

RÉPUBLIQUE DU CAMEROUN
Paix-Travail-Patrie

UNIVERSITÉ DE YAOUNDÉ I

FACULTÉ DES SCIENCES

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



THE REPUBLIC OF CAMEROON
Peace-Work-Fatherland

THE UNIVERSITY OF YAOUNDE I

FACULTY OF SCIENCES

POSTGRADUATE SCHOOL OF SCIENCE
TECHNOLOGY AND GEOSCIENCES

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

LABORATOIRE DE GÉOSCIENCES DES FORMATIONS PROFONDES ET
APPLICATIONS
LABORATORY OF GEOSCIENCES OF DEEP FORMATIONS AND APPLICATIONS

**ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE ET
TECTONIQUE D'UNE PORTION DE CROÛTE DU
CRATON DU CONGO REMOBILISÉE À
L'ÉBURNÉEN DANS LA RÉGION DE LOLODORF
(COMPLEXE DU NYONG, SW CAMEROUN)**

THÈSE DE DOCTORAT/Ph.D

Parcours: **Géosciences des Formations Profondes et Applications**
Spécialité : **Pétrologie et Géologie Structurale**

Présentée et soutenue publiquement le **25/07/2024**

Par

MESSI OTTOU Eric José

Matricule : 00Z189

Diplômé d'Études Approfondies



Devant le jury composé de:

<i>KAMGANG Pierre.</i>	<i>Professeur</i>	<i>Université de Yaoundé I</i>	<i>Président</i>
<i>NDJIGUI Paul-Désiré.</i>	<i>Professeur</i>	<i>Université de Yaoundé I</i>	<i>Rapporteur</i>
<i>MVONDO ONDOA Joseph.</i>	<i>Maître de Conférences</i>	<i>Université de Yaoundé I</i>	<i>Rapporteur</i>
<i>GANWA Alembert Alexandre.</i>	<i>Professeur</i>	<i>Université de Ngaoundéré</i>	<i>Examineur</i>
<i>GANNO Sylvertre.</i>	<i>Professeur</i>	<i>Université de Yaoundé I</i>	<i>Examineur</i>
<i>TCHOUANKOUE Jean Pierre</i>	<i>Maître de Conférences</i>	<i>Université de Yaoundé I</i>	<i>Examineur</i>

UNIVERSITÉ DE YAOUNDÉ I

FACULTÉ DES SCIENCES

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



THE UNIVERSITY OF YAOUNDE I

FACULTY OF SCIENCE

POSTGRADUATE SCHOOL OF
SCIENCE TECHNOLOGY AND
GEOSCIENCES

DÉPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE
DEPARTEMENT OF EARTH SCIENCES
URFD-GÉOSCIENCES ET APPLICATIONS

LABORATOIRE DE GÉOSCIENCES DES FORMATIONS PROFONDES ET
APPLICATIONS
LABORATORY OF GEOSCIENCES OF DEEP FORMATIONS AND APPLICATIONS

ATTESTATION DE CORRECTION DE THÈSE DE DOCTORAT/Ph.D

Parcours: Géosciences des Formations Profondes et Applications

Option : Pétrologie et Géologie Structurale

Nom du candidat : MESSI OTTOU Eric José

Matricule : 00Z189

Titre de la thèse : « ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE ET TECTONIQUE D'UNE
PORTION DE CROÛTE DU CRATON DU CONGO REMOBILISÉE À
L'ÉBURNÉEN DANS LA RÉGION DE LOLODORF (COMPLEXE DU NYONG, SW
CAMEROUN) »

Date de soutenance : 25 Juillet 2024

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 formulées lors de la soutenance.

En foi de quoi, nous lui délivrons cette Attestation de Correction pour servir et faire valoir ce que de droit./

Fait à Yaoundé, le, **09 SEPT 2024**

PRÉSIDENT

EXAMINATEURS

KAMGANG Pierre
Professeur *en P.O.*
Njiqui Paul-Désiré
Professeur

GANNO Sylvertre
Professeur

TCHOUANKOUE Jean Pierre
Maître de conférences

DÉDICACE

À mon feu père : **M. OTTOU Bernardin Marie-Claude.**

AVANT-PROPOS

Au moment où j'achève ce travail, je voudrais tout d'abord rendre infiniment grâce à l'Éternel mon Dieu et Tout-Puissant, pour les grâces, la santé, le courage et la protection dont Il m'a comblé depuis ma naissance. Ensuite, je tiens à exprimer ma profonde gratitude à toutes les personnalités et personnes dont les contributions ont été déterminantes à la réalisation de ces travaux de recherche.

Mes remerciements vont d'abord à l'endroit du Professeur **Joseph MVONDO ONDOA** de regretté mémoire qui m'a proposé ce sujet de thèse. Le résultat auquel nous sommes parvenus relève en grande partie de son investissement personnel. Il m'a apporté tout le soutien nécessaire, pendant toute la durée de cette thèse. Je ne pourrai jamais le remercier à la hauteur de sa contribution qui est inestimable.

Je remercie également le Professeur **Paul-Désiré NDJIGUI**, Chef de Département des Sciences de la Terre à l'Université de Yaoundé I pour avoir accepté intégrer l'équipe d'encadrement de cette thèse. Qu'il sache combien je le remercie d'avoir donné à ce travail une orientation décisive grâce à son écoute attentive, à la liberté qu'il m'a laissée pour conduire mes recherches, au soin apporté dans ses critiques et pour tous les conseils à moi procurés depuis mon inscription en cycle de Doctorat/Ph.D.

Je témoigne toute ma reconnaissance à tout le corps enseignant du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I qui a contribué à ma formation en particulier : **Dr E. NSIFA; Pr J.P. NZENTI; Pr D. BITOM; Pr J. Q. YENE ATANGANA; Pr P. KAMGANG; Pr R. GHOGOMU; Pr E. EKOMANE; Pr V. ONANA; Pr J. TCHAKOUNTE; Dr D. L. MINYEM; Dr B. L. NJOM et Dr J. NTSAMA;**

Je suis très reconnaissant envers le **Dr S.M. NTOMBA**, dont j'ai beaucoup d'admiration, ce scientifique avéré auprès de qui j'ai beaucoup appris dans les domaines de la science et de la recherche, dont les conseils et les critiques ont toujours été constructifs. Je voudrais lui dire que je n'oublierai jamais ses marques de gentillesse, de générosité et sa disponibilité malgré ses multiples occupations ;

Toute ma gratitude va également à l'endroit de mes camarades : **Pr. B. NTIECHE, M.R F. NDONG BIDZANG, Dr J. GOUSSI NGALAMO** pour leurs conseils avisés et réalistes, leurs encouragements sans eux une partie de ce travail n'aurait pas été possible. Qu'ils trouvent ici mes remerciements les plus sincères ;

J'exprime ma profonde reconnaissance au Professeur **Richard Laurent OMGBA**, Recteur de l'Université de Yaoundé 2 Soa pour l'aide multiforme qu'il m'a toujours fait montre ;

Je suis également très reconnaissant envers les collègues de L'**École de Géologie et d'Exploitation Minière (EGEM)** de l'Université de Ngaoundéré à Meiganga pour leurs conseils et leurs soutiens multiformes en général et en particulier à l'ex-directeur le Professeur **NGOUNOUNO Ismaïla** et à l'actuel directeur et Chef de Département de Génie de Pétrole et Gaz le Professeur **ABDOUL Wahabou** ;

Mes remerciements vont également à mes collègues Attachés d'Enseignement et de Recherche (**ATER**) à l'Université de Yaoundé I des promotions **2008-2010 et 2010-2012** et ceux de l'Ecole de Géologie et d'Exploitation Minière (**EGEM**) promotion **2016-2018** pour leurs encouragements multiformes ;

Je tiens à remercier tout le personnel de l'Institut de Recherches Géologiques et Minières (**IRGM**), du Centre de Recherche Géologique et Minière (**CRGM**) de Garoua pour l'accueil convivial qu'ils m'ont réservé au cours de l'année 2020 au sein de leur structure ;

J'exprime ici ma grande gratitude particulière, à la grande famille **OWONA** en particulier à ma feuve mère **Dr M. BEKONO** épouse **OTTOU** et à tous mes frères et sœurs ; À ma belle-famille **ALIGANA**, nombreuse pour qu'elle soit citée de manière nominative pour le soutien inconditionnel qu'elle m'a apportée pendant ces travaux de recherche ;

Mes remerciements vont particulièrement à mon épouse née **S. J. MENYE** et à mes enfants **M.C.A. OTU MESSI**, **K.G. MBALLA MESSI** et **M.F. TSIMI MESSI** qui par leur grande patience, leur soutien inégalé et leurs encouragements constants, m'ont permis de mener à terme ce travail ;

Enfin que **Mr. L. EDANG ENYEGUE**, sa famille et toutes les personnes qui m'ont accueilli sur le terrain. Mes guides et compagnons de tous les jours sachent que je n'oublierai jamais les heures que j'ai passées avec eux.

Que tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à cette œuvre trouvent ici l'expression de mes sincères remerciements.

TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE.....	i
Avant-propos.....	ii
TABLE DES MATIÈRES.....	iv
LISTE DES FIGURES.....	Vii
LISTE DES TABLEAUX.....	ix
LISTE DES ABRÉVIATIONS.....	x
RÉSUMÉ.....	xi
ABSTRACT.....	xii
INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
I. Contexte de l'étude et problématique.....	2
II. Objectifs.....	3
III. Structure de la thèse.....	3
CHAPITRE I : CADRE NATUREL, ÉTAT DE CONNAISSANCES SUR LE PALÉOPROTÉROZOÏQUE ET TECHNIQUES ANALYTIQUES	4
I.1. Cadre naturel.....	5
I.1.1. Localisation du secteur d'étude	5
I.1.2. Climat.....	5
I.1.3. Couverture végétale.....	6
I.1.4. Sols.....	7
I.1.5. Anthropisation.....	7
I.2. État de connaissances sur le Paléoprotérozoïque	8
I.2.1. Caractères généraux.....	8
I.2.2. Paléoprotérozoïque dans la chaîne orogénique transamazonienne du NE Brésil.....	10
I.2.3. Paléoprotérozoïque dans la chaîne orogénique de l'Afrique de l'Ouest.....	12
I.2.4. Paléoprotérozoïque dans la chaîne orogénique occidentale d'Afrique Centrale	13
I.2.5. Paléoprotérozoïque au Cameroun.....	15
I.2.5.1. Caractères généraux.....	15
I.2.5.2. Paléoprotérozoïque dans le CNY.....	17
I.2.5.3. Orogénèses en contact avec le Complexe Paléoprotérozoïque du Nyong.....	19
I.2.5.3.1. CNT d'âge Archéen.....	19
I.2.5.3.2. Groupe de Yaoundé d'âge Panafricain.....	22
I.3. TECHNIQUES ANALYTIQUES.....	23
I.3.1. Lever de terrain et analyse pétrographique.....	24
I.3.2. Méthode chimico-minéralogique.....	24
I.3.3. Méthode géothermobarométrique.....	25
I.3.4. Méthode géochimique sur roche totale.....	26
I.3.5. Méthode cartographique et de terrain.....	27
CHAPITRE II : INVENTAIRE LITHOLOGIQUE, ÉTUDES PÉTROGRAPHIQUE ET CHIMICO-MINÉRALOGIQUE	30
II.1. INVENTAIRE LITHOLOGIQUE ET ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE.....	32
II.1.1. Gneiss charnockitiques.....	32
II.1.1.1. Gneiss charnockitiques à amphibole et biotite.....	33
II.1.1.2. Gneiss charnockitiques à amphibole et grenat.....	35
II.1.1.3. Gneiss charnockitiques à deux pyroxènes et amphibole	36
II.1.1.4. Gneiss migmatitiques.....	38
II.1.2. Métasyénites à clinopyroxène.....	41
II.1.3. Métamafites	43
II.2. ÉTUDE CHIMICO-MINÉRALOGIQUE	50
II.2.1. Pyroxènes.....	50
II.2.2. Amphiboles.....	52
II.2.3. Feldspaths	54
II.2.4. Grenats.....	55
II.2.5. Biotites.....	56

CHAPITRE III : GÉOTHERMOBAROMÉTRIE ET ÉTUDE GÉOCHIMIQUE SUR ROCHE TOTALE	59
III.1. GÉOTHERMOBAROMÉTRIE.....	60
III.1.1. Géothermobarométrie qualitative.....	60
III.1.1.1. Pyroxènes.....	60
III.1.1.2. Amphiboles.....	63
III.1.1.3. Biotites.....	65
III.1.2. Géothermobarométrie quantitative.....	66
III.1.2.1. Température.....	66
III.1.2.2. Pression.....	66
III.1.2.3. Fugacité de l'oxygène.....	67
III.2 ÉQUILIBRE ENTRE LES MINÉRAUX.....	67
III.2.1. Couple Grt-Cpx.....	67
III.2.2. Couple Grt-Hbl.....	68
III.2.3. Couple Cpx-Opx.....	68
III.2.4. Couple Hbl-Pl.....	68
III.2.5. Couple Grt-Bt.....	69
III.2.6. Grt-Pl-Hbl.....	69
III.3. ÉTUDE GÉOCHIMIQUE SUR ROCHE TOTALE.....	70
III.3.1. Détermination de la nature des protholites et nomenclature des roches.....	70
III.3.2. Discrimination de l'affinité chimique des roches.....	70
III.3.3. Caractères géochimiques des métamafites.....	72
III.3.3.1. Distribution des éléments majeurs.....	72
III.3.3.2. Distribution des éléments en traces et des terres rares.....	74
III.3.4. Caractères géochimiques des métasyénites à clinopyroxène.....	78
III.3.4.1. Distribution des éléments majeurs.....	78
III.3.4.2. Distribution des éléments traces et terres rares.....	79
III.3.5. Caractères géochimiques des gneiss charnockitiques.....	80
III.4.5.1. Distribution des éléments majeurs.....	80
III.4.5.2. Distribution des éléments traces et terres rares.....	81
CHAPITRE IV : GÉOMORPHOLOGIE STRUCTURALE ET GÉOMÉTRIE DE LA DÉFORMATION	83
IV.1. CARACTÉRISTIQUES OROGRAPHIQUES.....	84
IV.1.1. Relief.....	84
IV.1.2. Typologie du relief.....	86
IV.1.3. Pentas.....	88
IV.2. RELATION ENTRE L'HYDROGRAPHIE ET LA GÉOMORPHOLOGIE.....	89
IV.2.1. Régime hydrologique.....	89
IV.2.2. Réseau hydrographique.....	89
IV.2.2.1. Typologie du réseau hydrographique.....	90
IV.2.2.2. Analyse des anomalies hydrographiques.....	91
IV.2.2.3. Courbes hypsométriques et hypsométries intégrales.....	92
IV.2.2.4. Soulèvement tectonique relatif.....	93
IV.2.2.5. Profils longitudinaux et knickpoints.....	94
IV.2.2.6. Indice de longueur de flux.....	96
IV.2.2.7. Profil d'andain.....	97
IV.2.2.8. Facteur d'asymétrie.....	98
IV.2.2.9. Facteur de symétrie topographique transversal.....	99
IV.2.2.10. Forme du bassin.....	99
IV.2.2.11. Activité tectonique relative.....	100

IV.2.3. Analyse linéaire.....	101
IV.3. GÉOMÉTRIE DE LA DÉFORMATION.....	103
IV.3.1. Analyse géométrique des paliers ou domaines.....	103
IV.3.1.1. Structures planaires.....	103
IV.3.1.2. Structures linéaires.....	103
IV.3.2. Analyse géométrique de la zone basse de Lolodorf : Palier II ou domaine centre.....	105
IV.3.3. Analyse géométrique des collines de Mvengué : Palier III ou domaine SE.....	110
IV.3.4. Analyse géométrique du Ngovayang : Palier I ou domaine NW.....	114
IV.3.5. Cisaillement.....	115
IV.3.6. Boudins.....	116
IV.3.7. Schéma structural des méga-plis régionaux.....	117
IV.3.8. Fracturation.....	118
IV.3.8.1. Diaclases.....	118
IV.3.8.2. Fentes de tension.....	119
IV.3.9. Failles.....	122
CHAPITRE V : INTERPRÉTATION ET DISCUSSION	126
V.1 ÉVOLUTION MAGMATIQUE.....	127
V.2. ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE ET TECTONIQUE.....	131
V.2.1. Évolution métamorphique.....	131
V.2.1.1. Faciès métamorphiques.....	131
V.2.1.2. Réactions métamorphiques.....	132
V.2.1.3. Métamorphisme : Assemblages minérales.....	132
V.2.1.4. Chemin P-T.....	133
V.2.1.5. Pétrogenèse.....	135
V.3. ÉVOLUTION TECTONIQUE.....	139
V.3.1. Géomorphologie.....	139
V.3.2. Phases structurales et régime de déformation.....	142
V.3.3. Contexte tectonique.....	144
V.4. MODÈLE GÉODYNAMIQUE DU CNY.....	147
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES	150
RÉFÉRENCES	154
ANNEXES	176

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Localisation du secteur d'étude sur la carte géologique du Cameroun montrant l'expansion des séries paléoprotérozoïques.....	6
Figure 2 : Distribution de la végétation dans le plateau du Sud Cameroun	7
Figure 3 : Représentation de l'échelle stratigraphique internationale et de l'échelle circulaire des temps géologiques illustrant l'importance du Paléoprotérozoïque	9
Figure 4 : Distribution spatiale des orogènes datées à 2,1-1,8 Ga et les cratons archéens associés. Et Modèles d'évolution de la croissance crustale.....	10
Figure 5 : Localisation du craton du Congo au sein de la chaîne Pan- Africano- Brésilienne et les lignes délimitant l'Afrique et le NE du Brésil.....	11
Figure 6 : Carte des cratons précambriens de l'Afrique , Carte géologique synthétique du Craton Ouest Africain et extrait de la carte géologique du craton du Congo avec les différentes chaînes protérozoïques associées	15
Figure 7 : Carte géologique du Cameroun montrant l'expansion des séries paléoprotérozoïques.....	16
Figure 8 : Carte géologique simplifiée d'une portion du domaine Sud mettant en relief le Complexe du Nyong.....	17
Figure 9 : Carte géologique simplifiée du Sud-Ouest du Cameroun.....	22
Figure 10 : Schémat de laméthodologie utilisée dans cette étude.....	29
Figure 11 : Carte d'échantillonnage du secteur de Lolodorf sous fond géologique.....	31
Figure 12 : Principaux modes d'affleurement dans la zone de Lolodorf.....	32
Figure 13 : Photographies de gneiss charnockitiques à amphibole et biotite	34
Figure 14 : Photographies de gneiss charnockitiques à amphibole et grenat.	36
Figure 15 : Photographies de gneiss charnockitiques à deux pyroxènes et amphibole	37
Figure 16 : Photographies de gneiss migmatitiques.....	38
Figure 17 : Microphotographies de gneiss migmatitiques.....	40
Figure 18 : Photographies de métasyénites à clinopyroxène	41
Figure 19 : Microphotographies de métasyénites à clinopyroxène	43
Figure 20 : Photographies de MGF.	44
Figure 21 : Photographies de MGG.....	45
Figure 22 : Microphotographies de MGF et amphibole.....	46
Figure 23 : Microphotographies de MGF et rutile.....	47
Figure 24 : Microphotographies de MGG.....	48
Figure 25 : Position des clinopyroxènes dans les diagrammes binaire Q-J et triangulaire Wo-Fs-En.....	52
Figure 26 : Classification des amphiboles.....	54
Figure 27 : Diagramme Ab-Or-An.....	55
Figure 28 : Représentation des biotites dans les diagrammes binaires	57
Figure 29 : Carte lithologique actualisée de la région de Lolodorf.....	58
Figure 30 : Comparaison des teneurs en TiO_2 vs SiO_2 des formations rocheuses de la région de Lolodorf	60
Figure 31 : Diagramme binaire des pyroxènes des gneiss charnockitiques.....	61
Figure 32 : Diagramme binaire des pyroxènes des métasyénites à clinopyroxène.....	62
Figure 33 : Diagramme binaire des pyroxènes des métamafites	63
Figure 34 : Diagramme binaire des amphiboles des gneiss charnockitiques.....	64
Figure 35 : Diagramme binaire des amphiboles des métamafites	64
Figure 36 : Distribution des biotites dans les diagrammes binaire et ternaire	65
Figure 37 : Représentation des gneiss charnockitiques suivant le thermomètre Grt-Bt	69
Figure 38 : Détermination de la nature des protholites et nomenclature des roches de la région de Lolodorf	71
Figure 39 : Diagrammes de classification des échantillons analysés dans la région de Lolodorf	72
Figure 40 : Diagrammes de variation des éléments majeurs en fonction du MgO des roches de la région de Lolodorf.....	74

Figure 41 : Diagrammes des éléments en trace des roches de la région de Lolodorf en fonction du MgO.....	75
Figure 42 : Spectres des a) multi-éléments et des b) terres rares des MGF et des MGG.....	78
Figure 43 : Spectres des multi-éléments et des terres rares des métasyénites à clinopyroxène.....	80
Figure 44 : Spectres des multi-éléments a) et des terres rares b) des gneiss de la région de Lolodorf.....	81
Figure 45 : Carte des domaines géomorphologiques de la région de Lolodorf.....	85
Figure 46 : Carte des unités morphologiques et bloc diagramme de la région de Lolodorf.....	87
Figure 47 : Profils topographiques sériés NW-SE perpendiculaires à l'allongement des paliers I, II et III.....	87
Figure 48 : Carte des pentes de la région de Lolodorf et des ellipses qui illustrent les anomalies hydrographiques.....	88
Figure 49 : Carte régionale du réseau de talwegs des bassins du Nyong et la Lokoundjé associant les rosaces des directions des cours d'eaux de la région de Lolodorf.....	91
Figure 50 : Courbes hypsométriques des bassins de la Lokoundjé et du Nyong.....	93
Figure 51 : Profils en long réel du bassin du Nyong comparés aux profils théoriques d'équilibre de la région de Lolodorf.....	95
Figure 52 : Profils en long réel du bassin de la Lokoundjé comparés aux profils théoriques d'équilibre de la région de Lolodorf.....	95
Figure 53 : SLi du bassin du Nyong dans la région de Lolodorf.....	96
Figure 54 : SLi du bassin de la Lokoundjé dans la région de Lolodorf.....	97
Figure 55 : Profil d'andain du bassin du Nyong dans la région de Lolodorf.....	97
Figure 56 : Profil d'andain du bassin de la Lokoundjé dans la région de Lolodorf.....	98
Figure 57 : Carte représentant la répartition des Iat des bassins versants de la Lokoundjé et du Nyong.....	101
Figure 58 : Carte linéamentaire synthétique associée aux rosaces représentant les fréquences des directions.....	102
Figure 59 : Délimitation de la zone d'étude en paliers ou domaines structuraux.....	104
Figure 60 Représentation des structures planaires et linéaires.....	104
Figure 61 : Données d'orientation du secteur de Lolodorf 1.....	106
Figure 62 : Stéréogrammes des éléments structuraux représentatifs des méta-mafiques et des métasyénites à clinopyroxène et de son encaissant gneissique.....	107
Figure 63 : Données d'orientation du secteur de Lolodorf 3.....	109
Figure 64 : Données d'orientation du secteur de Mvengué 1.....	110
Figure 65 : Représentation des structures plicatives dans le palier III.....	111
Figure 66 : Données d'orientation du secteur de Mvengué 2.....	112
Figure 67 : Données d'orientation de Mvengué 3.....	113
Figure 68 : Données d'orientation de Mvengué 4.....	114
Figure 69 : Données d'orientation de Ngovayang1.....	115
Figure 70 : Représentation de structures cisailantes.....	116
Figure 71 : Représentation des structures boudinées.....	117
Figure 72 : Schéma structurale la région de Lolodorf et ses environs illustré par les plis cartographiques P_{3a}	118
Figure 73 : Famille de diaclases à Mangouma.....	119
Figure 74 : Distribution des fractures sur des rosasses de direction dans la région de Lolodorf.....	119
Figure 75 : Représentation de fractures à travers la zone d'étude.....	120
Figure 76 : Projections stéréographiques des mesures des fractures d'extension dans la région de Lolodorf.....	122
Figure 77 : Structures représentatives des éléments faillés.....	123
Figure 78 : Carte des failles de la région de Lolodorf et ses environs.....	124
Figure 79 : Carte structurale du secteur de Lolodorf.....	125
Figure 80 : Diagrammes binaires SiO_2 vs Al_2O_3 et TiO_2 vs Al_2O_3 , $Ti+Cr$ vs Ca et Ti vs Al_{Tot} des Cpx.....	128

Figure 81 : Distribution des points d'analyse des biotites dans les diagrammes ternaire et binaires.....	128
Figures 82 : Position des amphiboles dans le diagramme binaire de MgO vs TiO ₂ , TiO ₂ vs Na ₂ O et Al ₂ O ₃ vs TiO ₂	129
Figure 83 : Diagrammes Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)*100 vs TiO ₂	132
Figure 84 : Chemins P-T estimés pour des roches paléoprotérozoïques de la région de Lolodorf	134
Figure 85 : Diagrammes binaires Nb/Y vs. Ba/Y, Nb/Zr vs. Th/Zr et Sm/La vs. Th/La	137
Figure 86 : Les diagrammes La vs. La/Sm et Sm/Yb vs. Sm	138
Figure 87 : Répartitions statistiques des données d'orientation des pôles de S ₂ et des grands cercles de la région de Lolodorf.....	143
Figure 88 : Diagramme Th/Yb vs. Nb/Yb.....	144
Figure 89 : Diagrammes (La/Yb) vs Ce ; La/Th vs Hf ; Zr/4-2Nb-Y et Th _N vs. Nb _N	146
Figure 90 : Évolution géodynamique dans la partie nord-ouest du craton du Congo	148
Figure 91 : Carte géologique actualisée de la région de Lolodorf.....	149

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Relation entre évolution métamorphique et assemblages minéralogiques.....	49
Tableau 2 : Paramètres orographiques de la région de Lolodorf.....	85
Tableau 3 : Paramètres hydrographiques des principaux collecteurs de Lolodorf	89
Tableau 4 : Attitudes moyennes des fractures de Lolodorf	120

LISTE DES ABRÉVIATIONS

Abréviations selon KRETZ (1983)

Alb : Albite	Kfs: Feldspath acalin
Alm: Almandin	Mic: Microcline
An: Anorthite	Or: Orthose
Aug: Augite	Opx: Orthopyroxène
Bt: Biotite	Am: Amphibole
Cpx: Clinopyroxène	Mag: Magnétite
Di: Diopside	Op: Opaque
Ep: Epidote	Pl: Plagioclase
Fd: Feldspath	Prp: Pyrope
Fdk: Feldspath Potassique	Px: Pyroxène
Grt: Grenat	Qtz: Quartz
Grs: Grossulaire	Rut: Rutile
Hb : Hornblende	
Spn: Sphène	
Ts: Tschermakite	
Zrn: Zircon	

AUTRES ABRÉVIATIONS

MNT : Modèles Numériques de Terrain	FBO : Faille de Bétaré-Oya
Oli : Oligoclase	FFTb : Faille de Fouban-Tibati-Banyo
P : Pression	Fig : Figure
REE : Terres rares	Ga: Giga an
AFM: Al ₂ O ₃ -FeO-MgO	HREE : Terres rares lourdes
C.C.C : Cisaillement Centre Camerounais	LREE : Terres rares légères
CNPE : Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale	Ma : Million d'année
CPAC : Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale	SIMS: Spectrométrie de masse par ionisation simple
	T : Température
	TIMS – ID Spectrométrie de masse par ionisation thermique
	T.T.G : Tonalite, Trondjémite, Granodiorite

RÉSUMÉ

Ce travail de recherche porte sur la région de Lolodorf délimitée par les longitudes 10°40' à 10°55' Est et les latitudes 3°10' à 3°25' Nord, au Sud-Ouest Cameroun, dans le Complexe du Nyong.

Le calage des événements géodynamiques associés au Paléoprotérozoïque dans cette région a été conduit selon une approche pluridisciplinaire impliquant la pétrographie, la chimico-minéralogique, la thermobarométrie, la géochimie sur roche totale. En plus, les motifs de la déformation finie ont été établis à partir des données d'analyse morphostructurale et tectonique. Les données qualitative et quantitative sur le socle éburnéen de la région de Lolodorf très insuffisantes, nous permettent de nous interroger sur la problématique de la reconstitution de son histoire métamorphique et tectonique. Les résultats obtenus permettent de contraindre et de proposer un modèle d'évolution géodynamique qui accroît la compréhension sur les mécanismes de mise en place des roches du Complexe du Nyong.

Les études pétrologiques révèlent que la région de Lolodorf est formée des terrains d'origine et de lithologie variées (gneiss charnockitiques, métasyénites à clinopyroxène et métamafites). Ces formations se sont métamorphisées dans le faciès transitoire amphibolite-granulite (805°-890 °C, 12,19 - 13,97 kbr) associé à l'anatexie. La phase rétro-morphique s'est déroulée sous les conditions du faciès amphibolite de haute degré (601-795 °C, 1,30-9,69 kbr) et une fugacité comprise entre -19,63 et -12,47 atm. Les contextes géotectoniques de type N-MORB, P-MORB se sont réalisés par divergence des plaques dans une zone intra-plaque. Par contre les basaltes alcalins intraplaques se sont mis en place par convergence de plaques dans une zone de transition océan-continent d'une marge déchirée. Ces formations ont évolué dans deux contextes de marge active qui ont enregistré une évolution métamorphique et tectonique polyphasée isothermique décompressive rétrograde dans le faciès transitionnel amphibolite-granulite (HP/MP-HT). La convergence éburnéenne a mis en œuvre un remaniement et l'émergence de croûtes magmatiques juvéniles. Dans ce milieu les roches métamorphiques à haute pression et température (HP-HT) sont couplées à une intense fusion partielle qui a favorisé un épaississement de la croûte et une exhumation rapide ultérieure de celle-ci lors des événements tectoniques.

La géomorphologie met en relief deux plateaux d'inégale importance séparés par une large dépression délimitée par les escarpements (failles) du Ngovayang et de la Lokoundjé. La lithologie impose sa marque sur la morphologie au travers d'une érosion différentielle due à une activité tectonique élevée à modérée. Le climat contrôle l'incision fluviale et la sculpture des éléments de la morphologie de la région.

La région porte les empreintes de trois phases de déformation ductile D₁-D₃ et une phase essentiellement cassante D₄. Les éléments structuraux présentent une géométrie et une orientation en accord avec deux épisodes tectono-métamorphiques D₁ et D₃ compressifs et décrochants E-W et NW-SE séparés par une phase tectonique extensive D₂ de direction N-S. Dans la région, la phase de déformation extensive D₄ de direction NE-SW clôture l'épisode protérozoïque. Cette tectonique est induite par les systèmes collisionnels transamazonien E-W et trans-saharien-nigériano-congolais NW-SE et leur relâchement ultérieur.

Mots clés : Craton du Congo; Complexe du Nyong ; Paléoprotérozoïque ; Lolodorf ; SW Cameroun.

ABSTRACT

This research work focuses on the Lolodorf region delimited by longitudes 10°40' to 10°55' East and latitudes 3°10' to 3°25' North, in the South-West of Cameroon, in the Nyong Complex.

The calibration of geodynamic events associated with the Paleoproterozoic in this region was conducted using a multidisciplinary approach involving petrography, chemico-mineralogy, thermobarometry, and whole-rock geochemistry. In addition, the patterns of finite deformation were established from morphostructural and tectonic analysis data. The very insufficient qualitative and quantitative data on the Eburnean basement of the Lolodorf region allow us to question the problem of reconstructing its metamorphic and tectonic history. The results obtained make it possible to constrain and propose a geodynamic evolution model which increases understanding of the mechanisms of emplacement of the rocks of the Nyong Complex.

Petrological studies reveal that the Lolodorf region is formed from terrains of varied origin and lithology (charnockitic gneisses, clinopyroxene metasyenites and metamaftites). These formations were metamorphosed into the transitional amphibolite-granulite facies (805°-890 °C, 12.19 - 13.97 kbr) associated with anatexis. The retromorphic phase occurred under the conditions of the high-grade amphibolic facies (601-795 °C, 1.30-9.69 kbr) and a fugacity between -19.63 and -12.47 atm. The geotectonic contexts of the N-MORB, P-MORB type were created by divergence of plates in an intra-plate zone. On the other hand, intra-plate alkaline basalts were created by convergence of plates in an ocean-continent transition zone of a torn margin. These formations evolved in two active margin settings that recorded a retrograde decompressive isothermal polyphase metamorphic and tectonic evolution in the transitional amphibolite-granulite facies (HP/MP-HT). The Eburnean convergence implemented a reworking and the emergence of juvenile magmatic crusts. In this environment, high pressure and temperature (HP-HT) metamorphic rocks are coupled with intense partial melting that favored a thickening of the crust and a subsequent rapid exhumation of the crust during tectonic events.

The geomorphology highlights two plateaus of unequal importance separated by a large depression delimited by the escarpments (faults) of Ngovayang and Lokoundjé. Lithology imposes its mark on morphology through differential erosion due to high to moderate tectonic activity. The climate controls the fluvial incision and the sculpture of the elements of the morphology of the region.

The region bears the imprints of three ductile deformation phases D₁-D₃ and an essentially brittle phase D₄. The structural elements present a geometry and an orientation in agreement with two tectono-metamorphic episodes D₁ and D₃ compressive and strike-slip E-W and NW-SE separated by an extensive tectonic phase D₂ of N-S direction. In the region, the NE-SW-directed D₄ extensive deformation phase closes the Proterozoic episode. This tectonics is induced by the E-W trans-Amazonian and NW-SE trans-Saharan-Nigerian-Congolese collisional systems and their subsequent relaxation.

Keywords: Congo Craton; Nyong Complex; Paleoproterozoic; Lolodorf; SW Cameroon.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

I. Contexte de l'étude et problématique

Jusqu'au début des années 2000, la bordure nord du Craton du Congo d'âge paléoprotérozoïque avait fait l'objet de très peu de travaux scientifiques (Maurizot *et al.*, 1986 ; Barbey et Raith, 1990 ; Nédelec *et al.*, 1990 ; Toteu *et al.*, 1994a). En vue de cartographier et de valoriser les terrains précambriens de ce craton (Sud-Ouest Cameroun), de nombreuses études ont été réalisées ces 20 dernières années. Les travaux d'Owona *et al.* (2011, 2012, 2013a,b ; 2020) subdivisent le Sud-Ouest Cameroun en deux Complexes : le Complexe du Ntem (CNt) d'âge Archéen et le Complexe du Nyong (CNy) d'âge Paléoprotérozoïque. Au Paléoprotérozoïque, certaines zones comme les boucliers baltique, canadien, le Groënland et le CNy ont enregistré une activité tectonique similaire aux processus collisionnels actuels (Hajnal *et al.*, 1995 ; Lerouge *et al.*, 2006). D'autres régions en revanche, ont enregistré des processus archaïques, tels qu'on peut les observer dans le craton Ouest africain d'âge Précambrien (Mortaji *et al.*, 2000).

La région de Lolodorf, zone cible de cette étude est située sur la portion de croûte cratonique remobilisée (CNy) qui a connu l'évolution métamorphique et tectonique éburnéenne et panafricaine. Les études pétrographiques mettent en évidence une lithologie faite d'éclogites (Loose et Schenk, 2018 ; Houketchang Bouyo *et al.*, 2019), des serpentines (Nga Essomba *et al.*, 2020), des syénites/métasyénites (Edimo, 1985 ; Lerouge *et al.*, 2006) de metabasites et de métamafites (Owona *et al.*, 2022 ; Messi Ottou *et al.*, 2022). Ces dernières reposent sur les gneiss charnockitiques et les roches de la suite Tonalite, Trondjémite et Granodiorite (TTG.) (Lerouge *et al.*, 2006 ; Owona *et al.*, 2011, 2012, 2013a,b ; Ndong Bidzang *et al.*, 2015, 2019) qui ont enregistré une fusion partielle à l'Éburnéen (Nédelec *et al.*, 1993). Les données qualitatives et quantitatives sur le socle du « nouveau CNy » daté Éburnéen (Lerouge *et al.*, 2006 ; Loose et Schenk, 2018) sont très insuffisantes pour appréhender le métamorphisme et la tectonique de ce complexe en général, et en particulier sur la région de Lolodorf qui est jusque-là mal connue. Ainsi de nouvelles données sont nécessaires pour améliorer la compréhension de l'évolution crustale du CNy. Toutes ces données permettront de discuter sur l'implication métamorphique et tectonique des roches explorées et de mieux caractériser l'évolution structurale et métamorphique du secteur de Lolodorf au sein du CNy.

II. Objectifs

L'objectif principal de ce travail est de reconstituer d'une part l'histoire métamorphique et tectonique de la région de Lolodorf, et d'autre part de proposer un modèle d'évolution géodynamique de cette portion du CNy à l'Éburnéen.

Les objectifs spécifiques de ces travaux visent à :

- déterminer la source et les conditions de mise en place des roches ;
- établir l'évolution métamorphique et tectonique des phases structurales et du régime de déformation ;
- ressortir le modèle géodynamique du secteur d'étude.

III. Structure de la thèse

Ce manuscrit est structuré comme suit :

- Une **Introduction Générale** qui définit la problématique générale et le contexte de l'étude ;
- le **premier chapitre** qui est consacré au cadre naturel de la région de Lolodorf, à l'état des connaissances sur l'Eburnéen dans le monde et à la présentation des techniques analytiques mises en œuvre dans cette étude ;
- le **deuxième chapitre** est consacré à l'inventaire et à la description lithologique et minéralogique des formations rocheuses de la zone d'étude. Cette étude est basée sur les observations de terrain et au microscope optique ainsi que sur les analyses à la microsonde électronique. ;
- le **troisième chapitre** traite des aspects géothermobarométrique et géochimique sur roche totale des roches analysées et vise la caractérisation métamorphique des unités géologiques du domaine paléoproterozoïque de la région de Lolodorf ;
- le **quatrième chapitre** traite de l'analyse de la déformation et intègre les aspects morpho-structural en analysant les formes et l'agencement spatial des reliefs et l'étude structurale mesoscopique;
- le **cinquième chapitre** est consacré à la discussion et propose un modèle cohérent sur l'évolution tectonique du CNy incluant les mécanismes de mise en place du socle proterozoïque ;
- le travail s'achève par une **conclusion générale et des perspectives.**

**CHAPITRE I : CADRE NATUREL,
ÉTAT DE CONNAISSANCES SUR LE
PALÉOPROTÉROZOÏQUE ET
TECHNIQUES ANALYTIQUES**

Dans le présent chapitre, les traits géographiques, géologiques, pédologiques, climatiques, botaniques et anthropiques du secteur de Lolodorf seront décrits. Il s'attarde également sur la caractérisation spécifique des systèmes orogéniques paléoprotérozoïques entourant le craton du Congo, ainsi que les orogénèses bordant le CNY. Enfin ce chapitre présente les techniques analytiques mises en œuvre dans cette étude

I.1. CADRE NATUREL

I.1.1. Localisation du secteur d'étude

La zone d'étude ([Fig. 1a,b](#)), est située au Sud-Ouest Cameroun près de la côte occidentale de l'Afrique Centrale, dans la Région du Sud, Département de l'Océan, arrondissements de Lolodorf et de Mvengué. Ce secteur est délimité par les longitudes 10°40' à 10°55' Est et les latitudes 3°10' à 3°25' Nord ([Fig. 1b](#)). C'est une bande carrée d'une superficie de 778,41 Km².

I.1.2. Climat

Le secteur d'étude est situé dans la zone équatoriale et le climat est équatorial de type guinéen à quatre saisons. Il est situé dans les bassins de la Lokoundjé et du Nyong. Le climat est sujet à quatre saisons, dont une petite saison des pluies (mars - juin), une grande saison de pluies (septembre - novembre) séparées par une petite saison sèche (juillet - août), et une grande saison sèche (décembre - février). Ce climat est globalement influencé par la circulation des masses d'air atmosphérique venant de l'océan atlantique. Il en va de même des principaux paramètres climatiques conditionnant le régime des écoulements : les précipitations, l'insolation, la température, l'humidité relative, l'évapotranspiration et les vents (direction et vitesse).

D'une façon générale, on observe que la pluviosité augmente en se décalant vers la façade océanique. Ainsi, au cours de la période 1937-1976, la pluviométrie moyenne annuelle passe de 1479 mm pour Akonolinga à 1638 mm pour Mbalmayo et à 2694 mm pour Edéa ([Olivry, 1986](#)). Pour la période allant de 1901 à 2013 les précipitations moyennes annuelles s'élèvent à 2128 mm avec des maxima observés pour les mois d'octobre (371 mm) et septembre (351,6 mm). Les précipitations moyennes annuelles calculées sur une période de 10 ans (1997 à 2006) à la station météorologique de Kribi sont de 563 mm. Les maxima se situent aux mois d'octobre (1452 mm) et août (1270 mm) tandis que les minima sont observés entre décembre et février (69 - 86 mm) ([Anonyme, 2008 ; Nga Essomba, 2011](#)). La valeur moyenne annuelle de l'insolation se situe entre 1500 et 1750 heures dans le Sud Cameroun ([Suchel, 1987](#)). Les températures de l'air sont élevées et varient peu pendant toute l'année. La

valeur moyenne des températures sur le plateau du Sud Cameroun est de 25 °C (23,5 °C à Sangmelima et à Yaoundé, 25,0 °C à Eseka, 26,5 °C à Edéa) (Olivry, 1986). Les températures mensuelles calculées dans le CNY (1997-2006) sont relativement constantes tout au long de l'année et oscillent autour de 27 °C (Anonyme, 2008 ; Nga Essomba, 2011).

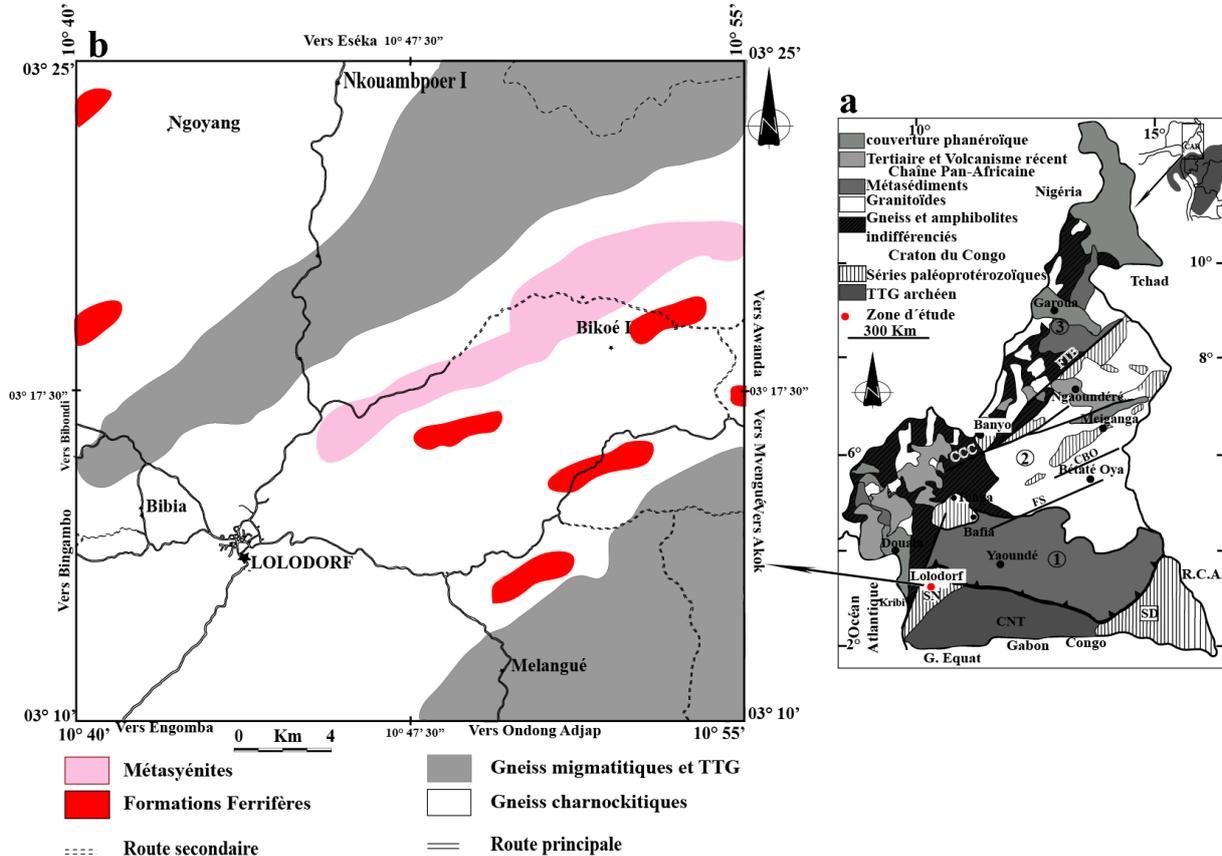


Figure 1 : Localisation du secteur d'étude sur : a) Carte géologique du Cameroun montrant l'expansion des séries paléoprotérozoïques. CCC : Cisaillement Centre Camerounais ; FS : Faille de la Sanaga; FTB: Faille de Tibati-Banyo; CNT: Complexe du Ntem; CO: Complexe de l'Oubanguide; CN: Complexe du Nyong ; CBO: Cisaillement Bétaré-Oya (Nzenti *et al.*, 2007 modifié). - b) Carte géologique de la zone d'étude extraite de la carte géologique de Lerouge *et al.* (2006).

I.1.3. Couverture végétale

Letouzey (1985) a mis en évidence quatre types de forêt dans le plateau du Sud Cameroun (Fig. 2) : a) La forêt dense humide sempervirente de basse à moyenne altitude ou forêt biafréenne ; b) la forêt congolaise ; c) la forêt semi-décidue et d) la forêt périforestière. Les bassins versants de la Lokoundjé et du Nyong s'intègrent au vaste domaine de la forêt dense humide ou forêt sempervirente semi-caducifoliée, de type guinéo-congolais qui se caractérise par un étage dominant d'arbres élevés aux vastes frondaisons et par des faciès de dégradation prononcée (Letouzey, 1969 ; Villier, 1995).

