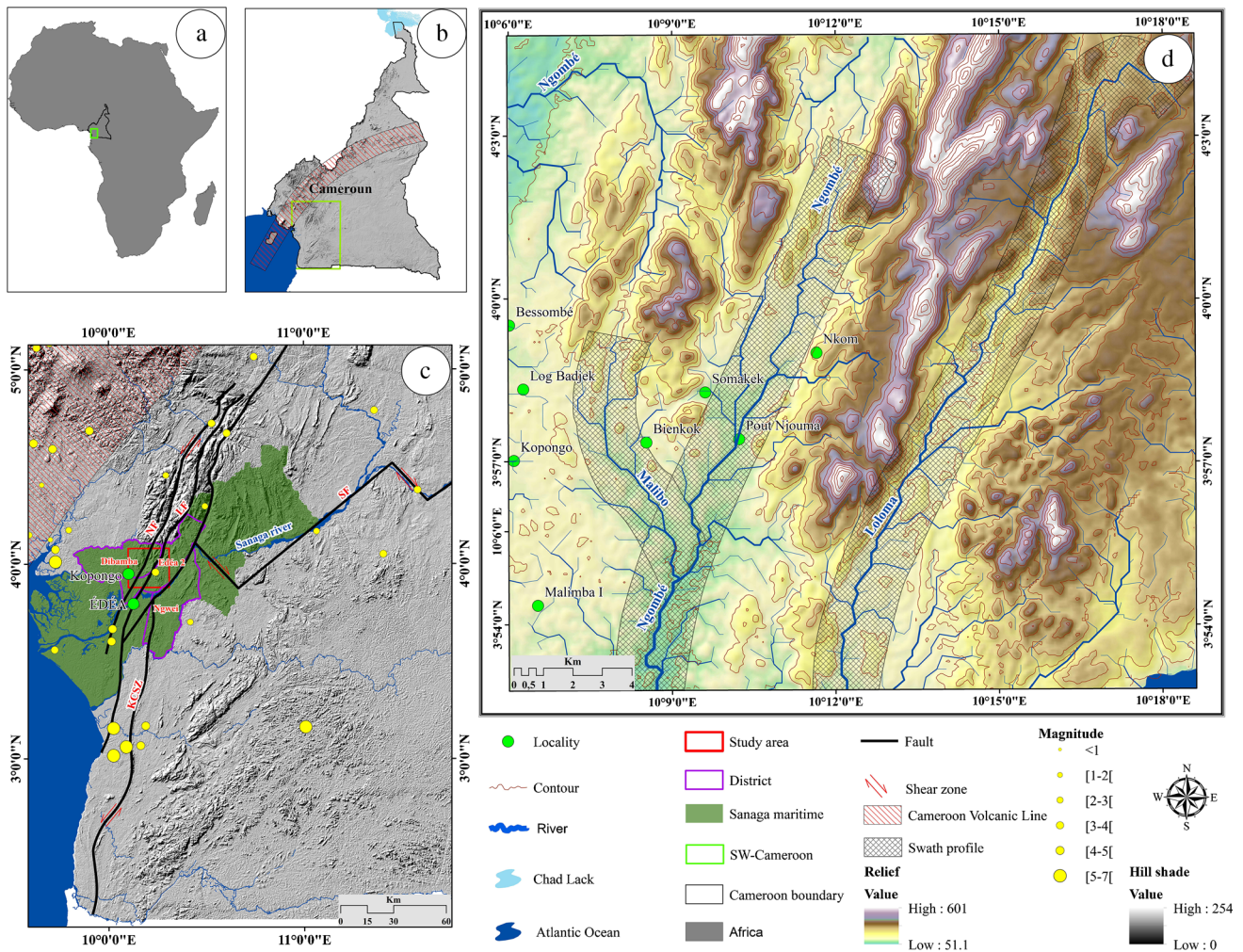


Fig. 1 Kopongo geographical position: **a** map illustrating Africa and Cameroon. **b** Cameroon. **c** SW-Cameroon with the Kopongo sub-divisions; LF, Loloma fault; NF, Ngombe fault; SF, Sanaga fault; and KCSZ, Kribi Campo Shear Zones. **d** Kopongo area

Table 1 Formulas used for the calculation of geomorphic indices using previous literature

No	Parameters	Symbol	Formula	Classes	References
1	Hypsometric integral	Hi	$Hi = (Z_{\text{mean}} - Z_{\text{min}}) / (Z_{\text{max}} - Z_{\text{min}})$, Where, Z_{max} = maximum height of the basin (m), Z_{min} = minimum height,	<ul style="list-style-type: none"> *Class 1: $0.55 < Hi < 1$, high tectonic activity; *Class 2: $0.45 < Hi < 0.55$, moderate tectonic activity; *Class 3: $0 < Hi < 0.45$, low tectonic activity/inactive 	El Hamdouni et al. 2008
2	Hypsometric curve	Hc	/	<ul style="list-style-type: none"> * Corresponds to the percentage of surface area above a certain height; * Is the ratio between the relative height (h/H, total basin height ratio) and the relative area (a/A, total basin area ratio) of the watershed; * A convex hypsometric curve indicates active young watershed associated to weak erosional effects; * S-shaped curves show the areas under influence of the moderate erosional processes; * Concave curves express old watersheds associated with strong erosional processes (Fig. 4a–c) 	Keller and Pinter 1996
3	Relative tectonic uplift index	U	$U = Z_m + (1 - Hi)$ Where, Z_m is considered the average height of the sub-watershed obtained from the elevation covering 50% of the area and normalized to the maximum elevation of the main watershed	<ul style="list-style-type: none"> * Class 1: $U > 0.6$, very high tectonic uplift; * Class 2: $0.3 < U < 0.6$, high tectonic uplift; * Class 3: $U < 0.3$, moderate to low tectonic uplift or mild subsidence 	Ajay kumar et al. 2017
4	Basin shape	Bs	$Bs = Bl/Bw$ Where Bl and Bw correspond to the maximum length, and the maximum width, respectively (Fig. 4g)	<ul style="list-style-type: none"> *Class 1: $1.77 < Bs < 3.22$, elongated in nature, high tectonic activity; * Class 2: $1.21 \leq Bs \leq 1.76$, elongated to sub-elongated in nature, moderate tectonic activity; *Class 3: $1.11 < Bs < 1.20$, more circular in nature, low tectonic activity 	Mahmood and Glosaguen 2012

Table 2 Formulas used for the calculation of geomorphic indices using previous literature

No	Parameters	Symbol	Formula	Classes	References
1	Asymmetry factor	AF	$AF = 100(A_r/A_t)$ Where A_t corresponds to the total area of a watershed while A_r represents the area on the right side (facing downstream) of the main river in the watershed (Fig. 4d–f)	<ul style="list-style-type: none"> * $AF < 50$, suggests uplift processes affect the left sides of the river system; * AF equal or close to 50, shows that the region is stable; * $AF > 50$, suggests uplift processes; influence the right side of the river system 	Keller and Pinter 2002
2	Asymmetry factor	AF'	$AF' = 50 - AF $	<ul style="list-style-type: none"> * Class 1: $AF' < 5$, symmetric watershed; * Class 2: $AF' = 5–10$, gently asymmetric watershed; * Class 3: $AF' = 10–15$, moderately asymmetric watershed; * Class 4: $AF' > 15$, strongly asymmetric watershed 	Pérez-Peña et al. 2010
3	Bifurcation ratio	Rb	$Rb = Nu / Nu + 1$ Where, Rb is the bifurcation ratio, while Nu and Nu + 1 are the number of stream segments of a given order and the number of stream segments of next higher order, respectively	<ul style="list-style-type: none"> * Class 1: $Rbm \geq 5$, high tectonic activity * Class 2: $3 < Rbm < 5$, moderate tectonic activity * Class 3: $Rbm < 3$, low tectonic activity 	Chow Ven 1964
4	Ratio of valley floor width to valley height	Vf	$Vf = 2Vfw / (Eld + Erd - 2Esc)$, Where Vfw and Esc are the width of the valley floor and the elevation of the valley floor, respectively, while Eld and Erd represent the elevations of the left and the right valley divides (facing downstream) respectively, (Fig. 4h)	<ul style="list-style-type: none"> * Class 1: $Vf < 0.5$, high tectonic activity * Class 2: $0.5 < Vf < 1.0$, moderate tectonic activity * Class 3: $Vf > 1$, low tectonic activity 	Keller and Pinter 2002
5	Relative tectonic activity	IAT	$IAT = S/n$, Where S represents the sum of all indices values, and n corresponds to their total number	<ul style="list-style-type: none"> * Class 1: very high tectonic activity, $1.0 \leq IAT < 1.5$ * Class 2: high tectonic activity, $1.5 \leq IAT < 2.0$ * Class 3: moderate tectonic activity, $2.0 \leq IAT < 2.5$ * Class 4: low tectonic activity, $IAT > 2.5$ 	El Hamdouni et al. 2008

in the numerous localities worldwide, it is evident that many researchers are using multiple geomorphic indices to measure, identify, and delineate regions of anomalously low to high deformation rates. In the southwestern region of Cameroon, these seismic activities occur along or close to the major tectonic structures and the Cameroon Volcanic Line (Fig. 1c; Gaele Nana et al. 2021; Ndibi et al. 2021).

The quantitative analysis reported here constitutes the investigations through geomorphologic indices (Tables 1 and 2) and fieldwork to improve the understanding of the tectonic control, the role played by lithologic variability, and climatic changes on the evolution of the landscape in Kopongo. In this contribution, an assessment of the distribution and intensity of tectonic activities under multiple compressive and extensive stresses in the region was carried out for geodynamic understanding. Various geomorphic indices were used to evaluate relative rates of active tectonics (IAT)

and for classifying the sub-basins into different classes from relatively low to the highest tectonic activity.

Geological, geomorphological, and climatic settings

Geological setting

Kopongo area is located within the Paleoproterozoic Nyong Group (NyG) which crops out on the northwestern border of the Archean Congo craton in southern Cameroon (Fig. 2). This group constitutes the northwestern part of the reworked Archaean Ntem Complex. It is documented as the reactivation of the northwestern corner of the Congo Craton during the Paleoproterozoic (Toteu et al. 1994; Weber et al. 2016; Bouyo Houketchang et al. 2019) and Neoproterozoic (Lasserre and

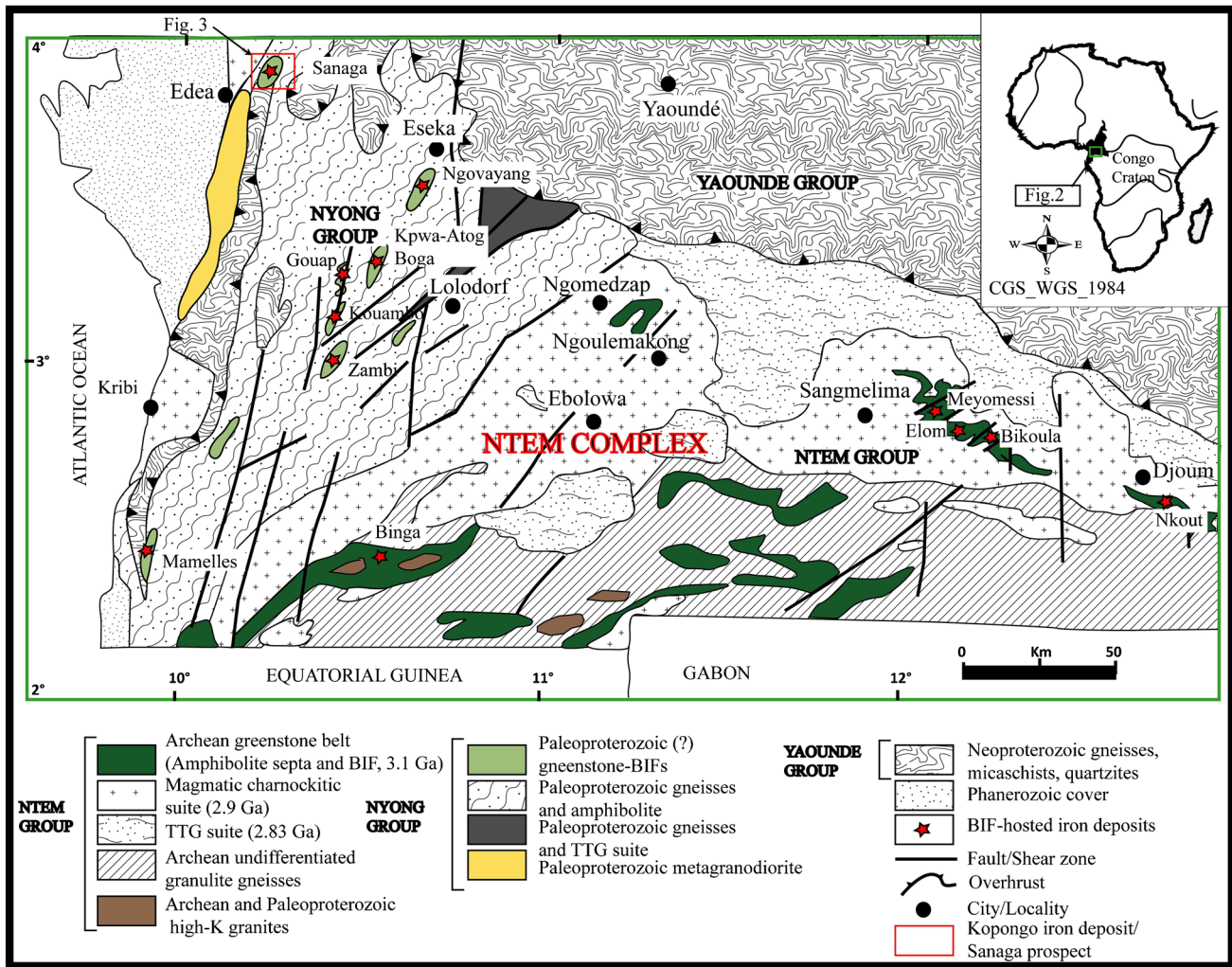


Fig. 2 Geological map of SW-Cameroon (modified after Maurizot et al. 1986)

Soba 1976; Toteu et al. 1990; Castaing et al. 1994) collisional events. The area consists of a Proterozoic basement (Maurizot et al. 1986) marked by slightly undulating and gentle topography as a result of extensive erosion during the Eburnean-Transamazonian (e.g., Loose and Schenk 2018), Neoproterozoic orogenies (e.g., Fuh et al. 2021), and present tectonic activities (e.g., Nsangou Ngapna et al. 2020). For the past decade, numerous studies within this passive margin have shown several reactivations related to regional structures such as Loloma, Ngombe, and Sanaga faults (Moussango Ibohn et al. 2018; Nsangou Ngapna et al. 2020), and Kribi Campo Shear Zones (KCSZ, Sandron et al. 2018) that surround and affect the Kopongo area (Fig. 1c). The west central African region is characterized by several geological features: Cretaceous Benue rifts, Tertiary Cameroon Volcanic Line (CVL), and Tertiary Adamawa volcanic uplift. They are the three active regional structures that generate high tectonic activities in the region (Cornacchia and

Dars 1983; Ngako et al. 1991; Déruelle et al. 2007; Moudi et al. 2007). However, this region is characterized by three large-scale major faults: the Centre Cameroon Shear Zone (CCSZ), the Kribi-Campo fault (KCF), and the Sanaga fault (SF).

Benue trough is a regional feature found on the western side of Kopongo and known to have formed at the same time during the lower Cretaceous and the opening of the Gulf of Guinea. It represents the continental prolongation of equatorial oceanic fracture zones along which a sinistral transcurrent shear occurred (Benkhelil and Robineau 1983). This feature has the same geometry as the CVL, defined by a N30°E trending intraplate “Y-shape” alkaline volcano-plutonic formations extending over 2000 km long and generally less than 200 km wide (Fig. 1b). It is a major African volcano-tectonic structure that dates from Cretaceous to present (Moudi et al. 2007; Nkouathio et al. 2008; Gaele Nana et al. 2021). The CVL extends across the Gulf of Guinea from Pagalu, São

Tomé, Principe, and Bioko islands through Cameroon (Mts. Cameroon, Manengouba, Bambouto, Oku, Adamawa Plateau) to Lake Chad (Njome and De Wit 2014). The main feature within the CVL is Mount Cameroon which has remained active since the end of the Miocene and is located in the north-western part of the Kopongo area.

The CCSZ (Ngako et al. 2003) or fracture zone of Pernambuco-Tiko-Adamawa (Cornacchia and Dars 1983) is a ductile fault zone striking N70°E in Cameroon. It extends from the Trans-Brazilian Lineament to Sudan. The zone was rejuvenated several times, usually with a dextral movement, before and during the opening of the South Atlantic in the Cretaceous period (Dorbath et al. 1986). The CCSZ underlies a chain of CVL volcanoes which includes the active Mount Cameroon, Nyos and Monoun crater lakes, and several non-active ones. This shear zone is also considered a pre-drift extension of the Pernambuco fault in NE Brazil (De Almeida et al. 1981). During the late Pan-African tectonic evolution, the CCSZ was dextrally reactivated (Ngako et al. 1991). To the southeast of the studied area, the KCF trends almost in an N-S direction and may correspond to the northwestern margin of the Congo Craton. Reports from the Kribi area show that over sixteen earthquakes occurred in southern Cameroon during the last 100 years (Tabot et al. 1992; Nfoumou et al. 2004). Ateba et al. (1992) carried out several studies on seismic events and indicated that they are related to the volcanic activities of Mount Cameroon. The most recent earthquake in the region, with a magnitude of 3.2, occurred in July 2002 (Nfoumou et al. 2004). The southeastern part of the study area is bordered by the Sanaga fault which is a major crustal ductile deformation initially identified through remote sensing technique (Dumont 1986) and likely extends into the Central African Republic. This fault strikes N70°E and covers a distance of about 820 km along a fault axis zone of 100 km. This fault was reactivated during the Cretaceous (Ngako et al. 2008) and remains active till the present (Ndikum et al. 2014; Ngatchou et al. 2018; Moussango Ibohn et al. 2018).

Granulite and eclogitic facies assemblages, associated with charnockitisation and/or migmatization, have served as indicators to attest the Eburnean-Transamazonian geodynamic processes along the western margin of the Archean Congo craton dated at 2.1–2.0 Ga (Ledru et al. 1994; Teixeira and Figueiredo 1991; Penaye et al. 2004; Lerouge et al. 2006; Van Schmus et al. 2008; Weber et al. 2016; Loose and Schenk 2018; Bouyo Houketchang et al. 2019). In contrast, the presence of similar gneissic facies within the Eburnean and Pan-African belts has been highlighted as a Neoproterozoic rejuvenation dated at 566 ± 35 (Toteu et al. 1994). The geological evolution of this group indicates of mafic-to-ultramafic facies in the form of orthogneisses, meta-quartzites pyroxenites, and amphibolites (Lerouge et al. 2006; Ebah Abeng et al. 2012; Chombong and Suh 2013), whereas the syn- to late-tectonic

orthopyroxene-garnet gneisses, alkaline syenites, and post-tectonic meta-diorites were considered main plutonic rocks (Toteu et al. 1994; Lerouge et al. 2006). More recently, Maurizot et al. (1986), Loose and Schenk (2018), and Bouyo Houketchang et al. (2019) identified several types of eclogitic facies and garnetiferous outcrops enclosed by micaceous quartzite, amphibolite, and gneiss/granulite country rocks in the NyG (Fig. 3).

Structurally, the NyG has been affected by D_n , D_{n+1} , D_{n+2} (Feybesse et al. 1998; Toteu et al. 1994; Abou'ou Ango et al. 2021, 2022), and D_{n+3} (Owona 2008; Abou'ou Ango et al. 2022) polyphase deformations. D_n corresponds to the first increments of crustal thickening, characterized by S_n relict foliation mostly concentrated on the $F_{n+onefold}$ hinge zones and in paragenesis (Feybesse et al. 1998; Penaye et al. 2004). The D_{n+1} emplaced S_{n+1} flat-laying, F_{n+1} folds, and blastomylonitic C_{n+1} shear zones (Feybesse et al. 1998; Abou'ou Ango et al. 2022), whereas S_{n+2} mylonitic foliation, C_{n+2} shear planes, $A_{n+twofold}$ axes, and F_{n+2} open folds represented the D_{n+2} geological structures (Feybesse et al. 1998; Abou'ou Ango et al. 2021, 2022). Meanwhile, F_{n+2} open folds constitute the structural scale forming the Nyong nappe transported top to East onto the Ntem Group, which were later dissected by sinistral NE-SW blastomylonitic shear zones (Feybesse et al. 1998; Minyem 1994; Penaye et al. 2004). D_{n+3} is documented by E-W, NE-SW, NNE-SSW, and ENE-WSW tension gashes, tension fractures, and faults (Owona 2008; Abou'ou Ango et al. 2022). This suggests that the Nyong Group discriminates against four tectonic events (Toteu et al. 1994; Ndema Mbongue et al. 2014; Abou'ou Ango et al. 2022).

Geomorphological and climatic settings

Geographically, the study area lies between longitudes 10°06'E and 10°19'E and latitudes 03°53'N and 04°05'N. This area is considered to be located within Edea 2, Ngwei, and Dibamba districts of the Sanaga-Maritime sub-division of Edea town, Cameroon (Fig. 1c). The shape of the Kopongo area is slightly rectangular and comprises 518.6 km² area and 91.134 km of the perimeter, with the elevations range from 51.1 to 601 m. This region falls within a dense forest and tropical climate. Kopongo area belongs to the Sanaga watershed and west to south Cameroon Low Plateau (Ségalen 1967). The topographic variation of this area has been previously subdivided into three altitudes known as (1) lower altitudes ($51.1 \leq LA \leq 169$ m), (2) intermediate altitudes ($169 < IA \leq 305$ m), and (3) upper altitudes ($305 < UA \leq 601$ m) (Fig. 3, Abou'ou Ango et al. 2021). Central Africa and Cameroon are summits of the same equatorial climate since the Miocene (Bamford 2000). The rises of planetary topography from the late Cretaceous to early Tertiary African and the late Tertiary post-Pan-African surfaces

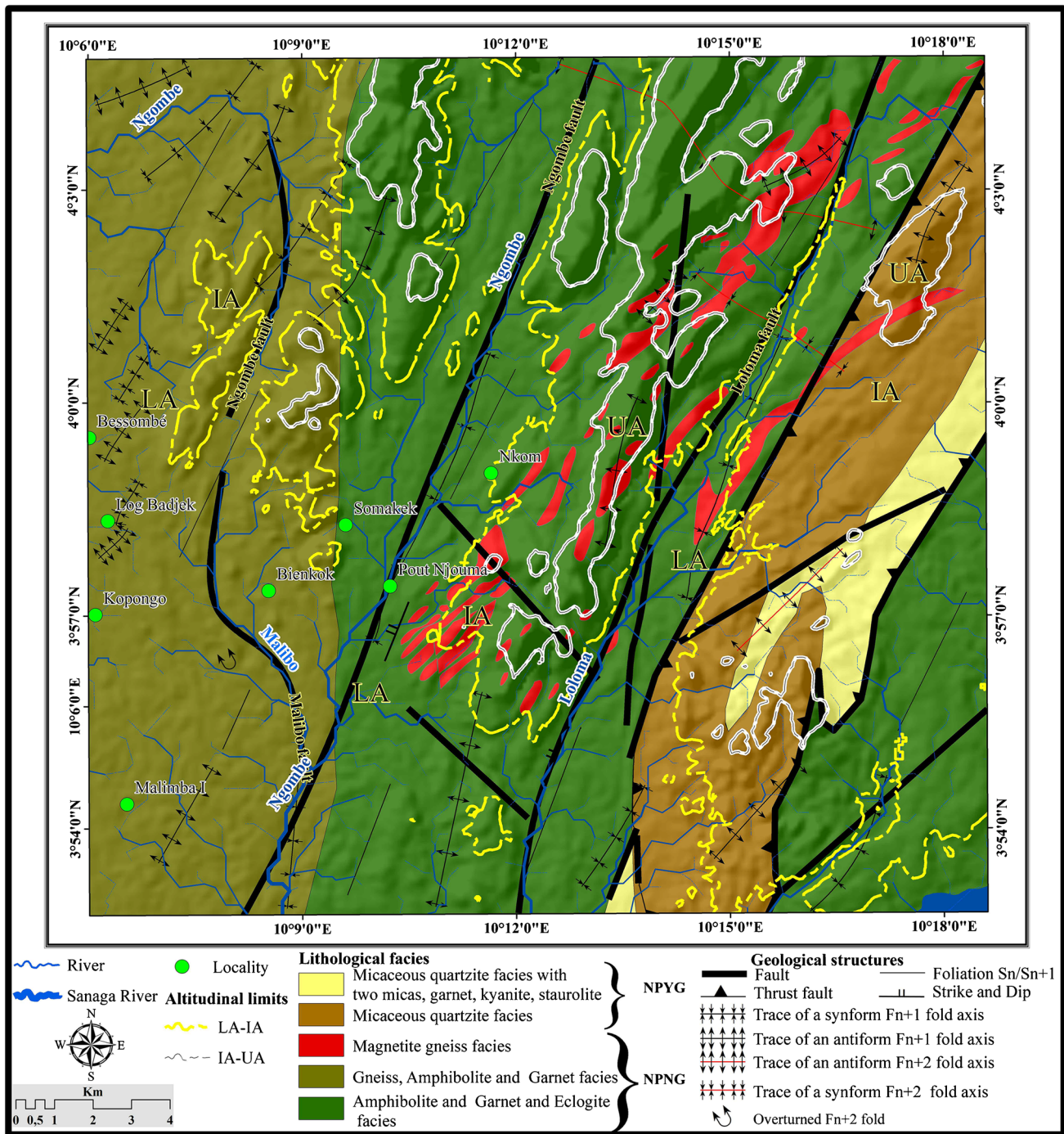


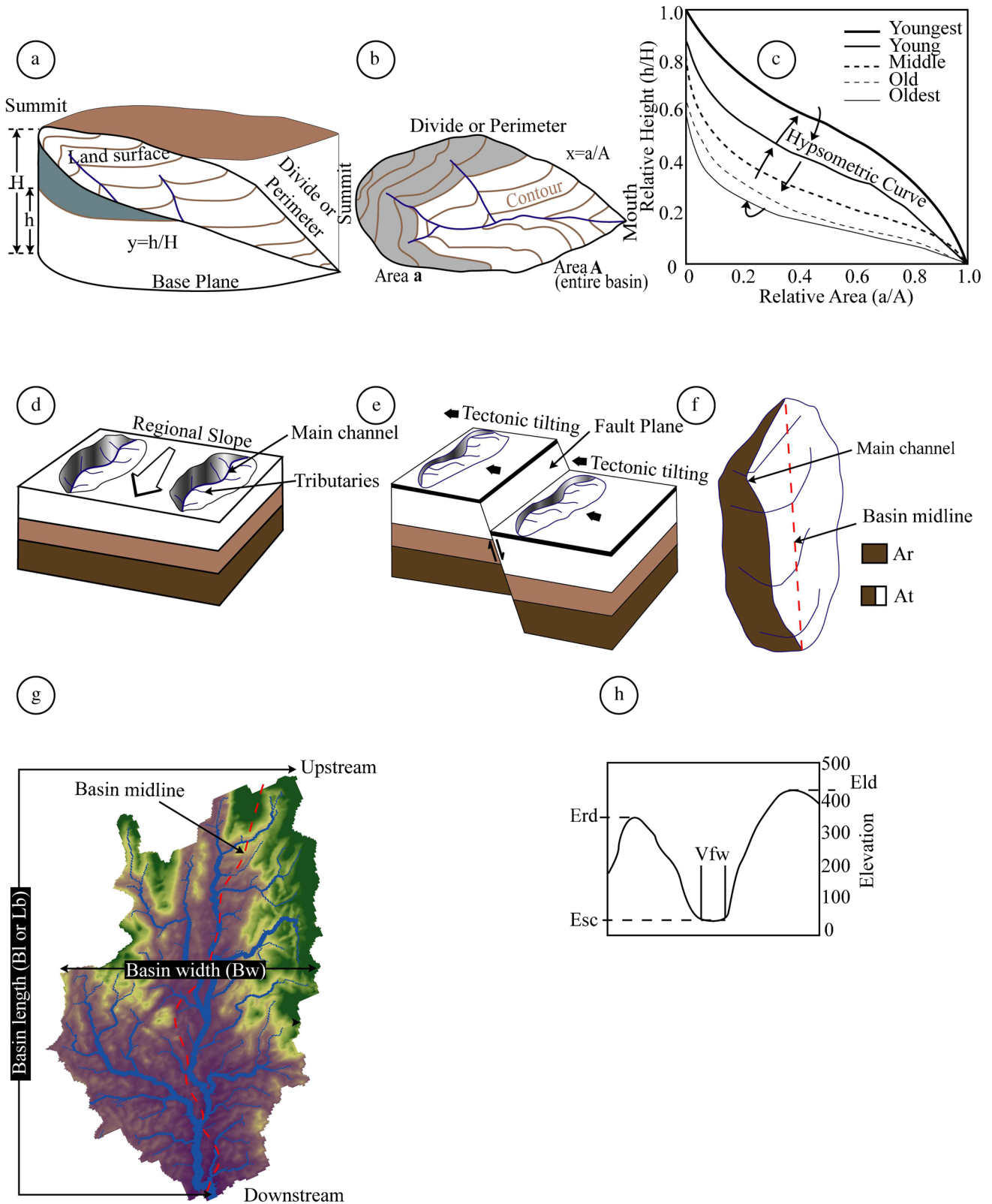
Fig. 3 Kopongo geological map extracted from Maurizot et al. (1986). This map was overlaid by the drainage network types

are all influenced by climatic variations (Nsangou Ngapna et al. 2020). Since the beginning of the Miocene, the whole region was affected by an equatorial Guinean climate with a pluviometry exceeding 4000 mm/yr (Ndam Ngoupayou et al. 2007; Regard et al. 2016). This climate contributes partially to landscape development and influences meteoric erosion (Nsangou Ngapna et al. 2020).

Methodology

Source, acquisition, and data processing

The approach adopted for this study involves the use of SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) organized within a GIS environment. This DTM (Digital Terrain Model) radar image



was acquired from public source data, distributed freely by the United States Geological Survey (USGS, <https://earthexplorer.usgs.gov/>). This image was pit/depression filled using

ArcGIS environment on hydrology generic tools to avoid errors, remove voids, and resampled using bilinear interpolation techniques (e.g., Grohmann 2004; Abou'ou Ango et al.

Fig. 4 Geomorphic indices parameters: **a–c** Top and plan views of hypsometric parameters with their different hypsometric curve models (modified after Strahler 1952). **d** Geometrical illustration of the main river channel without tectonic deformation influence. **e** Geometric representation of a river basin having undergone a modified tectonic deformation of the normal faults, modifying the flow channel. **f** Different parameters of AF are represented by the area of the basin to the right of the main channel (Ar) oriented downstream and the total area of the basin (At) (modified after Mahmood and Gloaguen 2012). **g** View in three dimensions of the Basin shape (Bs) associated with the contours, drainage divide, basin length (Bl), and basin width (Bl); **h** parameters of Vf viewed in two planes

2021). The resultant images were used in the calculation and extraction of the geomorphic indices and increasing the necessary vector layers such as elevation, sub-watersheds, drainage network, contour lines, and slope.

Sub-catchments of about twenty were generated and investigated with their parameters (Fig. 4) to calculate different morphometric indices such as hypsometric integral (Hi), hypsometric curve (Hc), asymmetry factor (AF), bifurcation ratio (Rb), basin shape ratio (Bs), relative tectonic uplift (U), and valley floor width to valley height ratio (Vf) (Tables 1 and 2) followed by the production of their respective maps. In the end, the relative active tectonic (IAT) values and map were obtained by a combination of all used indices (Table 2). Meanwhile, the drainage network classification was identified according to Strahler (1957). In parallel, ArcGis.10.8 extension known as “DEM Surface Tools©, Version 2.1.375” (Jenness 2013) was used to provide a slope inclination map using the classification proposed by Klimaszewski (1978).