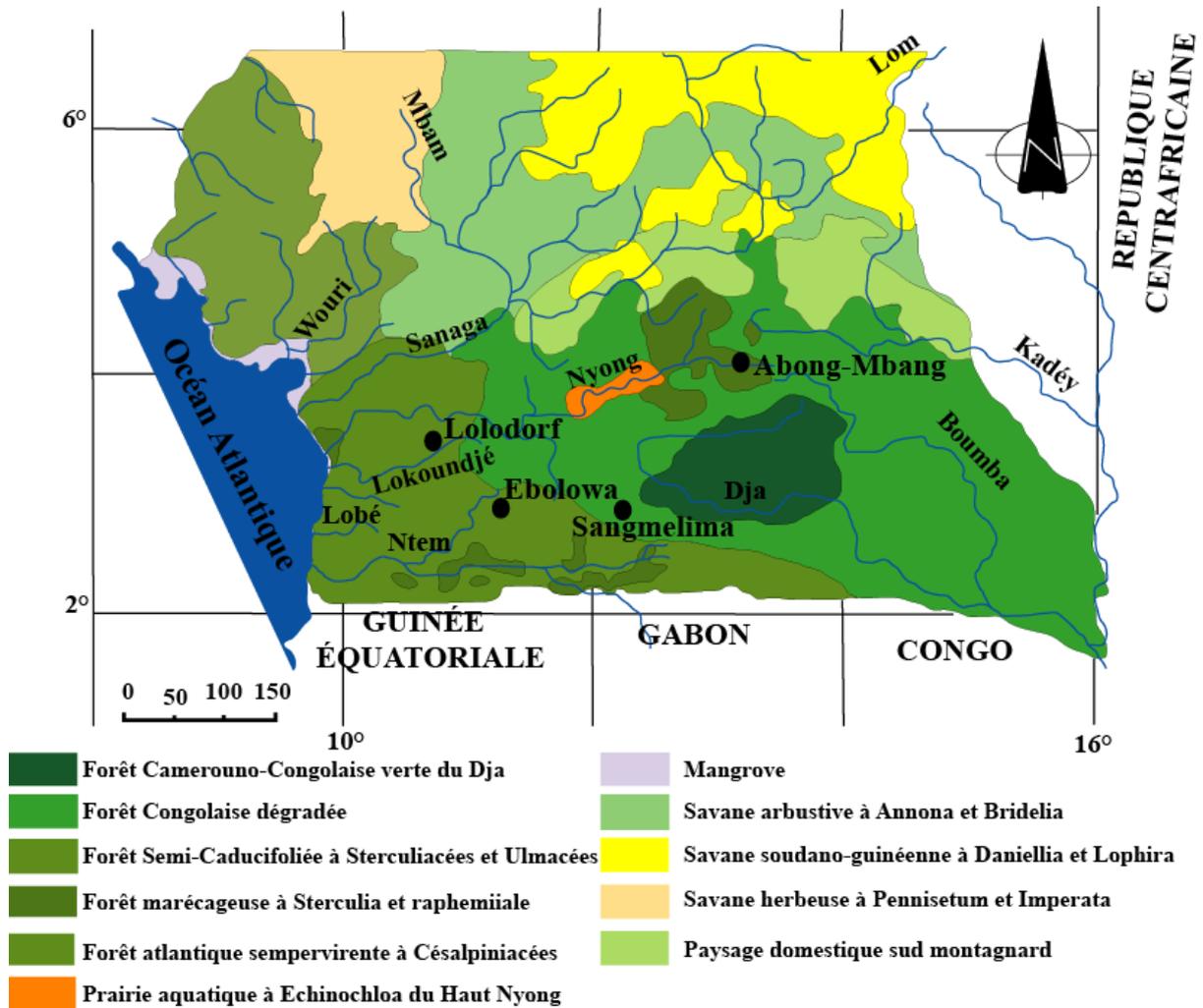


Figure 2 : Distribution de la végétation dans le plateau du Sud Cameroun d'après [Letouzey \(1985\)](#) modifié par [Villier \(1995\)](#).

I.1.4. Sols

Le plateau Sud Cameroun regroupe trois grandes classes de sols en fonction de la roche mère ([Bitom, 1988](#) ; [Nyeck, 1988](#) ; [Vallerie, 1995](#)): les sols ferrallitiques, les sols hydromorphes et les sols peu évolués qui sont bien représentés la zone de Lolodorf.

I.1.5. Anthropisation

L'impact de l'homme sur l'environnement est manifeste au Cameroun, tant en milieu rural (domaine de l'agriculture, de l'élevage et de l'exploitation forestière) qu'en milieu urbain. Bien que cette zone soit encore peu industrialisée, la densité de population y apparait relativement faible (environ 35 habitant/km² [Nkoué Ndondo, 2008](#)). La zone d'étude est encore assez préservée car, la pression démographique (Ewondo, Ngoumba, Bassa, Bamiléké et Haoussa) est faible et les activités anthropiques sont réduites.

I.2. ÉTAT DE CONNAISSANCES SUR LE PALÉOPROTÉROZOÏQUE

I.2.1. Caractères généraux

Le Paléoprotérozoïque est l'ère géologique qui va de 2500 à 1600 Ma. C'est l'ère la plus longue de l'échelle des temps géologiques, soit 900 Ma (Fig. 3a,b) juste après l'Archéen. De ce fait, le Paléoprotérozoïque représente une ère charnière dans l'évolution des processus géodynamiques terrestres et constitue la période de transition dans les mécanismes de déformation de la lithosphère continentale en contexte orogénique (Cagnard, 2005). Ainsi à l'échelle du globe, on distingue dix-neuf (19) orogènes paléoprotérozoïques entre 2,1 Ga et 1,8 Ga (Fig. 4a ; Rogers et Santosh, 2002). La croissance crustale à l'Archéen et au Paléoprotérozoïque s'est opérée de façon continue avec un pic de croissance au Paléoprotérozoïque (Fig. 4b,c ; Taylor et McLennan, 1995 ; Condie, 1994, 1998) et une accretion crustale (Taylor *et al.*, 1992) caractérisée par un important magmatisme entre 2,3 Ga et 2,0 Ga.

PHANÉROZOÏQUE		Paléozoïque		cycle orogénique calédonno-hercynien
		600 Ma		
PRÉCAMBRIEN	PROTÉROZOÏQUE		supérieur	650-700 Ma orogénèse panafricaine orogénèse katanguienne
				1050 ± 50 Ma orogénèse mayoumbienne
		1350 ± 50 Ma	moyen	1350 ± 50 Ma orogénèse kibarienne
		1650 ± 50 Ma		
			inférieur	2100 ± 100 Ma orogénèse éburnéenne
		2500 ± 100 Ma		
	ARCHÉEN		supérieur	2700 ± 100 Ma orogénèse libérienne 3000 ± 100 Ma orogénèse léonienne
			inférieur	
		3200 ± 100 Ma	
				3800 Ma gneiss de San River, région de Limpopo

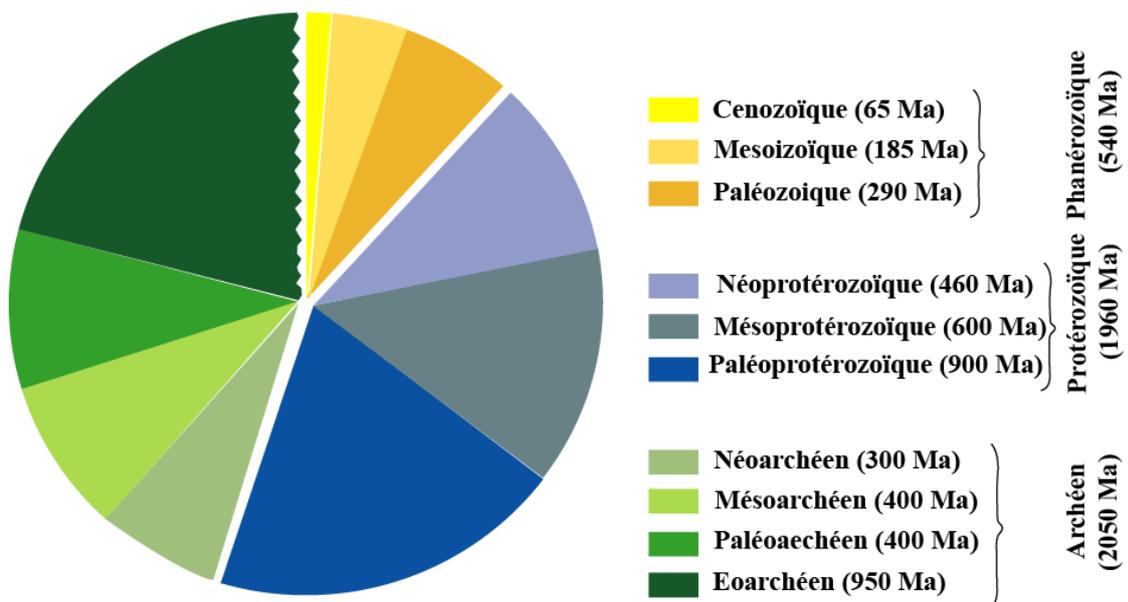


Figure 3 : Représentation de l'échelle des temps : **a)** Echelle stratigraphique internationale présentant les subdivisions du Précambrien ; **b)** Représentation circulaire de l'échelle des temps géologiques illustrant l'importance du Paléoprotérozoïque (Modifié d'après [Gradstein et al., 2004](#)).

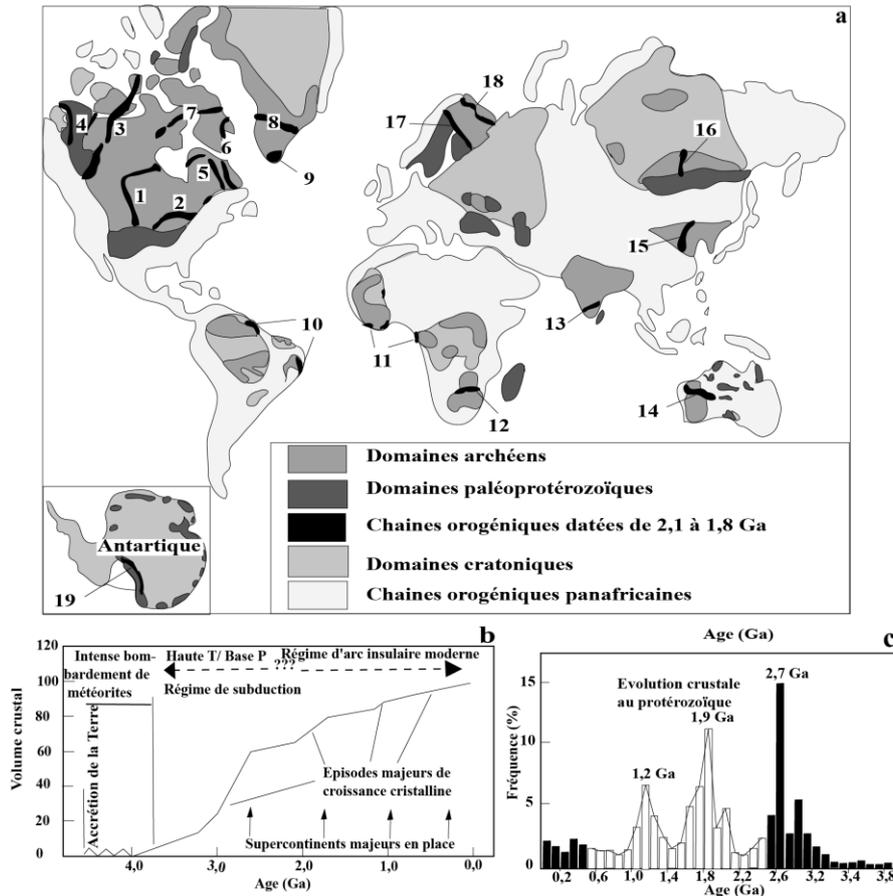


Figure 4 : a) Distribution spatiale des orogènes datés de 2,1-1,8 Ga et les cratons archéens associés. 1- Orologène Trans Hudson; 2- Orologène Penokéen; 3- Orologène Taltson-Thelon; 4- Orologène Wopmay; 5- Orologène Cape Smith-New Quebec; 6- Orologène Torngat; 7- Orologène Foxe; 8- Orologène Nagssugtoqïdien; 9- Orologène Makkovikien Ketilidien; 10- Orologène Transamazonien; 11- Orologène Eburnéen; 12- Chaîne de Limpopo; 13- Chaîne Moyar; 14- Orologène Capricorn; 15- Orologène Trans-Nord Chine; 16- Chaîne Centrale Aldan; 17- Orologène Svecofennien; 18- Orologène Kola-Karelien; 19- Orologène Transantarctique. D'après [Zhao et al. \(2002\)](#) ; Evolution de la production de chaleur issue de la désintégration d'éléments radioactifs en fonction du temps. b) d'après [Taylor et McLennan \(1995\)](#) et c) [Condie \(1998\)](#).

I.2.2. Paléoprotérozoïque dans la chaîne orogénique transamazonienne du NE Brésil

L'orogénèse transamazonienne s'étend sur plus de 900 000 km² du Brésil au Venezuela, en passant par la Guyane Française, le Surinam et la Guyane ([Santos et al., 2003](#)). Elle repose sur les terrains archéens et paléoprotérozoïques et se caractérise dans certain endroit par un métamorphisme granulitique ainsi qu'un important volume de plutonisme ([Machado et al., 1992](#) ; [Ledru et al., 1994](#)). La chaîne s'est développée sur un substratum archéen composé de gneiss de type TTG, d'orthogneiss et de migmatites datées entre 3,4 et 2,9 Ga, auxquels sont associées des séries magmatiques acides (granites) et basiques (intrusions ignées) néoarchéennes datées entre 2,8-2,6 Ga ([Alkimim et Marshak, 1998](#)), de roches supracrustales, de granitoïdes ([Barbosa et Sabaté, 2002](#)) et les roches vertes.

Les données structurale, pétrologique et géochimique permettent de définir l'orogénèse transamazonienne comme une chaîne à double vergence résultant de la collision frontale entre le craton du Congo et le craton de São Francisco datée à 2 Ga (Ledru *et al.*, 1994 ; Fig. 5a,b). A la chaîne transamazonienne se rattache un bassin d'avant-pays dans lequel se sont déposés des séquences fluvio-deltaïques. Les datations U-Pb sur sphène et sur monazite ont permis de situer le pic du métamorphisme entre 2059 Ma et 2030 Ma avec un gradient plus intense vers l'Est dans les parties Sud (région de Quadrilatero Ferrifero) et Est du craton de São Francisco (Fig. 5a,b ; Machado *et al.*, 1992). La chaîne transamazonienne a été affectée par deux principaux épisodes de déformations ductiles (Silva *et al.*, 1997, 2002). Elle est caractérisée d'une part par une direction principale de raccourcissement orientée NW-SE (Alkmim et Marshak, 1998), et d'autre part par des structures en « dome-and-keel ». En se basant sur une étude métamorphique dans la partie Sud de la chaîne Araçuaï, Cutts *et al.* (2018) proposent un modèle qui intègre les structures liées à la collision et à l'effondrement de la chaîne.

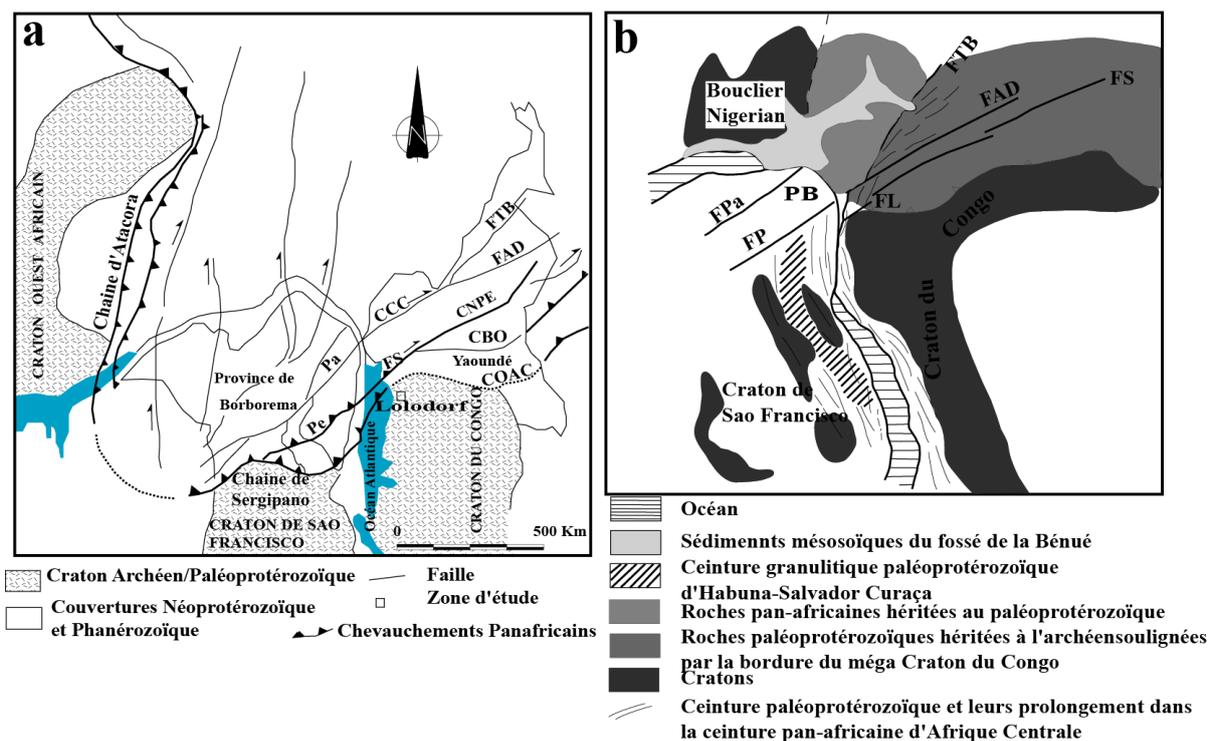


Figure 5 : a) Localisation du craton du Congo au sein de la chaîne Pan- Africano- Brésilienne et les lignes délimitant l'Afrique et le NE Brésil (d'après Castaing *et al.*, 1993, modifié). **FAD:** Faille de l'Adamawa; **FS:** Faille de la Sanaga; **FTB:** Faille de Tchollire-Banyo ; **Pa:** Cisaillement de Patos; **Pe:** Cisaillement de Pernambuco; **CBO:** Cisaillement de Bétaré-Oya. - b) Schéma interprétatif de la ceinture Eburnéenne-Transamazonienne résultant de la collision entre le bloc du bouclier Sao Francisco-nigérian et le mégacraton du Congo. **FPa :** Faille de Patos; **FP :** Faille Pernambuco ; **LT :** Limite Terrane; **FTB :** Faille de Tchollire-Banyo ; **FAD :** Faille de l'Adamawa ; **PB :** Province de Borboréma au NE du Brésil. Modifiée par (Toteu *et al.*, 2001).

I.2.3. Paléoprotérozoïque dans la chaîne orogénique de l’Afrique de l’Ouest

La Chaîne Trans-saharienne est une mégastructure tectonique longue de 4000 km, plusieurs centaines de kilomètres de large et qui s’étend du Hoggar au Brésil (Caby, 1989 ; Corsini *et al.*, 1991). Elle couvre toute l’Afrique de l’Ouest, depuis le craton Ouest Africain à l’ouest à la Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale (Figs. 5b,c et 6a,b). Le craton Ouest Africain est composé des dorsales de Réguibat au Nord et de Man ou Léo au Sud. Il est limité à l’Est par les chaînes panafricaines des Dahoméides, du Gourma et des Pharusides, au Nord par l’Anti-Atlas, à l’Ouest par les Rockélides et les Mauritanides et au Sud par l’Océan Atlantique (Fig. 6b). Bertrand *et al.* (1983) considèrent la chaîne éburnéenne comme un orogène de type intracontinental marquée par un *rifting*, suivi de la déformation et du métamorphisme des dépôts associés à la remobilisation du socle archéen et à la mise en place d’intrusions granitiques. Ledru *et al.* (1994) décrivent une chaîne de type collisionnel devenant oblique à sa phase finale.

Les travaux de géochimie isotopique effectués dans le domaine paléoprotérozoïque (Boher *et al.*, 1992) montrent que cette croûte a un caractère juvénile, formée loin de toute influence de croûte plus ancienne. Ceux de la croûte paléoprotérozoïque de Mako indiquent qu’il était un terrain d’arc juvénile dérivant d’une source mantellique appauvrie mis en place entre 2300 et 2079 Ma et s’est accolé au craton Ouest-africain (Dia *et al.*, 1997).

L’évolution crustale en Afrique de l’Ouest s’est déroulée en deux principales étapes. La première correspond à la formation d’une croûte Archéenne (3,5 - 2,5 Ga) formant le noyau de Man, le plus ancien du Craton Ouest-Africain. Elle est suivie par la formation d’une croûte paléoprotérozoïque (2,2 - 1,7 Ga) dont la déformation a résulté de la fermeture du bassin océanique qui séparait les Cratons Ouest-Africain et du Congo, impliquant l’accrétion progressive d’arcs insulaires (Ama-Salah *et al.*, 1996 ; Soumaïla *et al.*, 2004) et de plateaux océaniques (Davis *et al.*, 1994 ; Ledru *et al.*, 1994 ; Pouclet *et al.*, 1996) contre une masse continentale en croissance ou les deux à la fois (Béziat *et al.*, 2000). Trois phases de déformation peuvent être distinguées au cours de la tectonique éburnéenne (2130 Ma et 1980 Ma) (Soumaïla et Konaté, 2005 ; Feybesse *et al.*, 2006) avec deux phases de déformation principales D₁ et D₂ (Block *et al.*, 2016 ; Parra-Avila *et al.*, 2017). Cependant, Gasquet *et al.* (2003), Thiéblemont *et al.* (2004) et Soumaïla et Konaté (2005) proposent une phase de déformation progressive unique qui commence par un raccourcissement régional NW-SE à NNE-SSW et se poursuit au sein des zones de cisaillement bien connues dans l’ensemble du domaine.

I.2.4. Paléoprotérozoïque dans la chaîne orogénique d’Afrique Centrale

Les terrains Paléoprotérozoïques de la partie occidentale du Craton du Congo affleurent depuis le Cameroun jusqu’en Angola (Figs. 5a,b et 6a-c). Ils résultent du remaniement du socle archéen auquel s’associe un important magmatisme. L’ensemble a ensuite été affecté par l’orogénèse Eburnéenne pour constituer la chaîne Ouest Centre Africaine (Lerouge *et al.*, 2006).

Au Gabon, la série de l’Ogooué d’âge Archéen à paléoprotérozoïque a été impliquée à l’éburnéen dans un domaine orogénique actif (Prian *et al.*, 1988 ; Caen-Vachette *et al.*, 1988 ; Guerrot *et al.*, 1994). Elle est constituée des paragneiss et d’orthogneiss Paléoprotérozoïques et des metabasites. La chaîne de l’Ogooué se présente comme une zone de suture qui a charrié sur le système Francevillien, d’âge Paléoprotérozoïque (Ledru *et al.*, 1989 ; Feybesse *et al.* 1998). Les structures tectoniques comprennent des chevauchements à vergence Est et des failles décrochantes dans le domaine oriental (Ledru *et al.*, 1989). L’évolution structurale de la région de l’Ogooué est polyphasée à trois phases de déformation (D₁ : post- 2440 Ma, D₂ : 2120 Ma et D₃ : syn à post- 2040 - 2000 Ma). Le protérozoïque inférieur dans l’ensemble est caractérisé par des isogrades métamorphiques inverses attribués au chevauchement de direction Est. L’aspect structural de ce dispositif illustre un cadre tectonique de soulèvement diapirique qui a évolué vers l’Est en tectonique tangentielle (Ledru *et al.*, 1989). Les données pétrologiques, structurales et géochronologiques (Pedrosa-Soares et Alkmim, 2011 ; Filho *et al.*, 2015 ; Weber *et al.*, 2016) ont permis de définir l’orogène Eburnéenne dans cette région comme une chaîne résultant de la collision entre les cratons du Congo et de São Francisco avec la fermeture d’un domaine océanique. Ledru *et al.* (1989) montrent dans l’Ogooué des structures et des lithologies qui témoignent des mouvements horizontaux associés à une tectonique de collision. Weber *et al.* (2016) proposent un modèle évolutif à six étapes principales pour résumer l’histoire de la tectonique Eburnéenne dans la partie Gabonaise : (i) Fragmentation d’un continent archéen ; (ii) Ouverture d’un domaine océanique ; (iii) Fermeture du domaine océanique suite à la subduction de la plaque orientale sous la plaque occidentale et ouverture en *pull-apart* des bassins francevilliens ; (iv) Collision des marges continentales des deux blocs cratoniques archéens et arrêt de la sédimentation dans les bassins francevilliens ; (v) *Slab break-off* et chevauchement du complexe de l’Ogooué ; (vi) Réajustements post-collisionnels.

La chaîne du Mayombé, en République du Congo constitue la portion congolaise du système orogénique « Araçuaï-West Congo » qui se répartit entre la marge orientale du Brésil et la marge occidentale de l’Afrique centrale (Fig.5a,b et 6a,c). Elle s’allonge parallèlement au

littoral atlantique suivant la direction NW-SE. En tenant compte des données géochronologiques, elle se subdivise en deux domaines lithostratigraphiques : (i) le domaine Paléoprotérozoïque et (ii) le domaine Néoprotérozoïque (Télange Bouenitela, 2019).

Le domaine paléoprotérozoïque de la chaîne du Mayombé correspond à la partie interne de la chaîne et se caractérise par la co-existence des roches d'origine sédimentaire et magmatique déformées et métamorphisées à des degrés variés. Ces roches se répartissent en trois principaux groupes lithologiques : (i) le Groupe de la Loémé, (ii) le Groupe de la Loukoula et (iii) le Groupe de la Bikossi (Boudzoumou, 1986 ; Djama, 1988 ; Télange Bouenitela, 2019). Les données structurales, géochimiques, pétrologiques et géochronologiques montrent que les Groupes de la Loémé et de la Loukoula sont plissés et fracturés. Le Groupe de la Loémé présente des plis à axes de directions : NE-SW, NNE-SSW et N-S tandis que dans le Groupe de la Loukoula, le plissement s'est fait suivant la direction NE-SW. Dans le Groupe de la Bikossi, les plis ont des directions semblables à celles du Groupe précédent (Télange Bouenitela, 2019). Le domaine Paléoprotérozoïque a été affecté par deux événements métamorphiques distincts qui se superposent dans le faciès des amphibolites avec une température oscillante entre 510-568°C pour une pression estimée à 8 kbar. Les sources des matériaux détritiques constituent les bassins Archéen et Protérozoïque (3300-1500 Ma) confirmant ainsi l'âge Paléoprotérozoïque (2070-2040 Ma) du magmatisme éburnéen dans le craton ouest africain, à l'exemple des orthogneiss de Guéna à 2014 ± 56 Ma (Djama *et al.*, 1992).

Au niveau de la portion camerounaise du Craton du Congo, les données pétrologiques, géochimiques et géochronologiques permettront de mieux comprendre les modèles d'évolution des unités Paléoprotérozoïques pendant l'orogénèse Eburnéenne.

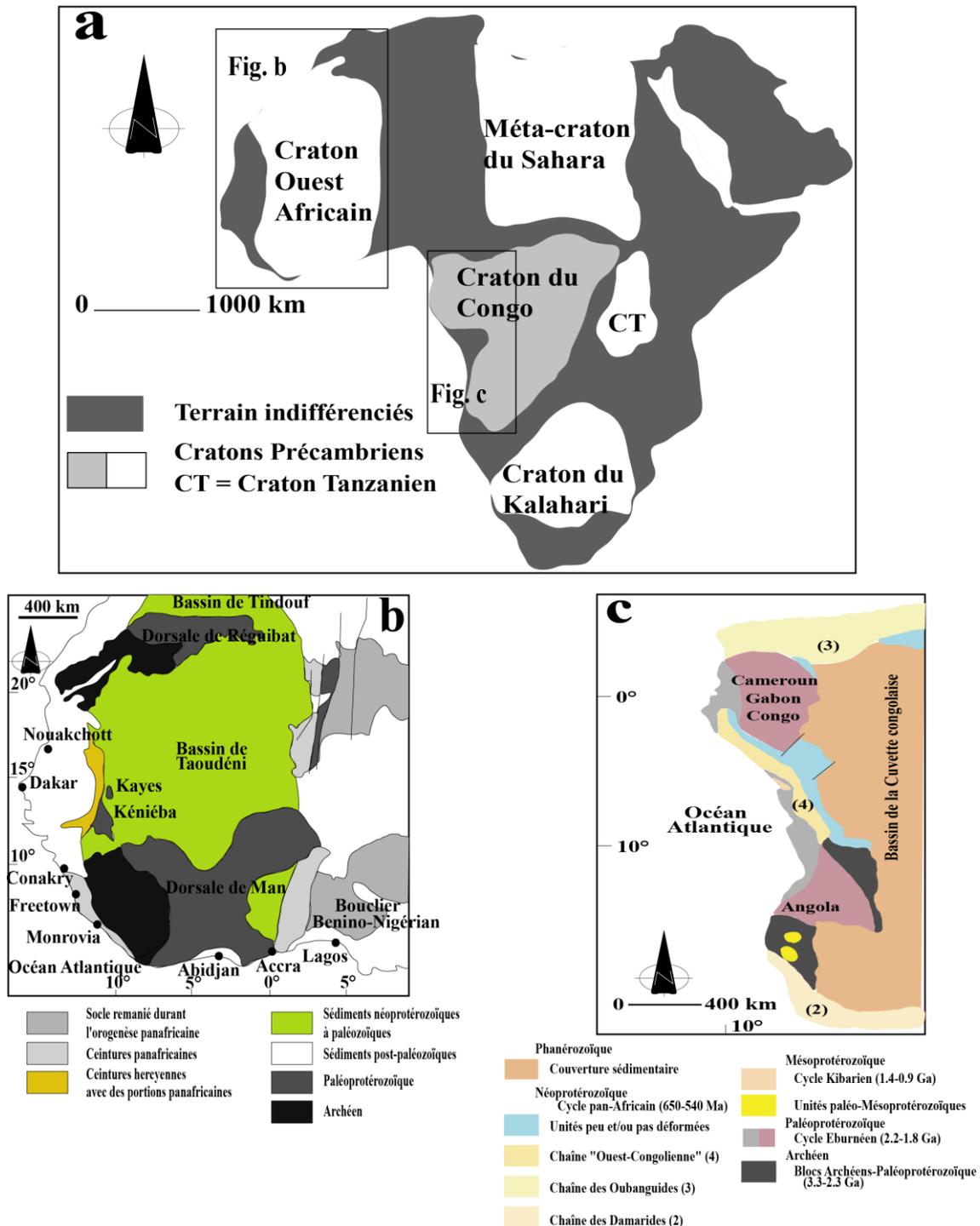


Figure 6 : a) Carte des cratons précambriens de l'Afrique (modifiée d'après [Gray et al., 2008](#)) ; b) Carte géologique synthétique du Craton Ouest Africain de ([Naba et al., 2004](#)) et c) Extrait de la carte géologique du craton du Congo avec les différentes chaînes protérozoïques associées (modifiée de [Alkmim et Martins-Neto, 2012](#) (d'après [Trompette, 1994](#) ; [Alvarez, 1995](#) ; [Ernst et al., 2013](#))).

I.2.5. Paléoprotérozoïque au Cameroun

I.2.5.1. Caractères généraux

Les orthogneiss au nord du cisaillement de Tcholliré-Banyo ([Fig. 7](#)) montrent des reliques granulitiques du socle paléoprotérozoïque datés à 2100 Ma ([Nzenti et al., 2007](#)). Ils ont subi

une évolution crustale longue et complexe qui va de l'Archéen supérieur (2900 - 3000 Ma) au Néoprotérozoïque (620 - 580 Ma) (U/Pb sur zircon et Sm/Nd sur minéraux et sur roche totale ; Toteu *et al.*, 2001, 2004). Par contre à l'Est du cisaillement de Tcholliré-Banyo (Adamawa-Yadé ; Fig. I-7), les métasédiments et les orthogneiss paléoprotérozoïques montrent une importante contribution Archéenne (Toteu *et al.*, 2004 ; Ganwa *et al.*, 2016). Les gneiss de haut degré, d'âge Paléoprotérozoïque (2100Ma) sont intrudés de plutonites néoprotérozoïques (550 ± 50 Ma ; Njiosseu *et al.*, 2005 ; Ganwa *et al.*, 2008). Au Sud du Cisaillement Centre Camerounais (CCC) le substratum est essentiellement métamorphique et plutonique daté du Précambrien (Figs. 7, 8 ; Nédélec *et al.*, 1990 ; Nsifa *et al.*, 1993 ; Toteu *et al.*, 1994a ; Vicat, 1998 ; Shang *et al.*, 2010).

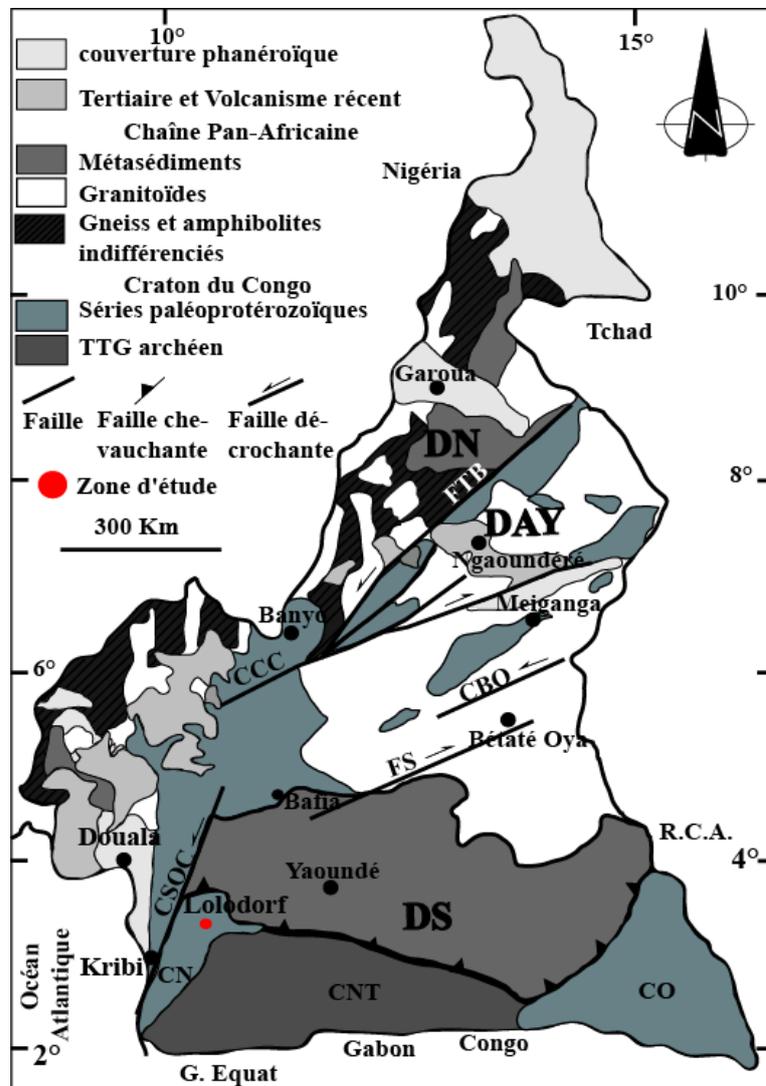


Figure 7: Carte géologique du Cameroun montrant l'expansion des séries paléoprotérozoïques. CCC : Cisaillement Centre Camerounais ; FS : Faille de la Sanaga ; FTB : Faille de Tcholliré-Banyo ; CSOC : Cisaillement Sud-Ouest Cameroun ; CNT : complexe du Ntem ; CN : complexe du Nyong ; CO : complexe de l'Oubanguide ; CBO : Cisaillement Bétaré-Oya ; DN : Domaine Nord ; DAY : Domaine Adamawa-Yadé ; DS : Domaine Sud (Toteu *et al.*, 2004 ; Owona *et al.*, 2012 modifié).

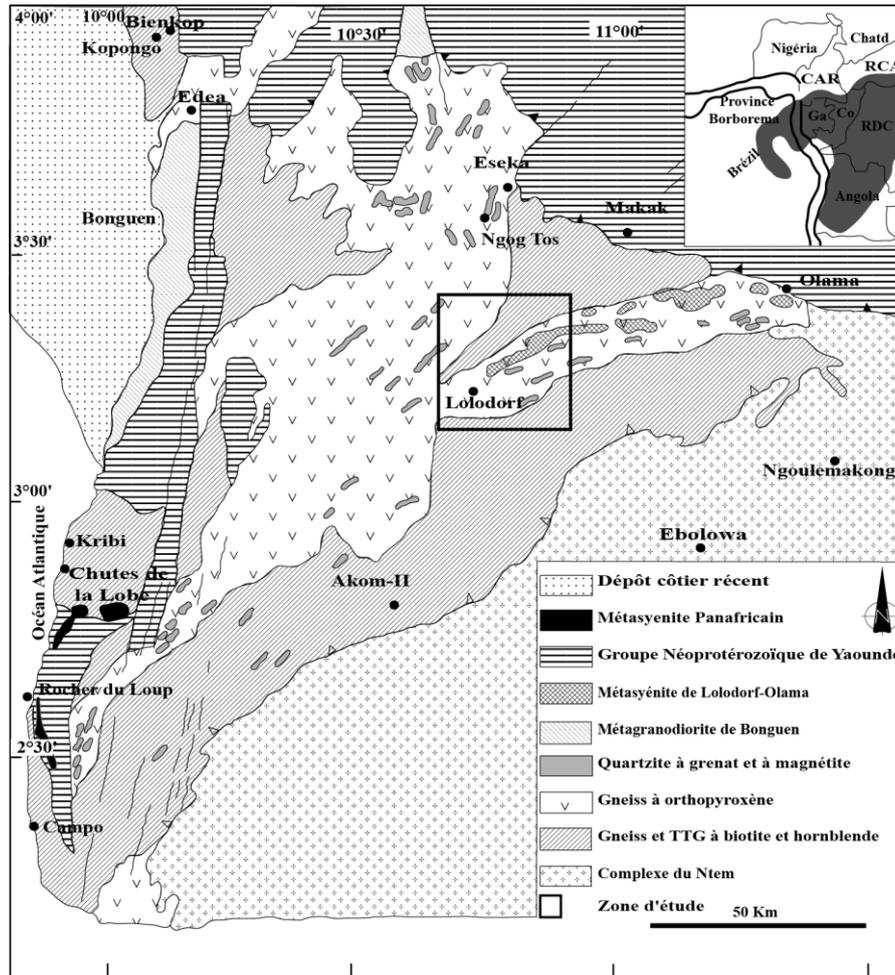


Figure 8 : Carte géologique (Maurizot, 2000) simplifiée d'une portion du domaine Sud mettant en relief le CNy (modifiée d'après Lerouge et al., 2006).

1.2.5.2. Paléoprotérozoïque dans le CNy

Le CNy occupe la bordure Ouest du CNT (Figs. 7, 8 et 9) mis en place suite à une importante orogénèse post-Libérienne. Cet événement se traduit par une réorientation des structures, une blastomylonitisation générale et une reprise métamorphique des faciès amphibolitique et granulitique (Maurizot et al., 1986 ; Owona et al., 2011).

Le CNy est constitué des roches issues de la reprise des roches archéennes et des roches strictement éburnéennes (Maurin et al., 1990). Ces roches sont des métasédiments (schistes à grenat, micaschistes), des métaplutonites (gneiss à pyroxène, gneiss à grenat, charnockite, gneiss charnockite, gneiss à biotite, gneiss à amphibole et biotite, gneiss à grenat et amphibole, amphibolites, pyribolites, pyrigarnites, métagranodiorites, métasyénites, pyroxénites) et une unité résultant de la fusion (migmatite, TTG gneissifiées, des formations supracrustales et des micaschistes), des formations charnockitiques et des dolérites (Lerouge et al., 2006 ; Ebah Abeng et al., 2012 ; Loose et Schenk , 2018 ; Owona et al., 2020 ;

Kamguia Woguia *et al.*, 2022). Les études récentes ont mis en évidence des éclogites (Loose et Schenk, 2018 ; Houketchang Bouyo *et al.*, 2019), des granulites mafiques (Loose et Schenk, 2018), des péridotites serpentinisées (Nga Essomba *et al.*, 2020), des metabasites/méta-mafites (Owona *et al.*, 2022 ; Messi Ottou *et al.*, 2022) et de formations ferrifères (Evina Aboula *et al.*, 2023a,b,c).

Du point de vue structurale, trois phases de déformation ont été définies (D₁, D₂ et D₃) (Messi Ottou *et al.*, 2014a,b ; Messi Ottou et Nsifa, 2015). Les nouvelles données d'Owona *et al.* (2020) montrent aussi une déformation polyphasée D₁-D₄, avec une D₁, probablement de type cisaillement pur. Cette dernière (D₁) a été fortement influencée par le régime transpressif D₂ qui a mis en place la nappe tectonique du Nyong, transportée sur le bouclier du Congo sur sa partie Est. Cette nappe est disséquée par des zones de cisaillement blastomylonitiques D₃ recoupées par une tectonique cassant D₄, probablement post-orogéniques. Dans le CNY, on a un métamorphisme du faciès amphibolitique à granulitique (Nédélec *et al.*, 1992 ; Lerouge *et al.*, 2006) de haute température (530 - 750°C) et de haute pression (4 - 9kbar) (Nédélec *et al.*, 1992, 1993) ayant subi un degré élevé de fusion partielle (Nédélec *et al.*, 1992 ; Nga Essomba *et al.*, 2020) voire thermique à hydrothermal (Lerouge *et al.*, 2006 ; Van Schmus *et al.*, 2008). Cependant Loose et Schenk (2018), Houketchang Bouyo *et al.* (2019) et Nga Essomba *et al.* (2020) attestent la présence d'un faciès éclogitique rétrograde, sous des pressions de 16 à 25 kbar (quasi-isobare) et des températures de 800 à 850 °C (Loose et Schenk, 2018 ; Houketchang Bouyo *et al.*, 2019) et un gradient géothermique variant entre 12 - 14 °C/km (Loose et Schenk, 2018) au sein de l'orogénèse éburnéenne du sud du Cameroun culminant à 2093 ± 45 Ma (U/Pb sur Zircon).

Du point de vue géochimique, les études effectuées sur le massif syénitique d'Akongo-Lolodorf, montre que ces roches sont méta-alumineuses et tschermakitiques avec quelques tendances hyperalcalines provenant des magmas crustaux n'ayant pas subi une différenciation par cristallisation fractionnée (Edimo, 1985). Cependant, les pyroxénites de la région de Lolodorf ont des valeurs de fractionnement élevées liées au fort degré de fractionnement des terres rares (Ebah Abeng *et al.*, 2012) et les éclogites du CNY montrent un profil appauvri en terres rares, similaire à ceux des basaltes des rides médio-océanique (Loose et Schenk, 2018). Les serpentinites d'Eseka sont de deux types (type 1 : MgO et Mg# élevés et le type 2 MgO et Mg# relativement faibles ; Nga Essomba *et al.*, 2020).

La ceinture de roches vertes (ortho-amphibolites) de Lolodorf-Ngomezap s'est mise en place vers 3,2 Ga (Vicat *et al.*, 1998). L'héritage archéen a été trouvé dans les métasyénites (méthode U/Pb sur zircon 2836 ± 11 Ma ; Lerouge *et al.* 2006); dans les métagranodiorites

(2764 ± 26 Ma et 2792 ± 13 Ma méthode $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ sur zircon); dans les métasyénites de la zone de Ngomedzap-Akongo (2816 ± 34 Ma et 2789 ± 13 Ma [Owona et al., 2020](#)). En plus [Lerouge et al. \(2006\)](#) ; [Kamguia Woguia et al. \(2022\)](#) ont eu respectivement des âges paléoprotérozoïques de l'ordre de 2055 ± 5 Ma par la méthode SHRIMP U-Pb sur zircon dans une métasyénite de Lolodorf et 2405 ± 24 Ma par la méthode U-Pb sur zircon dans les roches métasédimentaires de Bidou I. Or [Loose et Schenk \(2018\)](#) ont trouvé par la méthode SHRIMP U-Pb sur zircon un âge de 2093 ± 45 Ma dans les éclogites du CNy. Le modèle des rifts continentaux de [Castaing et al. \(1993, 1994\)](#) suggère la formation des *rifts* continentaux bordant le craton de São Francisco/Congo (*rift* de Sergipano-Poli et le *rift* centrafricain) et le craton Ouest-africain (*rift* du Hoggar et de l'Adar des Iforos). Par contre le modèle éclogitique paléoprotérozoïque du CNy met en évidence une zone de subduction chaude ([Loose et Schenk, 2018](#) ; [Houketchang Bouyo et al., 2019](#)) en contexte de supra subduction ([Nga Essomba et al., 2020](#)).

1.2.5.3. Orogénèses en contact avec le Complexe Paléoprotérozoïque du Nyong

1.2.5.3.1. CNt d'âge Archéen

Le CNt est localisé au SE de celui du Nyong ([Figs. 7, 8 et 9](#)) et représente la marge nord-ouest du craton du Congo au Sud-Ouest Cameroun. Il comprend trois grands groupes lithologiques : (a) les roches intrusives, qui constituent les trois-quarts des formations archéennes qui présentent le caractère de granitoïdes charnockitiques (enderbites, charno-enderbites et charnockites allant des termes mafiques aux termes felsiques) dominant mis en place vers 2,9 Ga ([Lerouge et al., 2006](#), [Nsifa et al., 2013](#) ; [Akame et al., 2020](#)) et sont de type tonalite-trondjemite-granodiorite, ([Shang et al., 2010](#)), de granodiorites, de granites et parfois de syénites. Ces formations s'étendent essentiellement entre Ebolowa et Sangmelima ; (b) la série rubanée est un ensemble gneissique granulitique (leptynites, gneiss variés et noyaux de charnockites peu déformées) ; l'essentiel de ces affleurements se trouvent dans la vallée du Ntem ; (c) les formations ferrifères se caractérisent par l'association de roches basiques (ortho-amphibolites avec ou sans grenat, gneiss amphibolitiques), de roches acides (gneiss alumineux et leptynites) et de quartzites. Les métagabbros ont une composition basaltique à andésitique semblables au N-MORB moderne aux caractéristiques géochimiques de basaltes tholéïtiques archéens à faible teneur en La, et en LREE appauvris ($\text{La}_N/\text{Sm}_N < 1$) ([Akame et al., 2020](#)).

Certaines études ont mis en évidence deux phases de déformation. La première phase de déformation est caractérisée par une foliation et une linéation d'étirement verticale, des plis

isoclinaux, des structures en dômes et bassins avec les charnockites sur les dômes et les roches vertes sur les bassins. La deuxième phase est marquée par des décrochements d'orientation N-S, NE-SW à ESE-WNW senestres ou dextres (Tchameni *et al.*, 2010). Les travaux récents effectués dans ce complexe ont révélé trois phases de déformation. Une première phase de déformation marquée par une foliation S1 sous un régime de déformation non rotationnelle avec deux orientations majeures distinctes N157E 62ENE et N032E 42WNW (Owona *et al.*, 2011) qui semblent encadrées la direction E-W connue dans la littérature (Tchameni *et al.*, 2001 ; Shang *et al.*, 2004b) et interprétée comme étant une phase compressive (D₂). Cette deuxième phase qui induit la déformation de la foliation S₁ en plis cartographiques F₂ d'axe N-S ne génère pas une nouvelle foliation mais favorise plutôt la mise en place des charnockites dans le CNT (Tchameni *et al.*, 2001 ; Owona *et al.*, 2011). Tous ces auteurs s'accordent sur le caractère coaxial de cette deuxième phase de déformation. La linéation d'étirement est orientée pratiquement N173E 36N parallèle à l'axe principal des plis (Owona *et al.*, 2011). Cette linéation est localement perturbée par la présence des failles normales induites par les contraintes majeures δ_1 verticale et δ_3 subhorizontale (E-W) suggérant une croûte amincie par une phase cassante D₃ (Owona *et al.*, 2011). Cependant une déformation polyphasée D₁-D₄ a été mise en évidence dans le CNT (Sangmélima et Memve'ele) (Akame *et al.* 2014 ; Ntomba *et al.*, 2020a,b)

Le métamorphisme dans le CNT bien que caractérisé par les faciès amphibolite et granulite reste faiblement contraint. L'estimation de la température par le thermomètre grenat-biotite a permis de trouver une valeur de 737°C et une pression de 4 à 6 kbar (Tchameni, 1997). Certains travaux ont permis de fixer les conditions physico-chimiques de ce métamorphisme de manière qualitative par la présence des minéraux comme le microcline, la biotite magmatique, les phlogopites, la scapolite et la pargasite pour déduire une température oscillant entre 662 et 800 °C (Tchameni *et al.*, 2010 ; Ntomba *et al.*, 2016). Et la présence du grenat a permis de contraindre une pression relativement élevée (Tchameni *et al.*, 2010) dans un magma légèrement à fortement oxydé (17,30 à 13,87 kbar), à gradients géothermaux de l'ordre de 35,57 à 53,36 °C/km et 30,95 à 46,42 °C / km correspondant à des profondeurs allant de 14,56 à 21,84 km et de 14,56 à 30,58 km (Ntomba *et al.*, 2016). Les roches métamorphiques de HT/BP à MP ont enregistré un chemin P-T rétrograde presque isobare allant du faciès des granulites à celui des schistes verts (Ntomba *et al.*, 2020a,b).

Les premiers travaux sur le CNT ont révélé des âges de mise en place variant entre 2900±44 et 2818±48 Ma pour les charnockites (âge Rb/Sr, Delhal et Ledent, 1974), 2980±45 Ma pour les gneiss à pyroxène et 2880±70 Ma pour les granodiorites (Lasserre et Soba, 1976).

Les travaux de [Pouclet, et al. \(2007\)](#) montrent par la suite que les TTG se sont mise en place vers 2830 Ma et confirment celle des charnockites vers 2900 Ma (âges Pb/Pb sur zircon). Ceci atteste leur intrusion au Mésoarchéen, entre 2900 et 2800 Ma (âge U/Pb sur Zircon, [Feybesse et al., 1987](#) ; [Toteu et al., 1994b](#)) avec des âges TDM Nd de résidence crustale autour de 3,10 et 2,93 Ga ([Pouclet et al., 2007](#)). Certains travaux sur les parties Centrales et Nord du craton montrent qu'ils comportent un noyau formé de granulites archéennes (3,2 à 2,7 Ga) et une migmatisation marquant la fin du cycle Eoarchéen (2600 et 2500 Ma) qui aboutit à la mise en place des granitoïdes potassiques d'origine anatectique ([Shang et al., 2004a,b](#)). D'autres travaux, montrent que le magmatisme charnockitique a débuté un peu plutôt (3266Ma, [Takam Talla et al., 2009](#)) par rapport aux dates connues jusque-là (2,9Ga, [Shang et al., 2004b](#) ; [Tchameni et al., 2004](#)). Les nouvelles datations LA-ICP-MS, U-Pb sur zircon ([Akame et al., 2020](#)) montrent que les charnockites et les TTG se sont formés sensiblement vers 3155–2850 Ma et les intrusions de gabbro vers 2866 ± 6 Ma. La migmatisation (TTG et gneiss), le métamorphisme régional de haut grade sont contemporains (2843 ± 7 Ma) et les granites potassiques se sont probablement cristallisés vers 2758 Ma. Les données isotopiques initiales Hf et Nd montrent que les gabbros et les gabbronorites proviennent d'une source mantellique appauvrie suprachondritique, suite à deux épisodes de magmatisme mafique mésoarchéen (3,10 et 2,86 Ga) ([Akame et al., 2023](#)).

Les travaux de [Li et al. \(2016\)](#) attestent qu'une ancienne protocroûte a existé dans la bordure septentrionale du craton du Congo autour de 3,8 Ga (âge modèle isotopique Hf). La première phase de déformation apparaît autour de 3,1 Ga (Sm/Nd sur roche totale, [Toteu et al., 1994b](#)) dans les conditions du faciès des granulites ([Caen-Vachette et al., 1988](#)). La deuxième phase de déformation quant à elle est induite par un régime coaxial responsable de la charnockitisation du Complexe qui connaît son paroxysme entre 2950-2850 Ma (Rb/Sr sur roche totale ; [Caen-Vachette et al. 1988](#); U-Pd sur zircon, [Toteu et al., 1994b](#)). En fin la troisième phase se met en place pendant la période de *rifting* aux environs de 2700 Ma ([Feybesse et al., 1987](#) ; [Owona et al., 2011](#)). Les dolérites se mettent en place vers 2100 Ma (U/Pb sur zircon), les charnockites d'Adzap et les tonalites d'Avébé représentent les refroidissements éburnéen (1969 ± 170 Ma et $1134,4 \pm 7,1$ Ma Rb/Sr-WR-Bt) ([Tchameni et al., 2001](#) ; [Shang et al., 2004a,b](#)).

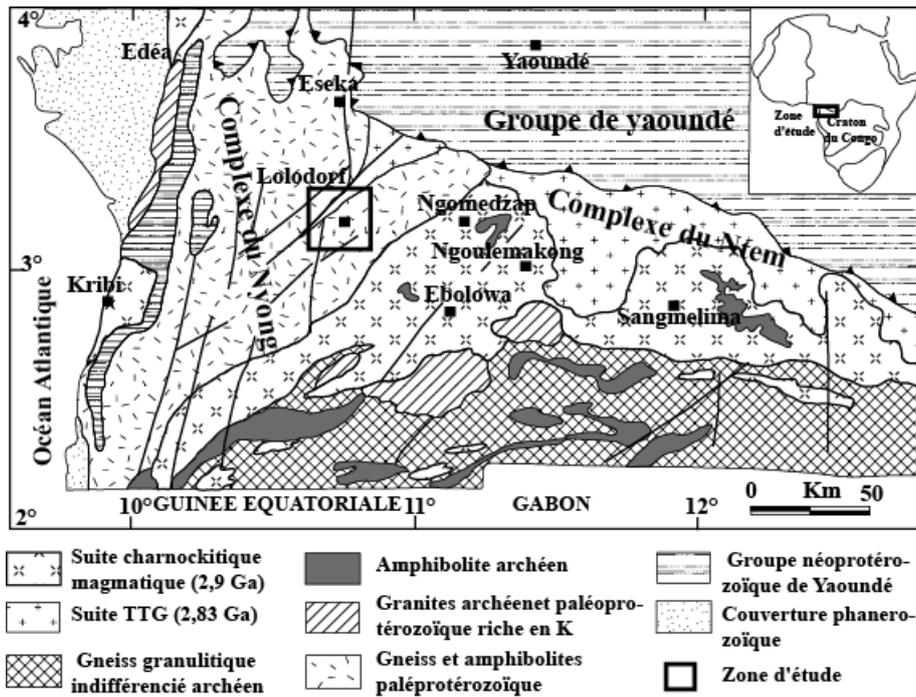


Figure 9 : Carte géologique simplifiée du Sud-Ouest du Cameroun (*modifiée d'après Maurizot et al., 1986*).

1.2.3.2.2. Groupe de Yaoundé d'âge Panafricain

Le groupe de Yaoundé ou Chaîne Panafricaine Nord-Equatoriale (CPNE) (Nzenti *et al.*, 1988 ; Davison *et al.*, 1989) est localisé au Nord du CNy (Figs. 7, 8 et 9). Il est limité par un chevauchement majeur de direction prédominante SE-NW (Mvondo *et al.*, 2007a,b ; Ngako *et al.*, 2008 ; Njonfang *et al.*, 2008).

Le groupe de Yaoundé est composé des séries de : Yaoundé au Centre, Mbalmayo-Bengbis-Ayos au Sud et Yokadouma à l'Est. Ces différentes séries sont généralement constituées de formations volcano-sédimentaires très homogènes déposées dans un environnement épicontinental issu du métamorphisme de haute pression, chevauchant vers le Sud sur le craton du Congo (Stendal *et al.*, 2006 ; Toteu *et al.*, 2006a ; Mvondo, 2009).

Au plan structural, le groupe de Yaoundé est caractérisé par des structures planes et légèrement pentées vers le Nord. Ces déformations tangentielles ont subi une évolution polyphasée et monocyclique (Nzenti, 1998a ; Ngnotué *et al.*, 2000), avec quatre phases de déformation. Les trois premières sont ductiles et deux d'entre elles sont synchrones à la recristallisation métamorphique accompagnée d'un déversement du compartiment supérieur vers le Sud ou vers le Sud-Ouest, ce qui expliquerait le charriage du groupe de Yaoundé sur le CNt et le CNy.

Les métapélites ont enregistré les températures de 800 à 575°C et les pressions de 12 à 9 kbar (Nzenti *et al.*, 1988 ; Owona *et al.*, 2011). La signature des MORB dans les amphibolites

de Yaoundé et la présence des basaltes andésitiques témoignent de la présence d'un océan dans une marge continentale et d'une zone de subduction pendant l'orogénèse pan-africaine (650 -600 Ma, Ar-Ar/Hbl, Owona *et al.*, 2013b). Ceci est d'autant justifié par la présence dans la série de Yaoundé des niveaux évaporitiques et des volcanites alcalines suggérant fortement un environnement de dépôt sous faible tranche d'eau en contexte extensif (Nzenti *et Tchoua*, 1996 ; Ngnotué *et al.*, 2000). De plus les roches à affinité ophiolitique suggèrent l'existence d'une marge active à proximité d'une croûte continentale dans un environnement d'arc ou d'arrière-arc (Yonta-Ngouné *et al.*, 2010). Cette zone peut donc être interprétée comme un domaine extensif et compressif au nord du Craton du Kasai/Congo (CK/C) avec amorce d'une fragmentation du craton ancien et l'installation des bassins de type rift (Nzenti *et al.*, 1998d ; Mvondo *et al.*, 2007a,b ; Mvondo Ondo, 2009).

Du point de vue géochronologique, les métaplutonites ont des âges : (620 Ma, U-Pb/Zrn; Pénaye *et al.*, 1993 ; Toteu *et al.*, 1994a et Pb-Pb/Zrn, Owona *et al.*, 2012a ; 622 Ma et 653 Ma, U-Pb/Mnz, Yonta-Ngouné *et al.*, 2010; 618 Ma, U-Pb/Zrn, Toteu *et al.*, 2006b). Par ailleurs les métapelites ont des âges : (613 Ma - 545 Ma, U-Th-Pb/Mnz ; Owona *et al.*, 2011). Le métamorphisme des gneiss à disthène a enregistré un âge de (616 Ma, Sm-Nd/grenat et roche totale, Toteu *et al.*, 1994b) et dans les métapelites (613 Ma - 545 Ma, U-Th-Pb/Mnz, Owona *et al.*, 2011). Enfin la période de (598 - 540 Ma, Rb-Sr/RT et micas, Owona *et al.*, 2012a) est interprétée comme la phase de refroidissement des métapelites et des métadiorites du Groupe de Yaoundé d'âge Paléoprotérozoïque et Néoprotérozoïque, sans une contribution majeure du craton du Congo (Ngnotué *et al.*, 2000 ; Toteu *et al.*, 2001).

Le secteur d'étude est situé dans la charnière de la plaine côtière du plateau sud-camerounais, en forêt équatoriale dense et humide de type guinéo-congolais à quatre saisons, aux sols généralement épais et évolués (sols ferrallitiques rouges et jaunes, sols hydromorphes et sols peu évolués). Les orogénèses paléoprotérozoïques ont sculpté l'ensemble du globe par des mouvements tectoniques horizontaux pendant 900 Ma auxquels on associe des mouvements verticaux de la lithosphère de l'archéen. Au Cameroun le Paléoprotérozoïque a affecté la quasi-totalité des formations qui constituent le territoire national d'âge Archéen réactivé lors de l'orogénèse pan-africaine dans certaines régions.

I.3. TECHNIQUES ANALYTIQUES

Les travaux exposés dans cette thèse portent sur le métamorphisme et la tectonique qui ont affecté les roches éburnéennes de la région de Lolodorf. Ces investigations ont été conduites selon une approche pluridisciplinaire impliquant des méthodes aussi variées telles

que : le lever cartographique, l'analyse pétrographique et minéralogique classique et la géochimie sur roche totale.

I.3.1. Lever de terrain et analyse pétrographique

Au cours des campagnes de terrain le travail a consisté à rechercher les affleurements et à localiser au *GPS* (coordonnées géographiques) dans quatre feuillets préalablement circonscrits. Les éléments structuraux et géologiques observés sur le terrain ont été mesurés à la boussole et un échantillonnage systématique a été faite à la masse et au marteau.

Le travail de terrain a été effectué en trois étapes successives - l'analyse des faits, -la description et les interprétations des structures. Les observations ont consisté à mesurer à la boussole les attitudes des éléments structuraux identifiés, à les photographier et à les schématiser. Les caractères des affleurements des différents types pétrographiques et des éléments structuraux qui affectent ces formations sont décrites fidèlement tels que observés sur le terrain. L'observation directe, la description des affleurements et des types pétrographiques, ainsi que des différents éléments structuraux rencontrés sur le terrain au cours de nos différentes campagnes nous ont permis de faire une esquisse sur la zone d'étude. Toutefois, certaines interprétations précises ont été faites directement sur le terrain avant les interprétations de laboratoire.

Après la récolte des échantillons pendant les campagnes de terrain (description pétrographique macroscopique préalable) nous avons classé ces derniers par type pétrographique et nous avons choisi les plus représentatifs. Sur les échantillons de tectonites nous avons tracé des plans de coupe des lames minces. Puis on a taille des sucres de roche (4cm x 2,5cm x 1cm) à l'aide des scies diamantées de l'atelier de lames minces du Laboratoire de traitement des minerais de l'Institut de Recherche Géologique et Minière de Nkolbisson (Cameroun). Cependant chaque sucre de roche est affecté du même numéro que celui de l'échantillon scié. Ces plaques de roches ont été expédiées au laboratoire de pétrographie du '*Center for Earth Sciences, Indian Institute of Sciences' de Bangalore* pour la confection des lames minces standardcs et polies. L'étude pétrographique a été achevée à l'*Ecole de Géologie et d'Exploitation Minière de l'Université de Ngaoundéré à Meiganga*.

L'étude pétrographique s'est concentrée sur l'identification des phases minérales et de leurs textures.

I.3.2. Méthode chimico-minéralogique

Huit lames minces polies ont été confectionnées et examinées en détail au microscope de pétrographie dans le but de sélectionner et de caractériser des assemblages minéraux. Les

assemblages minéraux sélectionnés sur des lames minces polies sont imagés par des électrons rétrodiffusés (ESB). Les analyses chimico-minéralogiques ont été réalisées au laboratoire de microscopie et de microanalyse du « *Center for Earth Sciences, Indian Institute of Sciences* » de *Bangalore* à la microsonde électronique de marque JOEL JXA 8230 équipée des spectromètres qui analysent un volume ponctuel de l'ordre d'un micromètre cube. Les conditions d'opérations de la microsonde pour générer le faisceau d'électrons sont un voltage d'accélération de 15 kV et de 12 nA, durant 10 secondes pour le pic et 5 secondes pour le fond, avec une largeur de faisceau de 3 µm. Des minéraux naturels de silicate et d'oxyde ont été utilisés pour l'étalonnage. Les données obtenues ont été traitées par la procédure de correction de type ZAF. Les résultats d'analyse des majeurs sont exprimés en pourcentage en poids d'oxydes tandis que ceux des traces et terres rares sont exprimés en ppm. Les proportions atomiques ont été calculées sur la base des formules chimiques à six oxygènes pour les pyroxènes, vingt-trois pour les amphiboles, huit pour les plagioclases et douze pour le grenat. Les proportions de fer ferriques et ferreux pour les pyroxènes, les amphiboles et les biotites sont calculées en assumant qu'elles sont stœchiométriques. Les principaux oxydes et structures minérales sont présentés dans des tableaux en annexe.

I.3.3. Méthode géothermobarométrique

Les conditions du métamorphisme ont été déterminées en utilisant les géothermobaromètres qualitatif et quantitatif. L'aspect qualitatif a été obtenu en plotant les données des oxydes de la roche et des éléments chimiques dans différents abaques de température, de pression, de fugacité de l'oxygène et de présence d'eau.

De plus la géothermobarométrie quantitative des conditions du métamorphisme a été déterminée en utilisant le thermomètre d'[Otten \(1984\)](#) pour les amphiboles et celui d'[Henry et al. \(2005\)](#) pour les biotites.

$$T \text{ (Otten, 1984)} = 1204 * (\text{Ti}/23\text{O}) + 545 ; T \text{ inférieure } 970^{\circ}\text{C} \text{ et } T \text{ en } ^{\circ}\text{C} \quad (1)$$

$$T (\pm 12^{\circ}\text{C} ; \text{Henry et al., 2005}) = \{ [\ln(\text{Ti}) - a - c(X_{\text{Mg}})^3] / b \} (0,333) ; X_{\text{Mg}} = \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}), a = -2,3594, b = 4,6482 * 10^{-9} \text{ et } c = -1,7283 T \text{ en } ^{\circ}\text{C} \quad (2)$$

Et les baromètres « *Al-in-hornblende* » de [Schmidt \(1992\)](#) et d'[Anderson et Smith \(1995\)](#) ont été utilisés pour les amphiboles et celui d'[Uchida et al. \(2007\)](#) a été utilisé pour les biotites.

$$P \text{ (Schmidt, 1992)} = -3,01 + \text{Al}_{\text{tot}} * 4,76 \quad (3)$$

$$P \text{ (Anderson et Smith, 1995)} = \text{Al}_{\text{tot}} * 4,76 - 3,01 \{ [T(^{\circ}\text{C}) - 675] / (85 * 0,530\text{Al}) + 0,00529(T(^{\circ}\text{C}) - 675) \} \quad (4)$$

$$P \text{ (Uchida et al., 2007 en kbar)} = 3,03 \cdot \text{Al}(\text{tol}) - 6,53 \quad (5)$$

Les fugacités ont été évaluées par les méthodes d'Huebner et Sato (1970) et de Wones (1989) respectivement pour les biotites et pour les amphiboles.

$$\log f_{\text{O}_2} \text{ (Huebner et Sato, 1970)} = 9,36 - (24930/T) + 0,046 \cdot ((P-1)/T) ; T \text{ en } ^\circ\text{K} \text{ et } P \text{ en kbar} \quad (6)$$

$$\log f_{\text{O}_2} \text{ (Wones, 1989)} = -30930/T + 14,98 + 0,142(P-1)/T ; T \text{ en } ^\circ\text{K} \text{ et } P \text{ en bar} \quad (7)$$

Enfin, pour l'équilibre entre les minéraux, on a utilisé l'étalonnage d'Ellis et Green (1979), l'étalonnage de Krogh-Ravna (2000), les Couple Cpx-Opx de Wood et Banno (1973) et de Wells (1977), le Couple Hbl-Pl d'Holland et Blundy (1994) et le Couple Grt-Bt et le couple Grt-Pl-Hbl de Kohn et Spear (1990).

I.3.4. Méthode géochimique sur roche totale

Des blocs d'environ d'un demi décimètre cube ont été réalisés à la massette et expédiés au '*Bureau Veritas Commodites Ltd, à Vancouver au Canada*' pour analyse géochimique sur roche totale par les méthodes ICP-MS et ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectroscopy*). Les dents ou mâchoires du broyeur de marque *RETSCH* type 862 ainsi que le réceptacle sont nettoyés premièrement à l'aide du pulvérisateur puis à l'alcool et/ou acétone pour éviter toute contamination. L'échantillon ainsi concassé est introduit dans le broyeur afin d'obtenir des granulats de taille de l'ordre de (1 - 5 mm) en fonction de l'analyse à effectuer. Ces granulats sont par la suite pulvérisés pour l'obtention des poudres de taille inférieure au micromètre. Ces poudres sont distinctivement mises en flacon et étiquetées. Il convient de noter ici que l'opération de nettoyage est répétée après chaque passage d'un échantillon dans le broyeur ou dans le porphyrisateur. Pour chaque échantillon, l'on prélève 100 g pour le quartage (division en 4 ou 8 fractions identiques). Ensuite 10 g sont prélevés pour faire des pastilles destinées à l'analyse proprement dite. Les éléments majeurs sont analysés par spectrométrie d'émission atomique couplé au plasma d'induction (ICP-AES) et les éléments traces par spectrométrie de masse au plasma d'induction (ICP-MS) sur un spectromètre de masse VG-Plasma-Quad STE ICP du *Bureau Veritas Commodites Ltd, à Vancouver au Canada*. Les échantillons ont été dissous dans une bombe de Téflon à haute pression en utilisant un mélange 1/1 d'HF et de HClO₄ à 180°C, puis portés dans une solution de HNO₃ dans les conditions internes standardcs. Après la dissolution dans l'HF-HClO₄, les échantillons ont été soumis dans un mélange d'HNO₃, 6NHCl et d'HF et enfin dilués. Ces solutions ont été mesurées 24h après dilution pour prévenir l'absorption du HFSE sur le flacon de l'échantillon. Toutes les concentrations de HF et de Ta rapportées dans cette étude ont été déterminées suivant ce protocole. Les incertitudes analytiques sont de

1% pour les éléments majeurs et entre 5 et 10% pour les concentrations des éléments traces. La précision analytique des REE est estimée à 5% pour les concentrations $> 10_{\text{ppm}}$ et de 10% pour les concentrations $< 10_{\text{ppm}}$. Les résultats sont exprimés en pourcentage d'oxydes. Les totaux, sont compris entre 97,00 % et 100,83 % et la perte au feu (*loss on ignition*) oscille entre -0,80 % et 1,00 %.

Les résultats ont été normalisés aux chondrites de [Mc Donough et Sun \(1995\)](#) et au manteau primitif de [Sun et Mc Donough \(1989\)](#) d'après la formule :

$$N = X_{ip}/X_{ich} \quad (8)$$

X_{ip} : concentration de l'élément dans l'échantillon ;

X_{ich} : concentration de l'élément dans la chondrite.

Le fractionnement des terres rares a été exprimé d'après la formule :

$$La_N/Yb_N = (La_{éch}/La_{chon}) / (Yb_{éch}/Yb_{chon}) \quad (9)$$

$La_{éch}$: concentration en La dans l'échantillon ; La_{chon} : concentration en La dans la chondrite ;

$Yb_{éch}$: concentration en Yb dans l'échantillon et Yb_{chon} : concentration en Yb dans la chondrite.

Enfin les anomalies en cérium et en europium ont été lues directement sur les spectres et calculées à partir des formules :

$$Ce/Ce^* = (Ce_{éch}/Ce_{chon}) / (La_{éch}/La_{chon})^{1/2} (Pr_{éch}/Pr_{chon})^{1/2} \quad (10)$$

$$Eu/Eu^* = (Eu_{éch}/Eu_{chon}) / (Sm_{éch}/Sm_{chon})^{1/2} (Gd_{éch}/Gd_{chon})^{1/2} \quad (11)$$

I.3.5. Méthode cartographique

Le fondement de cette méthode tient au principe simple d'après lequel, toute déformation du substratum rocheux a une signature morphologique superficielle ([Tricat et Cailleux, 1963](#)). Suivant cette logique, la méthode consiste à observer scrupuleusement une carte topographique au 1/50000^e, puis à y soustraire tous les traits morphologiques susceptibles de trouver une signification structurale. Pour faciliter les observations, cette méthode se pratique sur des fonds présentant uniquement les courbes de niveaux et le réseau hydrographique. En plus on adjoint des données numériques spatiales en 2D et 3D (images satellites *SRTM_u03_p186r058.tif* et Google), le modèle numérique de terrain (MNT), la carte de linéaments, la carte géologique et une approche synthétique classique (contrôles de terrain) ; le tout est complété d'une toponymie sommaire. L'ensemble de données est intégré dans un système d'information géographique (S.I.G) assistée par ordinateur. Dans la présente étude, le MNT de la zone d'étude a été réalisé à partir d'une image *SRTM* au pas de 90 m. Ce MNT est le résultat de plusieurs algorithmes permettant l'interpolation de l'altimétrie. Il nous

a permis d'établir une grille de maille régulière d'élévations. Pour aboutir à la réalisation des cartes thématiques, il nous a fallu traiter et interpréter nos données numériques spatiales et valider les résultats obtenus par des contrôles de terrain afin de confirmer et/ou de compléter les observations précédentes. La méthode distingue les discontinuités de la déformation ductile de celles non pénétratives dues à la déformation cassante, discontinuités qui sont séparément reportées sur des calques. Le MNT de Lolodorf représente explicitement les éléments physiques tels que le réseau hydrographique, les crêtes montagneuses, les ruptures de pentes, les accidents structuraux et leurs rejets apparents ou réels. L'intégration de l'ensemble de données spatiales dans un S.I.G est une opération d'intégration de la géoinformation.

Corrélé à l'examen de la carte topographique, le traitement des données de télédétection (images satellites) fut l'étape préliminaire ayant précédé l'exploration géologique sur le terrain. Il a permis la confection d'une première carte des trajectoires de foliation. D'une façon générale, le levé géologique dans le Sud Cameroun dont font partie la région étudiée est entravé par une épaisse couverture pédo-végétale, l'inaccessibilité, la dispersion et la discontinuité spatiales des affleurements. Pour remédier à ces difficultés, la méthodologie adoptée a consisté à marquer sur un fond topographique tout point d'affleurement d'un type lithologique donné. Intégré dans le chevelu hydrographique, l'ensemble des points ainsi reportés a été ensuite repéré par rapport aux talwegs et lignes de crêtes des interfluves du secteur considéré et nous avons superposé les images satellitaires faisant ressortir les contrastes lithologiques. Sur la base de l'érosion différentielle, les éléments morphologiques séparant deux points de lithologie distincte ont été assimilés à des limites lithologiques. Les contrastes orographiques différenciés en morphofaciès ont permis de distinguer cartographiquement des types lithologiques variés.

La méthodologie utilisée par [Saley \(2003\)](#) a permis d'extraire manuellement les linéaments de la zone d'étude et de tracer des trajectoires de foliation (images filtrées à l'aide de filtres directionnels de Sobel 5 x 5) à partir de la configuration spatiale des tronçons rectilignes et/ou curvilignes des cours d'eau et des lignes de crêtes des reliefs.

Au niveau des affleurements bien dégagés, des levés pétrographiques et structuraux détaillés ont été effectués avec mesure et illustration des structures, prélèvement des échantillons de roches pour des analyses minéralogiques et géochimiques et des échantillons orientés pour l'étude des fabriques.

Les données d'orientation des structures planaires et linéaires mesurées sur le terrain ont été par la suite reportées sur la carte des trajectoires de foliation confectionnée aux étapes

précédentes. Le report sur cette carte des ensembles lithologiques et structuraux différenciés selon la méthode morphostructurale susmentionnée a permis d'établir la carte géologique de la région explorée.

La méthodologie globale utilisée dans le cadre de ce travail est résumée dans l'organigramme de la [figure 10](#).

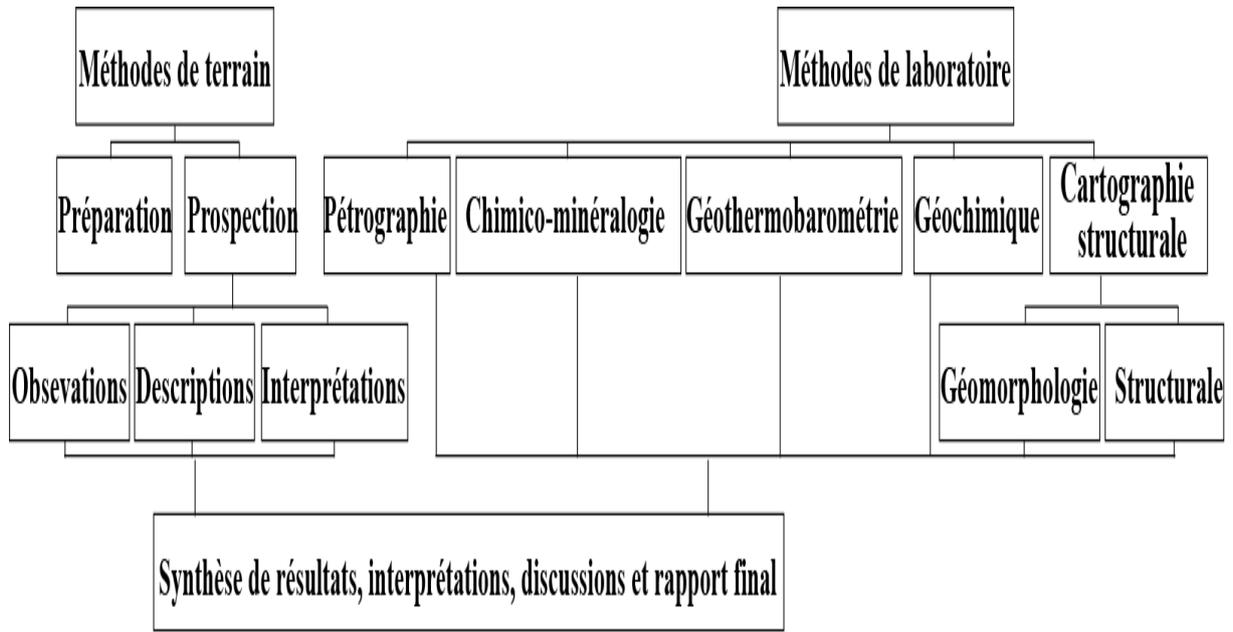


Figure 10 : Schémat de la méthodologie utilisée dans cette étude.

**CHAPITRE II : INVENTAIRE
LITHOLOGIQUE, ÉTUDES
PÉTROGRAPHIQUE ET CHIMICO-
MINÉRALOGIQUE**

Dans ce chapitre, nous nous proposons d'inventorier les différents types pétrographiques. Nos investigations ont permis d'identifier les gneiss charnockitiques, les métasyénites à clinopyroxène et les méta-mafiques (Fig. 11). Nous tâcherons de décrire le mode de gisement et d'étudier la pétrologie et la composition chimico-minéralogique de ces formations afin de mieux comprendre l'origine de celles-ci.

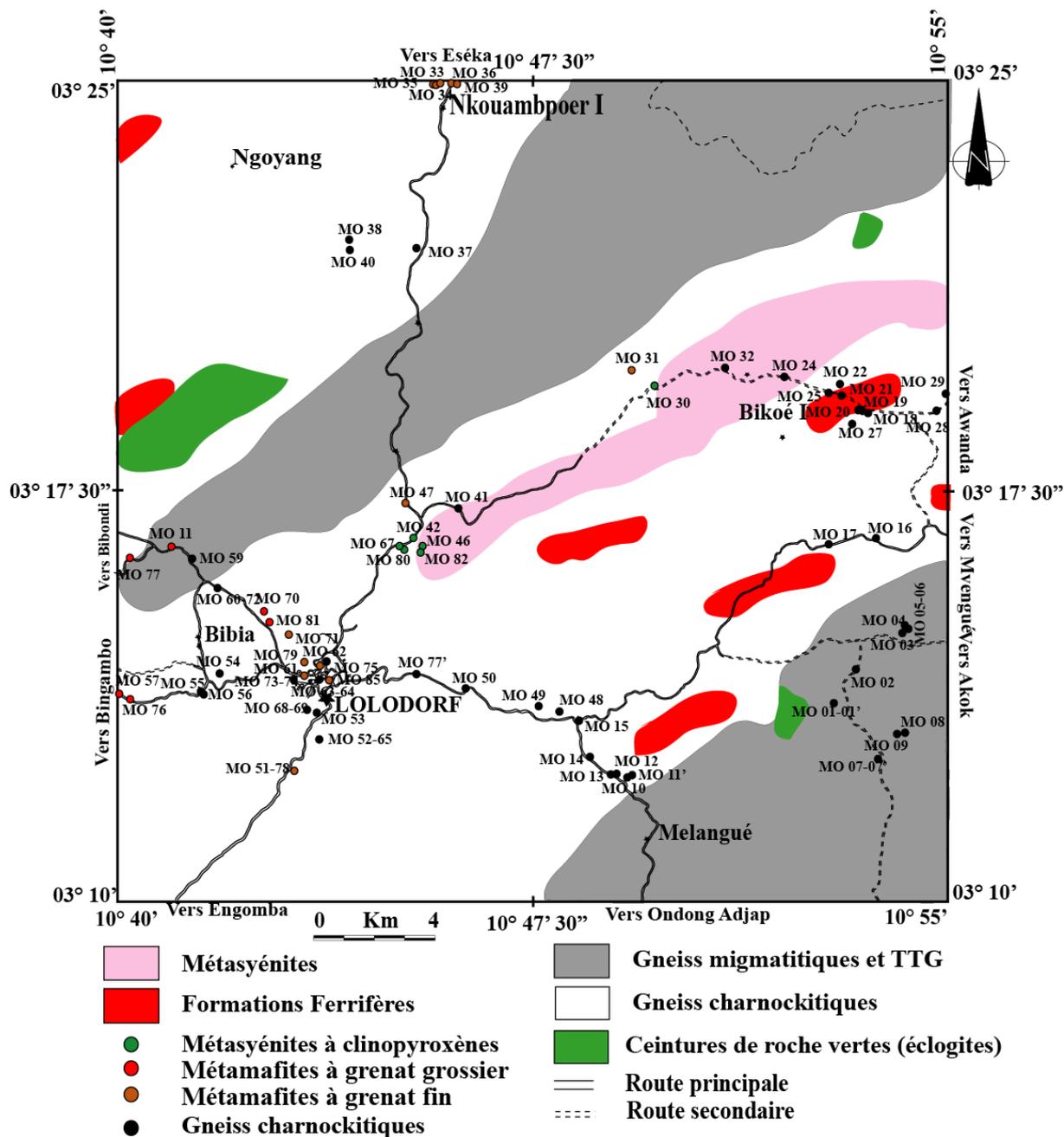


Figure 11 : Carte d'échantillonnage du secteur de Lolodorf sous fond géologique extrait de [Lerouge et al. \(2006\)](#) et d'[Houketchang Bouyo et al. \(2019\)](#) modifié.

II.1. INVENTAIRE LITHOLOGIQUE ET ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE

La morphologie de la région de Lolodorf est pour une large part tributaire de la nature pétrographique des formations géologiques qui la constituent. C'est ainsi que les reliefs montagneux, rectilignes et circulaires qui surplombent la plaine de Lolodorf sont essentiellement composées de gneiss charnockitiques, de métasyénites à clinopyroxène et de métamafites qui se présentent sous divers modes d'affleurement (dalle, boule, dôme et coupe Fig. 12).



Figure 12 : Principaux modes d'affleurement dans la zone de Lolodorf: **a)** Affleurement en dalle de gneiss charnockitiques à Bikoé 1 ; **b)** Affleurement en boule de gneiss charnockitiques à Elone ; **c)** Affleurement en dôme au centre-ville de Lolodorf et **d)** Affleurement en coupe à Bikoé 1.

II.1.1. Gneiss charnockitiques

Trois variétés de gneiss charnockitiques ont été identifiées dans la zone d'étude à savoir :

- les gneiss charnockitiques à amphibole et biotite ;
- les gneiss charnockitiques à amphibole et grenat ;
- et les gneiss charnockitiques à deux pyroxènes et amphibole.

II.1.1.1. Gneiss charnockitiques à amphibole et biotite

Les gneiss charnockitiques à amphibole et biotite (**MO 22 et MO 55**) affleurent sur des grands étendues et sont recouverts de patine d'altération. Ils présentent un aspect gris clair à la cassure et une structure foliée. On observe une alternance préférentielle nette de lits claires continues à discontinues quartzo-feldspathiques et de lits sombres ferromagnésiens aux épaisseurs millimétriques à centimétriques (Fig. 13a,b,d). Les minéraux identifiables à l'œil nu, à la loupe et au crayon magnétique sont : quartz, feldspath, biotites, magnétite (Fig. 13a,b,d) et une petite quantité de sulfures (Fig. 13b,d).

Au microscope la roche a une texture granolépidoblastique et composée essentiellement de : quartz, plagioclase, amphibole, biotite, orthopyroxène, magnétite et zircon (Fig. 13c,e-h).

Le *quartz* se présente en grandes plages xénomorphes à sub-automorphes de 0,2 à 2 mm. Il a une extinction roulante et le plus souvent en contact avec des biotites et du plagioclase, cependant de grosses plages de quartz sont en inclusion dans l'amphibole (Fig. 13c,e-h).

Le *plagioclase* se présente en blastes xénomorphes et sub-automorphes orientés suivant la direction des biotites (Fig. 13c,e-h). Leur taille est variable (0,8 à 1,6 mm) et très souvent en inclusion dans l'amphibole. Certains blastes de plagioclases sont entourés d'une matrice très fine (ellipse blanche Fig. 13h) constituée de plagioclase, quartz et biotite (Fig. 13f,h) et sont aussi en contact avec les magnétites (Fig. 13e,h).

Les *amphiboles* sont des hornblendes vertes de 1mm de long en moyenne. Elles présentent des craquelures (Fig. 13c,e,g) et renferment le plus souvent des inclusions de plagioclase, de biotite et de quartz avec des tailles et des formes variables (Fig. 13c,e-h). Elles forment des agrégats avec de la biotite, du quartz et du plagioclase (Fig. 13c,e-h).

La *biotite* est en lamelles millimétriques (0,6 à 1,6 mm) sub-automorphes de couleur brune à vert claire. Elles sont très pléochroïques (passant du rose au vert clair ou au vert foncé, Fig. 13c,e-h), moule le quartz et sont très peu en inclusion dans les plagioclases (Fig. 13f,g,h).

L'*orthopyroxène* se présente sous forme de cristaux xénomorphes trapus de dimensions moyennes (0,6 à 0,8mm). Ces cristaux sont en association avec l'amphibole, la biotite, le quartz. (Fig. 13c,g).

Les *magnétites* constituent l'une des phases la moins représentée dans la roche. Elles se présentent sous forme de languettes et de prismes de 0,9 à 1,8 mm de longueur (Fig. 13e,g).

Le zircon est de forme ovoïde et est en association avec l'amphibole et le quartz (Fig. 13g).

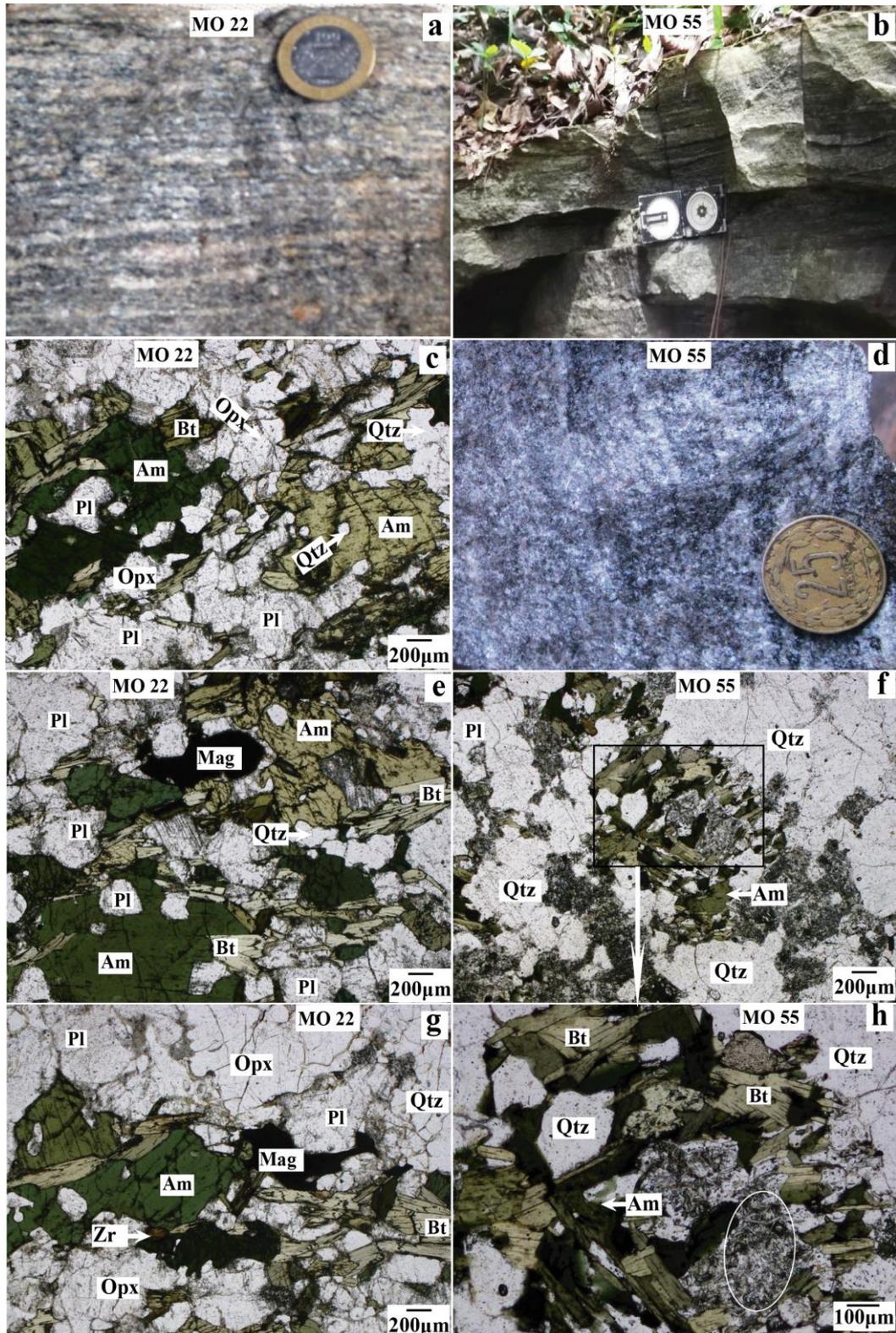


Figure 13 : Photographies de gneiss charnockitiques à amphibole et biotite de la région de Lolodorf ; **c,e-h**) Textures granulépidoblastiques et composition minéralogique illustrant (c)- un amphibole montrant des inclusions de plagioclases (e) -une magnétite (g) - amphibole entrecoupée par des biotites (**f,h**)- un amas de biotite.

II.1.1.2. *Gneiss charnockitiques à amphibole et grenat*

Les gneiss charnockitiques à amphibole et grenat (**MO 18**) affleurent principalement au NE de la zone d'étude en forme de boules ou de dômes plus ou moins elliptiques. Ils ont un aspect massif avec des tailles variables (métriques à décamétriques), recouverts d'une patine de couleur verdâtre à mésocrate (gris clair) à la cassure (Fig. 14a,b). Les minéraux identifiables à l'œil nu, à la loupe et au crayon magnétique sont respectivement : quartz, feldspath, amphibole, grenat et magnétite (Fig. 14a-c).

Au microscope ces roches ont une texture granoblastique et sont essentiellement composées de : quartz, plagioclase, amphibole, clinopyroxène, microcline, grenat, et magnétite (Fig. 14c-f). Le *quartz* de première génération (1) se présente en grandes plages xénomorphes à sub-automorphes de 0,2 à 2 mm à extinction roulante. Il est le plus souvent en contact avec du plagioclase 1 mais quelques fois, des grosses plages de quartz 1 sont entourées de néograins de quartz de deuxième génération (2), de plagioclases 2 et d'une matrice fine (Fig. 14c-f). Le *plagioclase 1* se présente en blastes xénomorphes à sub-automorphes de taille variable (0,8 à 1,6 mm) et orientés suivant la foliation de la roche (Fig. 14c-f). Certains de ces plagioclases 1 sont entourés de néograins qui les traversent quelques fois. Les néograins de quartz 2 et de plagioclase 2 entourent les grosses plages de plagioclases 1 (Fig. 14c-f), d'autres sont en contact avec de la magnétite. Les *amphiboles 1* ont des formes variables, sont craquelées, déchiquetées et renferment le plus souvent des inclusions de quartz 2 et de plagioclases 2 (Fig. 14c-f). Elles sont en contact avec de grosses plages de quartz 1 et de plagioclase 1 et parfois entourés de néograins de quartz 2 et de plagioclase 2 (Fig. 14c-f). Le *clinopyroxène* est aussi en forme variable et présente de nombreuses craquelures et inclusions de quartz 2 (Fig. 14c-f). Les *microclines 1* sont bien individualisés avec des tailles variant entre 0,4 et 0,9 mm. Ils sont en contact avec des plagioclases et des amphiboles de première et seconde générations par le biais d'une matrice fine (Fig. 14c-e). Le *grenat* est très rare et de forme automorphe. Il est en contact avec l'amphibole, les plagioclases 1/2 et du quartz 1/2 (Fig. 14e). La *magnétite* et l'*ilménite* sont sous forme de languettes et de prismes de 0,9 à 1,8 mm de longueur et sont en contact avec du quartz 1/2, les plagioclases 1/2 et les amphiboles 1/2 (Fig. 14d,f).

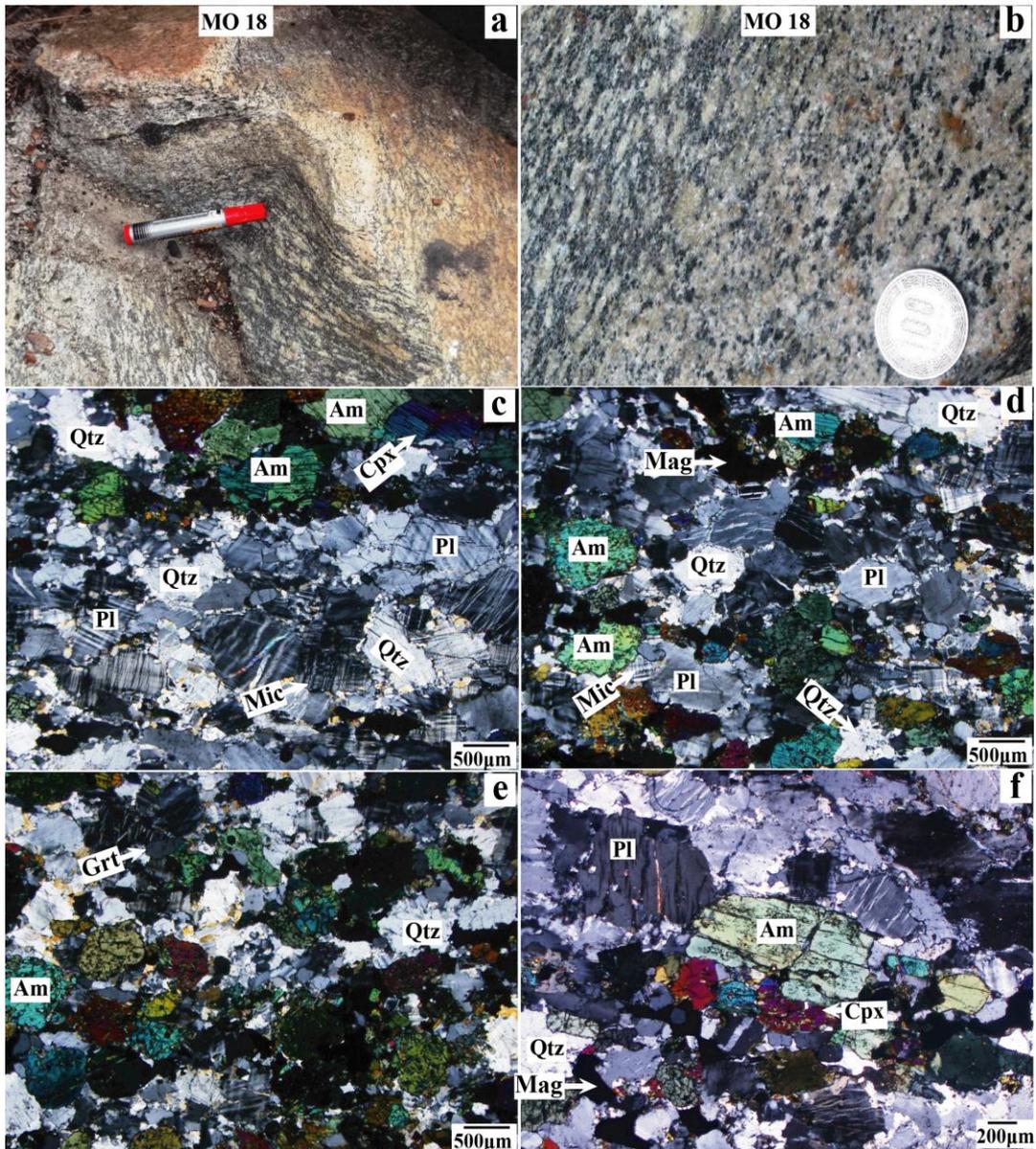


Figure 14 : Photographie de gneiss charnockitiques à amphibole et grenat. **a)** affleurement de Bikoé 1; **b)** échantillons montrant une alternance de lits clair et de lits sombres ; **c,d,e et f)** texture granoblastique montrant des blastes de première génération entourés des néograins de seconde génération.