Swath profile forms have been used to condense spatial information of the topographic patterns, river profiles, and geological structures (e.g., Pérez-Peña et al. 2016; Abou’ou Ango et al. 2021). In this study, the drainage patterns were investigated using the swath profiles function in MATLAB platform. A rectangular swath width of 2 km was chosen to extract a series of parallel profiles. On one hand, this width is large enough to appropriately condense both elevated surfaces and streams. On the other hand, it is small enough to avoid averaging topographic structures which are too oblique to the axis of the rectangular swath. Thus, in a GIS environment, statistical parameters such as maximum, minimum, and mean elevations were calculated along each swath profile. This method helped to provide longitudinal topographic stream profiles from obtained drainage network vector data to determine the incision zones.

Fieldwork

Drainage catchments are sensitive to variations in tectonic intensity and their geometric characteristics depend on the combined action of tectonic forces and degradation processes. The shapes and patterns thus created can be studied

and analyzed qualitatively and quantitatively (Keller and Pinter 2002). Due to the immensity of the study area (500 km²), the simplified geological map by Maurizot et al (1986), with, 30 m resolution DTMs and a digitized topographic map (1: 200,000) were used as a guide and allowed the selection of specific sites for the field study. Based on these data, the fieldwork consisted of an identification of the morphological, structural and lithological types, and the geological changes. In addition, the detection of anomalies in the flow trajectories provides valid data for the development of geological structures that are used in approving the morphometric and morphotectonic interpretations made from the numerical values of the calculated geomorphic indices. During this fieldwork, several characteristics in terms of geological structures and contacts were observed and analyzed.

Results

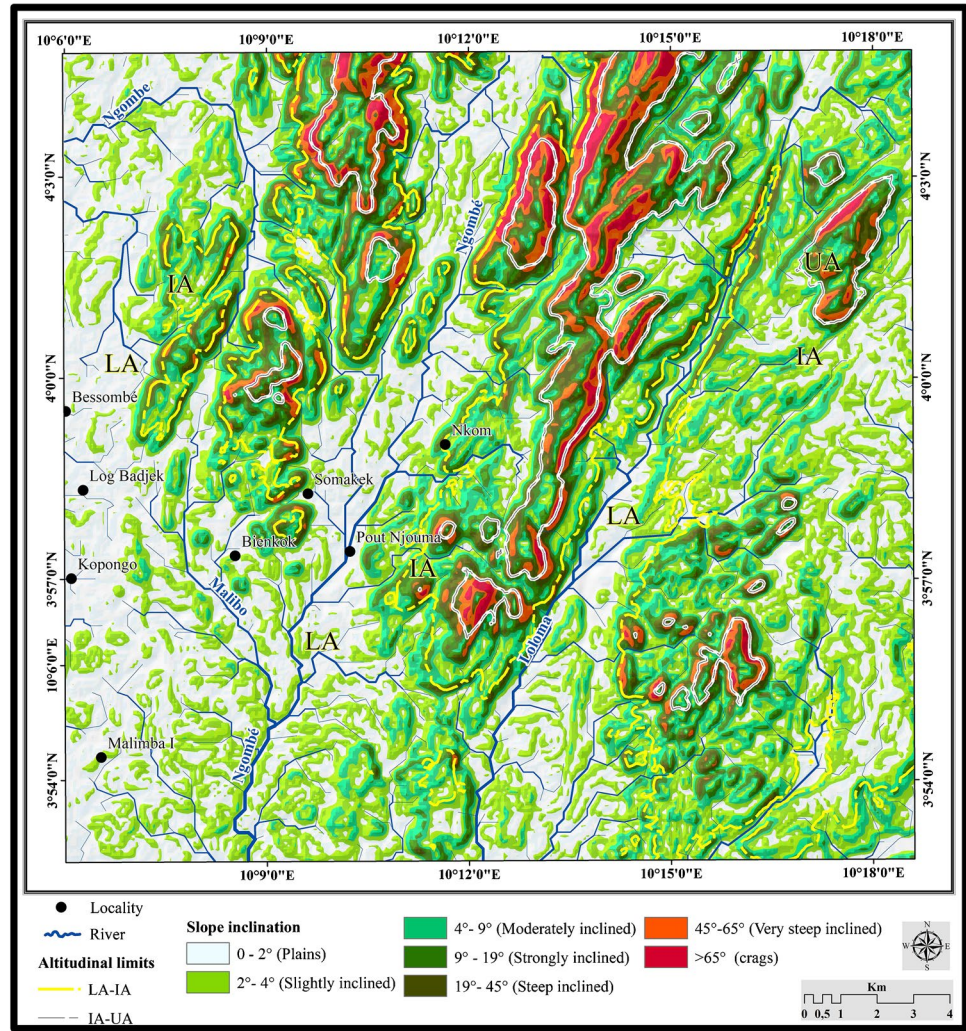
Slope inclination

The slope map of the investigated area was classified into seven categories (Fig. 5): plains (0–2°), slightly inclined (2–4°), moderately inclined (4–9°), strongly inclined (9–19°), steep inclined (19–45°), very steep inclined (45–65°), and crags (> 65°). Plains and slightly inclined slopes occur all over the research area and are mainly associated with the hinge of synforms and flood valleys, but are more visible at the wide valley floors occupied by Loloma, Ngombé, and Malibo Rivers. Moderately, strongly, and steeply inclined slopes are mostly observed in the IA and are associated with escarpments, steep fold limbs, and structural hills. Very steep inclined and crags are more displayed by UA and are related to the highest ridges, very steep flank of the hill, very steep fold limbs, and hinge of antiforms.

Drainage patterns

The present Kopongo river system shows a hierarchical and topological heterogeneity. Hydrographic network is marked by sub-parallel, sub-dendritic, curved trellis, contorted, angular, and colinear patterns (Fig. 6), whereas stream orders vary between 1 and 5 orders: Ngombe (5th order), Loloma (4th order), Malibo (3rd order), and their tributaries (1st to 2nd orders). The drainage patterns and lithology of this area are very complex and are influenced by geological structures including N-S, NW–SE, and NE-SW faults, and N-S, NE-SW, and NNE-SSW thrust faults and folds (Fig. 3). The presence of these geological structures controlled by

Fig. 5 Kopongo slope inclination map



NNE-SSW topography translates slope variability from slightly inclined to crags (Fig. 5).

Landform patterns

The Kopongo area displays a complex topography characterized by alternating flat to crag landscapes, developed within remobilized Archean Congo craton into Paleoproterozoic Nyong and Neoproterozoic Yaounde Groups (PPNG and NPYG, respectively), later covered by Cretaceous to recent Logbadjeck sediments. Three districts are highlighted in this area according to their elevation, slope, uplift variations, and lateral tilting (Fig. 3).

The LA includes Paleoproterozoic, Neoproterozoic, and sedimentary formations. It is crosscut and incised by Loloma, Ngombé, and Malibo Rivers and their tributaries (Fig. 3). It is also characterized by extensive slightly steep slopes, plains, and low relief all over the investigated area. The IA encompasses the entire moderate to steep slopes, and residual reliefs incised by 1st and 2nd order streams.

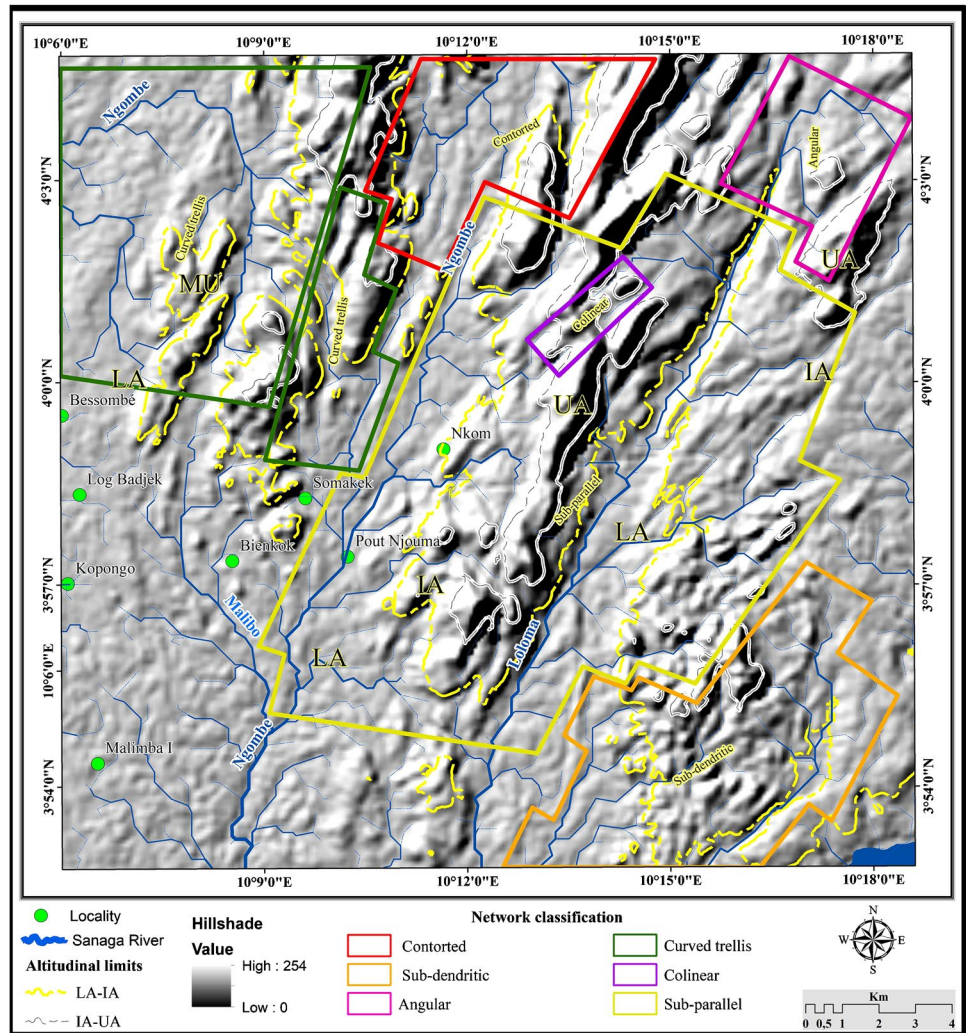
This altitudinal unit shows moderate to narrow V-shaped valleys occupied by resistant rock types (Fig. 3). The UA is crosscut and incised by the lower order stream (1st order). This geomorphic unit is characterized by the highest relief, low incision, very steep inclined slopes, crags, and narrow valleys that could correspond to the highest uplift rates and lateral tiltings. This is common in the central, northwest, northeast, and southeast parts overlaid by metamorphic rocks (Fig. 3).

This indicates that the sedimentation zones are observed at the low altitudes, while the areas of strong erosion are located at the high altitudes.

Field observations

This comprises samples obtained from outcrop and drill-core, and the different morphological changes produced by vertical uplift and tilting affecting the drainage pattern and landscape are all recorded (Figs. 7 and 8). It appears that the drainage system is controlled by geological structures

Fig. 6 Drainage pattern classification map of the Kopongo area



inducing the river diversion (Fig. 7a) and channel incision (Fig. 8c). Paradoxically, there are some cases which show that the streamflow follows the direction parallel to the Ngombe strike-slip fault (Fig. 8c), perpendicularly to the fault plane (Fig. 8d) or parallel to the foliation (Fig. 7f). Besides, the river deviation and parallel flow do not show a close relationship with lithological heterogeneity, but can be related to a normal dip-slip fault (Fig. 7e and g), inverse dip-slip fault (Fig. 7g), and strike-slip faults with reverse and normal component (Figs. 7b and 8c, respectively). In addition, tectonic forces impose a topographic configuration that influences the flow of the hydrographic network.

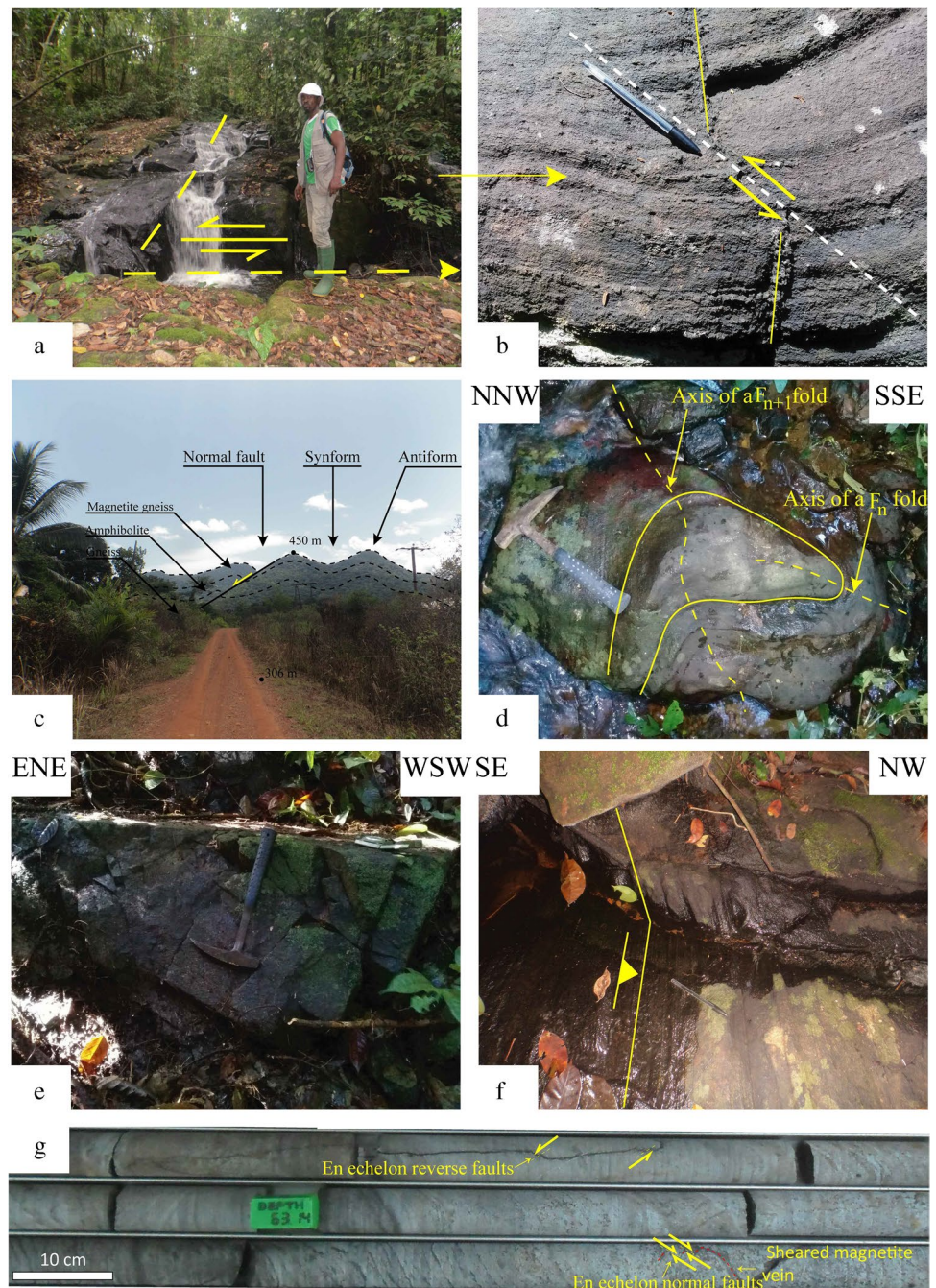
From the structural point of view, Kopongo hills display a chocolate-slab pattern of blocks with intermontane depressions, bounded by detachment faults in an extensional environment (Fig. 8b). Besides, en echelon patterns of normal dip-slip faults are also observed along the corridor controlled by Ngombe River (Fig. 8e and f). Observations were made at the outcrop scale as well as on drillcore samples en echelon normal (Fig. 8d) and reverse (Fig. 7g) faults.

Because of the intensity of the pressures generated by tectonic stresses in the Kopongo region, the shear zones, tension gashes (Fig. 7b), and tension fractures (Fig. 7e) have been produced, especially over the metamorphic rocks. Consequently, the morphostructural pattern at the Kopongo is mainly characterized by asymmetric hills and plains. This suggests an alternating NNE-SSW trending asymmetrical antiforms and synforms at the regional scale crosscut by normal fault (Fig. 7e) and attested at the outcrop scale by two generations of the fold (Fig. 7d).