II.1.1.3. Gneiss charnockitiques à deux pyroxènes et amphibole

Les gneiss charnockitiques à deux pyroxènes et amphibole (**MO 49**) affleurent en blocs massifs métriques à décamétriques. La roche a un aspect sombre à la cassure et présente des minéraux orientés. Les lits clairs quartzo-feldspathiques sont continus à discontinus avec des épaisseurs oscillantes entre 1 et 3 mm et les lits sombres ferromagnésiens aux épaisseurs comprises entre le millimètre et 2 cm. Les minéraux identifiés à l'œil nu et à la loupe sont de fins grains de quartz, de feldspaths, de pyroxènes, d'amphiboles et de feuillettes de biotites (**Fig. 15a**).

Au microscope la roche présente dans l'ensemble une texture grano-porphYROBLASTIQUE et est constituée de clinopyroxène, d'orthopyroxène, d'amphibole, de plagioclase, de quartz, de biotite et d'ilménite (Fig. 15b-d).

Les *clinopyroxènes 1* se présentent sous forme de cristaux prismatiques et craquelés avec des grandes sections de 0,2 mm à plus de 2 mm. Ils sont non pléochroïques et renferment des inclusions de plagioclases 2 (Fig. 15b-d). De plus ils se transforment en amphibole de type 2 (Fig. 15b). L'*orthopyroxène* est de couleur brune et présente des craquelures. Ces blastes sont de dimensions variables et moulent de grosses plages de plagioclases 1 (Fig. 15b-d). L'*amphibole 1/2* sont pléochroïques (hornblende verte) de forme amiboïde et de taille variant entre 0,5 et 2 mm. Elles renferment des inclusions de quartz 2 et d'ilménites (Fig. 15b,d). Nous remarquons aussi l'ouralitisation du pyroxène en amphibole 2 (Fig. 15b). Le *plagioclase 1* est xénomorphe, de taille moyenne et présente la macle d'albite. Le *quartz 1* se présente en petits blastes automorphes ou sous forme arrondie à contours polylobés. Il montre une extinction ondulante et présente quelques inclusions de clinopyroxènes 2 (Fig. 15c). La taille de ce quartz varie entre 0,3 et 2 mm (Fig. 15b-d). Les *biotites 2* sont très rares et de couleur brune à verte claire. Les *ilménites* ont des formes amiboïdes, des tailles variables et préférentiellement en inclusion dans les amphiboles 1 (Fig. 15c,d).

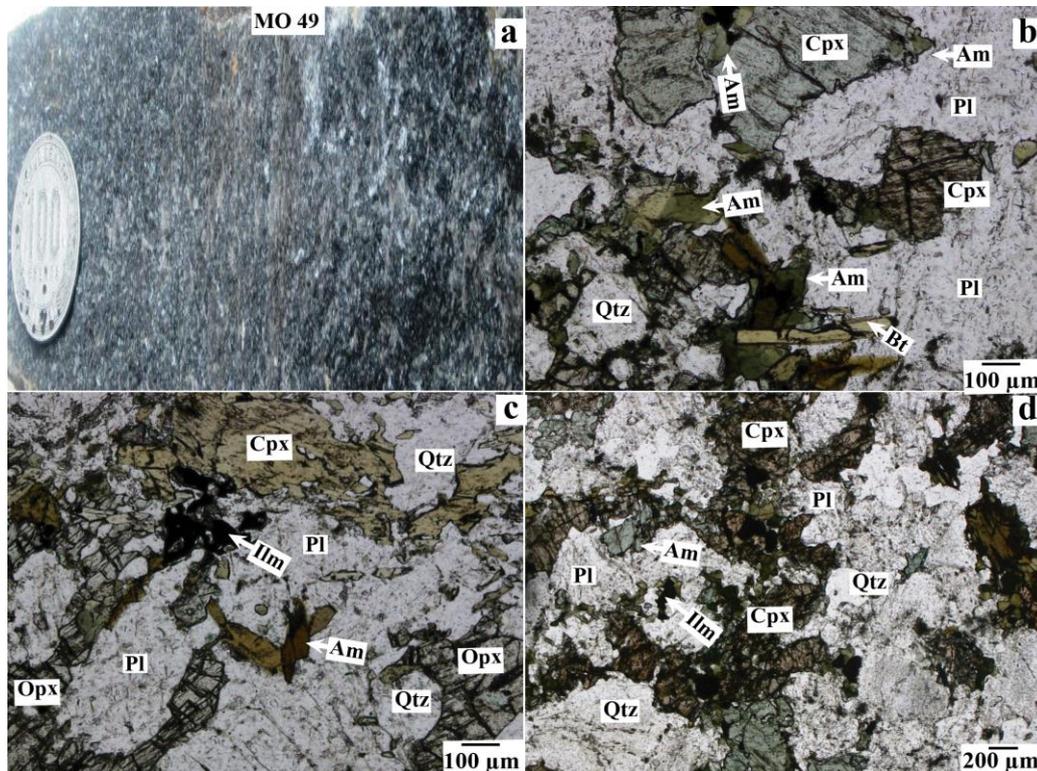


Figure 15 : Photographie de gneiss charnockitiques à deux pyroxènes et amphibole. a) photo de l'échantillon et b, c et d) texture grano-porphYROBLASTIQUE illustrant, (b) l'ouralitisation de l'amphibole c) - l'orthopyroxène en collier au tour du plagioclase, (d) le clinopyroxène en néograin en chaîne.

II.1.1.4. Gneiss migmatitiques

Les gneiss migmatitiques (**MO 08**, **MO 14** et **MO 19**) affleurent principalement sous forme de boules massives décimétriques. L'échantillon (**MO 08**) est gris clair à blanc laiteux à la cassure et de structure pas foliée (**Fig. 16a,b**). À l'échelle de l'échantillon, les minéraux ont une taille de l'ordre de 0,5 à 2 mm et ceux recensés à l'œil nu sont : le quartz, le feldspath et le grenat dans le leucosome, par contre dans le mélanosome on rencontre du quartz, du feldspath, du grenat, la biotite et de la magnétite (**Fig. 16b**).

Dans l'échantillon (**MO 14**) on observe un filon holomélanocrate qui recoupe le leucosome (**Fig. 16c**). Ce leucosome est constitué de quartz, de feldspath et un peu de biotite et de grenat (**Fig. 16c,d**). Le mélanosome, quant à lui est constitué de biotite, de pyroxène, de grenat, de quartz, de feldspath et de magnétite (**Fig. 16c,d**).

Enfin dans l'échantillon (**MO 19**), le leucosome quartzo-feldspathique montre des intercalations d'amphibole et le mélanosome est composé d'amphibole et de magnétite (**Fig. 16e,f**).



Figure 16 : Photographies de gneiss migmatitiques. a,c) affleurements à Elone, e) affleurement à Bikoé 1 et b,d) photo de l'échantillons de gneiss migmatitiques d'Elone et f) échantillon de Bikoé 1.

Au microscope les gneiss migmatitiques ont une texture grano-porphyroblastique (Fig. 17a-f) :

- le leucosome de l'échantillon (**MO 08**) est composé de quartz, plagioclase et peu de grenat et de biotite. Quant au mélanosome, il est constitué de grenat, quartz ; peu de clinopyroxène, plagioclase, biotite et magnétite (Fig. 17a,b);
- le leucosome de l'échantillon (**MO 14**) renferme du: quartz, plagioclase et peu de grenat, de biotite, d'amphibole et d'opaque. Son mélanosome est un assemblage constitué d'orthopyroxène, de grenat, de biotite, de quartz, de plagioclase et de magnétite (Fig. 17c,d) ;
- le leucosome de l'échantillon (**MO 19**) renferme du quartz et du plagioclase, avec peu d'amphibole, de clinopyroxène et de microcline. Cependant son mélanosome est composé d'amphibole, de clinopyroxène avec peu de quartz, de plagioclase et de magnétite (Fig. 17a,f).

Le *grenat* est pœciloblastique et renferme principalement du quartz 1 et du feldspath 1. Les porphyroclastes de grenat sont automorphes à xénomorphes avec des tailles variables (1-2 mm). Ils sont soudés entre eux par une matrice fine quartzofeldspathique qui s'enfonce parfois dans les blastes de grenats. Ils sont aussi entourés de néograins de plagioclase 2 et de quartz 2 (Fig. 17a-d).

Le *quartz 1* est en grains et en plages (polycristallins) xénomorphes à sub-automorphes. Les porphyroblastes sont rares tandis que des néograins de quartz 2 (0,1 à 1mm) sont très nombreux et sont en contact avec le grenat, les plagioclases 1/2 (Fig. 17a,b,f).

Le *plagioclase 1* est également sous forme d'individus polycristallins xénomorphes. Il est le plus souvent en contact avec du grenat. Les plagioclases 1 sont fracturés et soudés par la matrice fine (Fig. 17a,b,e,f). Certains renferment des inclusions de quartz 2 (Fig. 17a,c).

Le *clinopyroxène* est craquelé et ouralitisé (Fig. 17c). Ils sont en contact avec du quartz 2 et des plagioclases 2. Certaines magnétites s'imbriquent dans les clinopyroxènes (Fig. 17d).

L'*orthopyroxène* se présente sous forme d'aiguilles de 0,4 à 3 mm (Fig. 17b).

L'*amphibole* est très craquelée, de dimensions variables (Fig. 17e). Dans l'ellipse de la figure 17c les excroissances d'amphibole s'imbriquent dans du quartz 1 et du plagioclase 1 et d'autres sont en contact lobé avec du quartz 1.

La *biotite* est sous forme de petites lamelles étirées et est très peu représentée dans l'ensemble de la roche.

Le *microcline* est aussi très rare mais les quelques espèces sont entourées de néograins de quartz 2 et de plagioclase 2 (Fig. 17f).

La *magnétite* est globuleuse ou en lanière aux dimensions variables en inclusion dans les grenats (Fig. 17a-d).

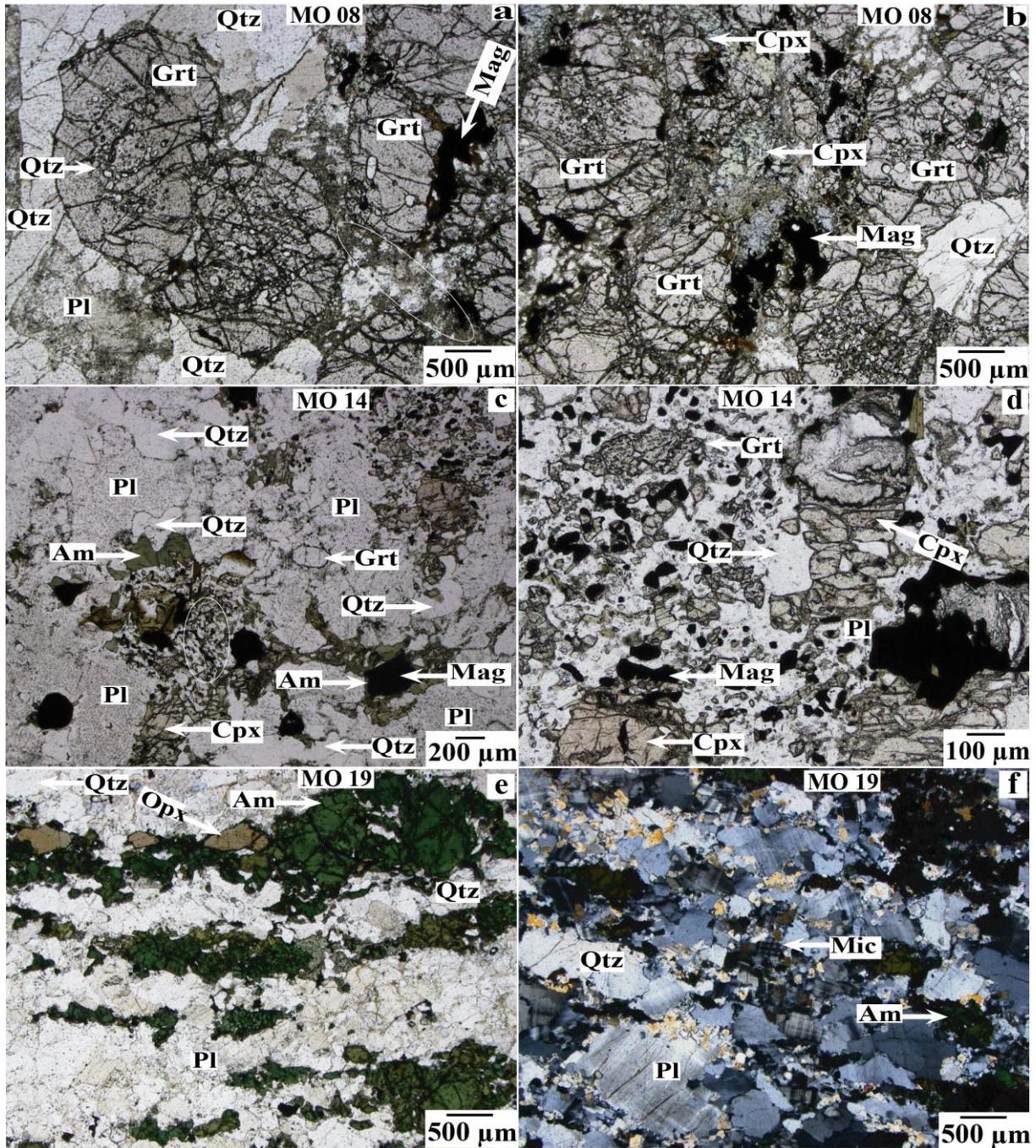


Figure 17 : Microphotographies de gneiss migmatitiques. **a-f)** texture grano-porphyroblastique montrant en : **a)** des inclusions de quartz dans les blastes de grenat, **b)** une matrice fine colmatant les porphyroblastes de grenat, **c)** des porphyroblastes de plagioclase 1 en gang dans du quartz 1, **d)** des globules de magnétite en inclusion dans du plagioclase, **e)** alternance de niveaux quartzo-fespathiques et de niveaux d'amphiboles, et **f)** des néograins de quartz 2 et de plagioclase 2 entourant les blastes de quartz 1 et plagioclase 1.

II.1.2. Métasyénites à clinopyroxène

Les métasyénites à clinopyroxène affleurent sur l'axe Lolodorf-Olama dans les villages Mill, Madong II et Bikoé I, sous forme de dômes et de blocs de dimensions variables. Elles sont recouvertes de patine verdâtre et d'une végétation herbacée à arbustive. Des blocs métriques à décamétriques de couleur rosâtre à foliation fine soulignée par des pyroxènes de couleur sombre sont observées. La roche trame a un aspect massif avec des bandes discontinues montrant une légère fabrique planaire caractérisée par une orientation préférentielle des porphyroblastes de pyroxène. Ces pyroxènes ont des épaisseurs millimétriques à centimétriques et sont moulés par des niveaux de quartz et de feldspaths donnant une structure grenue aiguillée à la roche (Fig. 18a-d). Dans la colline Mill, la base présente une roche massive sans orientation préférentielle des minéraux, à grain fin et s'interpénètre avec l'encaissant charnockitique (Fig. 18c,d) ; par contre au cœur du massif, le grain est grossier à tendance porphyroblastique et acquière une foliation gneissique franche litée et/ou fustre (Fig. 18a,b). Les minéraux visibles à l'œil nu, à la loupe et au crayon magnétique sont : pyroxène, feldspath, l'amphibole, le quartz, la magnétite et le sulfure. Et dans certains filons nous observons des paillettes bleues et fibreuses de minéraux (Fig. 18a-d).



Figure 18 : Photographies de métasyénites à clinopyroxène à Madong II (Coline Mill dans les environs de Lolodorf). **a,b,c et d**) échantillons de métasyénites à clinopyroxène.

Au microscope, la roche présente des textures granoblastiques à tendance hétérogranulaire à granoporphYROBLASTIQUE (Fig. 19a, c,d). Par endroits les textures porphyrogranulaire (Fig. 19e,f) et réactionnelle pseudomorphique (Fig. 19b). L'assemblage minéralogique est constitué principalement de : microcline, plagioclase et clinopyroxène et accessoirement d'amphibole, de quartz, de magnétite, de sphène, d'épidote et de zircon.

Les porphyroclastes de *microcline* sont bien individualisés (0,4 et 0,9 mm) et sont moulés d'agrégats ou de néograins de plagioclase 2 et de quartz 2 qui les soudent avec des grosses plages de plagioclases 1 (Fig. 19d).

Les sections de *plagioclase* de première génération (1) et de seconde génération (2) ont des tailles variables (0,4 à 1 mm). Les plus importantes sections atteignent plus d'1 mm de long. Ils sont à tendance polygonale et renferment parfois des inclusions de microcline. Par endroits, ils sont en contact avec du quartz 1, du clinopyroxène 1 et d'amphibole 1. Ils sont aussi séparés des autres minéraux par des néograins de quartz 2 (Fig. 19a-f) ou par une couronne d'amphibole 2 qui les séparés des clinopyroxènes 1 dont elles sont issus (Fig. 19c).

Le *quartz* 1 forme des petits cristaux de formes polygonales ou xénomorphes marqués par une légère extinction ondulante. Il est généralement associé aux plagioclases 1/2 avec lesquels ils forment les niveaux quartzo-feldspathiques. Les grosses plages de quartz 1 sont aussi entourées de néograins de quartz 2 et de plagioclase 2 (Fig. 19a-f).

Le *clinopyroxène* 1 a des formes amiboïdales et est entouré d'amphiboles 2 en couronne illustrant l'ouralitisation (Fig. 19c). Leurs tailles varient entre 0,9 et 2 mm et elles sont fortement pléochroïques dans les tons verts. Le clinopyroxène 1 renferme aussi des inclusions de plagioclase 2, de quartz 2, d'épidotes et de magnétite (Fig. 19a-c,e,f).

L'*amphibole* 2 est en forme d'aiguille de 0,4 à 3 mm. Elle corrode le clinopyroxène 1 en matérialisant le phénomène d'ouralitisation (Fig. 19a-d).

Le *sphène* a des formes automorphes et en contact avec du clinopyroxène 1, du quartz 1 et du plagioclase 1 (Fig. 19a).

L'*épidote* et le *zircon* sont respectivement en inclusion dans le clinopyroxène 1 et le plagioclase 1 (Fig. 19b).

Les *magnétites* ont des formes xénomorphes avec des tailles comprises entre 0,2 et 1,5 mm. Elles sont en contact avec des plagioclases 1/2, des quartz 1/2 et l'amphibole 2 (Fig. 19a,c) et quelques fois en inclusion dans l'amphibole 2 (Fig. 19a).

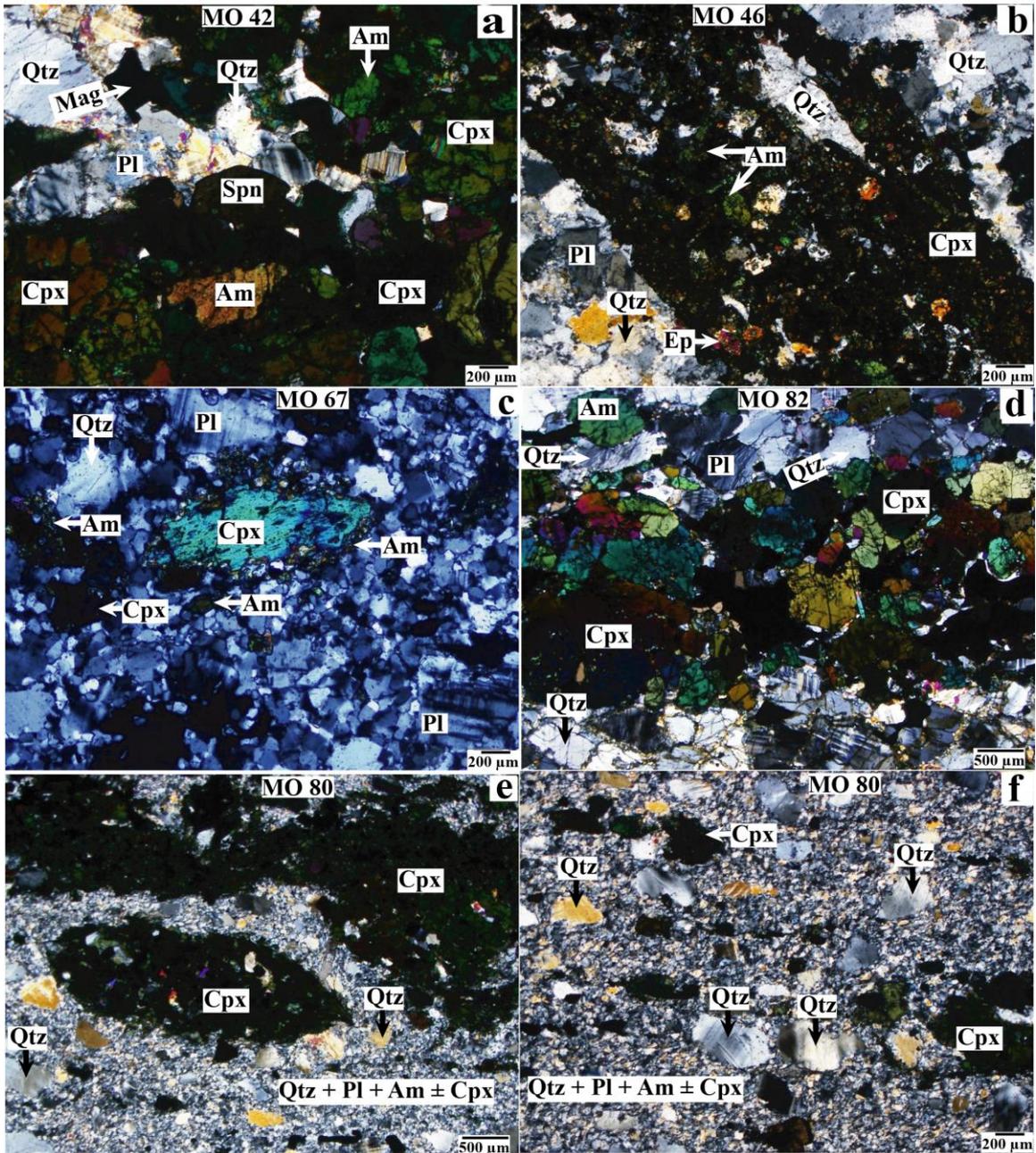


Figure 19 : Microphotographies de métasyénites à clinopyroxène illustrant : **a, c,d**) des textures granoblastiques à tendance hétérogranulaire à granoporphyroblastique ; **b**) une texture réactionnelle pseudomorphique montrant des minéraux divers dans un pseudomorphe ; **e,f**) des textures porphyrogranulaires ; **a**) du sphène enrobé entre les éléments quatzo-feldspathiques et ferromagnésiens, **c-f**) des blastes noyés dans des néograin.

II.1.3. Métamafites

Les métamafites se localisent principalement au Nord et au SW du secteur d'étude autour des villages Bikoka, Bigambo, Mélangue, Madong I et Bikoé I (Fig. 11). Elles ont des superficies diverses (décamétrique à hectométrique) et sont recouvertes de patine et de végétation herbacée. Elles apparaissent sous forme de gros blocs ayant parfois l'allure de boudins formant par endroit des collines à substratum de gneiss charnokitiques.

A l’affleurement, la roche trame est massive de couleur noirâtre à gris sombre et certaines d’entre elles ont une structure foliée (Fig. 20b,c,d) et d’autres non. La roche se débite en pelures d’oignons de 2 à 6 centimètres d’épaisseur (Fig. 21a,b). La taille du grain varie de 0,5 à 2 millimètres donnant une structure frustre. Les minéraux identifiables à l’œil nu à la loupe et au crayon magnétique sont essentiellement: le pyroxène, le grenat, l’amphibole, le quartz, les feldspaths et les sulfures (Figs. 20 et 21). On observe des textures réactionnelles à la loupe et des gros grenats de couleur rouge brique (Fig. 21c,d).

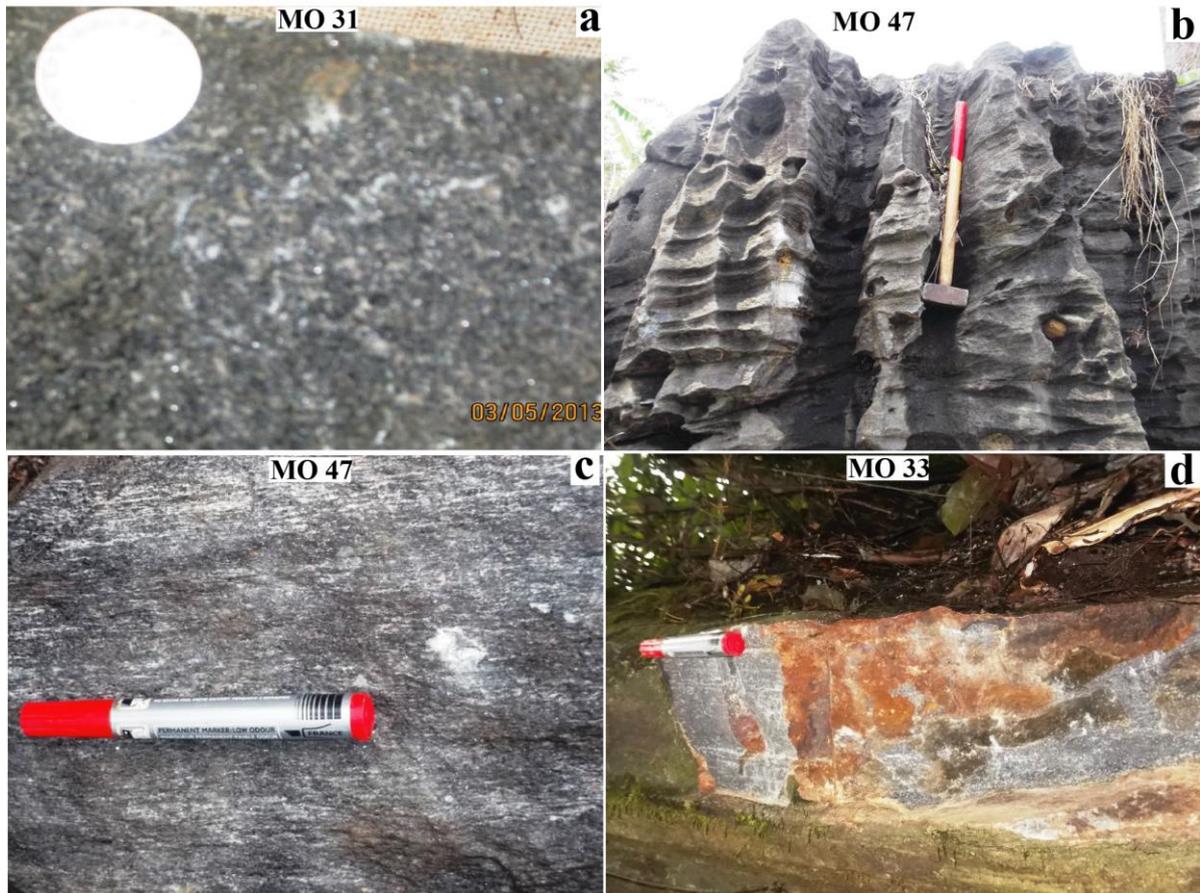


Figure 20 : Photographies de métamafites à grenat fin (MGF). **a et c** échantillons de MGF et amphibole ; **b** affleurement de MGF et amphibole à Madon 1 ; **d** affleurement de MGF à Nkouamboer.

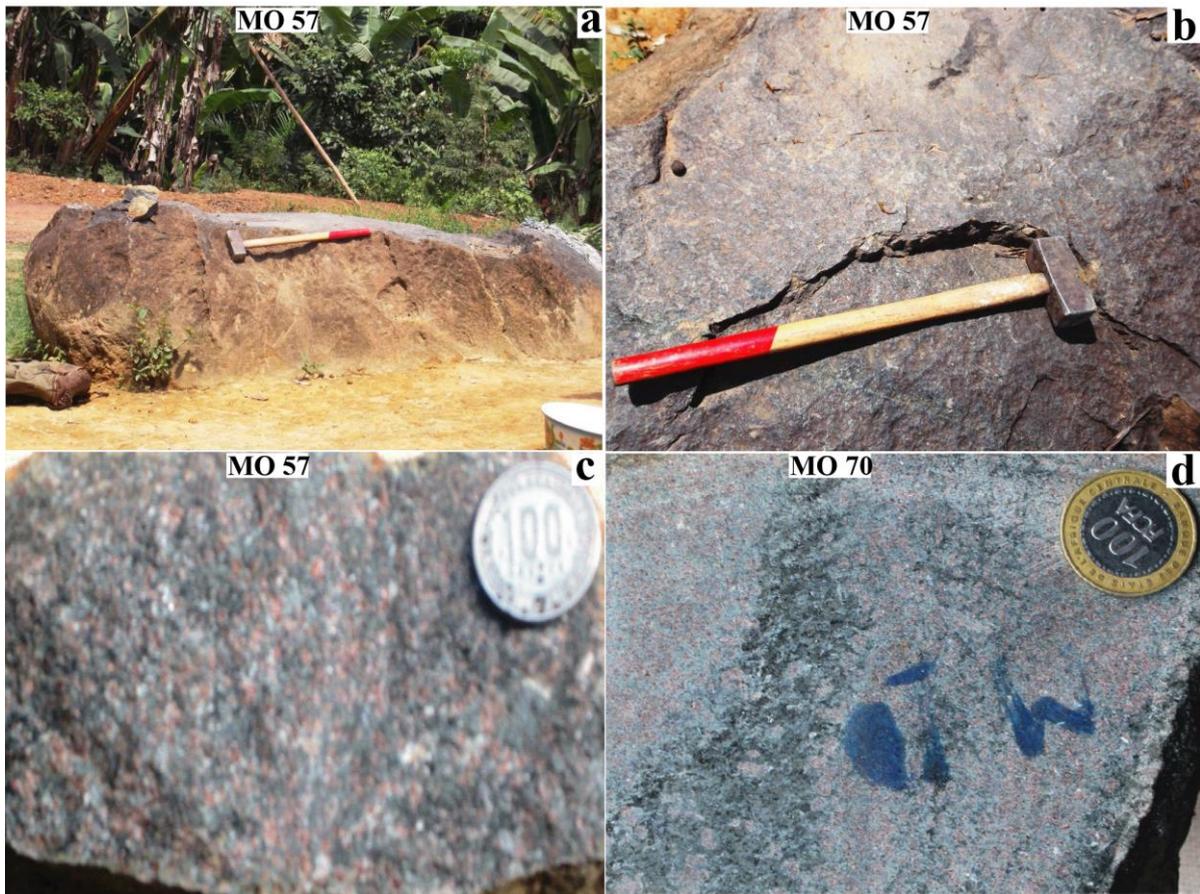


Figure 21 : Photographies de métamafites à grenat grossier (MGG). **a, b**) affleurements de MGG à Bingambo ; **c, d, e**) échantillons de MGG.

Au microscope, les métamafites se caractérisent par des textures granoblastique à tendance hétérogranulaire (Fig. 22a,b) et granoporphyroblastique (Fig. 22c,d) marquées par la présence de clinopyroxènes, d'orthopyroxènes, de grenats, d'amphiboles, de plagioclases, du quartz et accessoirement de sphène, d'épidote, de rutile et d'opaques. On y observe une foliation soulignée par l'alternance de niveaux quartzo-feldspathiques et de niveaux ferromagnésiens (Fig. 23).

Nous avons distingué les MGF et amphibole, les MGF et rutile et les MGG.

- Dans les MGF et amphibole, les *clinopyroxènes* se présentent sous forme de blastes prismatiques de 0,2 à plus de 2 mm suivant les grandes sections. Ils sont non pléochroïques présentant parfois des craquelures et des inclusions de quartz 2 (Fig. 22a,c,d). Certains clinopyroxènes se déstabilisent en amphibole au niveau de leurs bordures (Fig. 22a,b) et d'autres par contre forment des dendrites en leur cœur (cercle blanc, Fig. 22a). Les veines qui traversent les clinopyroxènes (ellipse blanc, Fig. 22b) sont remplies de quartz 2 et d'amphibole 2. Certains clinopyroxènes s'imbriquent dans l'orthopyroxène (Fig. 22d) et l'amphibole.

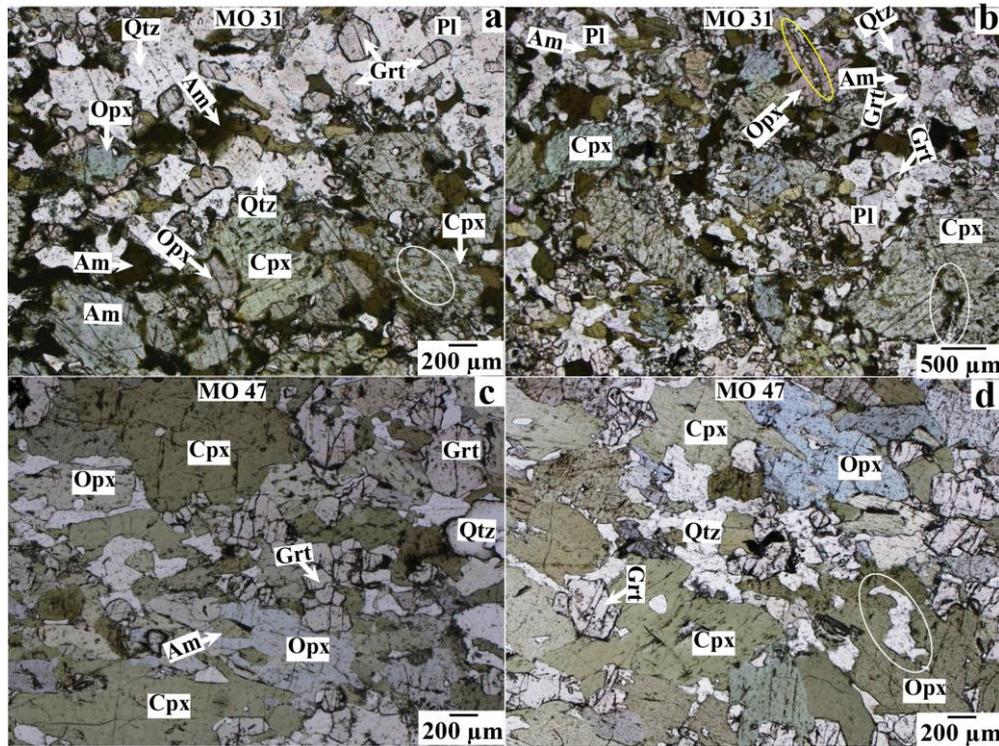


Figure 22 : Microphotographies de MGF et amphibole. **a, b)** texture granoblastique à tendance hétérogranulaire dans les MGF et amphibole montrant respectivement des grenats en inclusion dans les plagioclases, des opaques entourés par des amphiboles et des filons de néograins de seconde génération qui traversent les orthopyroxènes et les clinopyroxènes. **c, d,)** présentent des textures granoporphyroblastiques dans les MGF et amphibole mettant en évidence des porphyroblastes de clinopyroxènes, des amas des grenat automorphes et des inclusions de quartz dans l'orthopyroxène.

L'*orthopyroxène* est entouré de grenat et/ou d'amphibole (Fig. 22a), ceux qui portent des fractures sont colmatés par un matériel riche en quartz 2 (ellipse jaune Fig. 22b). Il est en inclusion dans le quartz 1, le plagioclase 1 et présente quelques fois des inclusions de quartz 2, de plagioclase 2, d'amphibole et de grenat (Fig. 22c et ellipse blanc, Fig. 22d).

L'*amphibole* est de couleur vert foncé à vert clair (Fig. 22a-d) et de tailles variables (0,2 à 0,8 mm de long). Elle est craquelée et renferme parfois des inclusions de quartz 1 et de plagioclase 1 (ellipse blanc, Fig. 22d) et présente aussi des terminaisons dendritiques dans du quartz 1 (Fig. 22b,d). L'amphibole s'imbrique dans le clinopyroxène. Les *grenats* sont automorphes et baignent dans du plagioclase 1 (Fig. 22a), d'autres sont moulés par du quartz 1, l'amphibole 1 et les clinopyroxènes 1 (Fig. 22c,d). Ils sont peu craquelés et présentent peu d'inclusions de plagioclases 2 et lui-même inclus dans le quartz 1 et le clinopyroxène 1 (Fig. 22a,b,d).

Le *plagioclase* se présente principalement sous forme de blastes moulés par de l'amphibole (Fig. 22b). Le *quartz* 1 forme des petits blastes de forme polygonale ou xénomorphes marqués par une légère extinction ondulante. Il est généralement associé aux plagioclases 1 avec

lesquels il forme les niveaux quartzo-feldspathiques. (Fig. 22a-d). Les *opaques* sont insérés dans les amphiboles en forme de doigts de gant ou de globules (Fig. 22b).

En microscopie, les MGF et rutile présentent des *clinopyroxènes* craquelés en contact avec du quartz 1/2 qui se retrouve parfois en inclusion. Certains clinopyroxènes sont entourés d'une couronne d'orthopyroxènes (Fig. 23c,d). L'*orthopyroxène* est intercalée entre les grenats et les clinopyroxènes (Fig. 23a). On rencontre aussi des lisérés d'orthopyroxène qui séparent le quartz 1 et le plagioclase 1 mais aussi du grenat (Fig. 23b-d). Le *grenat* est automorphe, peu craquelé, coalescent avec très peu d'inclusion (Fig. 23a-f), certains portent des couronnes réactionnaires aux contacts du plagioclase 1 et de l'amphibole 2 (Fig. 23b,d). Les grenats se présentent aussi en colliers coalescents et brisés autour du plagioclase 1 (Fig. 23b). Les *amphiboles* sont de tailles variables et disséminées dans la roche (Fig. 23b,c).

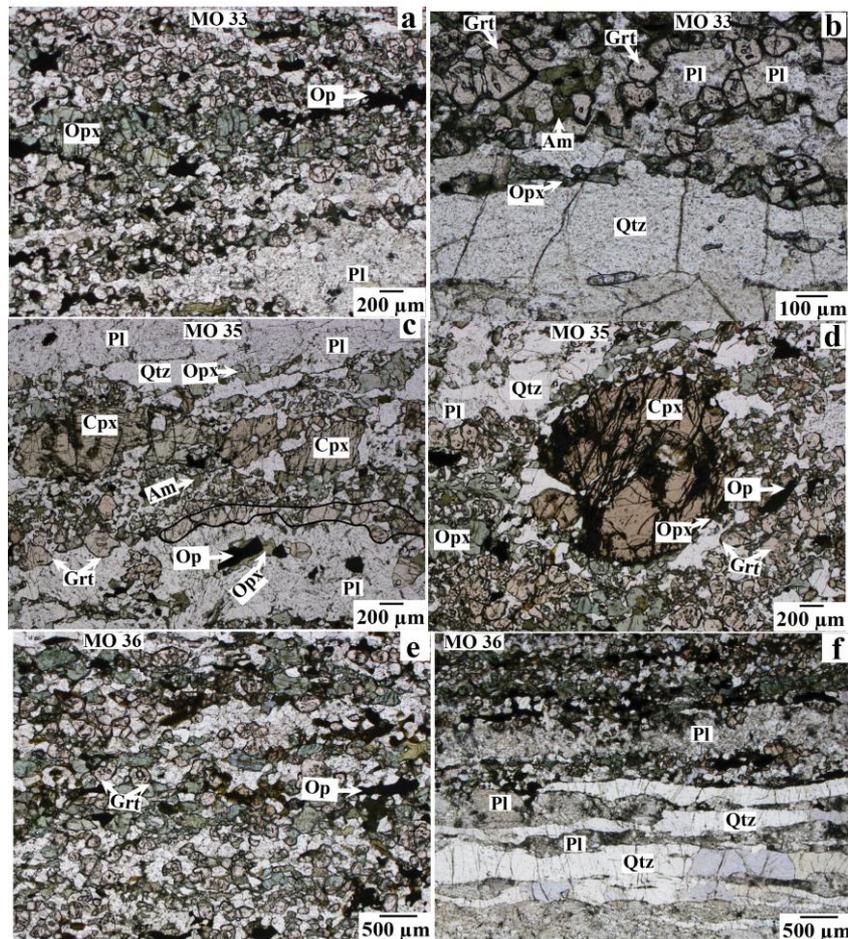


Figure 23 : Microphotographies de MGF et rutile. **a-f)** texture granoblastique à tendance hétérogranulaire et les rubans de quartz dans les métamafites à grenat fin et rutile ; **b)** collier de grenat brisé.

Les MGG, présentent des blastes de *grenats* globuleux bruns et ovoïdes à texture en « nid d'abeille ». Ces blastes sont abondamment craquelés et présentent de nombreuses inclusions

de quartz et de plagioclase (Fig. 24a-c). Ils sont entourés d'une mince couronne de plagioclase 2 et d'amphibole 2 au contact des clinopyroxènes matriciels (Fig. 24a-c). Les blastes de *clinopyroxènes* anédriques sont fracturés et contiennent des exsolutions de lamelles d'amphibole 2 verte et de plagioclase 2 (Fig. 24a-d) et des inclusions de grenat 2 et de plagioclase 2 (Fig. 24b). Les *orthopyroxènes* forment des pseudomorphes suivant les contours de grenat 1, de quartz 1 et de plagioclase 1 (Fig. 24b,c). L'*amphibole* apparaît fréquemment au contact du clinopyroxène, du grenat et du plagioclase (Fig. 24a-d).

Les plages de *plagioclase* sont bien individualisées et sont en relation directe avec du quartz 1, du clinopyroxène 1 et de l'orthopyroxène 2 (Fig. 24b,c). Cependant on rencontre aussi des inclusions de plagioclases 2 dans les blastes de grenats (Fig. 24a-d). Le quartz 1/2 est automorphe à xénomorphe avec des grosses sections montrant des extinctions onduleuses (Fig. 24b,c), certaines sections de quartz 1 s'enchevêtrent dans les blastes de grenats en doigts de gant (Fig. 24d). Le *rutile* et les *opaques* sont très peu abondants (Fig. 24a, c,d).

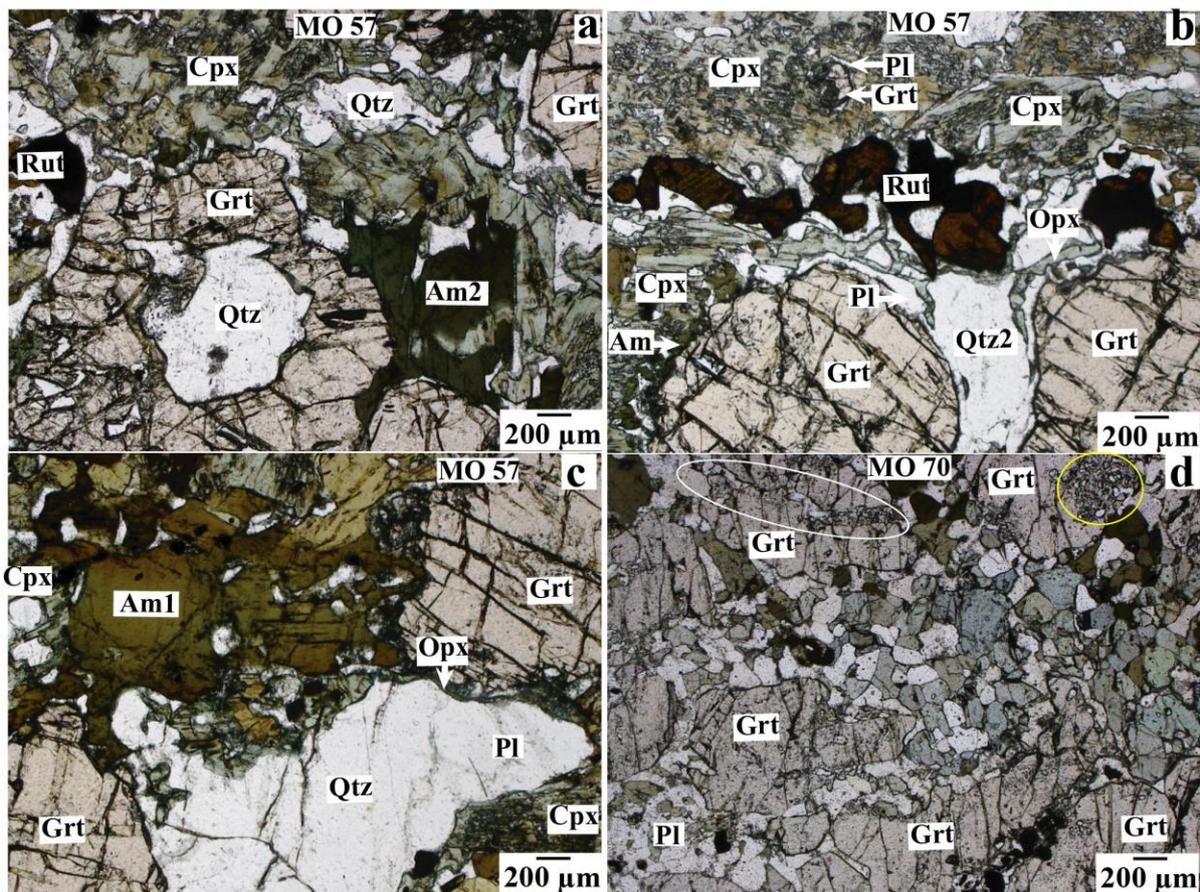


Figure 24 : Microphotographies de MGG. **a-c** et **d**) texture granophyroblastique, **a**) inclusion de quartz dans du grenat, **b**) la réaction $\text{Grt} + \text{Qtz} + \text{Cpx} = \text{Opx} + \text{Pl}$, **c**) la réaction $\text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} = \text{Opx} + \text{Am} + \text{Pl}^\circ$, **d**) filonnet quartzo-feldspathique colmatant un blaste de grenat.

Dans cette première partie nous avons mis en évidence trois types lithologiques essentiellement métamorphique : des variétés de gneiss charnockitiques et

migmatitiques, des métasyénites à clinopyroxène et des métamafites illustré dans le [tableau synoptique 1](#) si-desuou.

Tableau 1: Relation entre l'évolution métamorphique et des assemblages minéraux dans formations la région de Lolodorf.

Domaines lithologiques		assemblages minérales		Textures	Faciès et évolution métamorphiques
Gneiss	charnockitiques à amphibole et biotite	Qtz + Pl + Am + Bt + Opx ± Mag ± Zr (MO 22 et MO 55)		Granolépido-blastique	Amphibolite de haut degré HP/MP-HT
	charnockitiques à amphibole et grenat	Qtz ₁ + Pl ₁ + Am ₁ + Cpx ₁ + Mic ₁ ± Kfs ₁ ± Grt ₁ ± Bt ₁ ± Mag ₁ ± Sp ₁ ± Ilm ₁		Granoblastique hétérogranulaires	Granulite/Amphibolite de haut degré) rétrograde HP/MP-HT
		Qtz ₂ + Pl ₂ + Am ₂ + Cpx ₂ + Mic ₂ ± Kfs ₂ ± Grt ₂ ± Bt ₂ ± Mag ₂ ± Sp ₂ ± Ilm ₂ (MO 18)			
	charnockitiques à deux pyroxènes et amphibole	Cpx ₁ + Opx ₁ + Am ₁ + Pl ₁ + Qrt ₁ ± Ilm ₁ ± Sp ₁		grano-porphroblastique	
		Cpx ₂ + Opx ₂ + Am ₂ + Pl ₂ + Qrt ₂ ± Ilm ₂ ± Sp ₂ ± Bt ₂ (MO 49)			
	migmatitiques	Leucosome (MO 08)	Qtz ₁ + Pl ₁ Grt ₁ ± Bt ₁	grano-porphroblastique	
			Qtz ₂ + Pl ₂ Grt ₂ ± Bt ₂		
		Mélanosome	Grt ₁ + Qrt ₁ ± Cpx ₁ ± Pl ₁ ± Bt ₁ ± Mag ₁		
			Grt ₂ + Qrt ₂ ± Cpx ₂ ± Pl ₂ ± Bt ₂ ± Mag ₂		
		Leucosome: (MO 14)	Qtz ₁ + Pl ₁ ± Grt ₁ ± Bt ₁ ± Am ₁ ± Ilm ₁		
Qtz ₂ + Pl ₂ ± Grt ₂ ± Bt ₂ ± Am ₂ ± Ilm ₂					
Mélanosome :		Op _{x1} + Grt ₁ + Am ₁ + Bt ₁ ± Cpx ₁ ± Qrt ₁ ± Pl ₁ ± Mag ₁ ± Ilm ₁			
		Op _{x2} + Grt ₂ + Am ₂ + Bt ₂ ± Cpx ₂ ± Qrt ₂ ± Pl ₂ ± Mag ₂ ± Ilm ₂			
Leucosome: (MO 19)	Qtz ₁ + Pl ₁ ± Am ₁ ± Cpx ₁ ± Mic ₁				
	Qtz ₂ + Pl ₂ ± Am ₂ ± Cpx ₂ ± Mic ₂				
Mélanosome :	Am ₁ + Cpx ₁ ± Qtz ₁ ± Pl ₁ ± Mag ₁				
	Am ₂ + Cpx ₂ ± Qtz ₂ ± Pl ₂ ± Mag ₂				
Métasyénites à clinopyroxène (MO 82)		Mc ₁ + Pl ₁ + Kfs ₁ + Cpx ₁ ± Am ₁ ± Qtz ₁ ± mag ₁ ± Sph ₁ ± Spl ₁ ± Ep ₁ ± Cal ₁ ± Zir ₁ ± Sulf ₁	- granoblastique à tendance hétérogranulaire à granoporphroblastique -porphylogranulaire - réactionnelle pseudomorphique	Granulite/Amphibolite de haut degré Rétrograde HP-HT	
		Mc ₂ + Pl ₂ + Kfs ₂ + Cpx ₂ ± Am ₂ ± Qtz ₂ ± mag ₂ ± Sph ₂ ± Spl ₂ ± Ep ₂ ± Cal ₂ ± Zir ₂ ± Sulf ₂			
Métamafites	à grenat fin et amphibole (MO 31-47)	Cpx ± Opx + Grt + Pl + Am ± Qtz ± Ilm		granoblastique à tendance hétérogranulaire – granoporphroblastique	Granulite/Amphibolite de haut degré Rétrograde HP-HT
	à grenat fin et rutile (MO 35 36)	Cpx + Opx + Grt + Pl ± Am ± Qtz ± Ilm ± Rut MO 33			
	à grenat grossier (MO 57-70)	Cpx + Grt + Pl + Kfs ± Am ± Qtz ± Ilm ± Opx ± Rut ± Cal ± Ep			

II.2. ÉTUDE CHIMICO-MINÉRALOGIQUE

Les problèmes de cristalochimie n'ont pas été abordés de façon exhaustive dans ce paragraphe, mais les caractéristiques chimico-minéralogiques essentielles des minéraux cardinaux (pyroxènes, amphiboles, grenats, plagioclases et biotites) ont été donnés. Les caractéristiques susceptibles d'apporter des informations supplémentaires sur l'évolution métamorphique et géochimique des minéraux de certaines formations géologiques présentées plus haut permettront d'élucider la nature de celles-ci. Les résultats de la minéralogie sont compilés en [annexe I](#).

II.2.1. Pyroxènes

Deux points de pyroxènes ont été analysés dans les gneiss migmatitiques (**MO 14**) et trente-cinq points dans les gneiss charnockitiques à deux pyroxènes et amphiboles (**MO 49**). Dans l'échantillon **MO 14**, le cœur du clinopyroxène (clinopyroxène primaire) a une teneur en Al_2O_3 de 7,30% ; le nombre Fe^{3+} est de 0,00 a.p.f.u. (*atom per formula unit*) et un nombre en Na de 0,02 a.p.f.u. . Le ratio Na/Al est de 0,06 et celui de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ est de 0,00. Quant à l'orthopyroxène il a des teneurs en Al_2O_3 de 12,95 % ; de Fe^{3+} et de Na de 0,00 a.p.f.u. avec des ratios en Na/Al et $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ de 0,00 ([Annexe I ; Tab. 1](#)). Dans l'échantillon **MO 49**, les bordures des clinopyroxènes (clinopyroxène secondaire), ont des concentrations en Al_2O_3 variant entre 1,79 et 3,56 %, de Fe^{3+} de 0,00 a.p.f.u. et de Na compris entre 0,02 et 0,05 a.p.f.u. . Le ratio Na/Al oscille entre 0,25 et 0,31 et celui de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ est de 0,00. Cependant les orthopyroxènes ont des valeurs de Al_2O_3 comprises entre 1,00 et 1,52 % ; de Fe^{3+} et de Na de l'ordre de 0,00 a.p.f.u. et les ratios de Na/Al et de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ sont nulles ([Annexe I ; Tab. 1](#)). La formule structurale du pyroxène a été calculée sur la base de 6 oxygènes ([Annexe I ; Tabs. 1, 2 et 3](#)).

La composition chimique des pyroxènes des gneiss migmatitiques (**MO 14**) et des gneiss charnockitiques à deux pyroxènes et amphibole (**MO 49**) projetée dans le diagramme Q-J de [Morimoto et al. \(1988\)](#) tombent dans le champ des "Quad" sauf un point des gneiss migmatitiques (C1-87) qui tombe dans le champ ("Jo, Ka, Pe et Es"; [Fig. 25a1](#)). Par contre dans le diagramme calcomagnésien de [Morimoto et al. \(1988\)](#), ces pyroxènes se retrouvent dans les domaines des clinoenstatites (C1-87) et des augites (C1-12) pour les gneiss migmatitiques. Cependant les clinopyroxènes des gneiss charnockitiques à deux pyroxènes et amphibole se localisent dans le champ des diopsides et des augites mais un point tombe dans le champ des wollastonites (C2-5) ([Fig. 25b1](#)).

Par contre vingt-trois points de pyroxènes ont été analysés dans les métasyénites à clinopyroxène (**MO 82**). Les valeurs du Al_2O_3 sont comprises entre 1,00 et 2,52%, le Fe^{3+} est de 0,00 a.p.f.u. et le Na varie entre 0,07 et 0,17 a.p.f.u. Le ratio du $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ est de 0,00 et celui du Na/Al est compris entre 1,42 et 1,75 ([Annexe I ; Tab. 2](#)). Les pyroxènes des métasyénites à clinopyroxène (**MO 82**) tombent principalement dans le champ "Quad" dans le diagramme Q-J, mais un point (C2-21) se localise dans le domaine de Ca-Na ([Fig. 25a2](#)). Dans le diagramme triangulaire (Wo-Fs-En), les clinopyroxènes tombent dans les champs des diopsides et des hedenbergites, mais on note aussi un léger enrichissement en wollastonite ([Fig. 25b2](#)).

Dans les MGF et amphiboles dix-huit point de clinopyroxènes ont été analysés (**MO 31, MO 33 et 47**). La composition chimique des clinopyroxènes secondaire, révèlent des quantités de Al_2O_3 variant entre 1,73 et 4,89 %, de Fe^{3+} de 0,00 a.p.f.u. et de Na compris entre 0,01 et 0,04 a.p.f.u. . Le ratio Na/Al oscille entre 0,001 et 0,33 et celui de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ est nul, mais un clinopyroxène primaire a des valeurs en Al_2O_3 de 25,69%, de Fe^{3+} de 0,00 et de Na de 0,50 a.p.f.u.. Les ratios en Na/Al et de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ sont respectivement de l'ordre de 0,45 et de 0,00. Cependant l'orthopyroxène a des concentrations en Al_2O_3 de 1,06 %, de Fe^{3+} et de Na de 0,00 a.p.f.u. Les ratios de Na/Al et de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ sont nuls ([Annexe I ; Tab. 3](#)). Vingt-cinq points de pyroxènes ont été étudiés dans les MGG (**MO 57**). Ceci montrent des clinopyroxènes primaires avec de concentrations en Al_2O_3 comprises entre 7,29-8,30 %), de Na de variant entre 0,05 et 0,17 a.p.f.u. et de Fe^{3+} de 0,00 a.p.f.u. Le ratio $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ est de 0,00 et celui de Na/Al oscille entre 0,16 et 0,47. Les clinopyroxènes secondaires présentent des valeurs en Al_2O_3 variables (1,73 et 2,69 %), en Fe^{3+} de 0,00 a.p.f.u. et des Na comprises entre 0,03 et 0,05 a.p.f.u. . Le ratio de Na/Al oscille entre 0,17 et 0,21 et le celui de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ est de 0,00.

Enfin les pyroxènes des MGF et amphibole (**MO 31, MO 33 et 47**) et les MGG (**MO 57**) tombent dans la zone "Quad" ([Fig. 25a](#)) et dans le diagramme (Wo-Fs-En) de [Morimoto et al. \(1988\)](#), la quasi-totalité des pyroxènes des méta-mafiques tombent dans le domaine des diopsides, mais certains points de métamafites tombent dans le domaine des augites. Un point de MGF sans magnétite (C2-20) tombe dans le champ des clinoenstatites ([Fig. 25b3](#)).

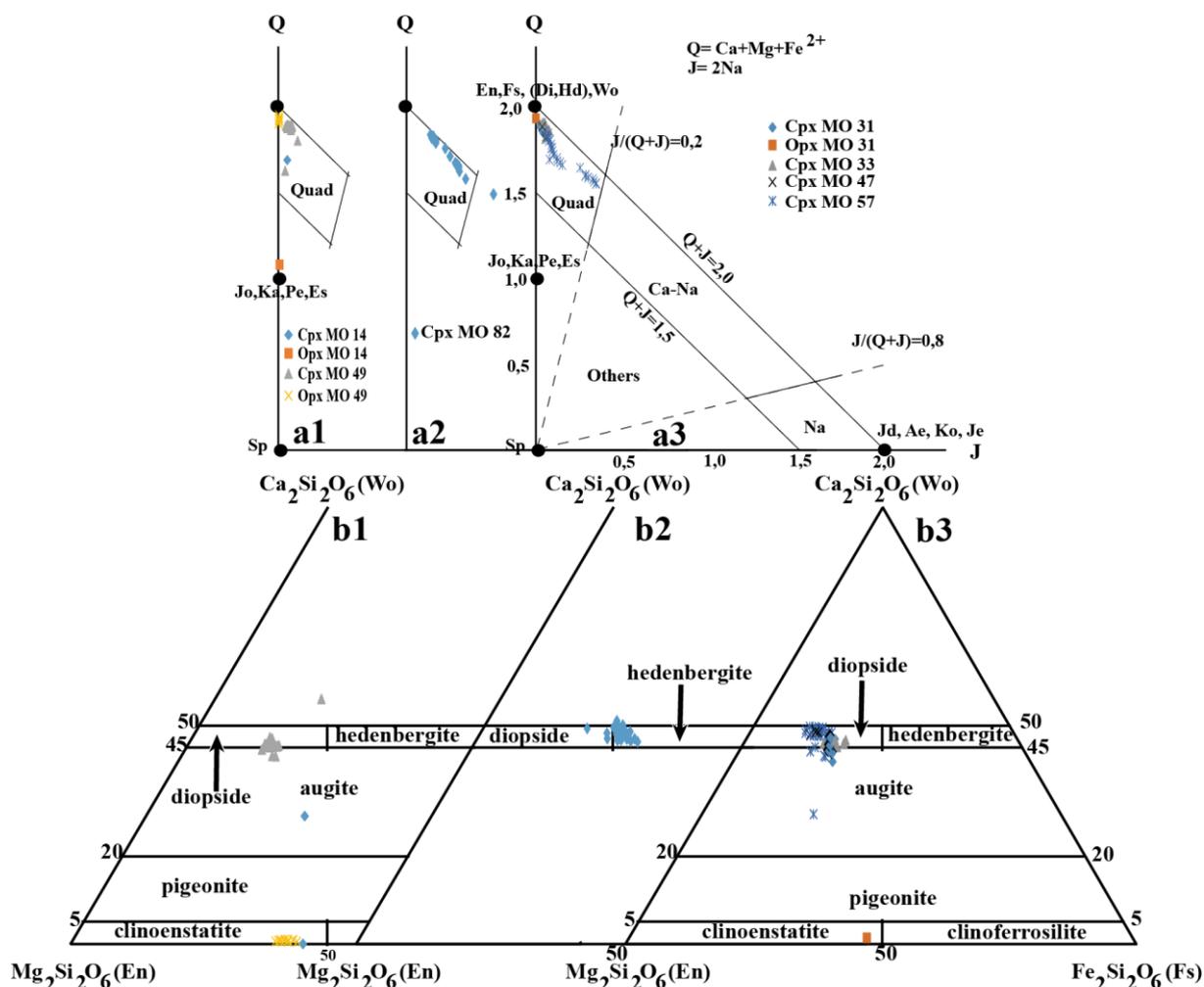


Figure 25 : Position des clinopyroxènes dans les diagrammes binaire Q-J, et triangulaire Wo-Fs-En de [Morimoto et al. \(1988\)](#). a1, b1) gneiss charnockitiques et gneiss migmatitiques ; a2, b2) métasyénites à clinopyroxène ; a3, b3) MGF et MGG.

II.2.2. Amphiboles

Dix-neuf paramètres et variables entrent en compte pour la nomenclature des amphiboles à l'intérieur des groupes, notamment : Si, Al^{IV}, Al^{VI}, Fe³⁺, (Mg/Mg+Fe²⁺), (Na+K)A, (Ca+Na)B, CaB, NaB, Ti etc... plusieurs divisions et subdivisions sont ainsi faites. La formule structurale a été calculée sur la base de 23 oxygènes. Les amphiboles de tous les échantillons analysés sont calciques (Ca = 1,71 - 1,90) avec un (Na+K)A compris entre 0,05 et 0,65 et le ratio Fe³⁺/Fe²⁺ variant entre 0,36 et 0,90.

Vingt points ont été sondés dans les gneiss migmatitiques (**MO 14**). Les amphiboles primaires de ces derniers ont un Si et Ti sont compris respectivement entre 6,30 et 6,48 p.f.u; et entre 0,20 et 0,22 a.p.f.u ; le NaB oscille entre 0,14 et 0,19 a.p.f.u; et l'Al_{tot} et le X_{Mg} varient respectivement entre 2,00 et 2,11 a.p.f.u et entre 0,63 et 0,70. Les amphiboles secondaires ont un Si de 6,30 à 6,50 a.p.f.u; un Ti de 0,10 à 0,19 a.p.f.u ; un NaB de 0,13 à

0,21 a.p.f.u; un Al_{tot} de 1,90 à 2,11 a.p.f.u et un X_{Mg} de 0,62 à 0,70. Et les deux points analysés dans les amphiboles primaire et secondaire des gneiss charnockitiques à deux pyroxènes et amphibole (**MO 49**) montrent respectivement des Si de 6,48 a.p.f.u; des Ti de l'ordre de 0,15 à 0,21 a.p.f.u ; des NaB de 0,15; des Al_{tot} de 1,94 à 1,98 a.p.f.u et des X_{Mg} de 0,67 et de 0,71 ([Annexe I ; Tab. 4](#)).

Dans les MGF et amphibole (**MO 31 et MO 47**) les cinquante-sept ponts d'amphiboles parcourues ont des cœurs caractérisés par des Si compris entre 5,94 et 6,36 a.p.f.u ; des Ti 0,20 à 0,27 a.p.f.u ; des NaB de 0,18 à 0,24 a.p.f.u ; des Al_{tot} de 2,06 à 2,39 a.p.f.u et des X_{Mg} de 0,50 à 0,91. Quant'aux bordures elles se caractérisent par des valeurs de Si de 6,01 à 6,74 a.p.f.u ; de Ti de 0,11 à 0,18 a.p.f.u ; des NaB de 0,10 à 0,28 a.p.f.u ; des Al_{tot} de 1,85 à 2,49 a.p.f.u et des X_{Mg} de 0,55 à 0,91. Les amphiboles primaires des MGF et rutile (**MO 33**) ont des Si variant entre 5,94 et 6,24 a.p.f.u; des Ti entre 0,21 et 0,24; des NaB de 0,16 à 0,26 a.p.f.u ; des Al_{tot} de 2,06 à 2,11 a.p.f.u et des X_{Mg} 0,62 à 0,91. L'amphibole secondaire a un Si de l'ordre de 6,08 à 6,06 (a.p.f.u) ; un Ti variant entre 0,17 et 0,18 (a.p.f.u) ; un NaB oscillant entre 0,25 et 0,27 (a.p.f.u); un Al_{tot} de l'ordre de 2,07 à 2,08 (a.p.f.u) et un X_{Mg} présentant des valeurs comprises entre 0,82 et 0,91.

Douze points ont été analysés dans les MGG (**MO 57**). Les amphiboles primaires de ces points ont des caractéristiques suivantes : Si compris entre 6,41 et 6,49 a.p.f.u ; Ti de 0,22 a.p.f.u ; NaB de 0,20 a.p.f.u ; Al_{tot} variant entre 2,03 et 2,10 a.p.f.u et des X_{Mg} de 0,62 à 0,68. Et les amphiboles secondaires ont les propriétés suivantes : Si oscillant entre 6,24 et 6,98 a.p.f.u; un Ti de 0,03 à 0,16 a.p.f.u; un NaB de 0,16 à 0,33 a.p.f.u ; un Al_{tot} de 1,58 à 2,53 a.p.f.u et un X_{Mg} de 0,62 à 0,79 ([Annexe I ; Tab. 5](#)).

Lorsqu'on projette ces amphiboles dans le diagramme $^A(Na+K+2Ca)$ vs $^C(Al+Fe^{3+}+2Ti)$ de classification d'[Hawthorne et al. \(2012\)](#), les gneiss charnockitiques tombent dans les domaines des magnésio-hornblendes (**MO 14 et MO 49**) et des tschermakites (**MO 14**) ([Fig. 26a](#)). Dans la [figure 26b](#), les points des échantillons (**MO 57**) et (**MO 31**) tombent dans les domaines des pargasites, des magnésio-hornblendes et des tschermakites alors que la plus part des points de l'échantillon (**MO 47**) sont localisés dans le champ des tschermakites et le reste de points tombent dans le champ des magnésio-hornblendes comme les amphiboles de l'échantillon (**MO 33**).

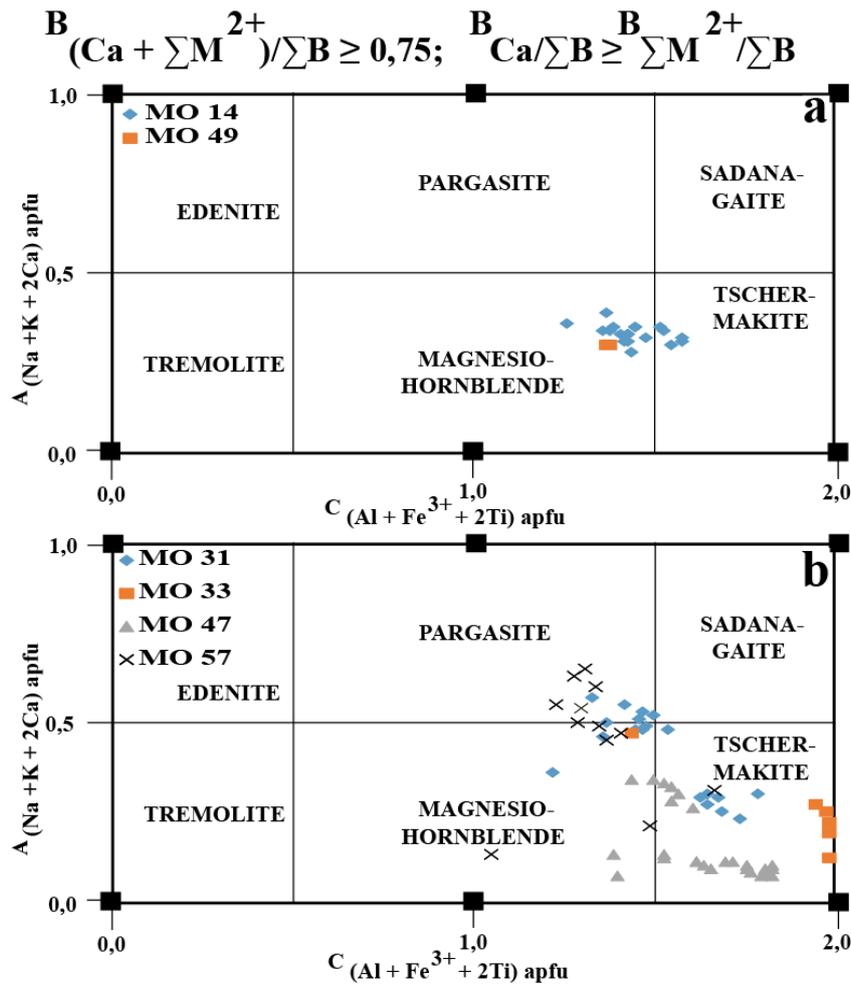


Figure 26 : Classification des amphiboles d'[Hawthorne et al. \(2012\)](#) ; **a**) dans les gneiss charnockitiques et les gneiss migmatiques, **b**) dans les métamafites.

II.2.3. Feldspaths

Cinquante-neuf points de feldspaths ont été analysés dans les gneiss charnockitiques (**MO 14**, **MO 18** et **MO 49**) dont les caractéristiques montrent un (Si+Al) qui varie entre 4,00 et 4,07 ; et un (Ca+Na+K) compris entre 0,92 et 0,98 ([Annexe I ; Tab. 6](#)). La formule structurale des feldspaths a été calculée sur la base de 8 oxygènes. Ces feldspaths tombent principalement dans les aires des oligoclases et des andésines ($An_{24,31-39,72}$). Cependant certains points de l'échantillon (**MO 18**) tombent dans le champ des microclines ($An_{0,36-1,88}$) ([Fig. 27a](#)).

Quatorze points de feldspaths ont été étudiés dans les métasyénites à clinopyroxène (**MO 82**). Ces dernières ont un (Si+Al) oscillant entre 4,01 et 4,03 et un (Ca+Na+K) de l'ordre de 0,95 à 0,98 ([Annexe I ; Tab. 7](#)), dont un point titre dans le domaine de l'albite ($An_{0,75}$) et les autres points titrent dans le champ des orthoses/microclines ($An_{0,00-0,07}$) ([Fig. 27b](#)).

Soixante-quinze points de feldspaths des métamafites ont un (Si+Al) et un (Ca+Na+K) qui varient respectivement entre 2,76 - 4,05 et entre 0,50 - 1,21 ([Annexe I ; Tab. 8](#)). Cependant les données de l'échantillon (**MO 31**) tombent dans le champ des andésines ($An_{42,62-48,87}$) ; certains points de l'échantillon (**MO 33**) se retrouvent dans le domaine des oligoclases ($An_{26,19-29,88}$) et certains points se localisent dans le domaine des orthoses/microclines ($An_{0,03-0,18}$). Quant aux échantillons **MO 47** et **MO 57** ils tombent dans les domaines des oligoclases, des andésines ($An_{23,48 - 44,59}$), des bytonites et des anorthites ($An_{68,07-100,00}$) ([Fig. 27c](#)).

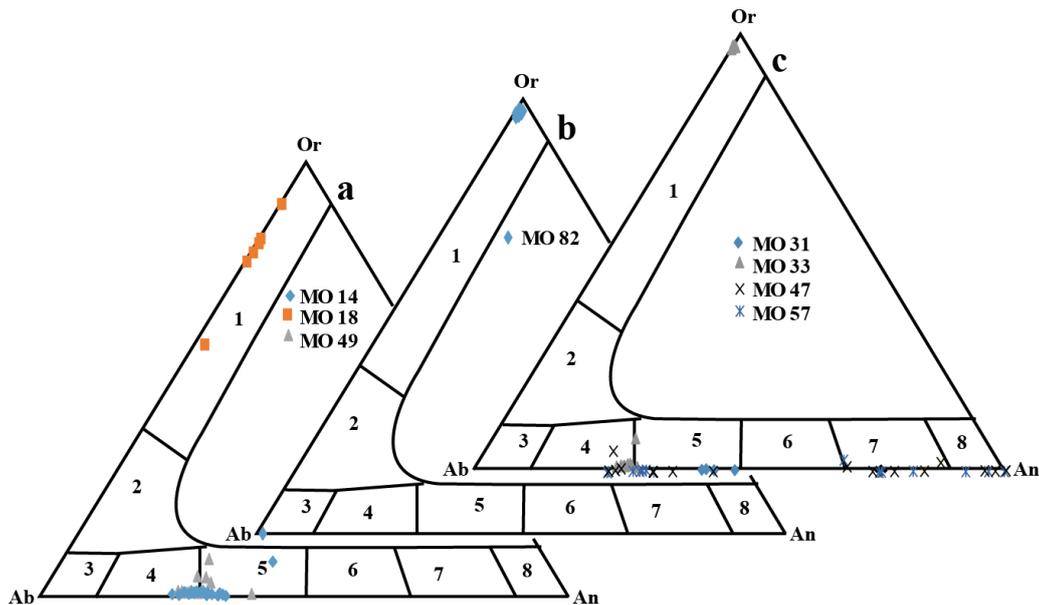


Figure 27 : Diagramme Ab-Or-An de [Smith et Brown \(1988\)](#). **a**) gneiss charnockitiques et gneiss migmatitiques; **b**) métasyénites à clinopyroxène; **c**) métamafites. **1**: Sanidine, **2**: Anorthose, **3**: Albite, **4**: Oligoclase, **5**: Andésine, **6**: Labrador, **7**: Bytownite, **8**: Anorthite.

II.2.4. Grenats

La formule structurale du grenat a été calculée sur la base de 8 cations et 12 oxygènes. La composition chimique des grenats de la région de Lolodorf a été nommée en fonction de quatre constituants principaux : Fe, Mg, Mn et Ca, formant tous des solutions solides variables entre l'almandin ($Fe_3Al_2(SiO_4)_3$), le grossulaire ($Ca_3Al_2(SiO_4)_3$), le pyrope ($Mg_3Al_2(SiO_4)_3$) et la spessartine ($Mn_3Al_2(SiO_3)$). Le pourcentage de chacun de ces constituants a été calculé proportionnellement au total des constituants de Fe, de Mn, de Mg, et de Ca. Ainsi en additionnant Xalm, Xgros, Xpyr et Xspes dans chaque grenat le total est de 100%.

Deux points ont fait l'objet d'une analyse dans les gneiss migmatitiques (**MO 14**) et vingt-trois dans les gneiss charnockitiques à amphibole et grenat (**MO 18**). Le CaO est

compris entre 0,00 et 1,37%, mais un point titre un CaO de 18,44%, un X_{grs} de 0,55, un X_{alm} de 0,31, X_{prp} de 0,13 et un $X_{\text{Mg\#Grt}}$ de 0,29. Les autres points de ces échantillons ont une composition riche en Almandin ($0,50 < X_{\text{alm}} < 0,98$), pauvre à moyens en Pyrope ($0,00 < X_{\text{prp}} < 0,50$), pauvre en Grossulaire et en Sperssartine ($0,00 < X_{\text{grs}} < 0,04$; $0,00 < X_{\text{sps}} < 0,01$). L'Ouvarovite et l'Andradite sont inexistantes ([Annexe I ; Tab. 9](#)).

Soixante-quatorze points de MGF (**MO 31**, **MO 33** et **47**) ont été analysés avec un CaO qui oscille entre 0,46% et 1,95%; sauf dans l'échantillon (**MO 33**) qui a un CaO compris entre 0,53% et 1,93%. Et dix-neuf points de MGG (**MO 57**) ont un CaO qui fluctue entre 0,82% et 1,96%. Les grenats des méta-mafiques ont pour la plus part des compositions riches en Almandin ($0,45 < X_{\text{alm}} < 0,69$), moyens en Pyrope et en Grossulaire, pauvre en Sperssartine ; l'Ouvarovite et l'Andradite sont absents avec un $X_{\text{Mg\#Grt}}$ compris entre 0,00 et 0,37. Mais certains points titrent une imposante richesse en grossulaire ($0,70 < X_{\text{grs}} < 0,82$) ([Annexe I ; Tab. 10](#)).

II.2.5. Biotites

Trente-deux points de biotites ont été analysés dans les gneiss migmatitiques (**MO 14**), six dans les gneiss charnockitiques à amphibole et grenat (**MO 18**) et dix dans les gneiss charnockitiques à deux pyroxènes et amphibole (**MO 49**). Ces points peuvent être subdivisées en deux groupes ; le groupe des annites ($X_{\text{Mg}} < 0,50$) et le groupe des phlogopites ($X_{\text{Mg}} > 0,50$).

Les annites ont X_{Mg} compris entre 0,47 et 0,49 ; un X_{Fe} de 0,51 à 0,53 et un $\text{Al}_{(\text{tot})}$ de 2,70 à 2,87. Le SiO_2 a des valeurs qui vont de 35,91 à 36,74%, le TiO_2 entre 1,74 et 2,98%, par contre le Al_2O_3 et le FeO ont respectivement des valeurs qui oscillent entre 14,75 et 15,96% et de 19,22 à 20,52%, avec Mg qui varie entre 2,28 et 2,43 a.p.f.u. Cependant les phlogopites ont des X_{Mg} de l'ordre 0,50 à 0,68 ; le X_{Fe} de 0,32 à 0,50 et l' $\text{Al}_{(\text{tot})}$ de 2,54 à 3,02. Les valeurs de SiO_2 sont comprises entre 36,09 à 38,19% ; celles du TiO_2 vont de 1,89 à 4,14% ; de Al_2O_3 et de FeO ont respectivement de valeurs qui oscillent entre 14,61 - 17,35% et 11,98 * 19,94% ; avec Mg qui varie entre 2,43 et 3,24 a.p.f.u. ([Annexe I ; Tab. 11](#)).

Dans le diagramme binaire X_{Mg} vs Al^{VI} de [Guidotti \(1984\)](#), les biotites de l'échantillon **MO 14** tombent dans le domaine des annites et celui des phlogopites, mais les échantillons **MO 18** et **MO 49** sont localisées exclusivement dans le domaine des phlogopites ([Fig. 28a](#)). Cependant dans le diagramme de X_{Fe} vs $\text{Al}_{(\text{total})}$ de [Tröger \(1982\)](#), les points des échantillons **MO 14**, **MO18** et **MO 49** tombent dans le champ des méroxènes ; certains points de **MO 14** et la totalité des points de **MO 49** montrent une corrélation positive traduisant un

enrichissement en aluminium et en X_{Fe} , par contre les points de l'échantillon **MO 18** et le reste de points de **MO 14** sont horizontaux traduisant un enrichissement en Al et une relative constance en X_{Fe} , ces biotites de **MO 14** s'intègrent dans l'aire des lépidomélanes (Fig. 28b).

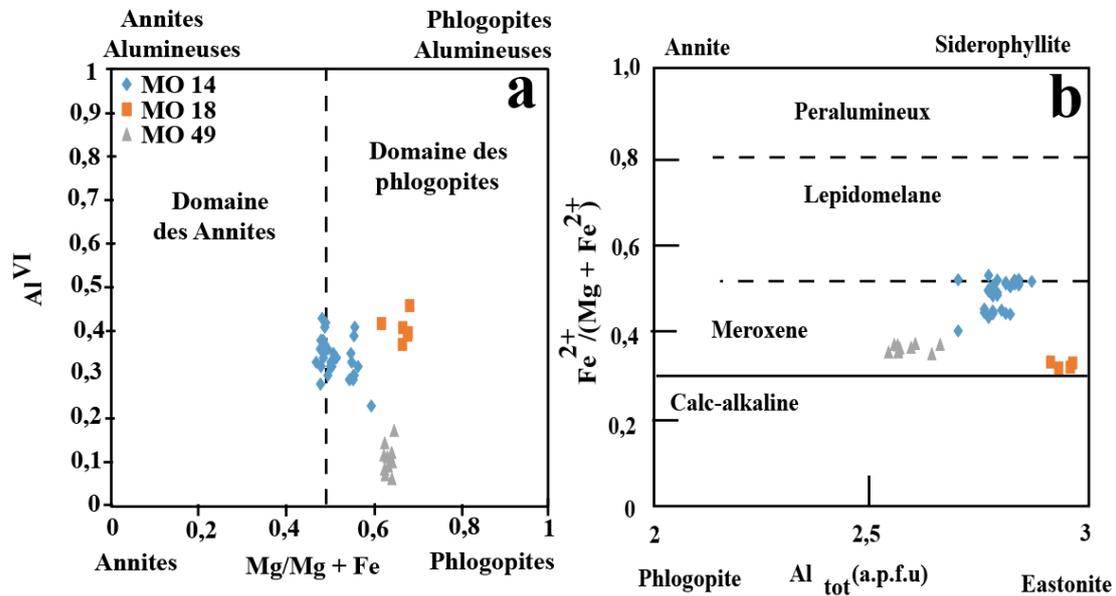


Figure 28: Représentation des biotites dans les diagrammes binaires. **a)** X_{Mg} vs Al^{VI} de Guidotti (1984), **b)** X_{Fe} vs $Al_{(total)}$ de Tröger (1982).

Cette étude nous a permis de mettre en évidence trois types lithologiques essentiellement métamorphiques : des variétés de gneiss charnockitiques et migmatitiques, des métasyénites à clinopyroxène et des métamafites illustré dans le [tableau synoptique 1](#) et la [figure 29](#). Ces roches ont des microstructures granolépidoblastique, granoblastiques hétérogranulaires, grano-porphroblastique, granoblastique à tendance hétérogranulaire à granoporphyroblastique, Porphylogranulaire et réactionnelle pseudomorphique.

La chimie des minéraux révèle que : les pyroxènes tombent dans les champs des diopsides, des hedenbergites, des augites et des clinoenstatites. Les amphiboles sont des magnésio-hornblendes, des tschermakites et des pargasites. Les feldspaths ont des caractéristiques des orthoses/microclines, Oligoclase, Andésine, Bytownite et Anorthite. Les grenats sont composés d'Almandin, de Pyrope de Grossulaire et de Spersartine. Et les biotites sont principalement des phlogopites et méroxènes, secondairement elles sont des annites et des lépidomélanes

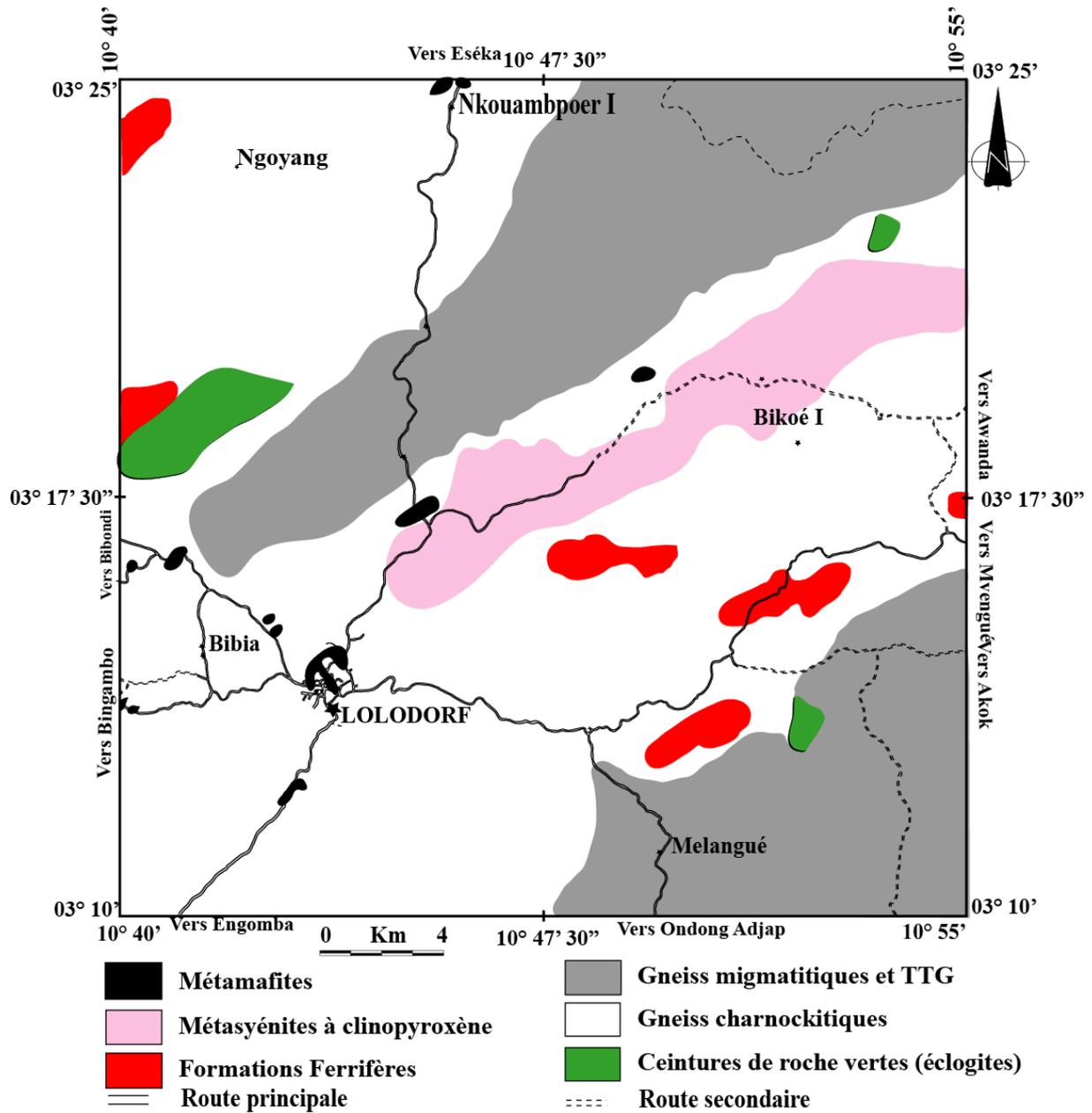


Figure 29 : Carte lithologique actualisée de la région de Lolodorf.

CHAPITRE III :
GÉOTHERMOBAROMÉTRIE ET
ÉTUDE GÉOCHIMIQUE SUR ROCHE
TOTALE

Dans ce chapitre, il est question premièrement d'étudier les aspects géothermobarométriques qualitatif et quantitatif des gneiss charnockitiques et migmatitiques, des métasyénites à clinopyroxènes et des métamaftites de la région de Lolodorf afin de mieux comprendre leurs conditions de mise en place (P-T ; la fugacité de l'oxygène). Les résultats de la géothermobarométrie sont compilés en [Annexes I et II](#). Secondairement nous allons déterminer les principaux caractères chimiques des formations rocheuses analysées, lesquelles nous permettront de rechercher les protholites probables de ces formations et définir le contexte géotectonique de leur mise en place en vue d'appréhender le comportement de la lithosphère continentale impliquée dans une orogène Paléoprotérozoïque.

III.1. GÉOTHERMOBAROMÉTRIE

III.1.1. Géothermobarométrie qualitative

Dans le diagramme binaire TiO_2 vs SiO_2 des courbes de saturation de températures de [Green et Pearson \(1986\)](#) sur roche totale, les gneiss charnockitiques et les métasyénites à clinopyroxènes tombent dans les champs des températures de l'ordre de 800-940 °C et les métamaftites quant'à elles couvrent les champs des températures de l'ordre de 800-960 °C ([Fig. 30](#)).

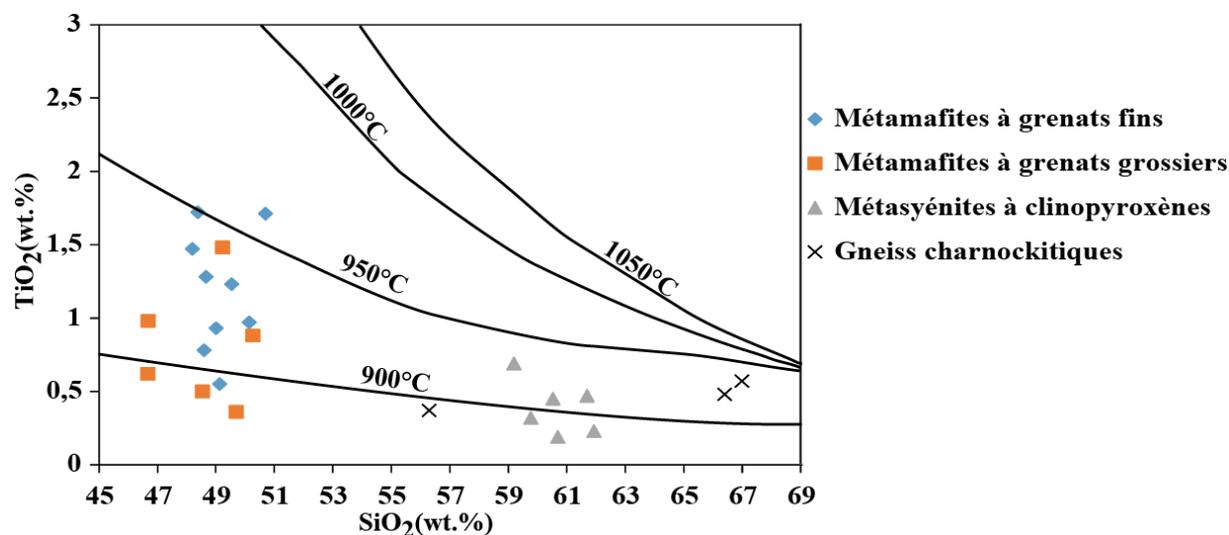


Figure 30 : Comparaison des teneurs en TiO_2 vs SiO_2 des formations rocheuses de la région de Lolodorf avec les courbes de saturation à diverses températures d'après [Green et Pearson \(1986\)](#).

III.1.1.1. Pyroxènes

Dans le diagramme binaire $^{\text{IV}}\text{Al}$ - $^{\text{VI}}\text{Al}$, tous les points de l'échantillon **MO 14**, les orthopyroxènes et certains clinopyroxènes de l'échantillon **MO 49** se retrouvent dans les hautes pressions. Le reste de clinopyroxènes de l'échantillon **MO 49** tombent dans le champ des moyennes pressions ([Fig. 31a](#)) avec des $^{\text{IV}}\text{Al}$ et $^{\text{VI}}\text{Al}$ variant respectivement entre -0,224 à

0,098 et 0,036 à 0,508 (Annexe I ; Tab. 12). Dans les diagrammes binaires $Y_{PT} - X_{PT}$, le clinopyroxène de l'échantillon **MO 14** présente des pressions comprises entre 6 et 10 kbar et une température de l'ordre de 1190 °C ; quant à l'orthopyroxène de l'échantillon **MO 14**, il a une pression supérieure à 20 kbar et une température supérieure à 1300°C. Dans l'échantillon **MO 49**, les clinopyroxènes ont des pressions oscillant entre 2 - 5 kbar et des températures de l'ordre 1150 à 1200 °C. Et les orthopyroxènes ont une pression supérieure à 20 kbar et une température qui varie entre 1090 et 1110 °C (Fig. 31b,c).

Les gneiss charnockitiques de la figure 31d ont une haute fugacité de l'oxygène pour une pression fixée à 5kbar. La teneur en eau est de 10%, sauf pour l'orthopyroxène de l'échantillon **MO 49** où elle est supérieure à 10% (Fig. 31e).

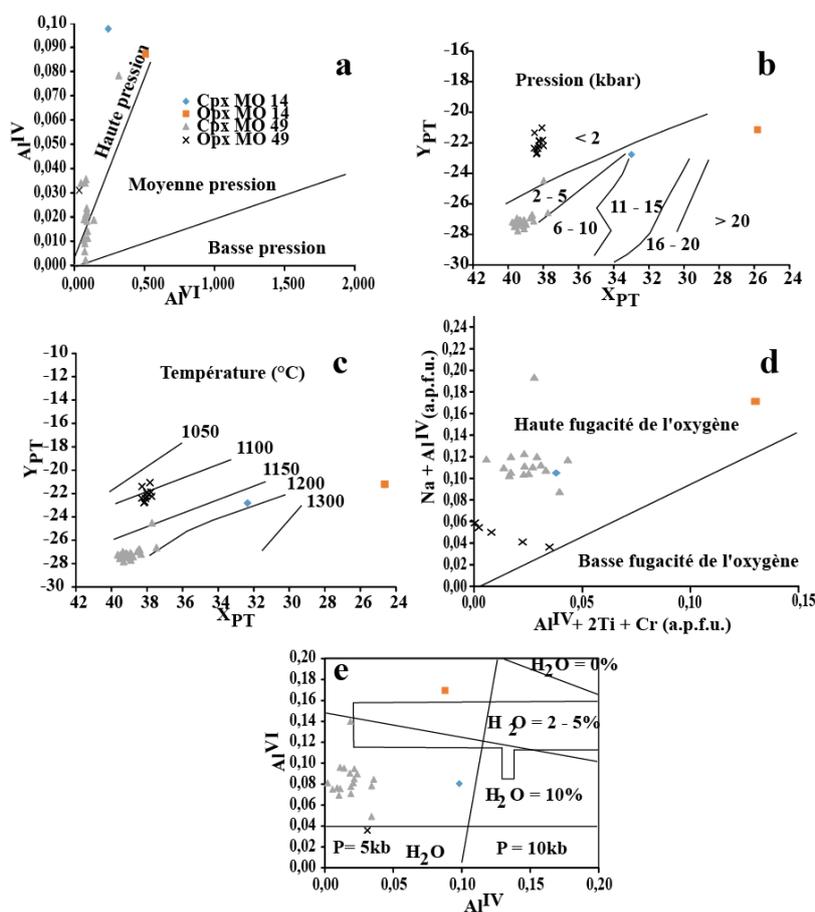


Figure 31 : Diagramme binaire des pyroxènes des gneiss charnockitiques a) ^{IV}Al vs ^{VI}Al (Mukopadyay *et al.*, 1994) ; b) Y_{PT} vs X_{PT} des pressions estimées à partir de la composition des pyroxènes (Soesoo, 1997) ; c) Y_{PT} vs X_{PT} des températures estimées à partir de la composition des pyroxènes (Soesoo, 1997) ; d) $Na + ^{IV}Al$ vs $^{VI}Al + 2Ti + Cr$ pour l'estimation de la fugacité de l'oxygène à partir de la composition des pyroxènes (Schwerdtner *et al.*, 1979) et e) ^{VI}Al vs ^{IV}Al (Helz, 1976) ($X_{PT} = 0,446SiO_2 + 0,187TiO_2 - 0,404Al_2O_3 + 0,346FeO - 0,052MnO + 0,309MgO + 0,431CaO - 0,466Na_2O$; $Y_{PT} = -0,369SiO_2 + 0,535TiO_2 - 0,317Al_2O_3 + 0,323FeO + 0,235MnO - 0,516MgO - 0,167CaO - 0,153Na_2O$).

La figure III-3a révèle des pressions moyennes et basses. Dans les diagrammes binaires $Y_{PT} - X_{PT}$ (Fig. 32b,c) la pression estimée est inférieure à 2 kbar et la température est comprise entre 1050 et 1120 °C . La fugacité de l'oxygène est haute (Fig. 232d) avec une teneur en eau de 10% pour une pression fixée à 5 kbar (Fig. 32e).