Longitudinal profile analysis

The investigations carried out on the longitudinal profiles of the Loloma, Ngombé, and Malibo rivers (Fig. 9a–c), developed over a total cumulative length of 60 km, have enabled the general overview of the altitudinal behavior and list of the multiple incisions along these rivers. Moreover, these longitudinal profiles were elaborated on: (1) a 28 km long section of the Loloma river with elevations ranging

Fig. 7 Field photo of geological structures of the Kpongong area: **a** river diversion. **b** Strike-slip fault. **c** Alternating antiform and synform crossed-cut par a normal fault. **d** F_n fold overprinted by F_{n+1} fold. **e** Network fractures. **f** The watercourse flows perpendicularly to the foliation. **g** En echelon normal and inverse dip-slip faults



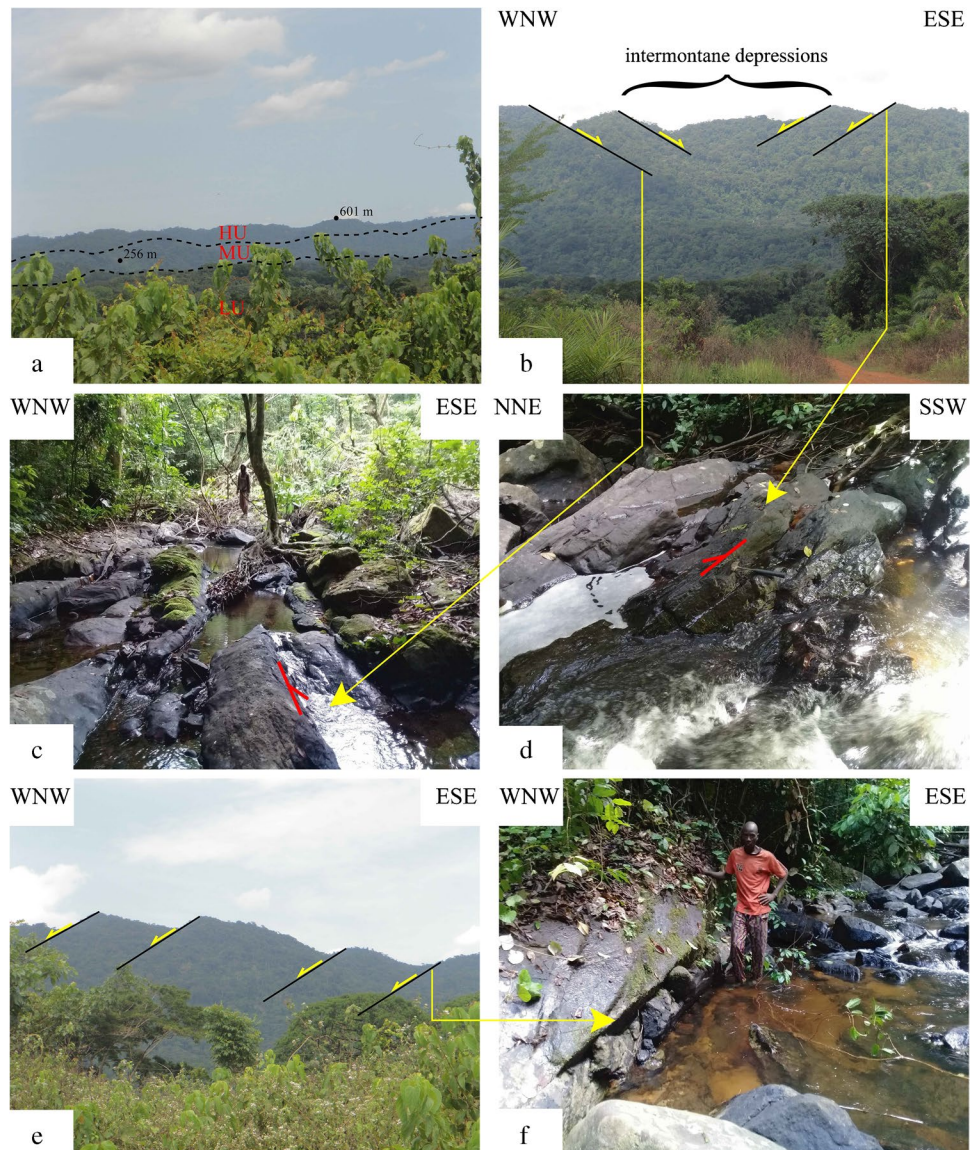
from 95 to 239 m; (2) a 22 km long section of the Ngombe river, from 63 to 113 m; and (3) a 10 km long section of the Malibo river with a gradually increasing level of elevation from 73 to 110 m. Along some of the profiles (Fig. 9b and c), the elevation changes abruptly, whereas others (Fig. 9a) show gradual elevation, with localized abrupt changes. It is also observed that some maximum incisions along these main rivers ranged between 9 and 13 m. Loloma topographic profile shows a maximum incision of up to 13 m, while Ngombe and Malibo rivers displayed their respective incisions of 9 and 10 m. This suggests that zones within the

investigated area with significant incisions are tectonically active. Indeed, the different incisions observed characterize vertical to oblique slips produced by brittle geological structures or unequal distribution of tectonic forces inducing these deformations.

Tectono-geomorphic responses

Hi-values are assigned and grouped into two classes: 2 and 3, varying between 0.12 and 0.51 (Table 3; Fig. 10). Class 2 (~ 16.63%; 76.75 km²) and class 3 (~ 83.39%; 384.78

Fig. 8 Kopongo geological structures: **a** morphological units. **b** Kopongo hills display a chocolate-slab pattern of blocks with intermontane depressions, bounded by detachment faults in an extensional environment. **c** Ngombe channel incision with the watercourse flowing along the Ngombestrike-slip fault or in parallel. **d** Watercourse flowing perpendicularly to the normal dip-slip fault. **e** En echelon normal dip-slip faults. **f** Normal dip-slip fault



km²) correspond to moderate and low tectonic activities, respectively (Table 3; Fig. 10). This variability of the Hi-values suggests a difference of the maturity of sub-basins. The hypsometric curves obtained from these sub-basins are divided into three different shapes, with concave (less mature), S-shaped (mature), and complex hypsometric curves (Fig. 10). The results indicated in Table 5 show that 15.11–20.79% of the Hi-values, with the basin area which gradually decreases from LA (76.75 km²) to UA (4.96 km²), are displayed by class 2, while class 3 consists of the higher values (~79.21–84.89%) and their areas > 27.87 km². From this observation, evidence of tectonic activities of ~43.47% (200.66 km²; LA), ~50.88% (234.84 km²; IA), and ~5.65% (32.83 km²; UA) is observed over the investigated area (Table 6).

The values of U vary from 0.16 to 0.68 and were categorized into three different classes (Table 3; Fig. 11a). These different responses to tectonic uplift, unequivocally point towards the landscape anomalies. Three classes are identified: 1 (~2.66%; 12.28 km²), 2 (~42.40%; 195.69 km²), and 3 (~54.95%; 253.62 km²) and typified as high, moderate, and low (mild subsidence) active tectonics, respectively (Fig. 11a). In the present study, as depicted in Table 5, class 1 shows their lower values in the IA (3.93%, 7.22 km²) and UA (11.45%, 5.06 km²); class 2 displays their low to moderate values in the LA (~7.41%, 17.31 km²), IA (~78.53%, 144.19 km²), and UA (~77.29%, 34.16 km²), whereas class 3 exhibits their decrease values from LA (~92.59%, 216.37 km²) to UA (~11.27%, 4.98 km²). Thus, this reaffirms an influence of uplift or subsidence of ~50.64% (233.73 km²;

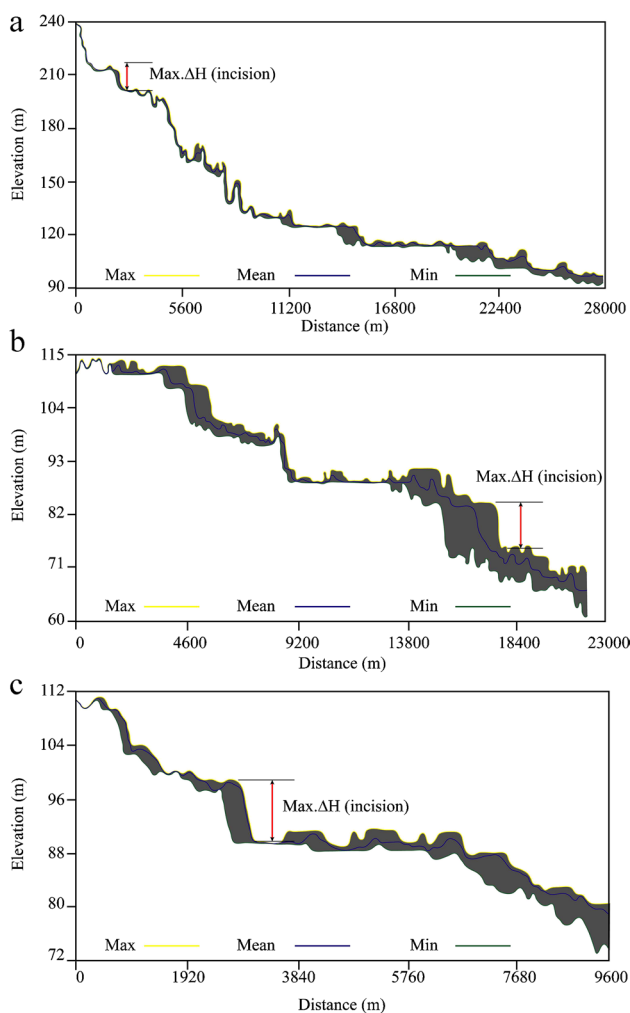


Fig. 9 Topographic swath profiles elaborated across the Loloma (a), Ngombe (b), and Malibo (c) main rivers (see map in Fig. 1d)

LA), ~39.78% (183.61 km²; IA), and ~9.58% (44.20 km²; UA) (Table 6).

Table 3 and Fig. 11b show that Bs ranges in values from 1.13 to 3.02 and defines three classes: 1 (90.05%; 415.62 km²), 2 (8.63%; 39.83 km²), and 3 (1.33%; 6.09 km²). Class 1 (elongated sub-basin), class 2 (elongated to sub-elongated sub-basin), and class 3 (more circular sub-basin) are related to high, semi-, and low tectonic activities, respectively (Fig. 11b). Moreover, Table 5 indicates that Bs-values with their respective basin areas decrease from LA (~90.24%; 230.9 km²) to UA (~89.79; 35.81 km²) in class 1, while classes 2 (8.48%; 4.07–21.71 km²) and 3 (1.27%; 2.84–3.25 km²) illustrate their irregular lower values from one unit to another. Thus, drainage sub-basins belonging to class 1 have a longitudinal and narrow geometry revealing a rapid uplift, while class 2 tends to evolve by a progressive uplift rate. The above inhomogeneity of Bs-values exhibits a spatial variability of uplift

rate of ~55.44% (255.86 km²; LA), ~35.92% (165.80 km²; IA), and ~8.64% (39.88 km²; UA) over the entire explored site (Table 6).

Values of the IAF-50I indices over the study area ranging between 0.06 and 35.6 and four classes can be obtained (Table 4; Fig. 12). Class 1 (14.92%; 68.86 km²) shows strongly asymmetric sub-basins with intense tectonic activity, causing high tilting to the NE (e.g., SW-III). Class 2 (6.70%; 30.92 km²) implies moderately asymmetric sub-basins associated with high tectonic activity, and class 3 (43.22%; 199.48 km²) indicates gently asymmetric sub-basins with semi-tectonic activity, whereas class 4 (35.17%; 162.32 km²) belongs to symmetric sub-basins reflecting low tectonic activity associated with tilting to the SE-NW and suggesting an equilibrium state (e.g., SW-VI). From LA to UA, AF index anomalies recorded by classes 1 (~16.45–5.65%; 36.98–3.65 km²), 3 (~61.52–38.15%; 94.33–39.72 km²), and 4 (~42.46–30.76%; 72.8–20.14 km²) are disturbed, with basin area gradually decreasing, while class 2 (~11.01–1.63%; 24.84–1.05 km²) generally shows their decrease values (Table 5). This confirms ~48.86% (225.52 km²; LA), ~37.15% (171.46 km²; IA), and ~13.99% (64.56 km²; UA) of tilted surfaces all over the Kopongo area (Table 6).

The values and classes of Rb (bifurcation ratio) and Rbm (mean bifurcation ratio) are given in Table 4 and Fig. 13a. The Rbm ranges from 1.20 to 5.88. Three classes of Rbm are summarized: 1 (~33.07%; 152.63 km²), 2 (~45.88%; 225.60 km²), and 3 (~18.06%; 83.31 km²) that correspond to high, moderate, and low tectonic activities, respectively. Besides, they display their irregular values from LA to UA (Table 5): 1 (~25.14–44.60%; 13.49–70.77 km²), 2 (~20.49–57.88%; 6.34–157.42 km²), and 3 (~35.91–16.41%; 11.11–46.16 km²). Thus, Table 6 reflects a tectonic complexity of ~58.92% (271.95 km²; LA), ~34.38% (158.65 km²; IA), and ~6.70% (30.94 km²; UA) all over the landscape.

Vf-values varying from 0.17 to 1.92 were grouped into three classes (Table 4; Fig. 13b): 1 (15.38%; 70.98 km²), 2 (44.51%; 205.43 km²), and 3 (40.12%; 185.17 km²) that which indicate tectonically active regions with high, moderate, and low levels, respectively. All the Vf-values less than 0.48 revealed deeply incised and narrow V-shaped, and tight valleys. The intermediary values show irregular-shaped valleys, while the higher values of Vf are indicative of U-shaped valleys. From LA to UA, ~11.64–23.16% (11.49–32.48 km²) values of Vf were of class 1, ~25.94–54.59% (18.74–140.65 km²) were of class 2, and ~33.77–53.01% (19.37–86.99 km²) were of class 3 (Table 5). Indeed, unequal distribution of uplift and incision rates of 55.82% (257.64 km²; LA), 33.43% (154.30 km²; IA), and 10.75% (49.60 km²; UA) all over the area (Table 6).

Table 3 Classification of the geomorphic indices

Sub-watersheds	Geomorphic indices					
	HI	HI_Class	U	U_Class	Bs	Bs_Class
I	0.32	3	0.34	2	2.80	1
II	0.23	3	0.26	3	1.99	1
III	0.32	3	0.27	3	2.34	1
IV	0.35	3	0.36	2	2.23	1
V	0.21	3	0.28	3	1.24	2
VI	0.32	3	0.34	2	1.80	1
VII	0.32	3	0.20	3	2.35	1
VIII	0.50	2	0.55	2	1.57	2
IX	0.50	2	0.57	2	2.07	1
X	0.50	2	0.68	1	3.02	1
XI	0.50	2	0.53	2	2.40	1
XII	0.50	2	0.26	3	2.04	1
XIII	0.51	2	0.16	3	1.79	1
XIV	0.50	2	0.25	3	1.41	2
XV	0.50	2	0.27	3	1.13	3
XVI	0.50	2	0.26	3	1.13	3
XVII	0.50	2	0.41	2	1.38	2
XVIII	0.50	2	0.46	2	2.07	1
XIX	0.51	2	0.41	2	1.85	1
XX	0.50	2	0.62	1	1.79	1

Assessment of relative active tectonics (IAT)

The average values obtained from six classes of geomorphic indices including Hi, U, Bs, AF', Rb, and Vf (IAT) helped to classify the different studied sub-watersheds as a function of their IAT (Table 4; Fig. 14). Class 2 (14.89%; 68.72 km²), class 3 (72.71%; 335.58 km²), and class 4 (12.33%; 56.90 km²) are high, moderate, and low active tectonics, respectively. Then, from LA to UA, ~20.88–84.88% (14.47–169.43 km²) values of IAT were of class 2, ~25.27–37.70% (14.47–126.52 km²) were of class 3, and ~7.41–48.36% (4.22–39.74 km²) were of class 4 (Table 5). This shows that the region underwent various levels of tectonic activities from one unit to another with ~48.16% (222.31 km²; LA), ~35.11% (162.03 km²; IA), and ~16.72% (77.19 km²; UA) (Table 6).