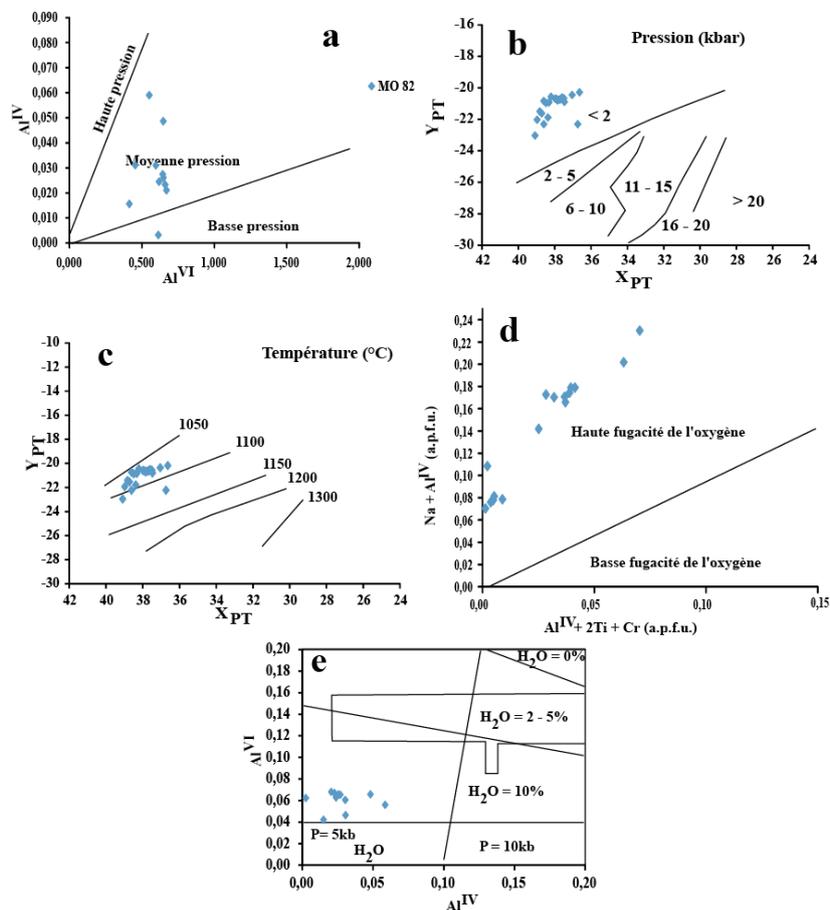


Figure 32 : Diagramme binaire des pyroxènes des métasyénites à clinopyroxène a) ^{IV}Al vs ^{VI}Al (Mukopadyay *et al.*, 1994) ; b) Y_{PT} vs X_{PT} des pressions estimées à partir de la composition des pyroxènes (Soesoo, 1997) ; c) Y_{PT} vs X_{PT} des températures estimées à partir de la composition des pyroxènes (Soesoo, 1997) ; d) $Na + ^{IV}Al$ vs $^{VI}Al + 2Ti + Cr$ pour l'estimation de la fugacité de l'oxygène à partir de la composition des pyroxènes (Schwerdtner *et al.*, 1979) et e) ^{VI}Al vs ^{IV}Al (Helz, 1976).

La quasi-totalité des points des métamafites étudiées montre des hautes pressions (Fig. 33a). Cependant certains points des échantillons MO 31 et MO 33 ont respectivement des basses et des moyennes pressions.

Un point de l'échantillon MO 31 présente respectivement une pression inférieure à 20 kbar (Fig. 33b) et une température de 1050 °C (Fig. 33c). Les autres points de de l'échantillon MO 31 et ceux de l'échantillon MO 33 ont une pression et une température qui varient respectivement entre 2 - 5 kbar et 1150 - 1200 °C (Fig. 33b,c). Cependant les points de l'échantillon MO 47 ont des pressions comprises entre 6 - 10 kbar et ceux de l'échantillon MO 57 fluctuent entre 6 - 15 kbar. Les températures varient entre 1200 et 1300 °C pour les pyroxènes de ces derniers (Fig. 33b,c). La fugacité de l'oxygène est haute dans l'ensemble

mais certains points ont une légère tendance vers les basses fugacités de l'oxygène (Fig. 33d) et une teneur en eau qui varie entre 2 et 10% (Fig. 33e).

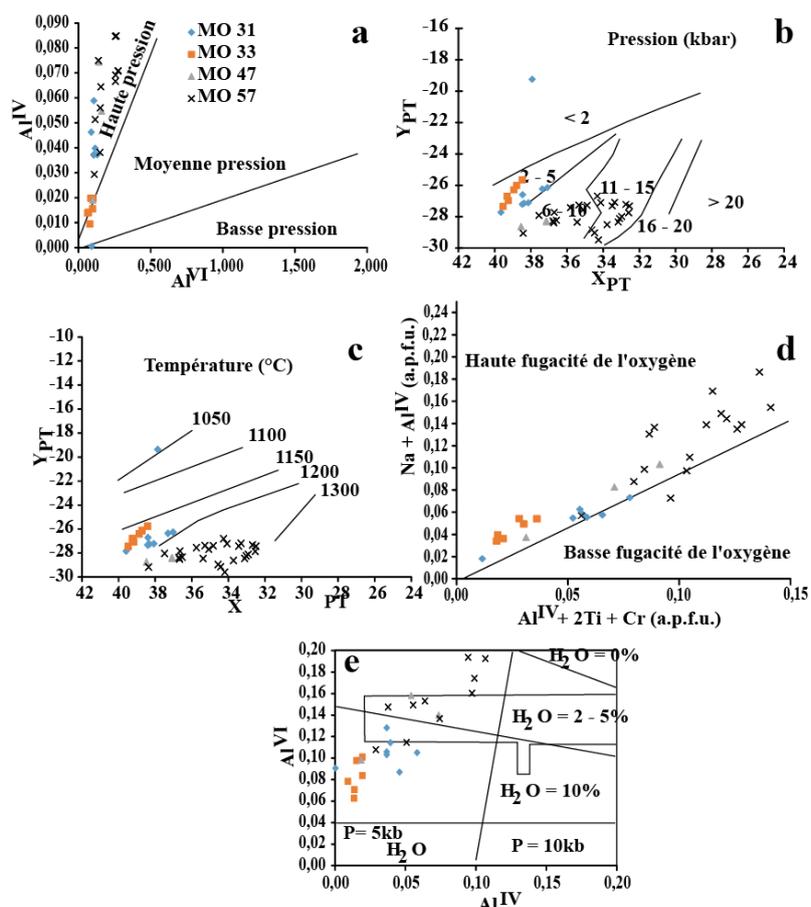


Figure 33 : Diagramme binaire des pyroxènes des métamafites **a)** ^{IV}Al vs ^{VI}Al (Mukopadyay *et al.*, 1994) ; **b)** Y_{PT} vs X_{PT} des pressions estimées à partir de la composition des pyroxènes (Soesoo, 1997) ; **c)** Y_{PT} vs X_{PT} des températures estimées à partir de la composition des pyroxènes (Soesoo, 1997) ; **d)** $Na + ^{IV}Al$ vs $^{VI}Al + 2Ti + Cr$ pour l'estimation de la fugacité de l'oxygène à partir de la composition des pyroxènes (Schwerdtner *et al.*, 1979) et **e)** ^{VI}Al vs ^{IV}Al (Helz, 1976).

III.1.1.2. Amphiboles

Les travaux d'Hammarstrom et Zen (1986), Hosotani et Banno (1986) et d'Hollister *et al.* (1987) montrent que la composition des amphiboles peut être utilisée dans l'estimation des conditions de métamorphisme, car l'amphibole est un indicateur des conditions métamorphiques (P-T) sur de grandes périodes de temps.

Dans le diagramme Ti-Al d'Hynes (1982), les amphiboles des gneiss charnockitiques se localisent exclusivement dans le domaine des basses pressions (Fig. 34a) avec des teneurs en Ti de l'ordre 0,10 à 0,22 et un Al compris entre 1,90 et 2,11 (Annexe I ; Tab. 4). Dans le diagramme $X_{Fe} - ^{IV}Al + ^{VI}Al$ les pressions varient entre 6 et 7 kbar (Fig. 34b), sous une température constante (Fig. III-5c) et une fugacité de l'oxygène élevée (Fig. 34d).

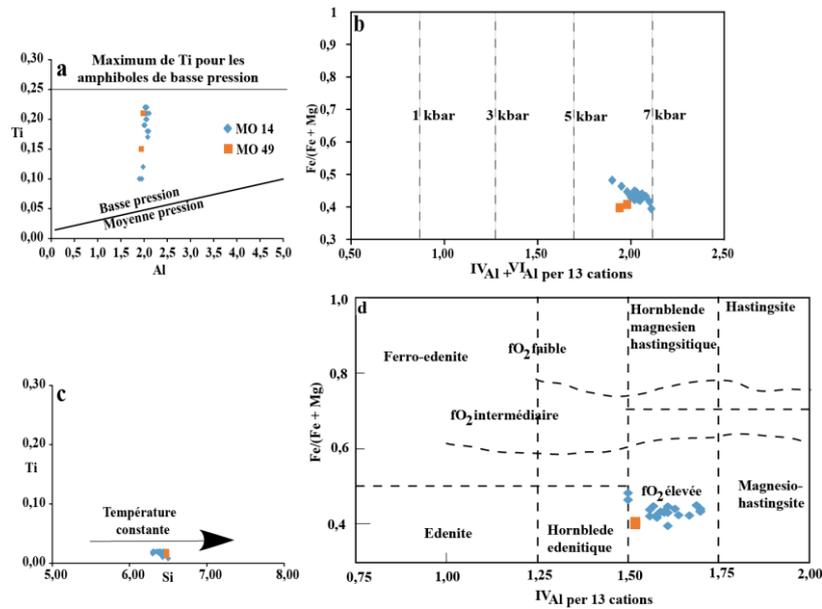


Figure. 34 : Diagramme binaire des amphiboles des gneiss **a**) Ti-Al illustrant le métamorphisme de basse pression ; **b**) $X_{\text{Fe}} - \text{IVAl} + \text{VIAl}$ et **c**) Ti-Si indiquant les températures constantes et **d**) $X_{\text{Fe}} - \text{IVAl}$.

Dans le diagramme Ti-Al d'[Hynes \(1982\)](#), les amphiboles des métamafites se localisent exclusivement dans le domaine des basses pressions ([Fig. 35a](#)). Dans le diagramme $X_{\text{Fe}} - \text{IVAl} + \text{VIAl}$, les pressions oscillent entre 6 et 9 kbar sauf pour un point de l'échantillon **MO 57** dont la pression est sensiblement égale à 4 kbar ([Fig. 35b](#)). La température est croissante ([Fig. III-6c](#)) et la fugacité de l'oxygène a des valeurs intermédiaire et élevée ([Fig. 35d](#)).

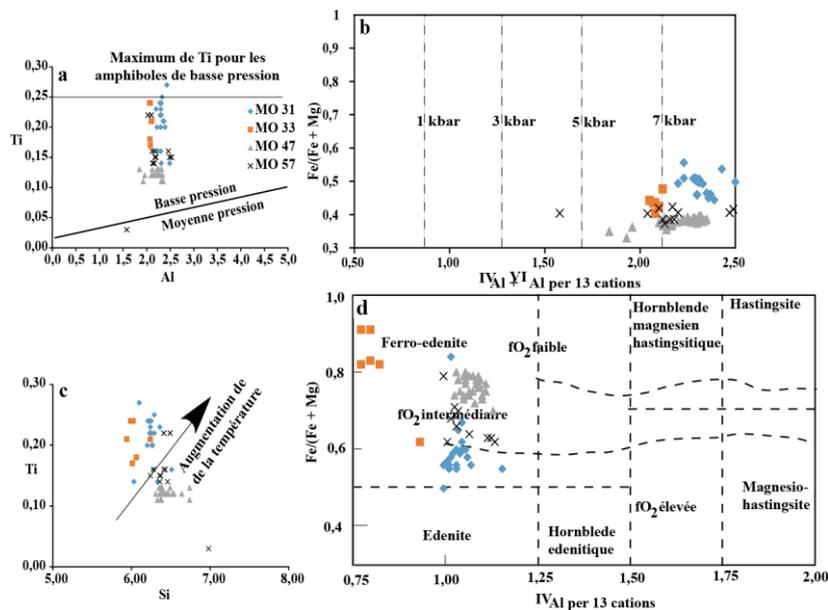


Figure 35 : Diagramme binaire des amphiboles des métamafites: **a**) Ti-Al d'[Hynes \(1982\)](#) illustrant le métamorphisme de basse à moyenne pression ; **b**) $X_{\text{Fe}} - \text{IVAl} + \text{VIAl}$; **c**) Ti-Si indiquant des températures relativement élevées et **d**) $X_{\text{Fe}} - \text{IVAl}$.

III.1.1.3. Biotites

Dans le diagramme binaire Ti - Al^{VI} de Schreurs (1985), les biotites des échantillons (MO 18 et MO 49) et certains points de l'échantillon MO 14 tombent dans le domaine des hautes températures (supérieures à 750 °C) et les autres points de l'échantillon MO 14 sont localisés dans le domaine non défini de ce diagramme (Fig. 36a). Par contre dans le diagramme binaire Ti vs X_{Mg} d'Henry *et al.* (2005), l'échantillon MO 14 présente des températures de l'ordre de 580 à 720 °C, alors que l'échantillon MO 18 montre des températures de 700 à 740°C. Enfin l'échantillon MO 49 a une température qui tourne autour de 740 à 760 °C sous des pressions de 4 et 6 kbar (Fig. 36b). Les compositions des biotites dans le diagramme ternaire Fe³⁺-Fe²⁺-Mg de Wones et Eugster (1965), les échantillons s'étalent autour du tampon *Nickel-Nickel Oxide (NNO)* (Fig. 36c).

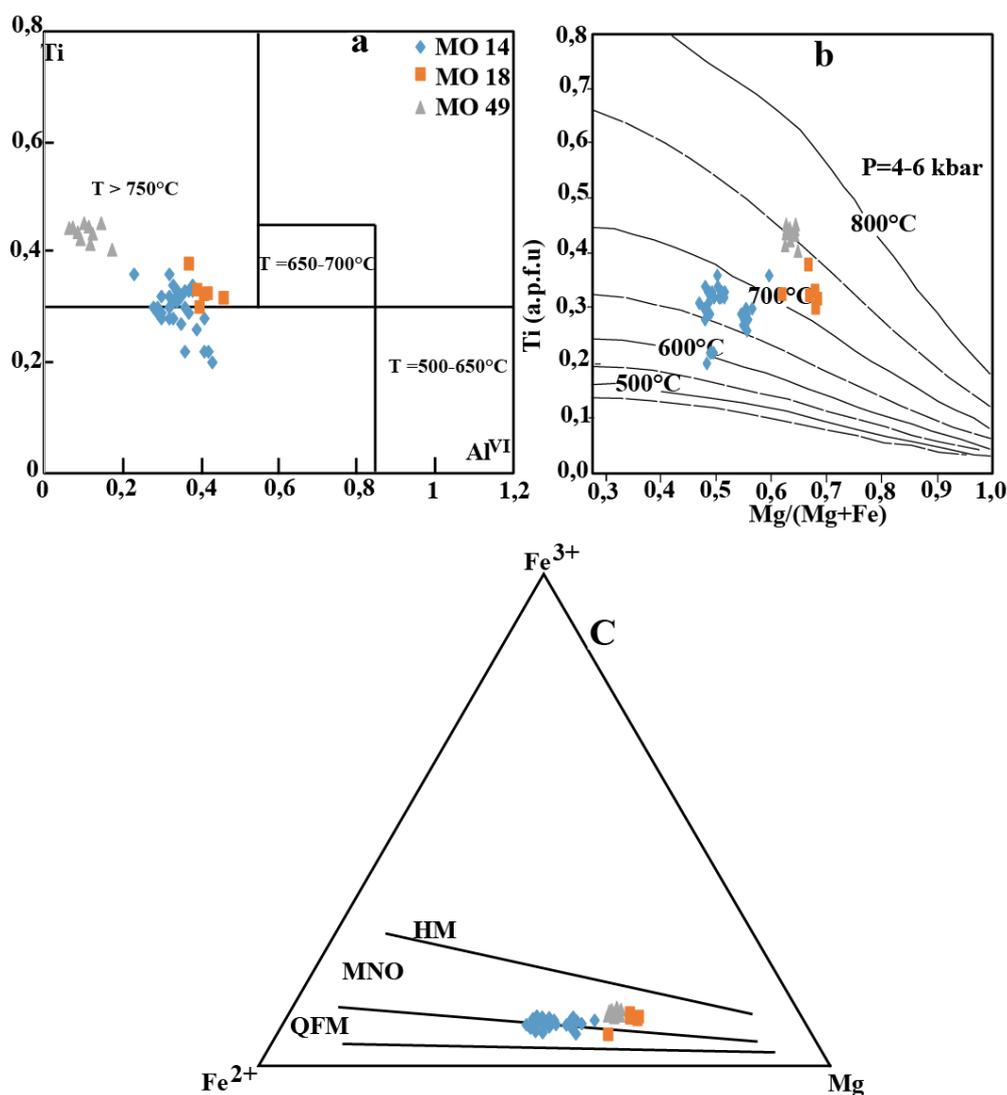


Figure 36: Distribution des biotites dans a) diagramme binaire de Schreurs (1985); b) diagramme binaire d'Henry *et al.* (2005); c) diagramme ternaire de Wones et Eugster (1965). *QFM* : Quartz Fayalite Magnétite ; *NNO* : Nickel-Nickel Oxide ; *HM* : Hématite Magnétite.

III.1.2. Géothermobarométrie quantitative

III.1.2.1. Température

Les températures calculées en fonction de l'équation (2) sur les biotites varient de 587 à 717 °C et de 710 à 744 °C pour les échantillons (**MO 14**) et (**MO 18**) ; 743 à 757 °C pour l'échantillon (**MO 49**), avec des moyennes respectives de 665,75 ; 723,67 et 751,10 °C ([Annexe II ; Tab. 1](#)). Cependant les amphiboles des échantillons (**MO 14**) et (**MO 49**) ont respectivement des températures (équation 1) de l'ordre de (665,40 - 809,88 °C) et (725,60 - 797,84°C) avec des moyennes de 770,59 et 761,72 °C ([Annexe II ; Tab. 2](#)).

Sous la base de l'équation (1) les amphiboles de l'échantillon (**MO 31**) montrent des températures qui oscillent entre 713,56 et 870,08 °C avec une moyenne de 797,24 °C.

Dans le [tableau 3 \(annexe II\)](#), les amphiboles des échantillons (**MO 33**) et (**MO 47**) révèlent des températures de l'ordre de 761,72 à 833,96 et de 677,44 à 701,52 avec des moyennes respectives de 795,83 °C et de 668,79 °C. Enfin celles de l'échantillon (**MO 57**) sont comprises entre 581,12 à 809,88 °C avec une moyenne de l'ordre de 728,61°C.

III.1.2.2. Pression

Les pressions calculées dans les biotites des gneiss charnockitiques par la formule d'[Uchida et al. \(2007\)](#) sont faibles (**MO 14** \approx 1,65 - 2,17 kbar), (**MO 18** \approx 2,30 - 2,62 kbar) et (**MO 49** \approx 1,16 - 1,52 kbar) avec des moyennes respectives de l'ordre de 1,93 ; 2,46 et 1,30 kbar ([Annexe II ; Tab. 1](#)). Par contre les pressions calculées sur les amphiboles des mêmes échantillons en fonction de l'équation (3) ont des valeurs de l'ordre 6,03 - 7,03 kbar pour **MO 14** et de l'ordre de 6,22 - 6,41 kbar pour **MO 49**. Enfin l'équation (4) donne des faibles (**MO 14** \approx 3,01 - 4,78 kbar ; **MO 49** \approx 3,32 kbar) à moyennes pressions (**MO 14** \approx 5,86 - 9,76 kbar ; **MO 49** \approx 6,69 kbar ; [Annexe II ; Tab. 1](#)).

Dans l'équation de [Schmidt \(1992\)](#), les métamafites ont des pressions moyennes (**MO 31** \approx 7,46 - 8,84 kbar ; **MO 33** \approx 6,80 - 7,03 kbar ; **MO 47** \approx 5,80 - 8,18 kbar et **MO 57** \approx 6,65 - 9,03 kbar) sauf dans l'échantillon **MO 57** où l'on trouve une faible pression de l'ordre 4,51 kbar. Cependant les pressions calculées dans les mêmes amphiboles dans l'équation d'[Anderson et Smith \(1995\)](#) sont faibles (**MO 31** \approx 3,10 - 4,95 kbar ; **MO 33** \approx 2,12 - 4,20 kbar et **MO 57** \approx 3,08 - 3,56 kbar), moyennes (**MO 31** \approx 5,47 - 8,13 kbar ; **MO 33** \approx 5,67 - 6,31 kbar ; **MO 47** \approx 7,43 - 9,95 kbar et **MO 57** \approx 7,12 - 9,90 kbar) et fortes (**MO 31** \approx 10,20 kbar ; **MO 47** \approx 10,05 - 11,08 kbar et **MO 57** \approx 12,99 kbar ; [Annexe II ; Tab. 3](#)).

III.1.2.3. Fugacité de l'oxygène

Dans le [tableau 1 \(Annexe II\)](#) représentant les biotites des gneiss charnockitiques, la fugacité de l'oxygène est comprise entre -19,63 atm à -15,82 atm pour les points de l'échantillon (**MO 14**) ; de -16,00 atm à -15,15 atm pour les points de l'échantillon (**MO 18**) et de -15,18 atm à -14,87 atm pour les points de l'échantillon (**MO 49**) avec des moyennes respectives de l'ordre de -17,22 atm ; -15,66 atm et -14,98 atm. Par contre dans le [tableau 2 \(Annexe II\)](#) des amphiboles des mêmes gneiss charnockitiques, la fugacité de l'oxygène calculée à partir de l'équation de [Schmidt \(1992\)](#) varie entre -17,07 atm et -12,69 atm pour les points de l'échantillon (**MO 14**) et de -15,11 atm à -13,05 atm pour les points de l'échantillon (**MO 49**) dont les moyennes sont de l'ordre de -13,76 atm et -14,08 atm. Et les fugacités de l'oxygène calculées à partir l'équation d'[Anderson et Smith \(1995\)](#) présentent des valeurs de -16,54 atm à -13,15 atm pour les points de l'échantillon (**MO 14**) et de -15,04 atm à -13,46 atm pour les points de l'échantillon (**MO 49**) avec des moyennes respectives de l'ordre de -13,98 atm et de -14,24 atm.

Enfin les métamafites ont des fugacités très variables -20,48 atm à -11,02 atm pour les pressions obtenues à partir de l'équation de [Schmidt \(1992\)](#) dans l'équation (7). Ces fugacités sont de l'ordre de -15,22 atm à -11,02 atm dans l'échantillon (**MO 31**) ; -14,31 atm à -12,09 atm dans l'échantillon (**MO 33**) ; -16,64 atm à -15,59 atm dans l'échantillon (**MO 47**) et de -20,48 atm à -12,67 atm dans l'échantillon (**MO 57**). Cependant celles calculées avec les pressions obtenues à partir de l'équation d'[Anderson et Smith \(1995\)](#) dans la même équation (7) donnent des fugacités de l'oxygène qui varient entre -15,04 atm et -11,69 atm avec une moyenne de -12,47 atm dans l'échantillon (**MO 31**) ; alors que les points de l'échantillon (**MO 33**) présentent des fugacités de l'ordre de -14,13 atm à -12,67 atm et une moyenne de -13,43 atm. Par contre les échantillons (**MO 47**) et (**MO 57**) ont respectivement des valeurs qui oscillent entre (-16,21 atm à -15,32 atm) et (-19,07 atm à -13,12 atm) avec des moyennes de l'ordre de -15,67 atm et de -14,85 atm ([Annexe II ; Tab. 3](#)).

III.2. ÉQUILIBRES ENTRE LES MINÉRAUX

III.2.1. Couple Grt-Cpx d'[Ellis et Green \(1979\)](#)

L'étalonnage d'[Ellis et Green \(1979\)](#) a fourni un intervalle de température compris entre 687 et 1324 °C sous une pression fixée à 10 kbar. Dans l'échantillon (**MO 14**), les températures sont comprises entre 1187 et 1324 °C avec une moyenne de 1255 °C. Par contre les échantillons (**MO 31**) et (**MO 47**) ont respectivement des températures qui varient entre 697-821 °C et de 729-856 °C avec des moyennes de l'ordre de 766 °C et de 805 °C

respectivement. De plus l'échantillon (**MO 33**) a une température qui oscille entre 687 et 749 °C avec une moyenne de 710 °C. Enfin l'échantillon (**MO 57**) présente des températures qui varient entre 748-904 °C avec une moyenne de 835 °C ([Annexe II ; Tab. 4](#)).

III.2.2. Couple Grt-Hbt de [Krogh-Ravna \(2000\)](#)

L'étalonnage de [Krogh-Ravna \(2000\)](#) a fourni un intervalle de température compris entre 708 et 952 °C. Les échantillons (**MO 31**) et (**MO 47**) présentent respectivement des températures de 780 - 952 °C et de 760 - 889 °C avec des moyennes de 862 °C et de 828 °C. Et les échantillons (**MO 33**) et (**MO 57**) montrent des températures de 708 - 866 °C et de 738 - 909 °C avec des moyennes de 784 °C et de 795 °C ([Annexe II ; Tab. 4](#)).

III.2.3. Couple Cpx-Opx de [Wood et Banno \(1973\)](#) et de [Wells \(1977\)](#)

Dans ces couples, la température a été calculée sous une température et une pression fixées respectivement à 761,72 °C et 6,32 kbar.

Dans la classification de [Wood et Banno \(1973\)](#), la température est de 1087 °C pour l'échantillon **MO 14** et de 852 °C pour l'échantillon **MO 49**. Par contre dans les conditions de détermination de température de [Wells \(1977\)](#) les températures sont respectivement de 1292 °C et de 890 °C pour les échantillons **MO 14** et **MO 49** ([Annexe II ; Tab. 4](#)).

III.2.4. Couple Hbl-Pl d'[Holland et Blundy \(1994\)](#)

Selon l'équation d'[Holland et Blundy \(1994\)](#) à haute pression (10 kbr), les échantillons de gneiss (**MO 14** et **MO 49**) affichent des températures comprises entre 594 - 655 °C et 589 - 613 °C dont les moyennes sont respectivement de l'ordre de 631 °C et 601 °C. Cependant les échantillons de méta-mafiques (**MO 31**, **MO 33** et **MO 57**) montrent des températures qui oscillent respectivement entre 692 - 759 °C, 751 - 806 °C et 635 - 842 °C; avec des moyennes de l'ordre de 736 °C, 778 °C et 734 °C.

A basse pression (5 kbr), l'équation d'[Holland et Blundy \(1994\)](#) révèle que les échantillons (**MO 14**) et (**MO 49**) ont des températures variant entre 597 - 673 °C et 594 - 624 °C; avec des moyennes de l'ordre de 641 °C et 609 °C. En outre les échantillons (**MO 31**), (**MO 33**) et (**MO 57**) présentent des températures qui fluctuent respectivement entre 672 - 760 °C, 777 - 868 °C et 631 - 839 °C; avec des moyennes de l'ordre de 724 °C, 827 °C et 727 °C ([Annexe II ; Tab. 4](#)).

III.2.5. Couple Grt-Bt

Dans le cas du couple grenat-biotite, la pression a été fixée à 1,93 kbar avec un KD variant entre 1,04 et 2,26 pour l'échantillon (**MO 14**) et entre 3,94 et 33,29 pour l'échantillon (**MO 18**). Dans la [figure 37](#), la méthode Bhatt-HW révèle des températures comprises entre 900 °C et 1200 °C pour les points de l'échantillon (**MO 14**). Par contre la méthode Bhatt-GS présente des températures qui oscillent entre 1000 °C et 1300 °C ([Bhattacharya et al., 1992](#)). En outre [Thompson \(1976a,b\)](#) donne des températures qui oscillent entre 900 et 1500 °C. Enfin la méthode d'Hold et Lee donne des températures de l'ordre de 1200 à 2300 °C.

Dans la même figure les points de l'échantillon (**MO 18**) donnent des températures qui fluctuent dans l'intervalle 600-800 °C sauf un point dont la température est de 400 °C (Bhatt-GS).

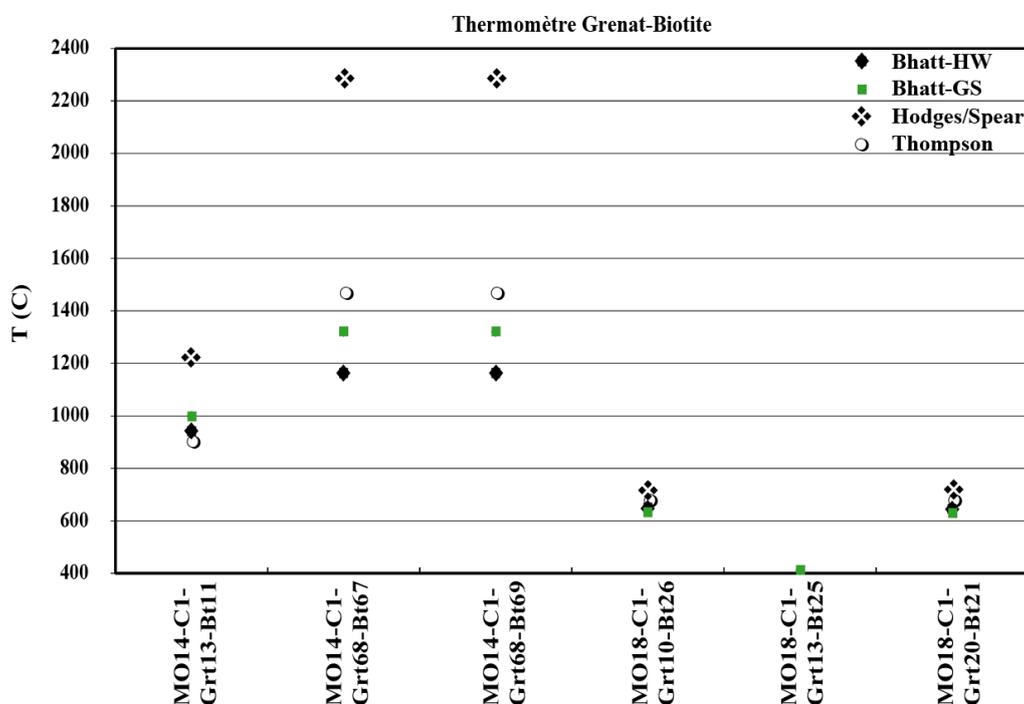


Figure 37: Représentation des gneiss suivant le thermomètre Grt-Bt de [Bhattacharya et al. \(1992\)](#), [Thompson \(1976a,b\)](#).

III.2.6. Grt-Pl-Hbl de [Kohn et Spear \(1990\)](#)

La relation Grt-Pl-Hbl de [Kohn et Spear \(1990\)](#) nous a permis de calculer les pressions métamorphiques dans cette étude.

Pour une température fixée à 785,80 °C, l'échantillon (**MO 14**) donne une pression moyenne de 13,90 kbar et pour une température fixée à 845,00 °C, l'échantillon (**MO 57**) donne une pression moyenne de 12,19 kbar.

Enfin pour une température fixée à 785,80 °C, les échantillons (**MO 31**, **MO 33** et **MO 47**) donnent des pressions moyennes respectives de l'ordre de 9,68 kbar, 13,42 kbar et 9,14 kbar.

III.3. ÉTUDE GÉOCHIMIQUE SUR ROCHE TOTALE

Un ensemble de 23 échantillons a été choisi pour les analyses géochimiques : soit 14 échantillons représentant des métamafites, 06 échantillons de métasyénites et 03 échantillons des gneiss (Annexe III).

III.3.1. Détermination de la nature des protholites et nomenclature des roches

La distribution des points dans le diagramme triangulaire (CaO) - ((Al₂O₃) + (Fe₂O₃) - (Na₂O) - (K₂O)) - ((MgO) + (FeO)) discriminant les roches métamorphiques de la région de Lolodorf et de ses environs montre des roches qui tombent dans le champ des formations granitiques (Fig. 38a) ; par contre dans le diagramme binaire de Winchester et Floyd (1977) les méta-mafiques tombent dans le champ des basaltes sub-alkalins près de la limite du champ alcalin, mais un échantillon tombe dans le domaine des basanites ; les métasyénites à clinopyroxènes et l'échantillon MO 43 tombent dans le champ des andésites et des trachy-andésites or les échantillons MO 05 et MO 08 tombent dans le domaine des rhyodacite et dacite (Fig. 38b). Dans le diagramme de la classification de Le Bas *et al.* (1986), les méta-mafiques tombent dans le domaine des basaltes ; les métasyénites à clinopyroxène tombent dans les champs des roches à composition de trachyte-trachydacite et les gneiss charnockitiques tombent dans les champs des dacites et des trachy-andésites (Fig. 38c). Dans le même diagramme, les méta-mafiques et deux échantillons de gneiss charnockitique tombent dans le champ subalcalin/tholéiitique ; les métasyénites à clinopyroxène et un échantillon de charnockite tombent dans le champ alcalin.

III.3.2. Discrimination de l'affinité chimique des roches

Une affinité tholéiitique et calco-alkaline est suggérée pour des métamafites et des gneiss (MO 05 et MO 08) en fonction de leur teneur en K₂O (Rickwood, 1989), tandis que les métasyénites à clinopyroxènes ont une composition shoshonitique ainsi que l'échantillon (MO 43) de gneiss (Fig. 39a).

Les deux variétés de métamafites (à grenat fin et grenat grossier) et les échantillons (MO 05 et MO 08) présentent une tendance tholéiitique distincte dans le diagramme triangulaire AFM d'Irvine et Baragar (1971), par ailleurs les échantillons de métasyénites à clinopyroxènes et un échantillon de gneiss charnockitique (MO 43) tombent dans le domaine calco-alcain (Fig. 39b). Dans le diagramme K₂O en fonction du SiO₂ de Middelmost (1975), les métamafites à grenat grossier et certains métamafites à grenat fin se positionnent dans le champ sub-alkalin faiblement potassique et le reste des métamafites à grenat fin se positionnent dans le champ sub-alkalin ainsi que certains gneiss charnockitiques (MO 05 et

MO 08). Enfin les métasyénites à clinopyroxènes et un échantillon de gneiss charnockitique (**MO 43**) sétaient dans le champ alcalin (**Fig. 39c**).

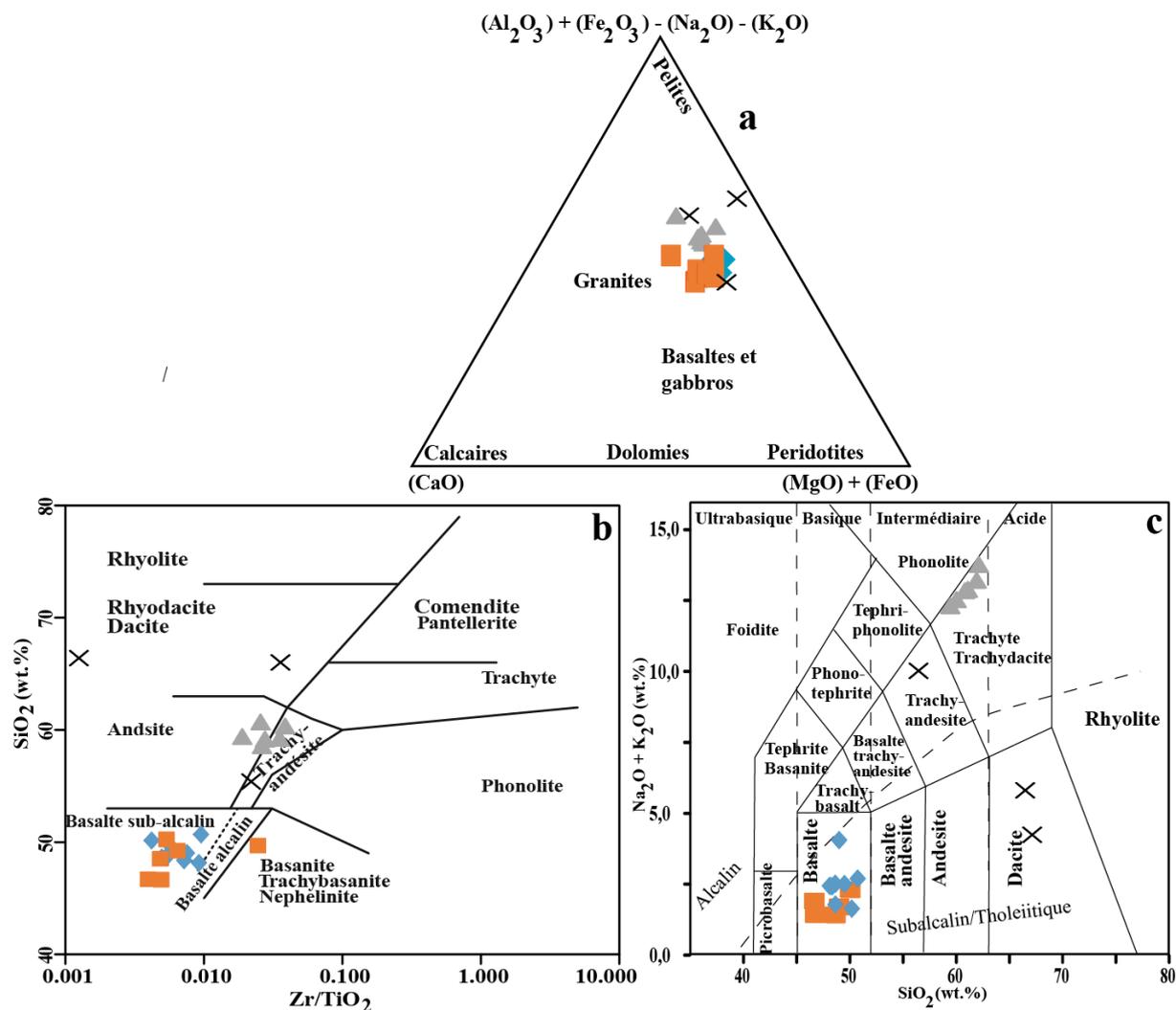


Figure 38: Détermination de la nature des protholites et nomenclature des roches de la région de Lolodorf. **a)** Diagramme $(CaO) - ((Al_2O_3) + (Fe_2O_3) - (Na_2O) - (K_2O)) - ((MgO) + (FeO))$ discriminant les formations métamorphiques ; **b)** Diagramme SiO_2 - Zr/TiO_2 de [Winchester et Floyd \(1977\)](#) ; **c)** Diagramme des sommes des alcalins vs SiO_2 d'après [Le Bas et al. \(1986\)](#). Les symboles sont les mêmes que dans la [figure 30](#).

Dans le diagramme $FeOt/(FeOt+MgO)$ vs SiO_2 de [Frost et al. \(2001\)](#) les métamafiques sont à cheval entre le domaine des roches magnésiennes (**MO 11, MO 31, MO 47, MO 57, MO 75, MO 76, MO 77, MO 78, MO 79 et MO 85**) et le domaine des roches ferrifères (**MO 71, MO 70, MO 75, MO 35, MO 61 et MO 81**) ; les métasyénites à clinopyroxènes et un échantillon de gneiss charnockitique (**MO 43**) se retrouvent exclusivement dans le champ ferrifère. Cependant l'échantillon (**MO 05**) tombe dans le champ magnésien et l'échantillon (**MO 08**) est à califourchon entre le champ magnésien et le champ ferrifère (**Fig. 39d**).

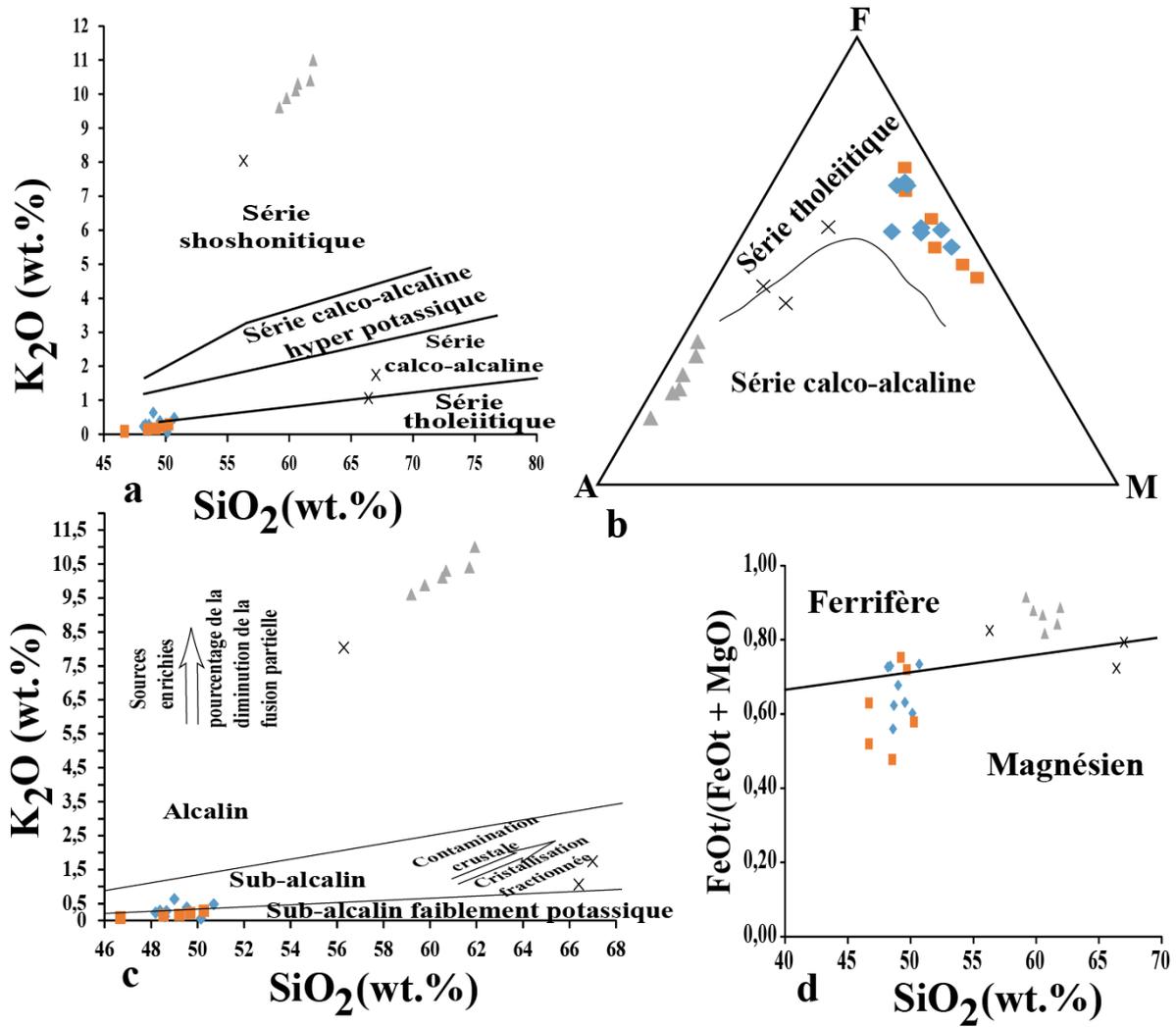


Figure 39 : Diagrammes de classification des échantillons analysés dans la région de Lolodorf : **a)** diagramme binaire K_2O vs SiO_2 (Rickwood, 1989), **b)** diagramme ternaire AFM $((Na_2O + K_2O)-FeOt- MgO)$ (Irvine et Baragar, 1971), **c)** diagramme binaire K_2O vs SiO_2 de Middelmost (1975) et **d)** diagramme $FeOt/(FeOt + MgO)$ vs SiO_2 de Frost *et al.* (2001) montrant l’affinité magnésienne et ferrifère des méta-mafiques, des métasyénites et des gneiss de la région de Lolodorf. Les symboles sont les mêmes que dans la figure 30.

III.3.3. Caractères géochimiques des métamaftites

Les métamaftites sont des roches mafiques. Cette nature s’illustre par leur teneur en silice comprise entre 46,68 et 50,70%.

III.3.3.1. Distribution des éléments majeurs

Dans les MGF (Annexe III ; Tab. 1), les teneurs en silice (SiO_2) et en Fe_2O_3 varient respectivement entre 48,20 - 50,70% et entre 12,65 - 17,70%. Par contre dans les MGG (Annexe III ; Tab. 2) le SiO_2 est variable et comprise entre 46,68 et 50,27% et le Fe_2O_3 est entre 11,98 - 18,32%. Contrairement aux MGF ($12,40\% < Al_2O_3 < 14,63\%$), les MGG sont légèrement moins riches en Al_2O_3 ($12,41\% < Al_2O_3 < 14,54\%$). Les teneurs en CaO des MGF

oscillent entre 9,17 et 11,81 % et celles des MgO sont compris entre 5,77 et 8,96%. Dans les MGG ces valeurs sont respectivement de 9,92 - 13,84% pour le CaO et de 5,43 - 12,04% pour le MgO. Les teneurs en Na₂O sont faibles soit 1,60 à 3,42% pour les MGF et entre 1,36 - 2,00% pour les MGG. Les teneurs en TiO₂ varient entre 0,78 et 1,72% dans les MGF et de 0,36 - 0,98% dans les MGG sauf pour l'échantillon (**MO 70**) qui a une teneur en titane de 1,48%. Les valeurs de MnO, K₂O, P₂O₅ et Cr₂O₃ sont inférieures à 1% dans les deux groupes. Les teneurs en Na₂O sont modérées (1,65% < Na₂O_{MGF} < 3,42%) et 1,24% < Na₂O_{MGG} < 2,07%).

La perte au feu est faible variant de -0,80 à 1,00% attestant de la fraîcheur des échantillons récoltés. Les rapports NaO₂/K₂O sont élevés (4,63 - 32,00) et (6,90 - 19,43); ceux en K₂O/Na₂O et en Al₂O₃/TiO₂ sont respectivement compris entre 0,03 et 0,22 (MGF) et 0,05 et 0,15 (MGG) et entre 7,25 et 18,08 (MGF) et 8,98 et 37,64 (MGG); alors que celui en Al₂O₃/Na₂O varient entre 4,28 et 8,55 (MGF) et 6,55 et 10,69 (MGG). Et les valeurs en alcalins sont faibles 1,66% < (Na₂O+K₂O)_{MGF} < 4,04% et 1,39% < (Na₂O+K₂O)_{MGG} < 2,29%. Le Mg number (Mg# = $100 * (\text{MgO}/40,31) / [(\text{MgO}/40,31) + ((\text{Fe}_2\text{O}_3 * 0,8998) / 71,85 * (1 - 0,15))]$) est compris entre 43,24 et 62,27% (MGF) et 40,85 et 69,70% (MGG) suggérant des flux chimiques primitifs ou d'origine mantellique (Mg# > 40 ; [Rapp et Watson, 1995](#) ; [Patiño, 1999](#)). Les valeurs des alcalins sont faibles 0,83% < Na₂O+K₂O < 4,28%; caractéristiques des séries tholéitiques. L'indice de différenciation FeO_t/MgO (1,27 - 2,75 ; MGF) et (0,91 à 3,04 ; MGG) confirme ce caractère tholéitique ([Miyashiro, 1974](#) ; [Miyashiro et Shido, 1975](#)) traduisant ainsi un domaine orogénique divergent. L'augmentation concomitante de TiO₂ et de FeO_t/MgO reflète le caractère isotané typique des zones orogéniques ([Bébién, 1980](#)).