Discussion

Geotectonic evolution of the Kopongo area through geomorphic indices

Based on the results of geomorphic, morphotectonic analysis, and extensive field campaigns, Kopongo site is considered to be a tectonically active zone, due to the presence of significant topographic and hydrographic anomalies.

Indeed, the intensity of the tectonic activities and the multiple indicators of the regional deformation within the area have been demonstrated through the field data and the values obtained from the geomorphic indices (e.g., Hi, Hc, U, AF, Rb, Bs, and Vf).

Hi and Hc values in the Kopongo area vary from one sub-watershed to another (Table 3; Fig. 10), and considerably from LA to UA (Tables 5 and 6). Following the classification proposed by Strahler (1952), this altitudinal variability is a major characteristic of less mature (LA) and mature (UA) sub-basins. In addition, the high, moderate, and low values of Hi coincide with the concave (less mature), S-shape (mature), and complex hypsometric curves, which allow the appreciation of fluctuations of the active tectonics detected for the Ngombe, Loloma, and Malibo major strike-slip faults (Fig. 3), coupled with the reactivation of old faults Sanaga (Ndikum et al. 2014; Noel et al. 2014; Moussango Ibohn et al. 2018; Nsangou Ngapna et al. 2020) and Kribi-Campo (Nfoumou et al. 2004; Sandron et al. 2018) faults close to the Kopongo area. Besides, concave, S-shape, and complex hypsometric curves obtained in this study show shape variabilities corroborating with the tectonic instabilities. The S-shape curves represent the moderately eroded region in which the topography evolves in the steady-state sub-basins (e.g., SWs-IV, VIII, and IX), while concave shape curves characterize highly eroded and fractured regions due

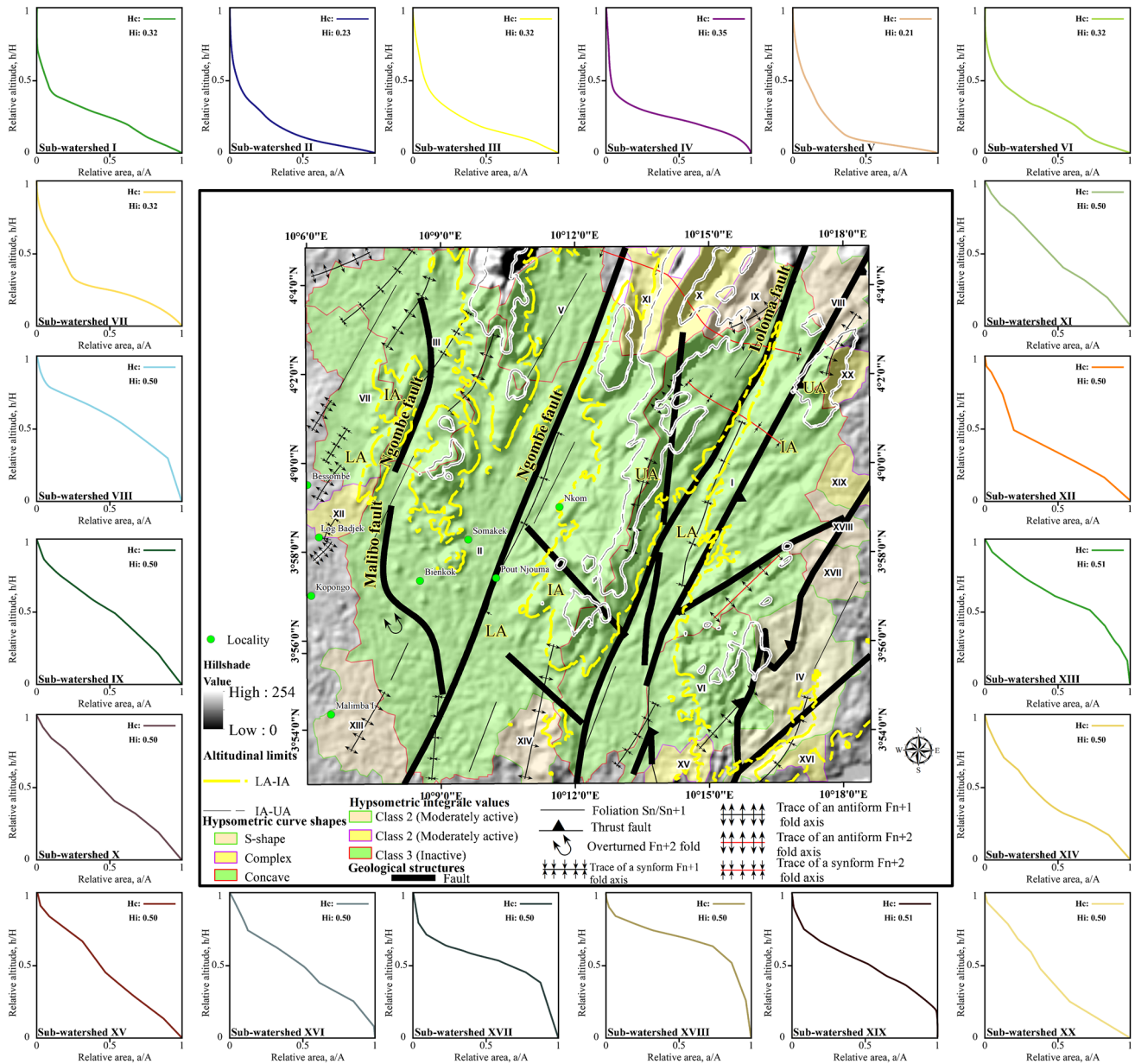


Fig. 10 Kopongo hypsometric parameters map

to structural discontinuities (e.g., SWs-X, XI, and XII, Pérez-Peña et al. 2009). On one hand, the spatial distribution from lower (0.21–0.35, LU) to higher (0.50–0.51, IA and UA) H_i -values shows that several kilometers of areas were characterized by remarkably high rates of denudation, whereas on the other hand, relatively significant rock masses have been eroded (El Hamdouni et al. 2008). Since the shape of the curve describes lateral erosion, the irregular shapes observed at the upstream and downstream (e.g., SWs-XIX and XX) could positively correlate to rejuvenation processes, piracy events, or differential uplift associated with strong heterogeneity of geological formations

(Fig. 3, Ajay Kumar et al. 2018). Differences observed in the H_i (Tables 5 and 6) and the H_c (Fig. 10) can be attributed to the uplift caused by neotectonic processes (e.g., Gu and Shi 2018). Thus, moderate ($0.50 < H_i$) and high ($0.50 < H_i < 0.7$) values of H_i obtained prove that the Kopongo area is influenced by weak (e.g., LA) and moderate (e.g., IA and UA) tectonic uplift activities indicative of a rejuvenation.

According to Kirby and Whipple (2012), the landscape and stream anomalies due to uplift rate processes testify to the type, time, and geometry of tectonic forces in the extensive and compressive environment. Consequently,

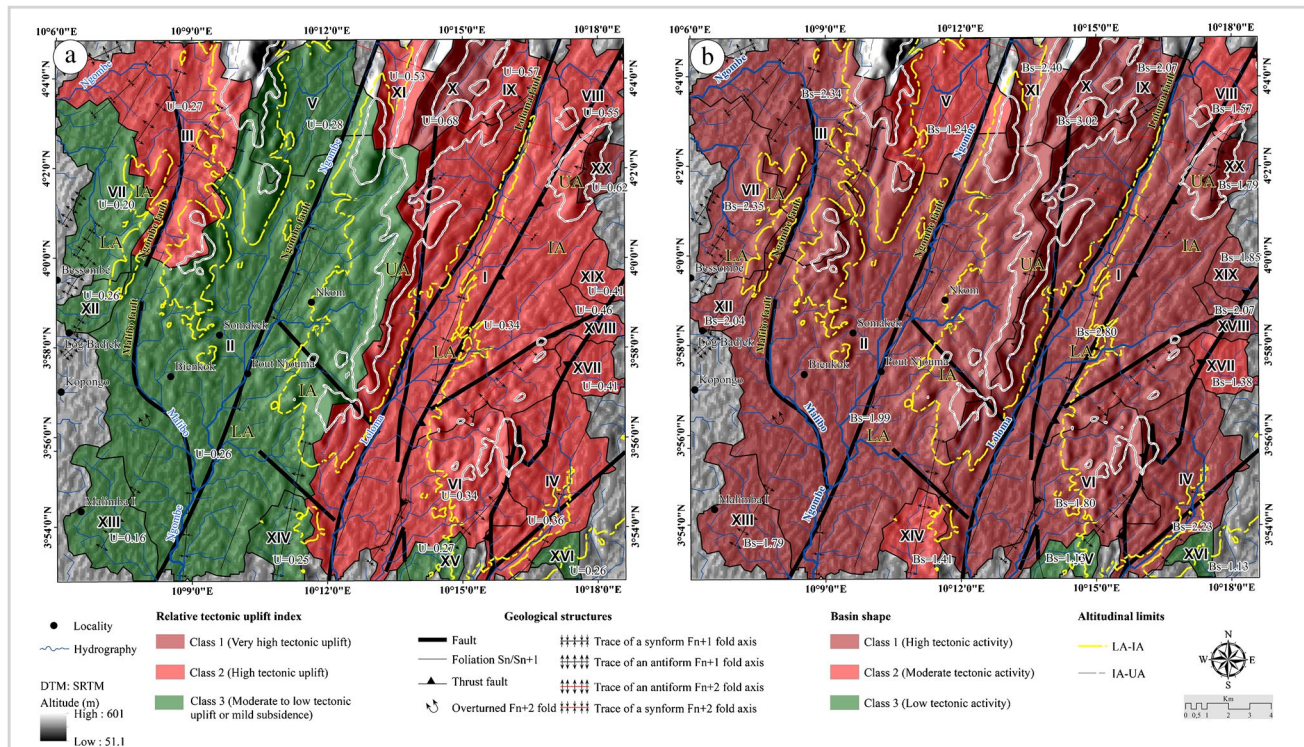
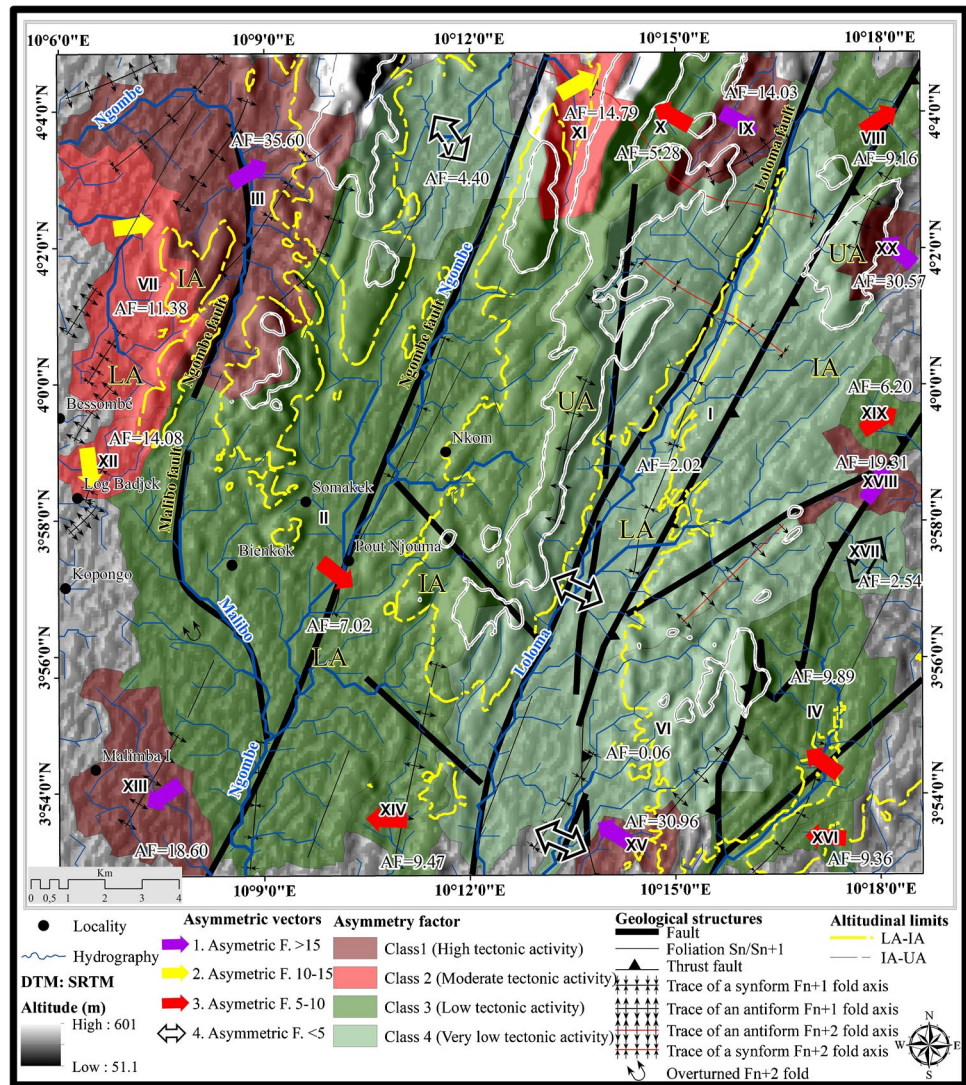


Fig. 11 Geomorphic indices maps: a index of relative tectonic uplift and b basin shape of the Kopongo area

Table 4 Classification of the geomorphic indices

Geomorphic indices										
Sub-watersheds	AF	AF'	AF'_Class	Rb	Rbm	Rbm_Class	Vf	Vf_Class	IAT	IAT_class
I	47.98	2.02	4	2.41–10.67	5.36	1	2.04	3	2.33	3
II	42.98	7.02	3	1.98–10.60	4.27	2	0.52	2	2.33	3
III	85.59	35.60	1	3.75–8.00	5.88	1	0.59	2	1.83	2
IV	59.89	9.89	3	4.00–4.50	4.25	2	0.48	1	2.00	3
V	54.40	4.40	4	3.75–4.00	3.88	2	1.00	3	2.83	4
VI	49.94	0.06	4	3.75–4.00	3.88	2	1.38	3	2.50	4
VII	61.38	11.38	2	2.50–3.00	2.75	3	0.41	1	2.17	3
VIII	59.16	9.16	3	1.50–2.33	1.92	3	0.21	1	2.17	3
IX	65.03	15.03	1	2.00	2.00	3	0.75	2	1.83	2
X	44.72	5.28	3	1.25	1.25	3	0.32	1	1.83	2
XI	64.79	14.79	2	1.67–3.00	2.33	3	0.17	1	1.83	2
XII	64.08	14.08	2	2.00	2.00	3	1.92	3	2.33	3
XIII	68.60	18.60	1	1.29–7.00	4.14	2	1.15	3	2.00	3
XIV	40.53	9.47	3	1.20	1.20	3	0.61	2	2.50	4
XV	19.04	30.96	1	1.33	1.33	3	0.45	1	2.17	3
XVI	40.64	9.36	3	2.00	2.00	3	1.03	3	2.83	4
XVII	47.46	2.54	4	1.25	1.25	3	1.05	3	2.67	4
XVIII	69.31	19.31	1	2.00	2.00	3	0.90	2	1.83	2
XIX	56.20	6.20	3	1.33	1.33	3	1.71	3	2.33	3
XX	19.43	30.57	1	2.00	2.00	3	0.69	2	1.67	2

Fig. 12 Basin asymmetric factor map of the Kopongo area



climatic variations can be linked to tectonic uplift events (Dana 1856). In this case, either the climate change that took place at the end of the Cenozoic caused a direct or indirect tectonic uplift or the erosion rates associated with isostatic compensations during this climatic variation can not have definite resolutions in the face of the problem observed, to generate vertical motions (Hay et al. 2002). The available data in the African continent show significant climatic changes from the Cretaceous to the present (Burke and Gunnell 2008; Grimaud 2014; Mvondo Owono et al. 2022). It has also been reported that Africa registered a humid period during the Aquitanian early Miocene (Bamford 2000), while the SW coast became and remained arid after the middle Miocene (Pickford and Senut 1999). The same climatic evolution has been observed in southwestern Cameroon in the Rio Del Rey basin (Mvondo Owono et al. 2022) and Edea-Eseka region (Nsangou Ngapna et al. 2020) located within the Gulf of Guinea. The southwestern Cameroon

region has been submitted since the early Miocene to an equatorial typical Guinean climate. Kopongo falls within the same climate region and displays three main seasons: a short dry season (3 months), a short humid season (3 months), and a very long rainy season (6 months) (Sighomnou 2004). Within the investigated area, the pluviometry measured up to 3512 mm/yr (Tchindjang et al. 2015), with temperatures between 28 and 33 °C and a 70% of humidity rate (Olivry 1986). According to Mvondo Owono (2011), volcanism is another phenomenon that can affect the morphology of a region. Indeed, the Cenozoic intraplate volcanism that has affected the Gulf of Guinea appears as discrete centers or linear zones, associated with the domal uplift of the basement (Poudjom Djomani et al. 1995). The Cameroon Volcanic Line (CVL) that traverses the Gulf of Guinea has developed uplifts during the Tertiary. This activity became very prolific due to the activity of Mount Cameroon volcano, one of the most important and active volcanoes along the CVL found

Table 5 Geomorphic indice values grouped in classes and morphological units with their respective frequency (Freq.%) and area (A, km²)

Geomorphic indices	Classes	Morphological units					
		LA		IA		UA	
		Freq	A	Freq	A	Freq	A
HI	2	~ 16.83	76.75	~ 20.79	48.82	~ 15.11	4.96
	3	~ 83.17	166.88	~ 79.21	186.02	~ 84.89	27.87
U	1			~ 3.93	7.22	~ 11.45	5.06
	2	~ 7.41	17.31	~ 78.53	144.19	~ 77.29	34.16
Bs	3	~ 92.59	216.37	~ 17.54	32.25	~ 11.27	4.98
	1	~ 90.24	230.9	~ 89.81	148.91	~ 89.79	35.81
	2	~ 8.48	21.71	~ 8.47	14.05	~ 10.21	4.07
AF'	3	~ 1.27	3.25	~ 1.71	2.84		
	1	~ 16.40	36.98	16.45	28.22	~ 5.65	3.65
	2	~ 11.01	24.84	~ 2.93	5.02	~ 1.63	1.05
Rbm	3	~ 41.82	94.33	~ 38.15	65.42	~ 61.52	39.72
	4	~ 30.76	69.37	~ 42.46	72.8	~ 31.20	20.14
	1	~ 25.14	68.37	~ 44.60	70.77	~ 43.60	13.49
	2	~ 57.88	157.42	~ 38.97	61.84	~ 20.49	6.34
Vf	3	~ 16.97	46.16	~ 16.41	26.04	~ 35.91	11.11
	1	~ 11.64	30	~ 21.05	32.48	~ 23.16	11.49
	2	~ 54.59	140.65	~ 25.94	40.03	~ 37.78	18.74
IAT	3	~ 33.77	86.99	~ 53.01	81.79	~ 39.06	19.37
	2	~ 20.88	14.47	~ 30.76	21.13	~ 48.36	33.23
	3	~ 50.45	169.43	~ 37.70	126.52	~ 11.84	39.74
	4	~ 84.88	38.41	~ 25.27	14.38	~ 7.41	4.22

Table 6 Geomorphic indice values are grouped in morphological units with their respective frequency (Freq. %) and area (A, km²)

Geomorphic indices	Morphological units/districts					
	LA		IA		UA	
	Freq. (%)	A (km ²)	Freq. (%)	A (km ²)	Freq (%)	A (km ²)
HI	~ 43.47	200.66	~ 50.88	234.84	~ 5.65	32.83
U	~ 50.64	233.73	~ 39.78	183.61	~ 9.58	44.2
Bs	~ 55.44	255.86	~ 35.92	165.8	~ 8.64	39.88
AF'	~ 48.86	225.52	~ 37.15	171.46	~ 13.99	64.56
Rbm	~ 58.92	271.95	~ 34.38	158.65	~ 6.70	30.94
Vf	~ 55.82	257.64	~ 33.43	154.3	~ 10.75	49.6
IAT	~ 48.16	222.31	~ 35.11	162.03	~ 16.72	77.19

in proximity to the study area. The mountain contributes to a very important uplift whose rate was evaluated at ~ 3.8 m/Ma by Koum et al. (2013). Given these conditions, the landscape of the Kopongo area has undergone rejuvenation and demonstrates a transient geomorphic response as feedback to tectonic-climatic forcing. Thus, the interplay among tectonic uplift, climate, erosion, and vegetation on the landscape evolution in a region has been indisputably documented, since the modification of one of the factor products for an immediate disequilibrium and changes. In Cameroon, these tectonic uplifts are marked by the presence of young geological

structures illustrated by the Benue trough and the basaltic ridge of the CVL which extends from the Atlantic Ocean to north Cameroon (Goussi Ngalamo et al. 2017). This tectonic consequence also shows that the thickness of the continental crust in Cameroon is thinned and varies between ~ 50 km in the south and ~ 14 km in the north. This suggests an important rise of the Moho towards the north of ~ 50–32 km under the Congo Craton, ~ 32–22 under the Adamawa plateau, and 22–18 km under the western portion of Cameroon (Fig. 15a, Poudjom Djomani et al. 1995). Kopongo area is close to the basaltic ridge of the CVL where the crustal thickness

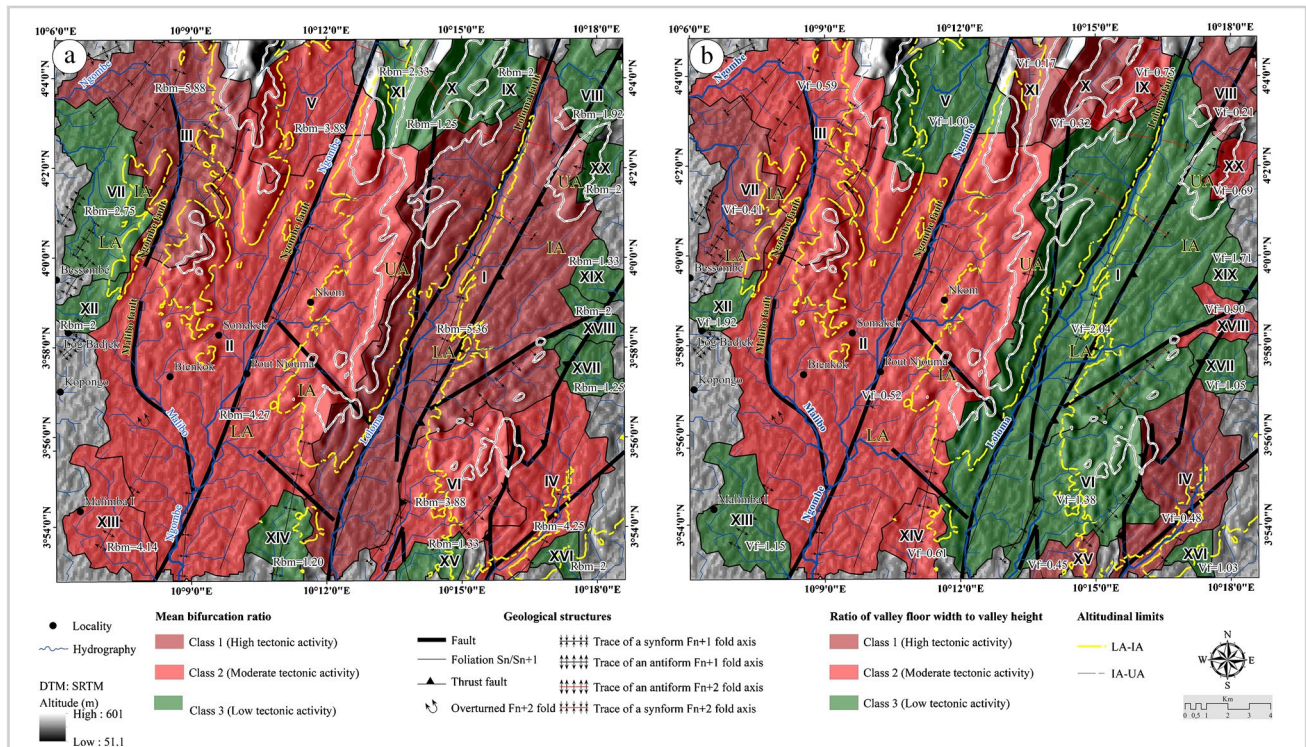


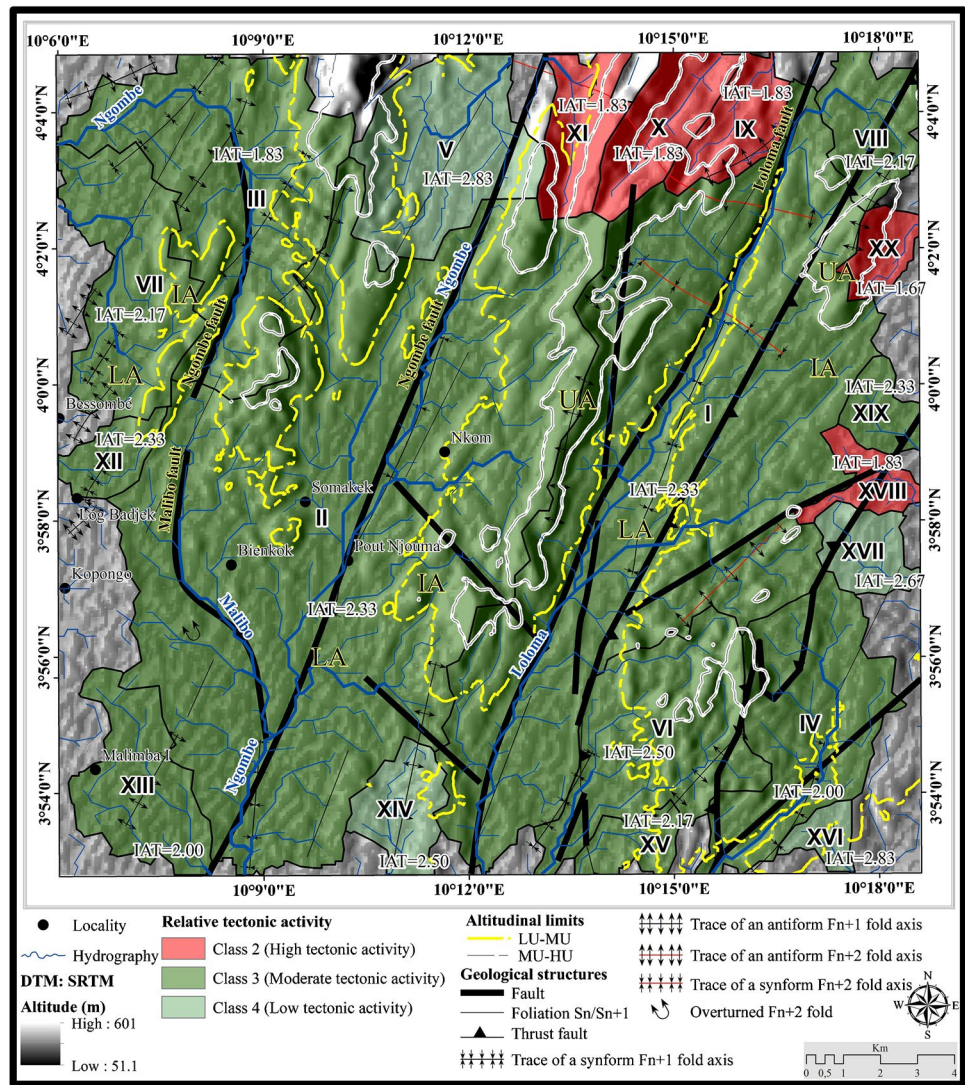
Fig. 13 Maps of the Kopongo geomorphic indices: **a** bifurcation ratio and **b** valley floor width to valley height ratio

varies from 27 to 35 km (e.g., Noel et al. 2014). The tectonic uplift in Central Africa varies from 7 to 18 km (Fig. 15b and c, Poudjom Djomani et al. 1995). This suggests that the Congo Craton would have undergone repeated intrusions of crustal rock of a denser nature, which would have generated metacratonization processes during the Pan-African orogeny (Goussi Ngalamo et al. 2017) although the origin of this uplift is still unknown and stays under discussion. Otherwise, this uplift could be linked to the displacement of the African plate towards the north in a context of passive margin (e.g., Deffontaines et al. 2008) generated from the asthenospheric mantle (Lee et al. 1994). In this case, this resulted in the vertical thrust of the Moho observed in Central Africa since the opening of the South Atlantic to the Mesozoic. In several studies, relict landscapes and river anomalies produced by uplift processes as those observed in Kopongo were considered significant indicators (e.g., Clark et al. 2004). These same features were also found on the rivers of the southeastern margin of the Tibetan plateau, which show successive variations in the rate of rock uplift in space and time (Whipple 2004). By contrast, southwestern Cameroon shows a high rate of uplift in the context of passive margin, marked by several active faults and numerous active volcanic islands and complexes (Nsangou Ngapna et al. 2020) located within and near the Kopongo area. Kopongo region has been affected by active LF, NF, and SF (Moussango Ibohn et al. 2018; Nsangou Ngapna et al. 2020)

and KCSZ (Sandron et al. 2018) parallel and closer to the active CVL (Moudi et al. 2007; Kamgang et al. 2008). The UA is characterized by the highest uplift rates and lateral tilting (Figs. 7 and 8). This geometry observed along the margin and through time can also be related to the uplift and volcanic activities along the CVL. Consequently, the tectonic activities observed on Kopongo should be related to CVL. Otherwise, Owona (2008) suggested that the associated tectonic uplift of thickened crust defines the Nyong Group nappe that was transported top-to-the East towards the Ntem Group. Likewise, metagabbro rocks observed within the Nyong Group show decompression textures that can be explained by their rapid cooling and/or rapid uplift (Owona 2008). Thus, the existence of a regional relict landscape in the Kopongo area associated with a spatial variation of the relative tectonic uplift index (0.16–0.68), which is continuous with the Adamawa-Yade and West Cameroon domains, implies significant surface deformation (e.g., Clark et al. 2002; Goussi Ngalamo et al. 2017). Therefore, river anomalies (Fig. 7a and c) and landscape deformations such as normal (Fig. 7b–f) and inverse (Fig. 7b and g) dip-slip faults observed during field investigations reveal the influence of tectonic uplift.

Bs-values can be used to indicate the influence of the cartographic fold activities in the sub-watershed (Table 3; Fig. 11b). Their geometric shapes correspond mostly to cartographic folds described as polyharmonic F_{n+1} and F_{n+2}

Fig. 14 Map obtained at the Kopongo from geomorphic indices combination to illustrate the heterogeneity of relative tectonic activity index (IAT)



folds aligned as drap anticlines and shallow synclines with an asymmetric pattern (Abou’ou Ango et al. 2021).

The Vf and AF values enabled the detection of possible sub-basin tilt or differential uplift as well as the degree of the incision within the Kopongo area through different altitudinal classes (Table 5). The lower Vf-values ($Vf < 1$) are observed in the IA and UA districts corresponding to narrow, steep, and deep V-shaped valleys, and characterizing a neotectonic that is marked by significant incision rate due to uplift processes. Meanwhile, high Vf-values ($Vf > 1$) are displayed by LA district dominated by broad-floored (U-shape) canyons demonstrating an eroded area in a tectonically inactive environment (El Hamdouni et al. 2008; Ajay Kumar et al. 2017; Ajay Kumar et al. 2018). The intensity of the transverse tilt of a sub-watershed is determined by the AF-values (Ajay Kumar et al. 2020). The obtained values of AF all over the morphological units show a generalized asymmetry of the sub-basins, which could have a link with the tectonic tilting of the blocks

(Fig. 8d). To this end, the asymmetry of a sub-basin in an environment dominated by a progressive uplift can be linked to a structural orientation of the geological formations of the area (Alipoor et al. 2011). In the Kopongo area, four symmetric sub-watersheds are tectonically stable (SWs-I, V, VI, and XVII) with their AF-values close to 50 (Fig. 12), whereas a heterogeneity tectonic tilting towards the NW-W, NE-S, and SE directions is observed on the rest of sub-asymmetric to asymmetric sub-watersheds. This tectonic tilting is linked to their AF-values ($AF < 50$ or $AF > 50$), which indicate the response to uplift and/or influence of geological formations having experienced a tectonic deformation (Fig. 12c; Ajay Kumar et al. 2017). This shows an area dominated by thrust faults, whereby, the asymmetry of the sub-watershed developed during the tectonic displacement of tectonic blocks/Nyong Group nappes (Owona et al. 2011).