Les diagrammes de variations des éléments majeurs en fonction de MgO mettent en relief les variations des oxydes majeurs. Ces diagrammes montrent une répartition continue et linéaire des points représentatifs des métamafites, des métasyénites et des gneiss bien différenciés en fonction de leur concentration en MgO ([Fig. 40](#)). Dans les MGF et MGG l'on note des corrélations : positives entre MgO et SiO₂, MgO et Al₂O₃, MgO et Cr₂O₃, MgO et MnO, MgO et CaO ([Fig. 40a,c,d,f,g](#)) ; plate entre le MgO et le K₂O (série tholéitique [Fig. 40i](#)) et des corrélations négatives entre le MgO et le TiO₂, le MgO et le Fe₂O₃, le MgO et le Na₂O, le MgO et le P₂O₅ et entre le MgO et le FeO_t (série tholéitique [Fig. 40b,e,h,j,k](#)).

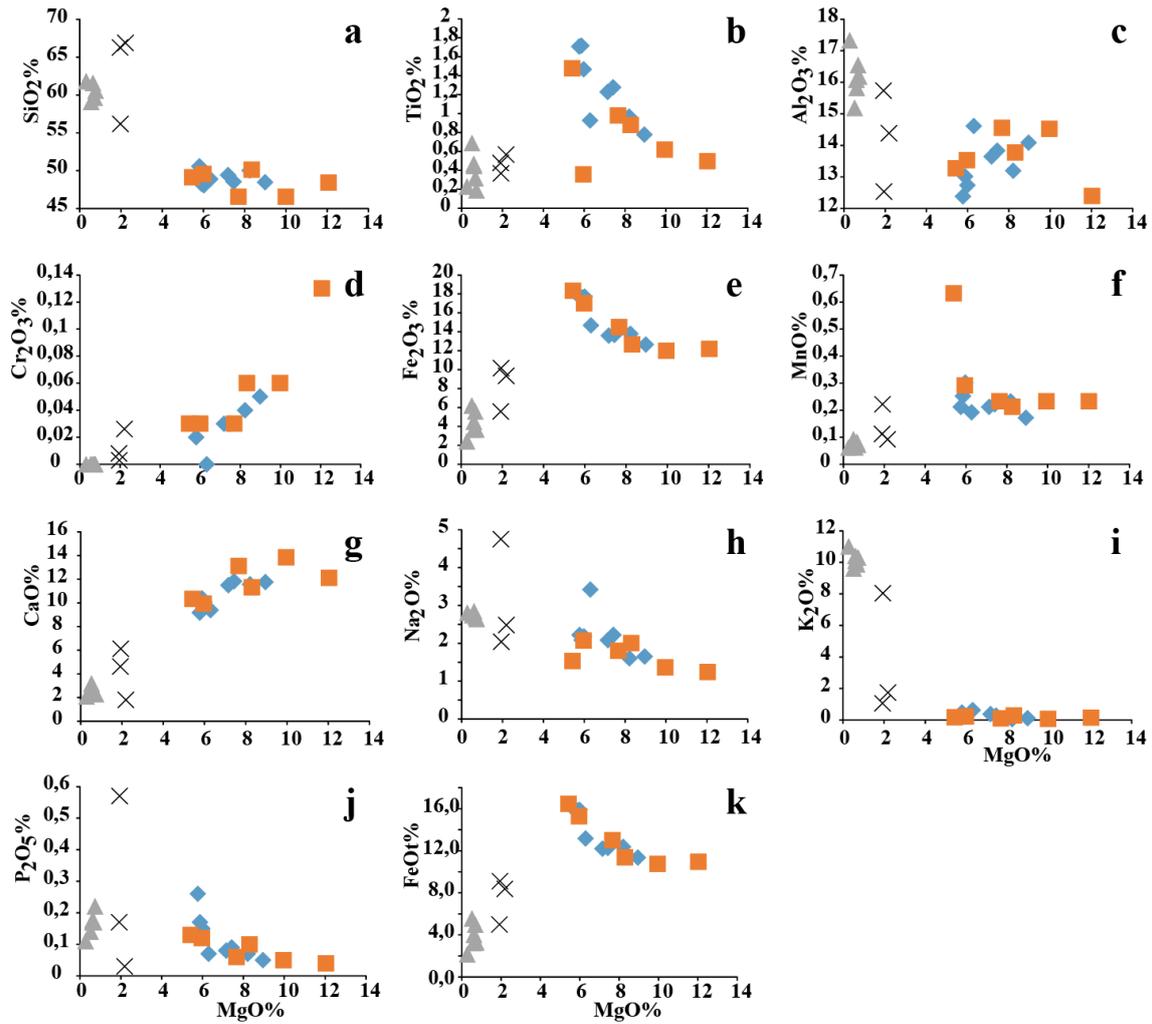


Figure 40 : Diagramme de variation des éléments majeurs en fonction du MgO des roches de la région de Lolodorf. Les symboles sont les mêmes que dans la [figure 30](#).

III.3.3.2 Distribution des éléments en traces et des terres rares

Les MGF sont caractérisées par des teneurs en Ba basses dans l'ensemble (4,49 - 99,00 ppm) mais élevées dans les échantillons **MO75** (128,00 ppm) et **MO 35** (286,00 ppm). Les concentrations en Sr sont de l'ordre de 67,10 - 232,80 ppm. Les teneurs en Rb sont faibles, elles varient entre 0,66 et 14,60 ppm. Ces roches ont des teneurs élevées en Cr (140,00 - 360,00 ppm), mais la teneur de l'échantillon **MO 75** est faible, soit 23,71 ppm et celles du V oscillent entre 275,00 et 398,00 ppm. Les teneurs en Zr et Y sont faibles à moyennes ; soit (40,50 - 162,00 ppm) pour le Zr et faible (15,30 - 67,30 ppm) pour le Y. Les concentrations de Sc (35,00 ; 36,00 ; 37,00 ; 44,00 et 45,90 ppm) sont moyenne. Par contre les MGG sont caractérisées par des teneurs élevées en Cr (230,00 - 1055,20 ppm), V (261,31 - 335,00 ppm) et le Sc a des teneurs qui varient entre 41,97 à 53,65 ppm. Des concentrations faibles à modérées sont observées en Sr (21,80 - 72,00 ppm), en Rb (1,40 - 4,70 ppm), en Y (16,10 - 41,00 ppm) et en Zr (24,40 - 93,60 ppm). Quant au Nb, il est caractérisé par des teneurs très

faibles (1,60 - 11,70 ppm). Les concentrations du Cr et du V seraient dues au fractionnement de l'amphibole et/ou du pyroxène (Annexe III ; Tab. 1) et celles du Sc laissent présager une cristallisation des blastes de clinopyroxène qui piègent suffisamment de Sc (Albarede, 1995 ; Albarede *et al.*, 1997).

Dans les deux groupes de roches, les teneurs en Ga, Nb, Hf, Th, U et Ta sont très faibles. Elles sont le plus souvent inférieures à 10 ppm pour Hf, Th, U et Ta ; et appauvries en Ga (15,10 et 21,00 ppm MGF et 11,29 - 19,40 ppm MGG) et en Nb (2,60 et 11,70 ppm MGF et 1,10 - 4,50 ppm MGG). Les rapports Sr/Y et Y/Nb des métamafites sont respectivement de l'ordre de (1,93 - 11,64) et de (3,33 - 9,56) (Annexe III ; Tab. 1 et 2). Le Cr, le V et le Sc ont des teneurs qui augmentent proportionnellement avec les teneurs en MgO (Fig. 41a-c) tandis que des teneurs en Zr, en Y, en Nb, en Hf et en Ga diminuent avec l'augmentation des teneurs en MgO (Fig. 41-k) pour les autres éléments en trace (Ba, Sr et Rb), les variations ne sont pas nettement exprimées et forme une plateforme (Fig. 41d-f).

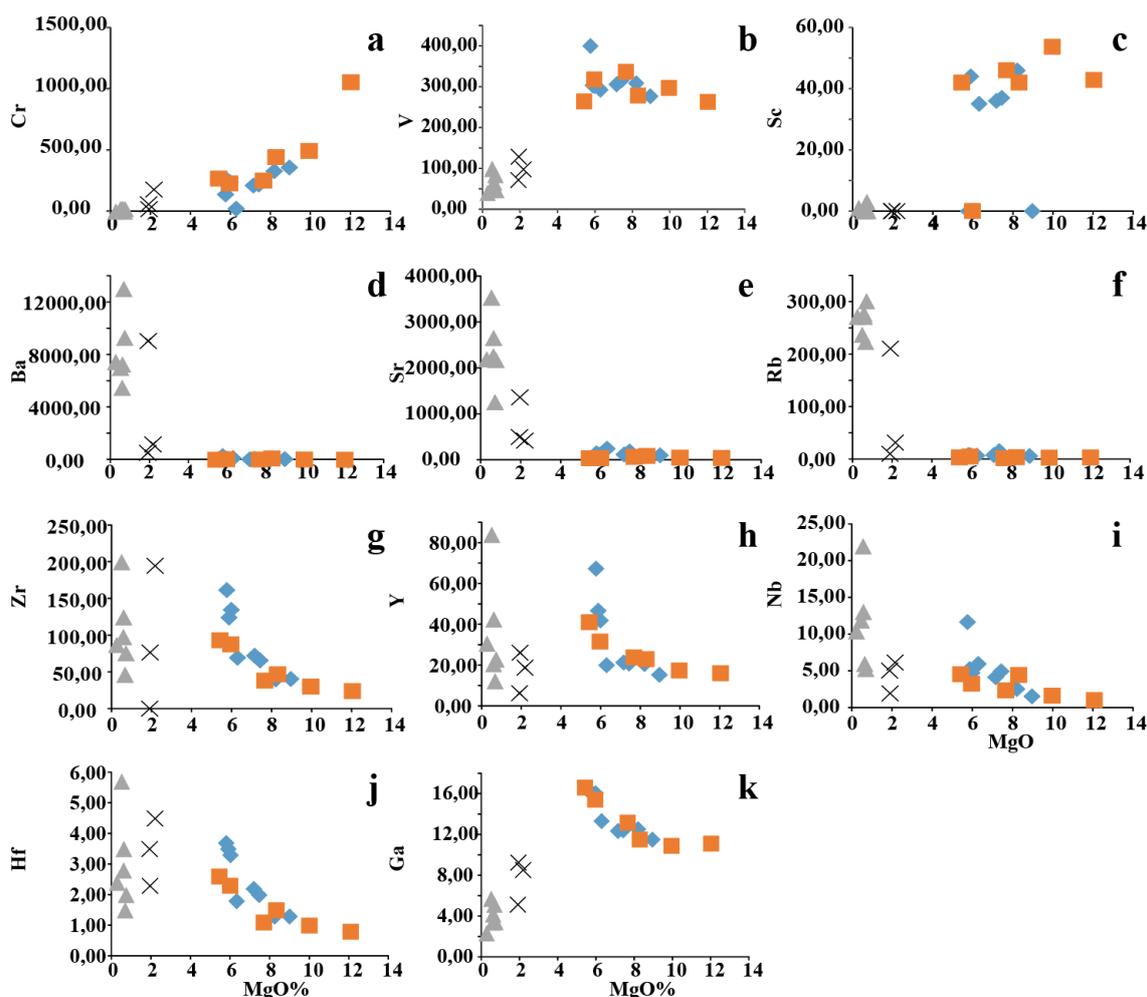


Figure 41 : Diagrammes des éléments en trace des roches de la région de Lolodorf en fonction du MgO. Les symboles sont les mêmes que dans la figure 30.

La somme des teneurs en terres rares (REE) est faible dans les MGF et dans les MGG. Dans les MGF, elle varie entre 21,40 et 64,78 ppm sauf dans l'échantillon **MO 35** où elle est de l'ordre 159,70 ppm. Les terres rares légères (LREE) (13,54 - 128,13) sont mieux exprimées que les terres rares lourdes (HREE) (7,86 - 31,57), sauf dans l'échantillon **MO 47** où le gap entre les LREE et les HREE est très restreint.

Les spectres des terres rares des MGF ([Annexe III](#); [Tab. 1](#)) montrent un fractionnement important avec les rapports $(La/Yb)_N$ fluctuant entre (0,54 et 2,59); soit inférieur à 1 dans les échantillons (**MO 47**), (**MO 61**) et (**MO 81**), et supérieur à 1 dans les échantillons (**MO 35**), (**MO 75**), (**MO 78**), (**MO 31**) et (**MO 85**).

Les rapports $Y/Nb > 2$ (3,33-9,56) traduisent l'affinité tholeiitique de ce groupe ([Floyd et Winchester, 1975](#)). Les rapports Ce/Ce^* sont compris entre 0,92 et 1,37 soit supérieurs à 1 dans les échantillons (**MO 31**), (**MO 47**), (**MO 75**) et (**MO 85**). Cet enrichissement proportionnel en LREE et en HREE est indicateur du fractionnement de l'apatite, du sphène et du zircon. Les valeurs des rapports Eu/Eu^* sont inférieures à 1 dans presque la totalité des échantillons des MGF (0,59 - 0,97) ; sauf dans l'échantillon (**MO 31**) où ce rapport est égal à 1,03. Les rapports Eu/Eu^* inférieur à 1 indiquant une légère anomalie négative en Eu liée probablement à la cristallisation concomitante de l'amphibole et du plagioclase.

Les données obtenues sont présentées sous forme de diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif de [Sun et Mc Donough \(1989\)](#) et de spectres normalisés à la chondrite de [Mc Donough et Sun \(1995\)](#) ([Fig. 42a-b](#)). Les diagrammes multi-éléments montrent que les MGF sont caractérisées par des spectres à anomalie positive (**MO 35**), (**MO 47**), (**MO 61**) , (**MO 75**) et (**MO 81**) et négative (**MO 78**) et (**MO 85**) en Ba avec une configuration contraire pour le Nb (anomalie positive (**MO 78**) et (**MO 85**) et négative (**MO 35**), (**MO 47**), (**MO 61**), (**MO 75**) et (**MO 81**)). Le La et le Sr ont respectivement des corrélations positives dans les échantillons (**MO 31**, **MO 35**, **MO 47**, **MO 75**, **MO 81** et **MO 85**) et le Sr montre des corrélations négatives dans les échantillons (**MO 35**), (**MO 61**), (**MO 78**), (**MO 81**) et (**MO 85**) en plus, l'Eu a une corrélation négative très peu prononcées dans les échantillons (**MO 35**, **MO 47**, **MO 61** et **MO 81**) et les autres éléments (Gd, Tb, Dy, Y, Ho, Er, Tm, Yb et Lu) présentent une forme sensiblement plate ([Fig. 42a](#)).

Par contre les spectres multi-éléments des MGG normalisés au manteau primitif de [Sun et Mc Donough \(1989\)](#) nous montrent une anomalie positive très poussée en Ba pour l'échantillon (**MO 76**), faible pour l'échantillon (**MO 57**) et négative pour l'échantillon (**MO 70**). L'échantillon (**MO 11**) à une anomalie positive bien prononcée en Ce et peu prononcée pour (**MO 70**). Tous les échantillons analysés ont une anomalie négative bien exprimée en Sr

et faible en Zr pour les échantillons (**MO 11**), (**MO 57**), (**MO 76**) et (**MO 77**) et très peu positive pour les échantillons (**MO 70**) et (**MO 71**). On note aussi une faible anomalie négative en Eu dans les matériaux (**MO 70**) et (**MO 71**) et le spectre devient plat pour les autres éléments (Gd, Tb, Dy, Y, Ho, Er, Tm, Yb et Lu) (Fig. 42c).

Les spectres des REE montrent une anomalie positive peu prononcée en cérium dans l'échantillon (**MO 85**) (Fig. 42b) avec une faible anomalie négative en Eu (**MO 35**), (**MO 61**), (**MO 78**) et (**MO 81**) et plat dans d'autres échantillons. De plus le spectre de l'échantillon (**MO 31**) est rectiligne sur toute son étendue montrant un appauvrissement progressif partant des LREE (La- Gd) vers les HREE (Tb-Lu). Ces spectres sont également caractérisés par un enrichissement en terres rares légères par rapport aux valeurs des chondrites. On y note une légère dilatation des terres rares lourdes dans tous les échantillons (Fig. 42b). Cependant les spectres des terres rares normalisés aux chondrites des MGG (Fig. 42d) montrent qu'ils sont très fractionnés. Ce fractionnement s'exprime par des rapports $(La/Yb)_N$ très bas (0,56 et 2,44) qui pourraient être le résultat d'un métasomatisme du manteau, avec des valeurs des LREE oscillant entre 13,68 et 52,61 ppm et ceux des HREE quant'à eux variant entre 8,09 et 20,07 ppm. Les rapports en Eu/Eu^* sont compris entre 0,76 et 0,95 indiquent une faible anomalie négative en Eu pour les échantillons (**MO 11**), (**MO 70**), (**MO 71**) et (**MO 76**) tendant à être plat pour les échantillons (**MO 57**) et (**MO 77**), probablement liée à une faible accumulation des plagioclases. Du Gd au Lu, le spectre est relativement plat, le rapport Ce/Ce^* est compris entre 0,81 et 3,10 caractérisant une mobilité de LREE limitée (Polat *et al.*, 2002 ; Annexe III ; Tab 2) avec une anomalie positive assez prononcée en cérium dans l'échantillon (**MO 11**) (Fig. 42d).

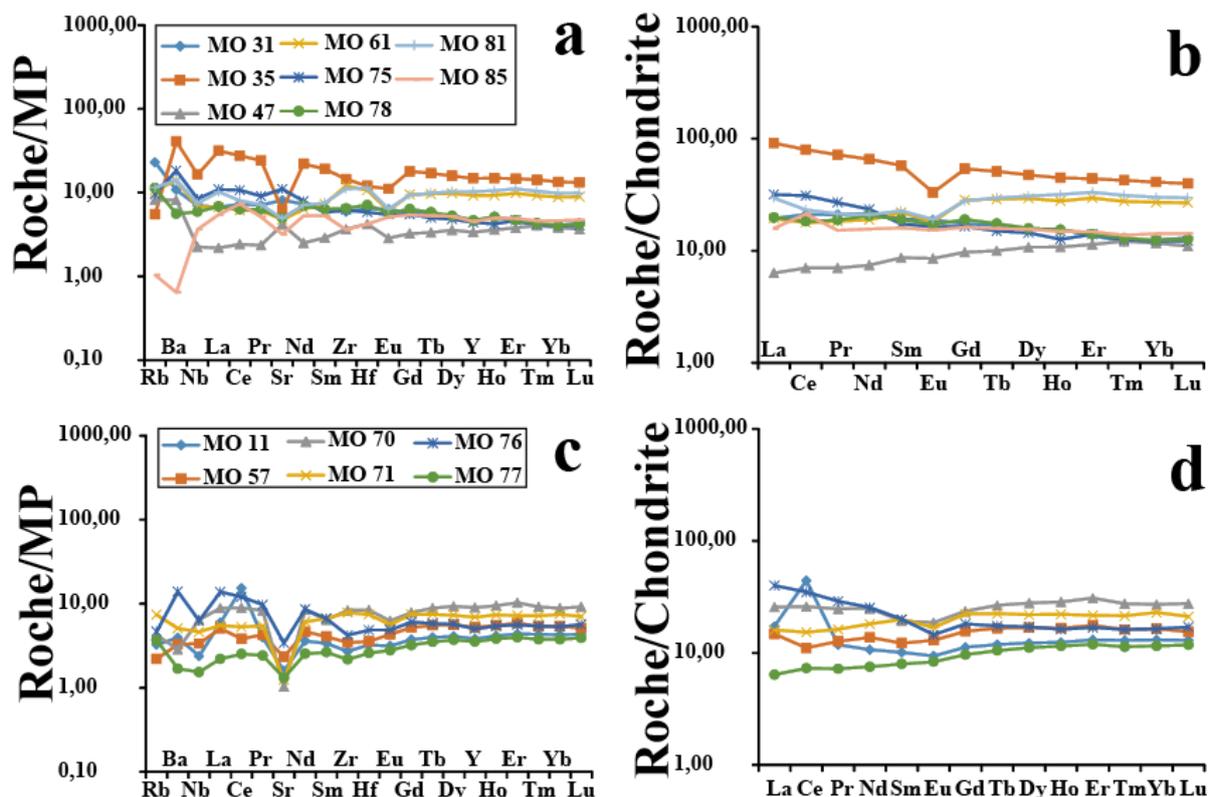


Figure 42 : Spectres des multi-éléments et des terres rares des MGF et des MGG de la région de Lolodorf et de ses environs **a,c**) Spectres des multi-éléments des MGF et des MGG normalisés par rapport au manteau primitif de [Sun et Mc Donough \(1989\)](#) ; **b,d**) Spectres de terres rares des MGF et des MGG normalisés par rapport à la chondrite de [Mc Donough et Sun \(1995\)](#).

III.3.4. Caractères géochimiques des métasyénites à clinopyroxène

L'étude géochimique des métasyénites à clinopyroxène a porté sur six échantillons pour lesquels les éléments sont analysés ci-dessous.

III.3.4.1. Distribution des éléments majeurs

Les métasyénites à clinopyroxène étudiées montrent des teneurs en SiO_2 variant de 59,20 à 61,93% et celles en Fe_2O_3 et en MgO sont comprises entre 0,28 et 6,19%. Ces teneurs sont caractéristiques des roches intermédiaires. Les teneurs en fer (2,43 - 6,19%) sont variables et celles en CaO (2,08 - 3,17%) le sont moins. Les teneurs en Na_2O sont modérées et peu variables (2,64% - 2,84%). Ces roches sont plus potassiques que sodiques avec des teneurs en K_2O fortes (9,61% - 11,00%) ([Annexe III ; Tab. 3](#)). Les teneurs en titane de ces roches sont faibles (0,19% - 0,69%) et caractéristiques des roches de la série calco-alcaline. La variation du fer et du titane en fonction du rapport FeO_t/MgO (4,46 - 10,71) confirme le caractère transitionnel de ce groupe ([Miyashiro, 1974](#) ; [Miyashiro et Shido, 1975](#)) avec des rapports $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (22,03 et 85,26) moyens à très élevés (> 60) conformes aux roches calco-alcalines. L'augmentation concomitante de TiO_2 et de FeO_t/MgO reflète le caractère

anisotitané typique des zones anaorogéniques (Bébién, 1980). Ces roches ont de faibles teneurs en MgO (0,28 - 0,74%) et par conséquent les rapports FeO_t/MgO (4,46 - 10,71) sont élevées ce qui confirme leur localisation dans le domaine des séries ferrifères (Fig. 39d). Ces roches sont riches en aluminium avec un Al_2O_3 variant entre 15,20 et 17,34%.

Les concentrations en oxydes alcalins sont moyennes ; 12,35 à 13,80% pour ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) et de 0,18 à 0,27 pour (A/CNK). Les rapports $\text{Na}_2/\text{K}_2\text{O}$ sont faibles (0,25 à 0,29) et ceux en $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ sont compris entre 3,51 et 3,93. Les rapports $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ varient entre 5,55 et 6,19 avec un Mg number (Mg#) faible compris entre 16,37 et 31,97 suggère une chimie évoluée des flux d'une source crustale ($\text{Mg\#} < 40$; Rapp et Watson, 1995) et caractérise une cristallisation fractionnée du magma (Annexe III ; Tab.3).

Les diagrammes de Fe_2O_3 , le MnO, le CaO, le P_2O_5 et le FeO_t ont une corrélation positive avec MgO (série calco-alcaline ; Fig. 40e-g,j,k), des corrélations négatives entre le SiO_2 , TiO_2 , le Al_2O_3 , le Na_2O , et K_2O en fonction du MgO (série calco-alcaline, Fig. 40a-c,h) et une représentation plate de Cr_2O_3 en fonction du MgO (Fig. 40d) ce qui serait en liaison avec les recristallisations métamorphiques inégalement réparties au sein du massif mais aussi à l'hétérogénéité des sources magmatiques de ces roches.

III.3.4.2. Distribution des éléments traces et terres rares

Les teneurs en éléments lithophiles Ba (5480,00 - 13009,00 ppm), Sr (1243,40 - 3520,00 ppm), Zr (46,70 - 200,00 ppm), U (0,40 - 2,40 ppm), Th (6,20 - 20,00) et Rb (222,40 - 300,00 ppm) sont fortes (Annexe III ; Tab. 3), compatibles avec le fractionnement des feldspaths et du zircon, et comparables à celles séries calco-alcalines (Thompson *et al.*, 1984). La richesse en Rb et en Ba serait liée au fort pourcentage du microcline des roches, qui est par ailleurs très riche en Ba.

Les teneurs en Cr (20,00 ppm) et Y (12,10 - 83,80 ppm) sont variables et faibles. Les rapports Sr/Y (42,01 - 109,27) sont élevés et semblables à ceux des séries calco-alcalines et ceux entre Y/Nb sont de l'ordre de 0,93 à 7,04 (Annexe III ; Tab. 3).

L'examen des diagrammes de variation de quelques éléments en traces en fonction de MgO (Fig. 41) montrent une tendance évolutive positive en Cr, en V, en Sc, en Ba, en Rb et en Ga (Fig. 41 a-d,f,k) et négative en Sr et en Zr en Y en Nb et en Hf (Fig. 41 e,g-j).

Les spectres multi-éléments (Fig. 43a) montrent des anomalies positives en Ba, La et Eu, et négatives en Nb, Zr et Hf caractéristiques des roches d'origine crustale (Thompson *et al.*, 1984) et rectiligne pour les autres éléments avec une pente vers les HREE. L'anomalie en Zr peut s'expliquer par le fractionnement des pyroxènes, ce qui est justifié par la présence de

nombreux niveaux de pyroxènes qui soulignent le litage magmatique de ces roches. L'anomalie en Nb caractérise généralement les roches calco-alkalines (Fig. 43a). Les rapports Y/Nb sont entre 2,02 et 7,04 sauf dans l'échantillon (MO 67) où il est de 0,91. Les spectres des terres rares normalisés à la chondrite de [Mc Donough et Sun \(1995\)](#) (Fig. 43b) montrent que ces roches sont très homogènes et fractionnées avec un relatif enrichissement en éléments les plus incompatibles, incluant les terres rares légères ($19,62 < La_N/Yb_N < 71,78$ avec une moyenne de 52,62). On note un appauvrissement en terres rares lourdes, des anomalies quasiment nulle en europium ($Eu/Eu^* = 0,91 - 1,03$ et $Ce/Ce^* = 0,99 - 1,22$) et une pente abrupte allant des LREE vers les HREE donnant à ces spectres de terres rares une configuration parallèle entre les différents échantillons (Fig. 43b), reflétant ainsi leur cogénéité à différents degrés de différenciation à partir d'un même magma parental alcalin ([Evensen et al., 1978](#)) et d'origine crustale à de faible degré de fusion ([Nakamura, 1974](#)).

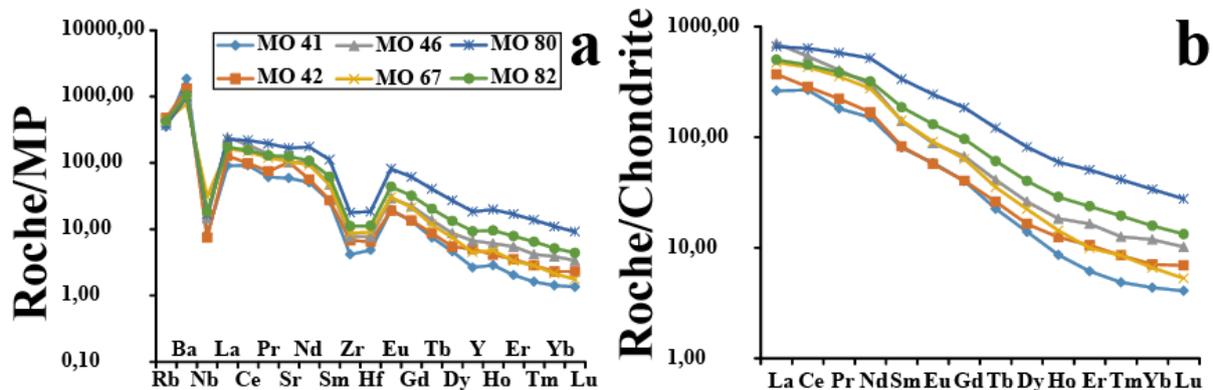


Figure 43 : Spectres des multi-éléments (a) et des terres rares (b) des métasyénites à clinopyroxène de la région de Lolodorf.

III.3.5. Caractères géochimiques des gneiss charnockitiques

III.3.5.1. Distribution des éléments majeurs

Les gneiss charnockitiques de la région de Lolodorf ont des teneurs en SiO_2 comprises entre 56,30 et 67,00% avec de forts taux en Na_2O ($2,04\% < Na_2O < 4,75\%$) et en K_2O ($1,06\% < K_2O < 8,04\%$). Le CaO oscille entre 1,79 et 6,11% et un appauvrissement en MgO (1,92 - 2,19 %), en Fe_2O_3 (5,57 - 10,15%) et en TiO_2 (0,37 - 0,57%). Les rapports en Na_2/K_2O , K_2O/Na_2O et Al_2O_3/Na_2O ont des valeurs respectives comprises entre 0,25 et 4,48 ; 0,22 et 3,94 et 3,32 et 6,15 et ceux en FeO_t/MgO et Al_2O_3/TiO_2 sont respectivement faibles (2,61 - 4,71) et fort en (25,26 - 33,92). Le Mg number (Mg#) est compris entre 30,82 et 44,55 suggérant une chimie des roches peu évoluée d'origine mantellique et des roches de source crustale ([Rapp et Watson, 1995](#) ; [Patiño, 1999](#)). Les valeurs en alcalins ($Na_2O + K_2O$) sont faibles variant entre 4,22 et 10,08% ([Annexe III ; Tab. 4](#)). Dans les diagrammes binaires des

oxydes en fonction du MgO (Fig. 40), les corrélations se dessinent négatives pour le SiO₂, le MnO, le CaO, le Na₂O, le K₂O et le P₂O₅ (Fig. 40a,f-j) et positives pour le TiO₂, le Al₂O₃, le Cr₂O₃, le Fe₂O₃, le CaO et le FeO (Fig. 40b-e,k).

III.3.5.2. Distribution des éléments traces et terres rares

Les gneiss sont pauvres en Rb (9,40-210,00 ppm), en Y (6,30 - 26,10 ppm), en Nb (2,00 - 6,20 ppm) et Cr (20,00 - 180,00 ppm) et riche en Ba (531,00 - 9050,00 ppm). Les rapports en Sr/Y et en Y/Nb sont respectivement de l'ordre de (21,65 - 76,98) et de (1,24 - 13,05) (Annexe III ; Tab. 3) et le Cr, le Zr, l'Y, le Nb, l'Hf et le Ga sont corrélés positivement par rapport à MgO (Fig. 41a,g,h-k), tandis que le Ba et le Sr sont corrélés négativement (Fig. 41d,e) et le V a plutôt une corrélation plate (Fig. 41b).

Le spectre multi-éléments normalisés au manteau primitif de Sun et Mc Donough (1989) (Fig. 44a) montre des anomalies positives en Ba, La, Sr (MO 05 et MO 08), Nd (MO 43), Zr (MO 08) Hf et Eu (MO 43) ; négatives en Nb et Sr (MO 43), Sm (MO 05 et MO 08), Zr (MO 05 et MO 43), Eu (MO 05 et MO 08) et les autres éléments (DY, Y, Ho, Er, Tm, Yb et Lu) sont rectilignes. Les spectres des terres rares des gneiss charnockitiques (Fig. 44b) montrent que ces roches sont très fractionnées (La/Yb)_N: 9,47 - 66,35). On note un enrichissement en LREE (100,09 - 756,15 ppm) et un appauvrissement en HREE (4,33 - 13,48 ppm). De plus les spectres des gneiss charnockitiques montrent des anomalies quasiment nulle en césium (Ce/Ce* = 1,01 - 1,17) (grande mobilité de LREE Polat et al., 2002), en europium (Eu/Eu* = 0,92 - 1,09) et positive en Tb dans l'échantillon (MO 05) (Fig. 44).

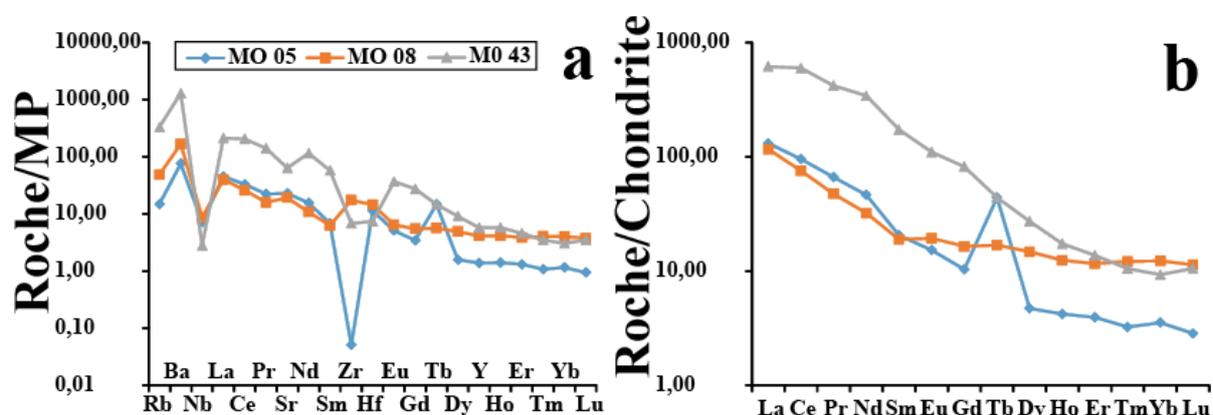


Figure 44 : Spectres des multi-éléments (a) et des terres rares (b) des gneiss de la région de Lolodorf.

Dans la région de Lolodorf, la géothermobarométrie montre que la température reste élevée alors que la pression baisse (HP-MP). Ces températures sont similaires à celles

obtenues dans des conditions de pression à haute teneur en outre que la fusion partielle, la décompression isothermique et un refroidissement isobare ont opéré dans le faciès transitoire amphibolite-granulite dans les formations de la zone d'étude.

Par contre l'étude géochimique des roches métamorphiques de la région de Lolodorf montre que les compositions chimiques des MGF et des MGG montrent que l'évolution du magma à l'origine est marquée par le fractionnement des ferromagnésiens et des feldspaths. La composition chimique des métasyénites montre leur caractère magnésien. Les variations de la composition chimique et les caractères géochimiques permettent de distinguer deux affinités à savoir la tendance calco-alkaline pour les métasyénites et les gneiss et une tendance tholéiitique pour les métamafites et les gneiss. Les métasyénites et les gneiss sont plus riches en SiO_2 , Al_2O_3 et K_2O que ceux des métamafites et les LREE sont plus exprimées que les HREE dans toutes les roches étudiées. Les HREE des métamafites sont contractées, avec des anomalies positives Ce et négative en Eu dans certaines roches. Les spectres des métasyénites et gneiss sont décroissants, sauf le Tb qui croit dans l'échantillon **MO 05**.

La composition des éléments majeurs et en traces des métamafites, des métasyénites à clinopyroxènes et les gneiss indiquent que leurs protholites proviennent de source diverses allant des basaltes sub-alkalins, des basanites, des andésites, des trachy-andésites, des rhyodacites et des dacite appartenant aux séries calco-alkaline à tholéiitique. Les formations de la zone d'étude ont subi une fusion partielle dans une croûte continentale active avec un apport de composants crustaux dans certaines roches et pas dans d'autres. Les roches calco-alkalines sont caractéristiques des domaines orogéniques compressifs alors que les tholéiites caractérisent les domaines distensifs.

**CHAPITRE IV : GÉOMORPHOLOGIE
STRUCTURALE ET GÉOMÉTRIE DE
LA DÉFORMATION**

La description, l'explication des formes et de l'agencement spatial des reliefs élevés permettent une bonne vision des structures en 3D en rapport avec la lithologie et la structure. La rareté des affleurements due à la forte altération météorique rend assez difficile les campagnes de lever cartographiques traditionnelles sur le terrain. Ce chapitre sera axé sur l'analyse, l'évaluation et la quantification de la tectonique active par le truchement de la géomorphologie structurale et des observations faites sur le terrain. Le but de cette analyse sera de mieux comprendre la configuration structurale, d'expliquer les caractéristiques des éléments de fabrique, d'étudier les variations de leur orientation spatiale et la morphologie des structures de déformation finie. Cette étude nous permettra de faire un calage approprié des différents événements tectoniques de la région de Lolodorf afin de mieux comprendre la configuration structurale du CNY.

IV.1. CARACTERISTIQUES OROGRAPHIQUES

IV.1.1. Relief

Le relief de la zone de Lolodorf est une pénéplaine aux formes elliptiques, polygonales et sub-arrondies illustrées par la topographie (Fig. 45). Il est constitué de collines en demi-oranges résultant d'une alternance de quelques vallées et de buttes circulaires aux sommets relativement aigus séparés par des cols peu profonds (moins de 20 m de dénivelé). Et des sommets circulaires convexes et concaves sont aussi représentés comme l'illustre la topographie (Figs. 45 ; 46a,b), ce qui rend le paysage monotone par secteur.

Les variations topographiques permettent de subdiviser le secteur d'étude en trois paliers ou domaines (Fig. : 45 et Tab. 2). Le premier palier (I) ou domaine NW occupe une superficie de 54,98 km² où coulent les rivières Mvoulé1 et Mvoulé 2. Ici, les altitudes sont comprises entre 190 et 1100 m. La limite de ce palier avec le palier (II) ou domaine Central est un escarpement de direction NE-SW doublé d'une vallée profonde qui suggère une action tectonique majeure. Elle pourrait être liée à une surrection continentale de direction NE-SW. Le second palier (II) ou domaine Central couvre la partie centrale sur une superficie de 464,04 km² où coulent les cours d'eaux Nkouamboer, Mboulé, Mougoué et une grande partie de la Lokoungjé. Ici l'altitude moyenne est de l'ordre de 480 m où s'intercalent quelques sommets atteignant parfois 600, 720 et 834 m. Il constitue le fossé d'effondrement plurikilométrique de Lolodorf, orienté NE-SW, qui pourrait correspondre à un affaissement continental suivant la même direction. Quant' au dernier palier (III) ou domaine SE, il englobe le NNE et une partie du sud de la zone étudiée. Il couvre une superficie de 259,39 km² où coulent la rivière

Melangué et une petite partie du fleuve Lokoundjé avec des altitudes variant entre 400 et 940 m au SE aux environs des collines de Mvengué.

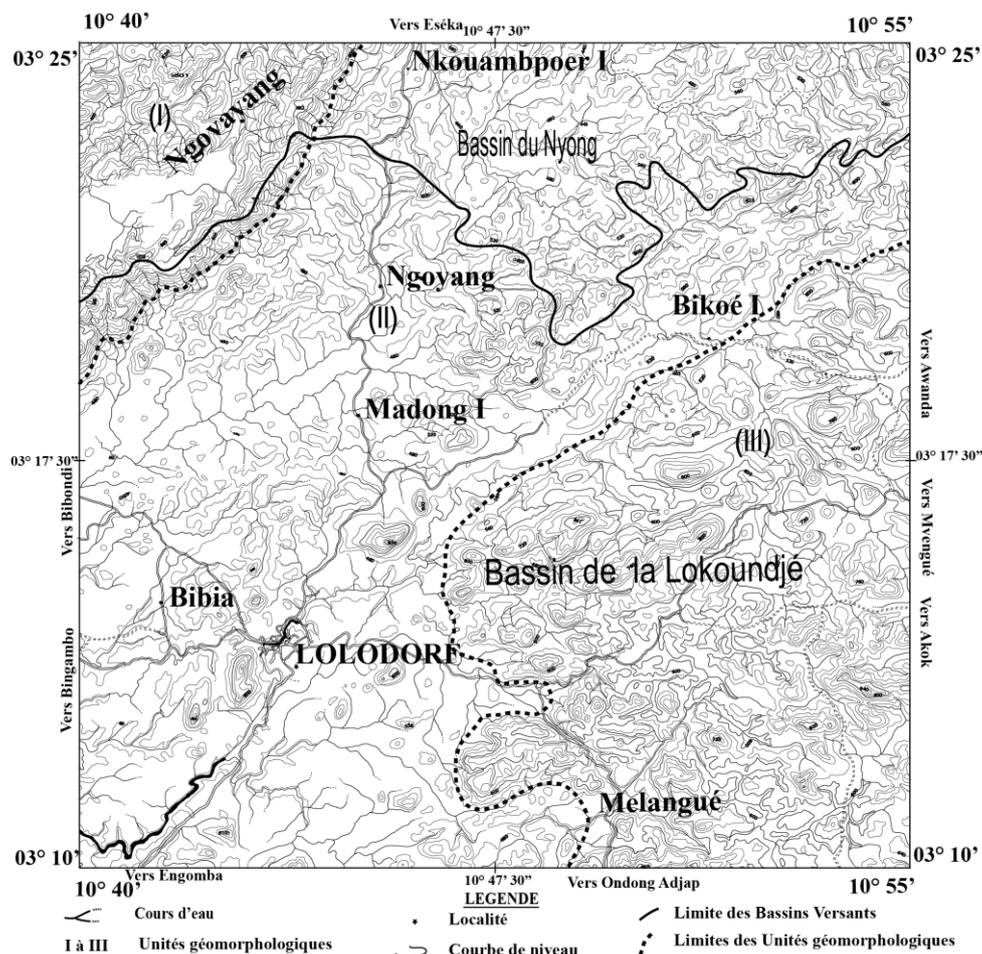


Figure 45 : Carte des domaines géomorphologiques de la région de Lolodorf montrant : - le domaine NW (I), - le domaine centrale (II) et - le domaine SE (III).

Tableau 2 : Paramètres orographiques de la région de Lolodorf

		Domaine I	Domaine II	Domaine III
Relief	Altitude	190 m < Z < 1100 m	432 m < Z < 940 m	190 m < Z < 834 m
	Etagement	Haut relief	Vallée NE-SW	Haut relief
	Pente moyenne	Forte (25° - 40°)	Faible (0° - 15°)	Moyenne à forte (15° - 35°)
	Typologie	Chainon du Ngovayang Sommets et vallons NE-SW	Dépression de Lolodorf Collines dissymétriques isolées au Centre et au NE	Collines de Mvengué Collines NE-SW séparées par des vallées
Erosion différentielle	Rugosité	Forte	Faible	Forte
	Incision	Moyenne confinée dans les vallées avec des escarpements	Moyenne	Forte avec des escarpements
	Erosion	Forte avec des sommets émoussés	Faible dans la dépression	Forte avec des sommets émoussés

IV.1.2. Typologie du relief

Dans les trois domaines évoqués plus haut, nous avons pu dégager trois principales unités géomorphologiques ; - a) l'unité basse (altitudes inférieurs à 570 m) : elle englobe la quasi-totalité de la parcelle explorée, avec une forte concentration au nord, au centre et au sud ; - b) l'unité moyenne ($570 < \text{altitude} < 800$ m) : elles se concentre principalement au SE avec quelques ilots au SW, au centre, au NE et un chaînon au NW et - c) l'unité haute (altitude > 800 m) : elle se localise principalement au NW avec quelques ilots au centre, au NE, à l' Est et au SE (Figs. 45 ; 46a).

La région de Lolodorf se caractérise par des reliefs dont la typologie varie d'une unité géomorphologique à l'autre (Figs. 45 ; 46a,b). Le palier (I) ou chaînon du Ngovayang est une colline elliptique dont le grand axe est orienté NE-SW. La carte 3D ou MNT y montre un plateau sommital marqué par des sommets et des vallons également orientés NE-SW. Le palier (II) constitue la vaste dépression de Lolodorf, dominée par des collines isolées dissymétriques au centre et resserrées au NE. Le palier (III) est un haut plateau disséqué par des vallées profondes qui individualisent des collines de Mvengué orientées NE-SW à E-W.

Les lignes de crêtes unidirectionnelles ont des directions WSW-ENE et N-S et des sommets à lignes de crête courbes ou bifurquées à concavité tournées vers le nord pour la plupart. Entre les paliers I et II (escarpement du Ngovayang) le mouvement est dextre et senestre entre les paliers II et III (escarpement de la Lokoundjé) ce qui suggère que le palier II ou domaine central aux altitudes basses est une zone d'effondrement mise en place par une tectonique extensive NW-SE. Cette tectonique extensive est postérieur à une tectonique compressive NW-SE (Fig. 47) qui aurais mis en place la chaîne montagneuse du Ngovayang et façonné la configuration actuelle des collines de Mvengué.

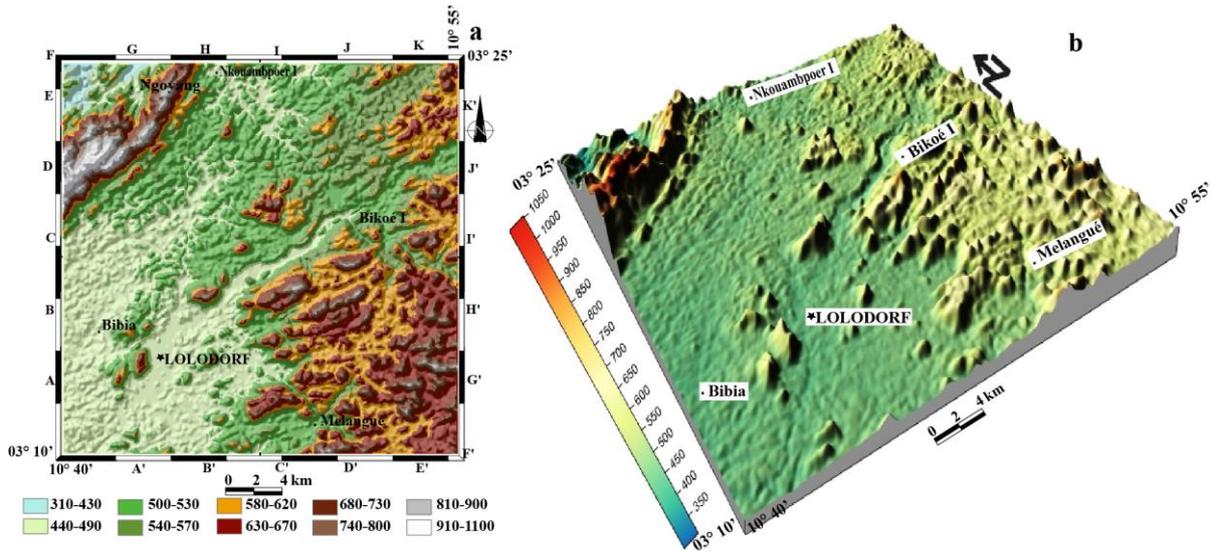


Figure 46 : a)-Carte des unités morphologiques de la région de Lolodorf réalisée à partir de l'image SRTM_u03_p186r058.tif. au 1/50000. b)- Bloc diagramme de la région de Lolodorf et de ses environs réalisé à partir de (l'image SRTM_u03_p186r058.tif. au 1/50000).