The spatial variability of the bifurcation ratio values displayed by sub-watersheds and the morphological units (i.e.,

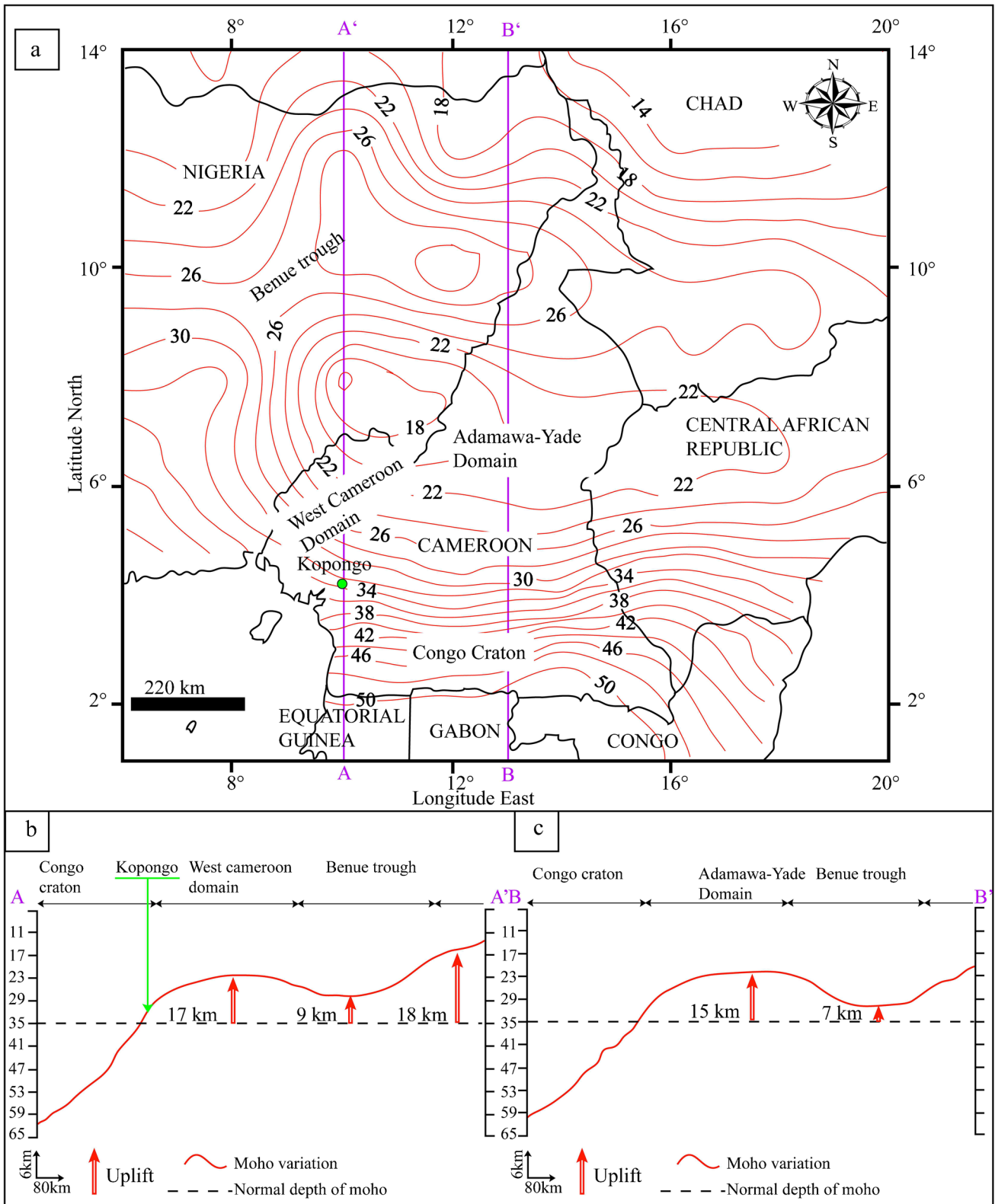


Fig. 15 a Illustrative map of Moho depth (in km) of the Guinea gulf obtained from gravity data (after Poudjom Djomani et al. 1995). b and c Conceptual cross-sections of the northern edge of the Congo craton illustrating the crustal thickness variations along 10°N (AA') and 13°N (BB') latitude north

1.20–10.67) shows that the lithologic heterogeneity also influences the landscape evolution of this study area (Fig. 3, Sreedevi et al. 2004). Indeed, the lower Rb values observed within sub-watersheds show that there was a deep correlation with the high number of 1st and 2nd-order streams. Usually, moderate to high values of $R_{bm} > 3$ in the Kopongo area were related to Loloma, Malibo, and Ngombe active faults and thrust fault activities (Fig. 13a) (e.g., Barman et al. 2021).

Relative tectonic activity index interpretation

To evaluate the intensity of the active tectonic within the Kopongo region, the calculation of the Hi, U, Bs, AF, Rb, and Vf indices was applied. Their heterogeneity can be a consequence of the topography and drainage system changes influenced by faults and anticline growth activities (e.g., Jackson et al. 1998; Bahrami et al. 2020). Because the evolution of the reliefs is influenced by the growth of frontal anticlines, the topographic slopes thus created during this tectonic process impose a new drainage pattern (Keller and Pinter 1996). The topographic undulations observed at the Kopongo area shows that the growth of frontal anticlines was not constant and that regional folds displayed asymmetrical shapes due to active tectonic (Abou'ou Ango et al. 2021). In addition, the irregularity of their hinges shows that the basin areas were strongly eroded, while the dome areas were under the influence of strong tectonic activity (Abou'ou Ango et al. 2021). Besides, the regional F_n - F_{n+2} folds generated were considered to be tectonic indicators emplaced from the W to E (Abou'ou Ango et al. 2021) during the thrust activities of the Nyong tectonic nappes over the Ntem Group (Feybesse et al. 1998). Later on, this area was overlaid by the Yaounde tectonic nappes, characterized by F_{n+3} nappe folds (Owona et al. 2011). Alternatively, these cartographic F_n - F_{n+3} folds have been interpreted as anticlinal and synclinal (Tchameni et al. 2001) or as swell-and-basin-type (Poudjom Djomani et al. 1997) structures, with their geometrical disposition modified by sinistral normal faults (Fig. 7c). This variability of geomorphic indices, topographic surface parameters, structural features, frequency, and magnitude in the investigated area has served as indicators in other tectonically active regions (e.g., Mahmood and Gloaguen 2012; Ezati et al. 2021). Thus, the different values of IAT from the Kopongo area show that the explored area is more influenced by high to moderate tectonic activities. Thus, suggesting differences in relief and topographical features considered a consequence of the tectonic uplifts and tiltings (Figs. 7 and 8). This kind of tectonic activity level has been reported in the most active margins around the world (e.g., El Hamdouni et al. 2008; Melnick et al. 2009;

Ajay Kumar et al. 2020). It has also been linked to the following: (1) the variations in subduction zones (Clift and Vannucchi 2004) due to topographic anomalies, which would be closely related to the deduced decreasing uplift rate; (2) fold type variabilities such as fault-related folds, simple buckle folds, and fold following the old inherited fractures (Fouad 2010), e.g., $F_{n+onefold}$ crosscut by normal fault (Fig. 7c) and F_n fold overprinted by F_{n+1} folds (Fig. 7d); (3) the effects of rock uplift and rock resistance (e.g., Van Laningham et al. 2006), marked by a variability in lithological facies (Fig. 3); (4) crustal thickening (Rehak et al. 2008), which has not been observed within the study area (e.g., Poudjom Djomani et al. 1995); (5) uplift related to mantle plume in Cameroon that started around 34 Ma (Guillocheau et al. 2018) followed by a magmatic activity according to the alignment of the “plutonic-volcanic complexes” at ca.67 Ma to the present (Njonfang et al. 2011); and (6) climate changes (Miao et al. 2018) in rain forest from Late Cretaceous to Quaternary (Maley 1996), where the investigated area is located.

Conclusion

Evaluation of the relative tectonic activity of the Kopongo area and the highlight of the main factors that controlled the evolution of this region end up with the following conclusions:

- (1) The Kopongo region is controlled by tectonics, climate, lithology, and mantle dynamics;
- (2) The region includes zones of low and high tectonic activities due to heterogeneous spatio-temporal distribution of uplift and tilting following the NE-SW direction;
- (3) The CVL is one of the main active geological features in Central Africa which constantly causes the uplift and tilting in the region.
- (4) Morphometric responses crossed with field data and drill cores support that the morphology of this portion of the southwestern Cameroon greenstone belt is the expression of the neotectonics that prevails in the region.

Acknowledgements This work represents an integrated part of the first author's thesis at the University of Yaounde I, which was supported and financed by the Compagnie Minière du Cameroun. The authors are grateful to the editors and anonymous reviewers for providing reviews and comments to improve this manuscript.

Declarations

Competing interests The authors declare no competing interests.

References

- Abou'ou Ango T, Njom B, Ekoa Bessa AZ, Onana JB, Bafon GT, Olinga J-B, Mvondo Ondo J (2021) Correlations between morphotectonic parameters and Precambrian tectonic structures in the Nyong Group greenstone belts: example of the Kopongo area (NW of the Congo Craton, Southwestern Cameroon). *J Afr Earth Sci* 182:104272
- Abou'ou Ango T, Njom B, Yannah M, Olinga J-B, Mvondo Ondo J (2022) Petrology, geochemistry and structural analysis of the Kopongo greenstone belt, Congo craton, southern Cameroon: geodynamic evolution and geotectonic styles. *Arabian J Geosci* 15:1518
- Ajay Kumar TP, Kumar CR, Avtar SJ, Bahadur SK, Akhtar A, Shashi GK, Rohit K, Vaibhav K, Sagarika R (2017) Active tectonic deformation along reactivated faults in Binta basin in Kumaun Himalaya of north India: inferences from tectono-geomorphic evaluation. *Z Geomorphol* 61:159–180
- Ajay Kumar T, Bahadur Singh K, Avtar Singh J, Ajay K, Akhtar A, Sadiq A, Beena K, Purushottam KG, Rajesh K, Anil Kumar S, Bhupinder S, Rakesh J (2018) Tectono-climatic influence on landscape changes in the glaciated Durung Drung basin, Zaskar Himalaya, India: a geospatial approach. *Quatern Int* 507:262–273
- Ajay Kumar T, Lalit MJ, Bahadur SK, Akhtar A, Girish CK, Raj SK, Anoop KS, Rakesh KD (2020) Tectonic imprints of landscape evolution in the Bhilangana and Mandakini basin, Garhwal Himalaya, India: a geospatial approach. *Quatern Int* 575–576:21–36
- Alipoor R, Poorkermani M, Zare M, El Hamdouni R (2011) Active tectonic assessment around Rudbar Lorestan dam site, High Zagros Belt (SW of Iran). *Geomorphology* 128:1–14
- Amine A, El Ouardi H, Zebari M, El Makrini H (2020) Active tectonics in the Moulay Idriss Massif (South Rifian Ridges, NW Morocco): new insights from geomorphic indices and drainage pattern analysis. *J Afr Earth Sci* 167:103833
- Ateba B, Ntepe N, Ekodeck GE, Soba D, Fairhead JD (1992) The recent earthquakes of South Cameroon and their possible relationship with main geological units of central Africa. *J Afr Earth Sci* 14:365–369
- Bahrami S, Capolongo D, Mofrad MR (2020) Morphometry of drainage basins and stream networks as an indicator of active fold growth (Gorm anticline, Fars Province, Iran). *Geomorphology* 355:107086
- Bamford MK (2000) Cenozoic macro-plants. In: Partridge TC, Maud RR (eds) *The Cenozoic of southern Africa*. Oxford University Press, Oxford, pp 351–356
- Barman BK, Rao CU B, Srinivasa Rao K, Patel A, Kushwaha K, Singh SK (2021) Geomorphic analysis, morphometric-based prioritization and tectonic implications in Chite Lui River, Northeast India. *J Geol Soc India* 97:385–395
- Bathrellos GD, Antoniou VE, Skilodimou HD (2009) Morphotectonic characteristics of Lefkas Island during the Quaternary (Ionian Sea, Greece). *Geologica Balcanica* 38:23–33
- Benkhelil J, Robineau B (1983) Le fossé de la Bénoué est-il un rift? *Bull Centres Recherches Expl Prod Elf Aquitaine* 7:315–321
- Bouyo Houketchang BM, 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
- Burbank DW, Anderson RS (2001) *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science, Oxford, p 247
- Burke K, Gunnell Y (2008) The African erosion surface: a continental-scale synthesis of geomorphology, tectonics, and environmental change over the past 180 million years. *Geol Soc Am Mem* 201:66p
- Castaing C, Feybesse JL, Thiéblemont D, Triboulet C, Chèvremont P (1994) Palaeogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks. *Precambrian Res* 69:327–344
- Chombong NN, Suh CE (2013) 2883 Ma commencement of BIF deposition at the northern edge of Congo craton, southern Cameroon: new zircon SHRIMP data constraint from meta-volcanics. *Episodes* 36:47–57
- Chow Ven T (1964) *Handbook of applied hydrology*. McGraw Hill Inc, New York
- Clark MK, Royden LH, Burchfiel BC, Whipple KX, House MA, Zhang X (2002) Preservation of a low-relief, regionally continuous erosion surface in southeastern Tibet: evidence for the transient condition of the southeastern plateau margin: *Geological Society of America Abstracts with Programs* 34(6):411
- Clark MK, Schoenbohm LM, Royden LH, Whipple KX, Burchfiel BC, Zhang X, Tang W, Wang E, Chen L (2004) Surface uplift, tectonics and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns: *Tectonics* 23:TC1006
- Clift P, Vannucchi P (2004) Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: implications for the origin and recycling of the continental crust. *Rev Geophys* 42:RG2001
- Cornacchia M, Dars R (1983) Un trait structural majeur du continent africain. Les linéaments centrafricains du Cameroun au Golfe d'Aden. *Bull Soc Géol France* 7:101–109
- Dana JD (1856) On American geological history: 1856. *Am J Sci* 22:305–344
- De Almeida FFM, Hasui Y, De Brito Neves BB, Frick RA (1981) Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sci Rev* 17:1–29
- Deffontaines B, Ben Hassen M, Slama T, Rebai N, Turki MM (2008) Tunisian structural extrusion revealed by numerical geomorphometry. In: Brady SR, Sinha AK, Gundersen LC (eds) *Geoinformatics 2008-data to knowledge*, proceedings, geoinformatics 2008-Data to knowledge. USGS, Reston, VA, pp 14–15
- Déruelle B, Ngounounou I, Demaiffe D (2007) The “Cameroon Hot Line” (CHL): a unique example of active alkaline intraplate structure in both oceanic and continental lithospheres. *CR Géosci* 339:589–600
- Dorbath C, Dorbath L, Fairhead D, Stuart GW (1986) A teleseismic delay time study across the Central African Shear Zone in the Adamawa Region of Cameroon, West Africa. *Geophys J Int* 86:751–766
- Dumont JF (1986) Identification par télédétection de l'accident de la Sanaga (Cameroun). Sa position dans le contexte des grands accidents d'Afrique Centrale et de la limite nord du craton concolais. *Géodynamique* 1:13–19
- Ebah Abeng SA, Ndjigui P-D, Beyanu AA, 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. *J Geochem Explor* 114:1–19
- El Hamdouni R, Irigaray C, Fernández T, Chacón J, Keller EA (2008) Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology* 96:150–173
- Ezati M, Gholami E, Mousavi SM (2021) Tectonic activity level evaluation using geomorphic indices in the Shekarab Mountains East-ern Iran. *Arabian J Geosci* 14:385
- Feybesse JL, Johan V, Triboulet C, Guerrot C, Mayaga-Mikolo F, Bouchot V, Eko N'dong 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
- Fouad SF (2010) Tectonic evolution of the Mesopotamia Foredeep in Iraq. *Iraqi Bull Geol Min* 6(2)
- Fuh CG, Nkoumbou C, Tchakounte Numbem J, Mukete KO, Tchouankou JP (2021) Petrology, geochemistry, Ar/Ar isotopes of an arc-related calc-alkaline pluton from Mamb (Pan-African Yaounde

- group, Cameroon): a testimony to the subduction of a hot oceanic crust. *Lithos* 384–385:105973
- Gaëlle Nana V, Lepatio Tchieg SA, Ntomb Biboum EO, Fosso Tegua EEM, Nguiya S, Tokam Kamga AP (2021) Preliminary study of seismic hazard along the Cameroon Volcanic Line. *Am J Earth Sci* 8:1–10
- Goussi Ngalamo JFG, Bisso D, Abdelsalam MG, Atekwana EA, Katumwehe AB, Ekodeck GE (2017) Geophysical imaging of metacratonization in the northern edge of the Congo craton in Cameroon. *J Afr Earth Sc* 129:94–107
- Grimaud JL (2014) Dynamique long terme de l'érosion en contexte cratonique: l'Afrique de l'Ouest depuis l'Eocène. *Géoscience Université de Toulouse France*
- Grohmann CH (2004) Morphometric analysis in geographic information systems: applications of free software GRASS and R. *Computers Et Geosci* 30:1055–1067
- Guillocheau F, Simon B, Baby G, Bessin P, Robin C, Dauteuil O (2018) Planation surfaces as a record of mantle dynamics: the case example of Africa. *Gondwana Res* 53:82–98
- Gu ZK, Shi CX (2018) Dynamical characteristics of geomorphologic evolution of the basins covered by Pishasandstone in the eastern wing of the Ordos Plateau, China. *J Mt Sci* 15(5)
- Hay WW, Soeding E, DeConto RM, Wold CN (2002) The Late Cenozoic uplift – climate change paradox. *Int J Earth Sci (geol Rundsch)* 91:746–774
- Jackson J, Van Dissen R, Berryman K (1998) Tilting of active folds and faults in the Manawatu region, New Zealand: evidence from surface drainage patterns, New Zealand. *J Geol Geophys* 41:377–385
- Jenness JS (2013) DEM Surface Tools for ArcGis (surface_area.exe). Calculating landscape surface area from digital elevation models. *Wildl Soc Bull* 32:829–839
- Kamgang P, Chazot G, Njonfang E, Tchoua F (2008) Geochemistry and geochronology of mafic rocks from Bamenda Mountains (Cameroon): source composition and crustal contamination along the Cameroon Volcanic Line. *CR Geosci* 340:850–857
- Keller A, Pinter N (1996) Active tectonics, earthquakes, uplift and landscape. *Prebtuce-Hall, Inc Simon and Schuster*, pp 1–237
- Keller EA, Pinter N (2002) Active tectonics. *Earthquakes, Uplift, and Landscape*, 2nd edn. Prentice-Hall, Upper Saddle River, p 362
- Kirby E, Whipple KX (2012) Expression of active tectonics in erosional landscapes. *J Struct Geol* 44:54–75
- Klimaszewski M (1978) *Geomorphology (in Polish)*. PWN Warszawa
- Koum S, Mvondo Owono F, Ntamak-Nida MJ, Njom B, Essama Boum RB (2013) Surrection relative plio-pléistocène de la surface côtière de la marge sud du Rio Del Rey (Cameroon) à partir de la géomorphologie quantitative sur Modèle Numérique de Terrain (MNT). *Sci Technol Et Dév* 14:59–69
- Lasserre M, Soba D (1976) Age libérien des granodiorites et des gneiss à pyroxène du Cameroun méridional. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières; Section 4: Géologie Generale*, pp 17–32
- Lee DC, Halliday AN, Fitton GJ, Poli G (1994) Isotopic variations with distance and time in the volcanic islands of the Cameroon Line: evidence of the mantle plume origin. *Earth Planet Sci Lett* 123:119–138
- Ledru P, Johan V, Milesi JP, Tegye M (1994) Markers of the last stages of the Palaeoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Res* 69:169–191
- Lerouge C, Cocherie A, Toteu SF, Milesi JP, Penaye J, TchameniR NNE, Fanning CM (2006) 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* 44:413–427
- Loose D, Schenk V (2018) 2.09 Ga old eclogites in the Eburnian-Transamazonian orogen of southern Cameroon: significance for Palaeoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Res* 304:1–11
- Mahmood SA, Gloaguen R (2012) Appraisal of active tectonics in Hindu Kush: insights from DEM derived geomorphic indices and drainage analysis. *Geosci Front* 3:407–428
- Maley J (1996) The African rain forest- main characteristics of changes in vegetation and climate from the Upper Cretaceous to the Quaternary. *Proc de Royal Soc Edinburgh* 1048:31–73
- Maurizot P, Abessolo A, Feybesse J, Johan L, Lecomte P (1986) Etude et prospection minière du Sud-Ouest du Cameroun : synthèse des travaux de 1978 à 1985. *Rapport BRGM 85 CMR 066*, p 274
- Melnick D, Bookhagen B, Strecker MR, Echtler HP (2009) Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile. *J Geophys Res* 114:B01407
- Miao Y, Warny S, Clift PD, Gregory M, Liu C (2018) Climatic or tectonic control on organic matter deposition in the South China Sea? A lesson learned from a comprehensive Neogene palynological study of IODP Site U1433. *Int J Coal Geol* 190:166–177
- Minyem D (1994) Contribution à l'étude métamorphique et structurale du secteur Eséka-Makak (Cameroun, Département de Nyong et kélé), Thèse de 3^e cycle. *Univ Ydé I:166p*
- Moudi A, Wandji P, Bardintzeff J-M, Ménard J-J, Okomo Atouba LC, Reusser E, Bellon H, Tchoua MF (2007) Les basaltes éocènes à affinité transitionnelle du plateau Bamoun, témoins d'un réservoir mantellique enrichi sous la ligne volcanique du Cameroun. *CR Geosci* 339:396–406
- Moussango Ibohn AP, Owono FM, Njom B, Mbog Bassong SP, Sep Nlomngan JP, Sébastien Owona S, Ekodeck EG (2018) Sanaga fault: evidence of neotectonics and landscape evolution in Edéa Region (Cameroon, Centre-Africa). *J Geography Geol* 10:7
- Mvondo Owono F (2011) Surrection cénozoïque des marges passives de l'Ouest d'Afrique à partir de deux exemples: le plateau sud Namibien et la marge nord camerounaise. *Th Doc Pub Univ Rennes 1 France*
- Mvondo Owono F, Ntsama Atangana J, Owona S, Dauteuil O, Nsangou Ngapna M, Guillocheau F, Koum S, Essama Boum RB, Ntamak Nida MJ (2022) Tectono-stratigraphic evolution and architecture of the Miocene Rio del Rey basin (Cameroon margin, Gulf of Guinea). *Int J Earth Sci* 109:2557–2581
- Ndam Ngoupayou JR, Kpoumie A, Boeglin J-L, Lienou G, Nfocco AK, Ekodeck GE (2007) Transports solides et érosion mécanique dans un écosystème tropical d'Afrique: exemple du bassin versant de la Sanaga au Sud-Cameroun. *Actes des JSIRAUF, Hanoi*
- Ndema Mbongue J, Ngo Nlend CD, Nzenti JP, Cheo Suh E (2014) Origin and evolution of the formation of the Cameroon Nyong Series in the Western Border of the Congo Craton. *J Geosci Geomat* 2:62–75
- Ndibi EDD, Mbossi EF, Wokwenmendang NP, Ateba B, Ndoungsa-Mbarga T (2021) Probabilistic seismic hazard assessment for the main cities along the continental section of the Cameroon Volcanic Line. *Arab J Geosci* 14:796
- Ndikum EN, Tabod CT, Tokam APK, Essimbi BZ (2014) Fault-plane solution of the earthquake of 19 March 2005 in Monatele (Cameroon). *Open J Geol* 4(6):47140
- Nfoumou N, Tongwa AF, Ubangoh RU, Ateba B, Nnange JM, Hell JV (2004) The July 2012 earthquake in the Kribi region: geological context and preliminary evaluation of seismic risk in southwestern Cameroon. *J Afr Earth Sci* 40:163–172
- Ngako V, Jegouzo P, Nzenti JP (1991) Le Cisaillement Centre Camerounais. Rôle structural et géodynamique dans l'orogénèse panafricaine. *CR Acad Sci Paris* 313:457–463
- Ngako V, Affaton P, Nnange JM, Njanko T (2003) Pan-African tectonic evolution in central and southern Cameroon: transpression and transtension during sinistral shear movements. *J Afr Earth Sci* 36:207–214

- Ngako V, Affaton P, Njonfang E (2008) Pan-African tectonics in north-western Cameroon: implication for the history of western Gondwana. *Gondwana Res* 14:509–522
- Ngatchou HE, Nguiya S, Owona Angue MLC, Mouzoug PM, Tokam AP (2018) Source characterization and tectonic implications of the M 4.6 Monatele (Cameroon) earthquake of 19 March 2005. *S Afr J Geol* 121:191–200
- Njome MS, De Wit MJ (2014) The Cameroon line: analysis of intra-plate magmatic province transecting both oceanic and continental lithospheres: constraints, controversies and models. *Earth Sci Rev* 139:168–194
- Njonfang E, Nono A, Kamgang P, Ngako V, Tchoua F (2011) Cameroon Line alkaline magmatism (Central Africa): a reappraisal. *Geol Soc Am* 478:173–191
- Nkouathio DG, Kagou Dongmo A, Bardintzeff J-M, Wandji P, Bellon H, Pouclet A (2008) Evolution of volcanism in graben and horst structures along the Cenozoic Cameroon Line (Africa): implications for tectonic evolution and mantle source composition. *Mineral Petrol* 94:287–303
- Noel EOP, Marcelin MP, Bekoa A (2014) Crustal structure and seismogenic zone of Cameroon: integrated seismic, geological and geophysical data. *Open J Earthq Res* 3:152–161
- Nsangou Ngapna M, Owona S, Owono F M, Ateba CB, Tsimi VM, Mvondo Ondo J, Ekodeck GE (2020) Assessment of relative active tectonics in Edea - Eseka region (SW Cameroon, Central Africa). *J Afr Earth Sci* 164:103798
- Olivry JC (1986) Fleuve et rivière du Cameroun. Collection “Monographie hydrographie” ORSTOM, N°9, Paris
- Owona S (2008) Archaean, Eburnean and Pan-African features and relationships in their junction zone in the South of Yaoundé (Cameroon). Ph.D. Thesis. University of Douala, Cameroon, p 232
- Owona S, Mvondo Ondo J, Ratschbascher L, Mbola Ndzana SP, Tchoua MF, Ekodeck GE (2011) The geometry of the Archean, Paleo and Neoproterozoic tectonics in Southwest Cameroon. *C.R. de l'Acad des Sci* 343:312–322
- Penaye J, Toteu SF, Tchameni R, Van Schmus WR, Tchakounte J, Ganwa A, Miyem D, Nsifa EN (2004) The 2.1 Ga West Central African Belt in Cameroon: extension and evolution. *J Afr Earth Sci* 39:159–164
- Pérez-Peña JV, Azañón JM, Azor A (2009) CalHypso: an ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. *Comput Geosci* 35:1214–1223
- Pérez-Peña JV, Azor A, Azañón JM (2010) Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): insights from geomorphic indices and drainage pattern analysis. *Geomorphology* 119:74–87
- Pérez-Peña JV, Al-Awabdeh M, Azañón JM, Galve JP, Booth-Rea G, Notti D (2016) SwathProfiler and NProfiler: two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. *Comput Geosci*. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.08.008>
- Pickford M, Senut B (1999) The geological and faunal context of Late Miocene hominid remains from Lukeino, Kenya. *C.R. Acad Sci Paris* 332:145–152
- Poudjom Djomani Y, Nnange J, Diament M, Ebinger C, Fairhead J (1995) Effective elastic thickness and crustal thickness variations in west central Africa inferred from gravity data. *J Geophys Res: Solid Earth* 100:22047–22070
- Poudjom Djomani YH, Diament M, Wilson M (1997) Lithospheric structure across the Adamawa Plateau (Cameroon) from gravity studies. *Tectonophysics* 273:317–327
- Regard V, Carretier S, Boeglin JL, Ndam Ngoupayou JR, Dzana JG, Bedimo Bedimo JP, Riotte J, Braun JJ (2016) Denudation rates on cratonic landscapes: comparison between suspended and dissolved fluxes, and ¹⁰Be analysis in the Nyong and Sanaga River basins, South Cameroon. *Earth Surf Process Landforms* 41:1671–1683
- Rehak K, Strecker MR, Echtler HP (2008) Morphotectonic segmentation of an active forearc, 37–41S, Chile. *Geomorphology* 94:98–116
- Sandron D, Santulin M, Tamaro A, Orzi C, Benedetti G, Castellaro S, Romeo R, Rebez A, Grimaz S, Malisan P, Guadagnini G, Sciascia F, Slejko D (2018) Seismic parameter design assessment for the Kribi deep seaport in Cameroon. *Bull Earthq Eng* 17:1825–1861
- Ségalen P (1967) Les sols et la géomorphologie du Cameroun. *Cah. Off. Rech. Sci. Techn. Outre-Mer. Sér Pédol* 2:137–187
- Sighomnou D (2004) Analyse et redéfinition des régimes climatiques et hydrologiques du Cameroun : perspective d'évolution des ressources en eau. Th. Doc. Etat Univ, Ydé I, p 289
- Sreedevi PD, Subrahmanyam K, Ahmed S (2004) The significance of morphometric analysis for obtaining groundwater potential zones in a structurally controlled terrain. *Environ Geol* 47:412–420
- Strahler A (1952) Hypsometric (area altitude) analysis of erosional topology. *Geol Soc Am Bull* 63:1117–1142
- Strahler AN (1957) Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Trans Am Geophys Union* 38:913–920
- Tabot CT, Fairhead JD, Stuart GW, Ateba B, Ntepe N (1992) Seismicity of the Cameroon Volcanic Line, 1982–1990. *Tectonophysics* 212:303–320
- Tchameni R, Mezger K, Nsifa NE, Pouclet A (2001) Crustal origin of Early Proterozoic syenites in the Congo craton (Ntem complex), South Cameroon. *Lithos* 57:23–42
- Tchindjang M, Levang P, Saha F, Voundi E, Njombissié Petchou IC (2015) Impact et suivi par télédétection du développement des plantations villageoises de palmiers à huile sur le couvert forestier au Cameroun : cas de la Sanaga Maritime (3°20–4°40N, 9°30–11°20E). Yaoundé, PALMFORCAM : Rapport Principal (37p) et Rapport annexes, p 123
- Teixeira W, Figueiredo MCH (1991) An outline of early-Proterozoic crustal evolution in the Saõ Francisco craton, Brazil: a review. *Precamb Res* 53:1–22
- Toteu SF, Macaudiere J, Bertrand JM, Dautel D (1990) Metamorphic zircons from North Cameroon; implications for the Pan-African evolution of central Africa. *Geol Rundsch* 79:777–788
- Toteu SF, Van Schmus WR, Penaye J, Nyobe JB (1994) U-Pb and Sm-Nd evidence for Eburnean and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. *Precambrian Res* 67:321–347
- Van Laningham S, Meigs A, Goldfinger C (2006) The effects of rock uplift and rock resistance on river morphology in a subduction zone forearc, Oregon, USA. *Earth Surf Process Landforms* 31:1257–1279
- Van Schmus WR, Oliveira EP, Da Silva Filho AF, Toteu SF, Penaye J, Guimarães IP (2008) Proterozoic links between the Borborema province, NE Brazil, and the central-African Fold belt. *Geol Soc London* 294:69–99
- Weber F, Gauthier-Lafaye F, Whitechurch H, Ulrich M, El Albani A (2016) The 2-Ga Eburnean Orogeny in Gabon and the opening of the Francevillian intracratonic basins: a review. *Compt Rendus Geosci* 348:572–586
- Whipple KX (2004) Bedrock Rivers and the geomorphology of active orogens. *Annu Rev Earth Planet Sci* 32:151–185

Springer Nature or its licensor (e.g. a society or other partner) holds exclusive rights to this article under a publishing agreement with the author(s) or other rightsholder(s); author self-archiving of the accepted manuscript version of this article is solely governed by the terms of such publishing agreement and applicable law.