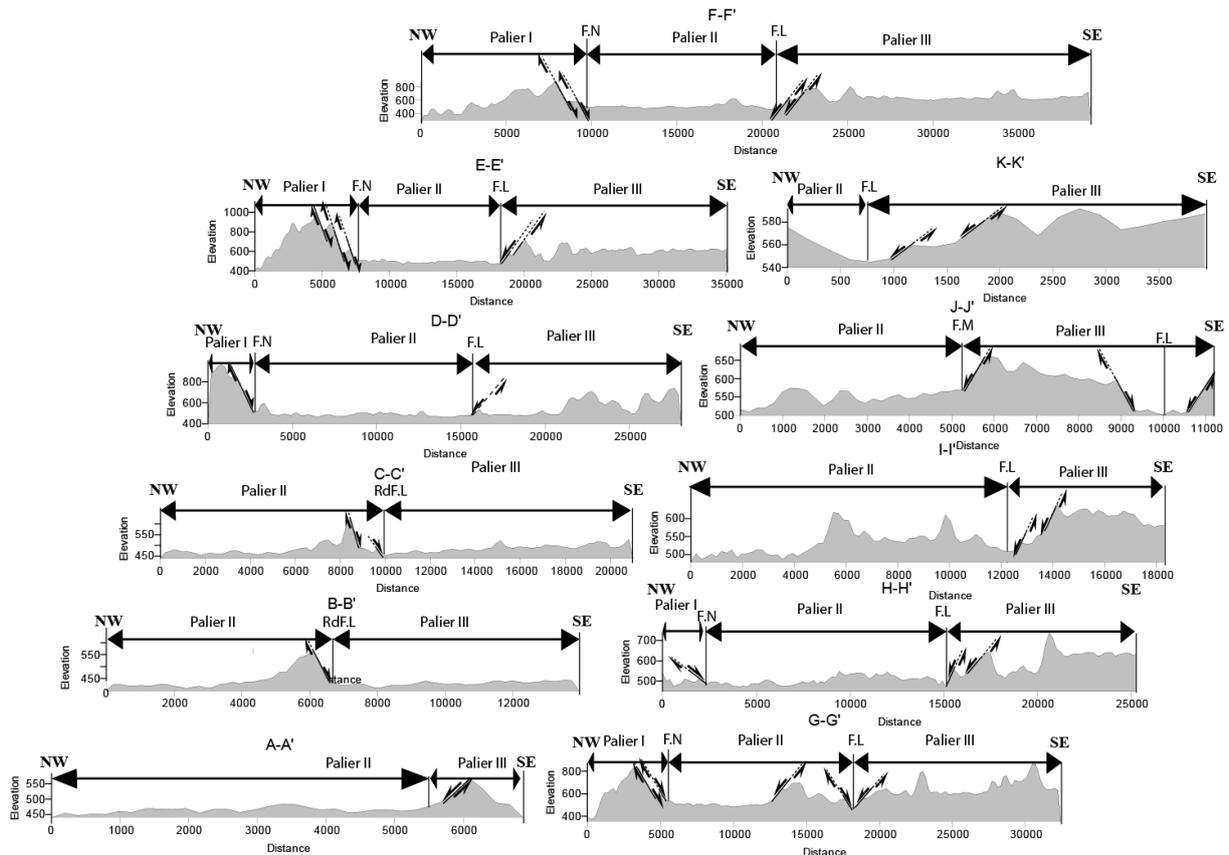


Figure 47 : Profils topographiques sériés NW-SE perpendiculaires à l'allongement des paliers I, II et III. Noter les failles normales responsables du fossé d'effondrement et le caractère émoussé des reliefs.

IV.1.3. Pentas

Sur la base de la raideur ou non de la pente, trois zones ont été définies et correspondent aux trois unités géomorphologiques illustrées sur la [figure 48](#). Dans le palier (I), la pente moyenne a des valeurs comprises entre 15% et 30%. Les valeurs supérieures à 30% indiquent la présence de nombreux escarpements dont le plus vif (40%), marque la limite avec le palier (II) dont la pente moyenne est inférieure à 10%. Seules les collines isolées du centre ont des pentes qui dépassent 30%. La distribution des pentes faibles (< 10%), moyennes (10 - 20%) et fortes (> 20%) sont définies au sein du palier (III), ces trois niveaux orographiques correspondant à l'étagement du relief. L'alignement et l'agencement spatial des escarpements à pentes raides ainsi que celle des pentes faibles suggèrent aussi bien leur contrôle tectonique et une résistance variable à l'érosion.

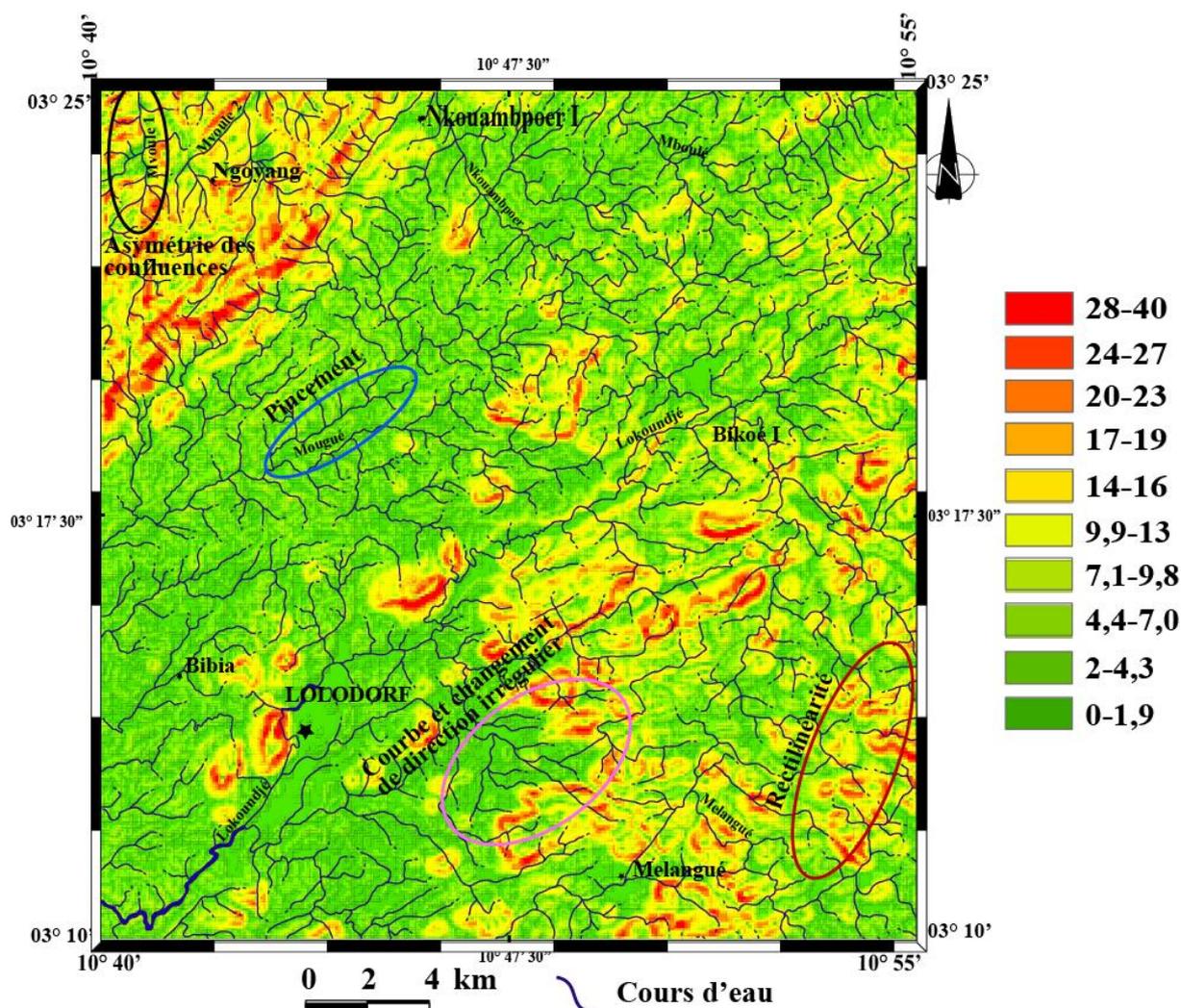


Figure 48: Carte des pentes de la région de Lolodorf extraite automatiquement à partir des valeurs numériques d'élévation (VNE). Les ellipses illustrent les anomalies hydrographiques.

IV.2. RELATION ENTRE L'HYDROGRAPHIE ET LA GÉOMORPHOLOGIE

IV.2.1. Régime hydrologique

Dans les bassins amont de la Lokoundjé et aval du Nyong, les débits sont directement liés aux précipitations et à l'évapotranspiration relativement constante au cours du cycle hydrologique. On observe dans cette zone un régime hydrologique assez simple, caractérisé par : - une remontée des eaux lors de la petite saison des pluies commençant vers mars-avril ; - une dépression généralement peu marquée correspondant à la petite saison sèche (juillet-août) ; - des hautes eaux pendant la grande saison de pluies entre septembre et novembre dues aux fortes précipitations causant des crues intenses et souvent de longues durées et - des étiages durant la grande saison sèche entre décembre et février.

IV.2.2. Réseau hydrographique

La classification des talwegs de Horton et Schumm cité par Dubreuil (1974) nous a permis de distinguer les cours d'eau d'ordre inférieur ou égal à six, collectés dans les bassins versants de la Lokoundjé et du Nyong (Fig. 49). L'analyse manuelle du MNT de la région de Lolodorf et de ses environs permet de constater que la profondeur des talwegs des affluents qui descendent des montagnes vers des bas fonds augmente rapidement jusqu'à atteindre des grandes profondeurs au cœur de la Lokoundjé (Fig. 46b).

Tableau 3 : Paramètres hydrographiques des principaux collecteurs de la région de Lolodorf

Bassins versants		Lokoundjé	Nyong
Sous bassins versants		Lokoundjé, Mougoué et Melangué	Mvoulé 1, Mvoulé 2, Nkouambpoer et Mboulé
Typologie		Dendritique avec des tendances parallèles, Angulaire, Radiales et Contournée	Dendritique avec des tendances parallèles et angulaires
Sens et directions des écoulements	Majeurs	NE-SW	E-W
	Secondaires	E-W et N-S	NE-SW et N-S
Hypsométrie		Pénéplaine et bassin mature (HI = 0,06 ; 0,25 ; 0,35)	Bassin mature (HI = 0,35)
Profil d'équilibre		En marche d'escaliers avec des ressauts de ruptures de pentes (kp)	En marche d'escaliers avec des ressauts de ruptures de pentes (kp)

IV.2.2.1. Typologie du réseau hydrographique

Le réseau hydrographique de la région de Lolodorf est globalement dendritique (Fig. IV-5). Il présente toutefois des tendances angulaires, radiales, parallèles et contournées. Ce réseau hydrographique appartient aux bassins versants de la Lokoundjé et du Nyong dont les principaux paramètres sont consignés dans le tableau 3.

Le bassin versant de la Lokoundjé représente les 4/5^{ème} du réseau hydrographique du secteur étudié. Il peut être subdivisé en trois (03) sous-bassins versants : la Lokoundjé, la Mougué et la Melangué dont les eaux coulent globalement du NE vers le SW à l'image du collecteur principal la « Lokoundjé ». Ses affluents et les sources qui les alimentent coulent dans toutes les directions à l'instar des cours d'eaux d'ordres 1 et 2 (Fig. 49). Les écoulements de ses affluents et tous les cours d'eaux d'ordres supérieurs s'uniformisent principalement suivant la direction privilégiée NE-SW et secondairement plus ou moins suivant les directions N-S, NW-SE et E-W (Fig. 49).

Le bassin versant du Nyong quant' à lui occupe les 1/5^{ème} du réseau hydrographique du secteur d'étudié. Il peut aussi t'être subdivisé en trois (03) sous-bassins versants : Mvoulé (Mvoulé 1, Mvoulé 2), Nkouambpoer et Mboulé dont les eaux coulent globalement du Sud vers le Nord pour se jeter dans le fleuve Nyong, qui est le collecteur principal dont la direction d'écoulement est Est-Ouest. Ses affluents et sources (cours d'eaux d'ordres 1 et 2) coulent globalement suivant les directions E-W, NE-SW et N-S (Fig. 49). Les écoulements des cours d'eaux d'ordres supérieurs s'uniformisent plus ou moins suivant les directions NW-SE et N-S (Fig. 49).

La configuration du réseau hydrographique et les écoulements suivent les directions NE-SW N-S, NW-SE et E-W dans les bassins versants de la Lokoundjé et du Nyong ce qui suggère leur parallélisme avec l'alignement des escarpements, des vallées et la distribution des pentes mentionnés plus haut. La nature dendritique de ce réseau hydrographique indiquerait son développement sur un socle imperméable. Ces tendances parallèles et angulaires témoigneraient de son contrôle tectonique. Le caractère profond des vallées qui abritent ce réseau hydrographique semble indiquer le rôle majeur des eaux de ruissellements dans leur dégradation.

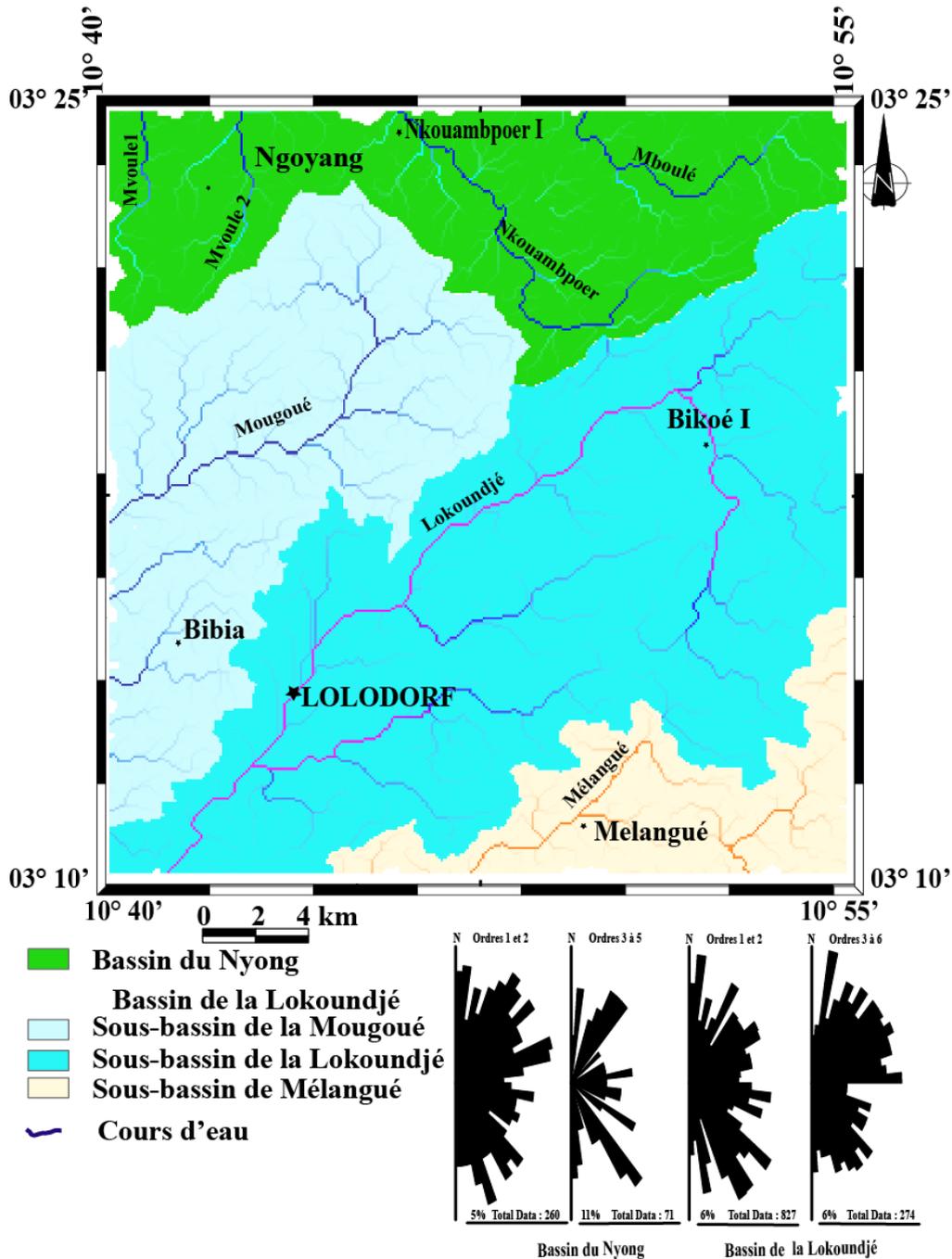


Figure 49 : Carte régionale du réseau de talwegs des bassins du Nyong et la Lokoundjé associant les rosaces des directions des cours d'eaux de la région de Lolodorf.

IV.2.2.2. Analyse des anomalies hydrographiques

Les anomalies hydrographiques soulignent l'existence des données structurales qui ont provoquées des modifications profondes du tracé hydrographique. Dans ce travail, ces anomalies ont été interprétées selon la méthode de [Deffontaines et Chorowicz \(1991\)](#) à partir de la carte du réseau des talwegs de la zone d'étude. L'analyse de la carte des anomalies montre la présence de plusieurs orientations morphologiques (NE-SW, SE-NW, E-W et N-S). Les tracés des cours d'eau ne suivent pas une direction uniforme et ceux-ci sont guidés par les

morphostructures des terrains traversés donnant des rectilinéarités (ellipse marron), des pincements (ellipse bleue), des courbes (ellipse rose), des changements de direction irréguliers (ellipse rose) et des asymétries des confluences (ellipse noire) (Fig. 48).

IV.2.2.3. Courbes hypsométriques et hypsométries intégrales

Les courbes hypsométriques réalisées dans le bassin du Nyong (rivière Nkoumboer) et Mélangué sont convexe (Fig. 50 a,d) et celles du bassin de la Lokoundjé dans la rivière Mougoué a une forme concave (Fig. 50b) alors que la Lokoundjé associe des formes concave et convexe (Fig. 50c).

L'hypsométrie intégrale ou *Hypsometric curve and integral* (HI) indique l'élévation d'un paysage spécial et permet aussi de déterminer le volume du matériau non érodé par rapport au volume originel du bassin (Ritter *et al.*, 2002) sous la courbe hypsométrique. Elle révèle des interactions potentiellement complexes entre l'érosion et la tectonique qui peuvent être corrélées aux taux de soulèvement (Hurtrez *et al.*, 1999 ; Keller et Pinter, 2002 ; Pérez-Gutiérrez *et al.* 2009). Les courbes hypsométriques et les hypsométries intégrales donnent des renseignements sur le comportement tectonique d'un bassin versant (Willgoose et Hancock, 1998; Huang et Niemann, 2006 ; Syed et Javed, 2018). L'équation de Keller et Pinter (2002) a été utilisée pour calculer l'hypsométrie intégrale : $HI = (H_{moy} - H_{min}) / (H_{max} - H_{min})$; où H_{min} , H_{moy} , H_{max} représentent respectivement les élévations minimale, moyenne et maximale.

Dans le secteur d'étude, les hypsométries intégrales du Nyong (Nkouampoer), de Mougoué, de la Lokoundjé et de Mélangué sont respectivement de l'ordre de 0,35 ; 0,06 ; 0,25 et 0,35. D'après la classification de Syed et Javed (2018) les courbes hypsométriques concaves sont corrélées à la classe 1 ($HI > 0,50$) et traduisent un bassin jeune. La classe 2 a une forme en S ($0,4 < HI < 0,5$) et traduit un bassin mûr alors les courbes hypsométriques de classe 3 ($HI < 0,4$) sont convexes et traduisent l'existence d'un bassin en pénéplaine.

Mais dans cette étude nous avons utilisé la classification d'Anand et Pradhan (2019) qui découpe de nouveaux intervalles d'hypsométrie intégrale qui intègrent de nouvelles interprétations mais conserve toujours trois classes comme dans la classification de (Syed et Javed, 2018). Les hypsométries intégrales du Nyong et de Mélangué ont une valeur de HI égale à 0,35 ; correspondant à la classe 2 qui traduit des bassins matures liés à une érosion étendue sur le temps des bassins de drainage disséqués. Par contre les hypsométries intégrales de Mougoué et de la Lokoundjé sont inférieures à 0,30 corrélable à la classe 3 qui matérialise les bassins versants les plus anciens correspondant aux pénéplaines. Dans la zone

d'étude, la classe 1 ($HI \geq 0,4$) qui correspond aux bassins les plus jeunes corrélable aux topographies supérieures à la moyenne n'est pas représentée.

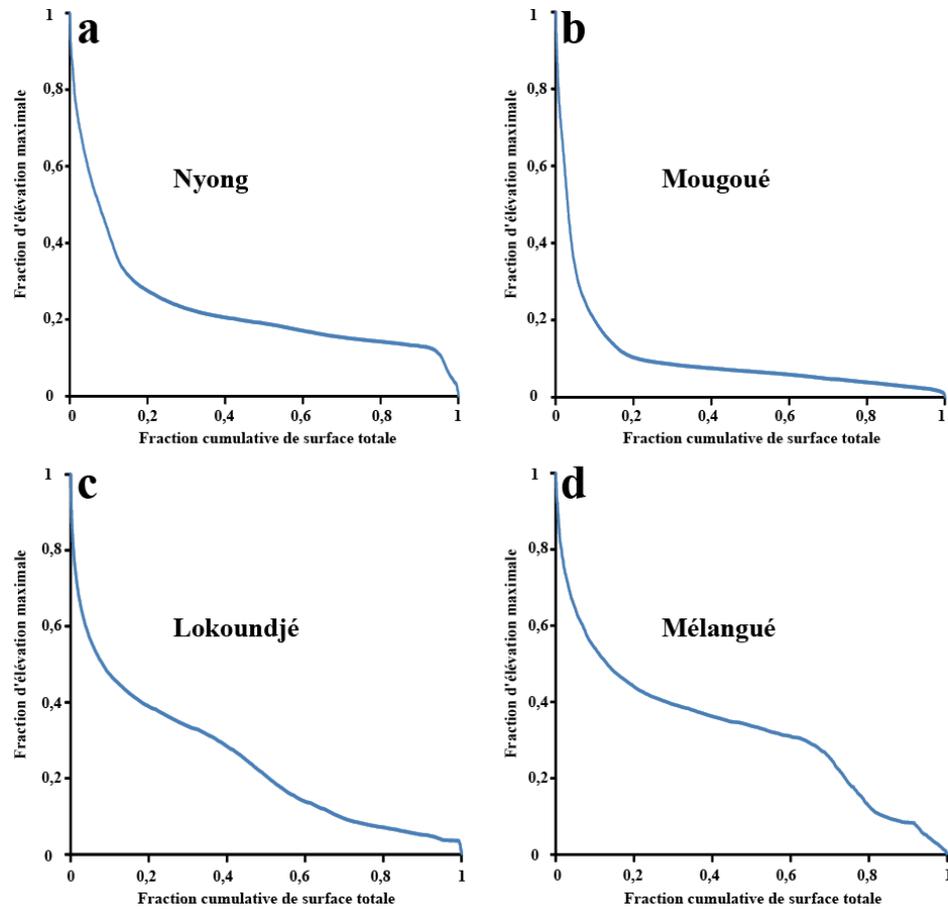


Figure 50 : Courbes hypsométriques des bassins de la Lokoundjé et du Nyong montrant des formes atypiques indicatrices de leurs réactivations dans la région de Lolodorf et de ses environs. **a,c,d**) illustrent les courbes hypsométriques aux stades matures et **b**) représente une courbe hypsométrique au stade ancien.

IV.2.2.4. Soulèvement tectonique relatif

Le soulèvement tectonique relatif ou *Relative tectonic uplift* (U) est un indice géomorphologique qui permet de discuter du taux de subsidence ou de surrection qui régit une région (Manoj, 2016); il peut aussi révéler des variations spatiales de l'ampleur du soulèvement dans les sous-bassins versants extrait d'un bassin versant (Sinha-Roy, 2002). Il a été calculé par la relation :

$U = h_m + (1-HI)$ où, h_m est l'élévation moyenne du sous-bassin obtenu à partir des élévations correspondant à 50% de la zone et normalisée par rapport à l'élévation du bassin de drainage et l' HI représente l'hypsométrie intégrale (Sinha-Roy, 2002 ; Manoj, 2016).

Manoj (2016) a distingué trois classes pour caractériser le soulèvement tectonique relatif (U). Dans la classe 1 ($U \geq 1$), la subsidence est très faible alors que dans la class 2 ($0,90 \leq U < 1$), la subsidence est moyenne et dans la class 3 ($U < 0,9$), la subsidence est très élevée. Cependant dans cette étude nous avons adopté la classification de (Sinha-Roy, 2002) qui nous a donné les caractéristiques suivantes : dans le sous-bassin de la Mougoué le soulèvement tectonique relatif est de 1,005 et se rattache à la classe 1 ($U \geq 1$) qui nous renseigne qu'il y a eu un soulèvement tectonique très élevé dans la section de la zone d'étude et dans les sous-bassins de Mélangué et de la Lokoundjé et dans le bassin du Nyong les valeurs du soulèvement tectonique relatif sont respectivement de l'ordre de : 0,99 ; 0,96 et 0,84 se rattachant à l'intervalle ($0,70 \leq U < 1,00$). De ce fait ces sous-bassins et bassin ont enregistré un soulèvement tectonique élevé qui s'intègre dans la classe 2. La classe 3 ($U < 0,7$) n'a pas été enregistrée dans la zone d'étude. Cette classe matérialise un soulèvement tectonique modéré à faible et un affaissement léger.

IV.2.2.5. Profils longitudinaux et knickpoints

L'analyse des profils longitudinaux des cours d'eau montre que le réseau hydrographique du secteur d'étude bien qu'ancien n'a pas encore atteint son état d'équilibre dynamique (Figs. 51 ; 52). Les profils en long de Mougoué, de la Lokoundjé et de Mélangué sont en marche d'escalier et présentent de nombreux ressauts variant entre 10 et 20 m (Fig. 52a,b,c).

Les profils en long du bassin versant du Nyong (Mvoulé 1, Mvoulé 2, Nkouambpoer) sont concaves et convexes avec de nombreux ressauts importants dépassant par endroits 200 m (Fig. 51a,b) et d'autres sont en marche d'escalier dont les ressauts dépassent par endroits 150 m (Fig. 51c,d). En amont les profils théoriques sont au-dessous des profils réels matérialisant une érosion différentielle faible, mais en avale nous constatons l'inverse marquant une forte érosion différentielle (Figs. 51 ; 52). Dans les deux cas, la morphologie dominante est celle en marches d'escalier avec de nombreuses ruptures de pente (Figs. 51; 52).

Cette évolution en marche d'escalier peut être interprétée comme l'enregistrement par les cours d'eau d'une série de réactivations d'un système partiellement en équilibre. Les ruptures de pente (*knickpoints* -kp-) sont dues soit à une variation de la lithologie (Goldrich et Bishop, 1993 ; Wobus *et al.*, 2006 ; Kirby et Whipple, 2012), soit à un déséquilibre érosif consécutif d'une chute de niveau de base (Gardner, 1983 ; Seidl et Dietrich, 1992 ; Goldrich et Bishop, 1993), soit à la présence d'un escarpement de faille active ou simplement une zone

de déformation active (Reed, 1981 ; Seeber et Gornitz, 1983) ou à une augmentation de la capacité érosive à la jonction des affluents (Seidl et Dietrich, 1992). En comparant la distribution spatiale des kp avec la carte lithologique (Fig. 29), nous avons constaté que certains kp de Nkouamboer, Mougué, Lokoundjé et Mélangué sont situés aux limites lithologiques, suggérant leur relation avec les changements de résistance des roches. Tous les autres kp enregistrés ne semblent pas être liés à des changements de lithologie mais plus tôt à l'expression conjuguée des processus tectoniques actifs (escarpements/failles) et les rugosités développées sur le relief étagé dû à une érosion différentielle active.

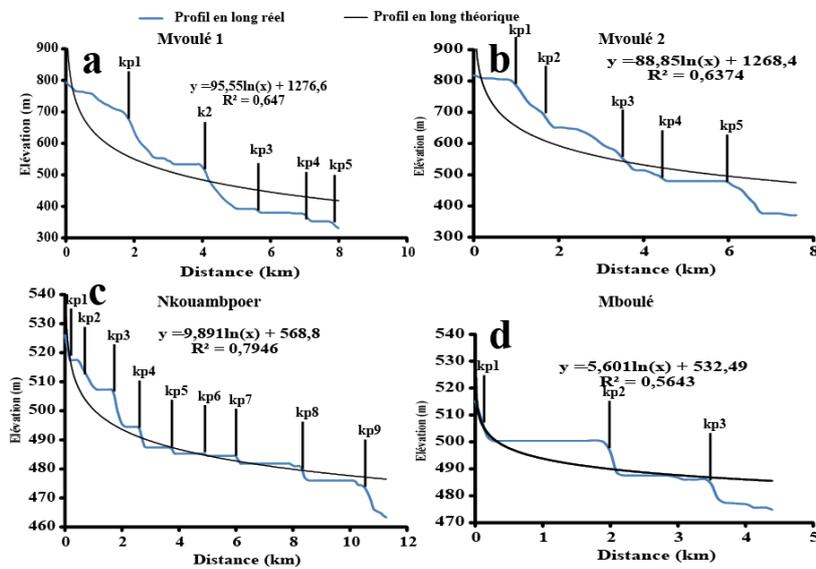


Figure 51 : Profils en long réel du bassin du Nyong comparés aux profils théoriques d'équilibre de la région de Lolodorf.

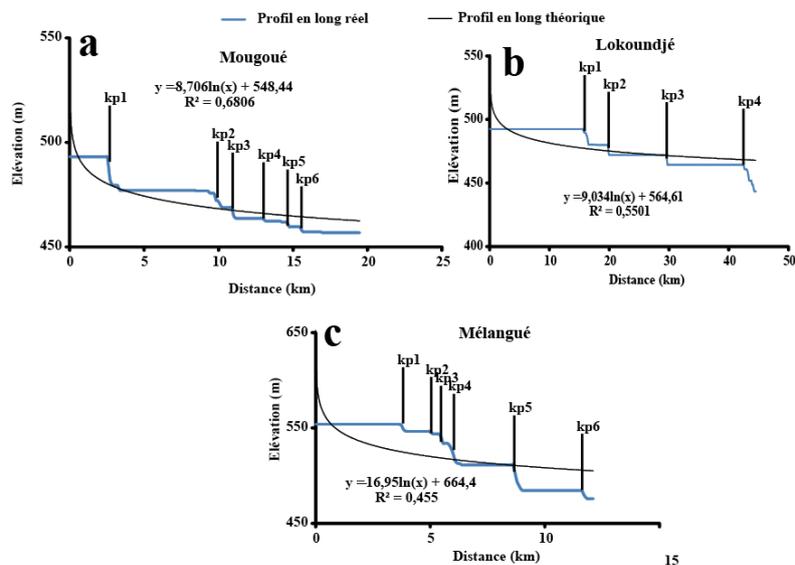


Figure 52 : Profils en long réel du bassin de la Lokoundjé comparés aux profils théoriques d'équilibre de la région de Lolodorf.

IV.2.2.6. Indice de longueur de flux

L'indice de longueur de flux ou *Stream length index (SLi)* développé par Hack (1973) permet de mesurer l'effet de l'activité tectonique relative dans un bassin versant et de déterminer le soulèvement local. Et l'inclure la réponse locale naissante dans le bassin ou le sous-bassin aux événements tectoniques régionaux (Keller et Pinter, 1996, 2002 ; Troiani et Della-Seta, 2008). L'indice de longueur de flux d'Hack (1973) est sous la forme $SLi = (\Delta H/\Delta L)*L$; $(\Delta H/\Delta L)$ est la pente locale du segment du canal considéré et (L) la longueur du canal au-dessus de son point médian atteint. Les valeurs de SLi ont été calculées le long des principales longueurs de rivières pour renforcer l'identification des *kp* (rupture de pente) des figures IV-7 et IV-8 et graphiquement représenté par les figures 53 et 54.

Dans ce travail les indices de longueur de flux (SLi) du Nyong (Nkouambpoer), de Mougoué, de la Lokoundjé et de Mélangué sont respectivement de l'ordre de 20,18 ; 18,15 ; 24,49 et 39,10. Ces résultats s'intègrent dans la classe 3 ($SLi < 300$), qui correspond à une activité tectonique ancienne faible ou mineure. Cependant les classe 1 ($SLi > 500$) et classe 2 ($300 \leq SLi < 500$) sont absentes et correspondent respectivement aux activités tectoniques anciennes prédominantes (élevée) et aux activités tectoniques anciennes moyennes ou modérées (El-Hamdouni *et al.*, 2008).

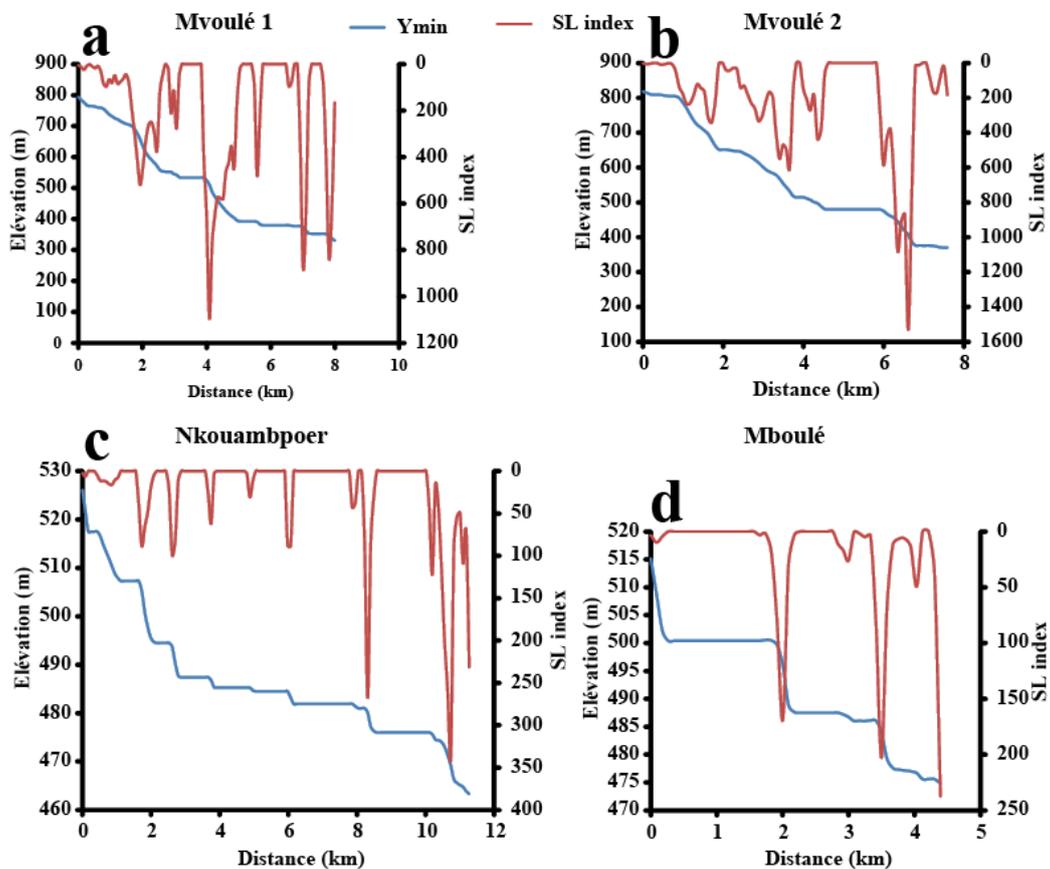


Figure 53 : SLi du bassin du Nyong dans la région de Lolodorf.

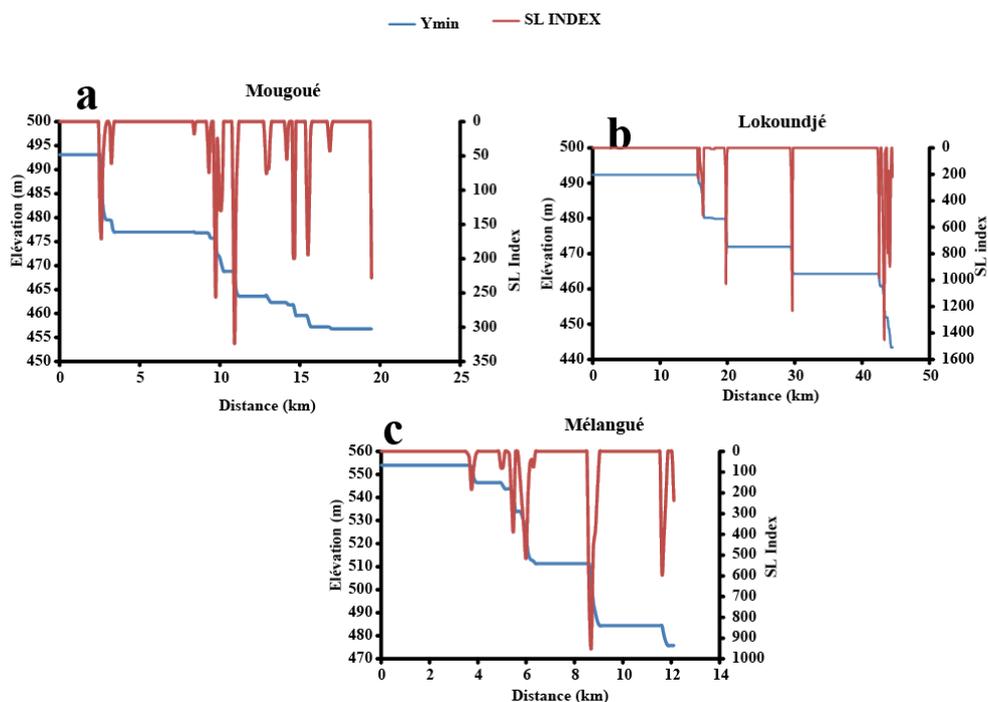


Figure 54 : SL_i du bassin du de la Lokoundjé dans la région de Lolodorf.

IV.2.2.7. Profil d'andain

Tous les profils d'andain ou *Swath profile* dans le secteur de Lolodorf montrent une décroissance de l'altitude de l'intérieur des terres vers l'exutoire (Figs. 55 ; 56). Parallèlement aux profils de Mvoulé 1 et Mvoulé 2, l'altitude change progressivement, tandis que les profils de la Nkouamboer, de la Mboulé, de la Mougoué, de la Lekoundjé et de la Mélangué, ont des altitudes qui changent brusquement, c'est-à-dire une augmentation rapide de l'altitude jusqu'à environ 620 m (Figs. 55c-d ; 55a-c) suivi d'une baisse brutale. Les profils d'andain de la Lokoundjé (moyen et max) sont presque superposables le long de leur tracé mais dans les secteurs de la Mougoué et de la Mélangué, ils le sont aussi à certains endroits (Fig. 56).

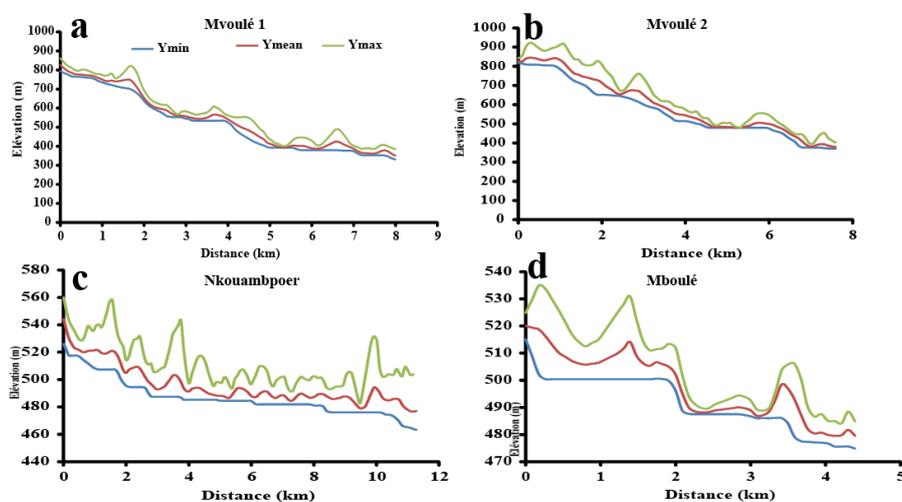


Figure 55 : Profil d'andain du bassin du Nyong dans la région de Lolodorf.

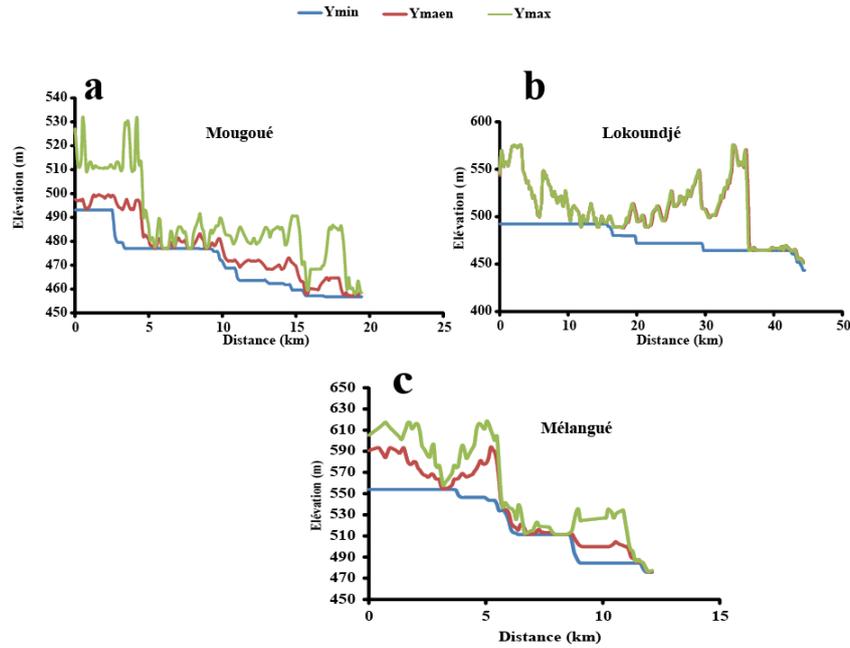


Figure 56 : Profil d'andain du bassin de la Lokoundjé dans la région de Lolodorf.

IV.2.2.8. Facteur d'asymétrie

Le facteur d'asymétrie ou *Asymetrie factor* (AF) permet d'évaluer l'inclinaison tectonique à l'échelle d'un bassin versant et est applicable sur une zone relativement grande (Siddiqui, 2014 ; Kele *et al.*, 2014 ; Keller et Pinter, 2002). Dans cette étude le facteur d'asymétrie (AF) est obtenu grâce à la formule de Keller et Pinter (2002):

$AF = |50 - (Ar/At) * 100|$, où **Ar** est l'aire de la zone du côté droit du cours d'eau principal au sein d'un bassin versant et **At** est la superficie totale du bassin versant.

Le sous-bassin de Mélangué est asymétrique avec une inclinaison tectonique qui s'est effectuée de la gauche vers la droite. Il est de classe 1 ($AF \geq 15$) avec $AF = 23,79$ caractérisant une activité tectonique très active. Par contre le sous-bassin de la Mougoué a une asymétrie et une inclinaison tectonique modérée dû à une activité tectonique active qui s'intègre dans la classe 2, car le facteur d'asymétrie calculé est de 13,90. Ce dernier est compris dans l'intervalle ($10 \leq AF < 15$). Pour le sous-bassin de la Lokoundjé le facteur d'asymétrie calculé est de 7,50. Il se retrouve dans l'intervalle ($5 \leq AF < 10$) de la classe 3, l'inclinaison tectonique est faible dû à une activité tectonique semi-active et le cours d'eau est situé au centre du bassin versant. Le bassin du Nyong est de classe 4 avec un AF de l'ordre de 2,09 ($AF < 5$) avec une inclinaison tectonique presque nulle (inactif tectoniquement). Le cours d'eau est aussi localisé au centre du bassin versant.

IV.2.2.9. Facteur de symétrie topographique transversal

On utilise le facteur de symétrie topographique transversal ou *Transverse topographic symmetric factor* (TTSF) pour évaluer l'inclinaison liée à l'activité néotectonique dans un bassin (Alipoor *et al.*, 2011), le degré et la variation de l'asymétrie dans différentes portions de la vallée.

Il est calculé suivant l'équation de Cox (1994) : $TTSF = D_a/D_d$; D_a étant la distance entre l'axe de symétrie du bassin versant et le cours d'eau, elle est évaluée suivant la perpendiculaire au segment du cours d'eau considéré ; et D_d correspond à la distance entre de l'axe du bassin versant et sa bordure, suivant la perpendiculaire au cours d'eau dans le même segment.

Dans le bassin du Nyong le facteur de symétrie topographique transversal est égale à 0,55 et dans celui de la Lokoundjé il est de 0,50 ce qui traduit la classe 1 ($TTSF \geq 0,4$) correspondant à une forte activité néotectonique ou à une activité tectonique élevée (Keller et Pinter, 1996 ; El-Hamdouni *et al.*, 2008). Les bassins de la Mougoué et de Mélangué sont de classe 2 ($0,20 < TTSF < 0,40$) avec des facteurs de symétrie topographique transversaux respectifs de l'ordre de 0,22 et de 0,38 dû à une activité néotectonique modérée ou tout simplement qualifié d'activité tectonique modérée (Keller et Pinter 1996 ; El-Hamdouni *et al.*, 2008). La classe 3 ($TTSF \leq 0,2$) caractérisant une activité néotectonique faible ou tout simplement à une activité tectonique faible (Keller et Pinter, 1996 ; El-Hamdouni *et al.*, 2008) n'a pas été répertoriée dans le secteur d'étude.

Dans le bassin du Nyong et celui de la Lokoundjé le facteur de symétrie topographique transversal (TTSF) tend vers zéro induisant un bassin symétrique. Par contre dans les bassins de la Mougoué et de Mélangué le facteur de symétrie topographique transversal (TTSF) croit vers 1, traduisant une asymétrie qui augmente aussi ; cela implique un basculement des canaux des cours d'eau dû à un éventuel mouvement du bassin causé par des variations de polarité de la pente et de l'influence du substratum rocheux qui sont insignifiant sur la migration des cours d'eau.

IV.2.2.10. Forme du bassin

La forme du bassin ou *Basin shape* (B_s) est employée pour déterminer le contrôlé ou non des effets tectoniques ou les caractères morphologiques (étiré ou circulaire) du bassin (Ramirez-Herrera, 1998). La forme du bassin (B_s) se détermine par la formule de Bull et Mc Fadden (1977), El-Hamdouni *et al.* (2008), Syed et Javed (2018) : $B_s = B_l/B_w$; B_l

correspond à la longueur du bassin versant du cours d'eau supérieur à l'embouchure et B_w , la largeur du bassin versant à son point le plus large.

Le bassin versant du Nyong est de classe 1 ($B_S > 4$) car il a un B_S de l'ordre de 4,26 qui dénote son allongement sous des effets tectoniques très élevée. Cependant, dans les bassins de la Lokoundjé et de Mélangué, les formes du bassin (B_S) ont des valeurs respectives de l'ordre de 3,21 et de 3,14 qui caractérisent la classe 2 ($3 \leq B_S \leq 4$). Ces bassins sont moyennement circulaires et ont été soumis à une tectonique modérée ; par contre le bassin de la Mougoué est plus circulaire que les précédents bassin et a enregistré une tectonique relativement faible avec un B_S de l'ordre de 2,55 illustrant la classe 3 ($B_S < 3$; [El-Hamdouni et al., 2008](#)).

IV.2.2.11. Activité tectonique relative

L'activité tectonique relative ou *Relative tectonic activity* (I_{at}) est un paramètre géomorphologique qui est fonction des classes des autres paramètres étudiés plus haut. Elle permet d'évaluer l'intensité de l'activité tectonique qui a régné dans une région. Elle correspond à la moyenne des différentes classes des indices géomorphologiques d'une région donnée. Le bassin de Mélangué est de classe 2 ($1,5 < I_{at} < 2,0$) car son activité tectonique relative (I_{at}) est égale à 2 et met en exergue la prédominance d'une activité tectonique élevée. Par contre dans les bassins du Nyong, de la Lokoundjé et de la Mougoué l'activité tectonique relative (I_{at}) a tour à tour des valeurs de 2,17 et de 2,33 dans les deux derniers et caractérisant la classe 3 ($2,0 < I_{at} < 2,5$) induite par une activité tectonique modérée ([Fig. 57 ; El-Hamdouni et al., 2008](#)).

Les classes 1 ($1 < I_{at} < 1,5$) et 4 ($I_{at} > 2,5$) désignant successivement les activités tectoniques très élevée et faible ne sont pas enregistrés dans la région de Lolodorf ([El-Hamdouni et al., 2008](#)).

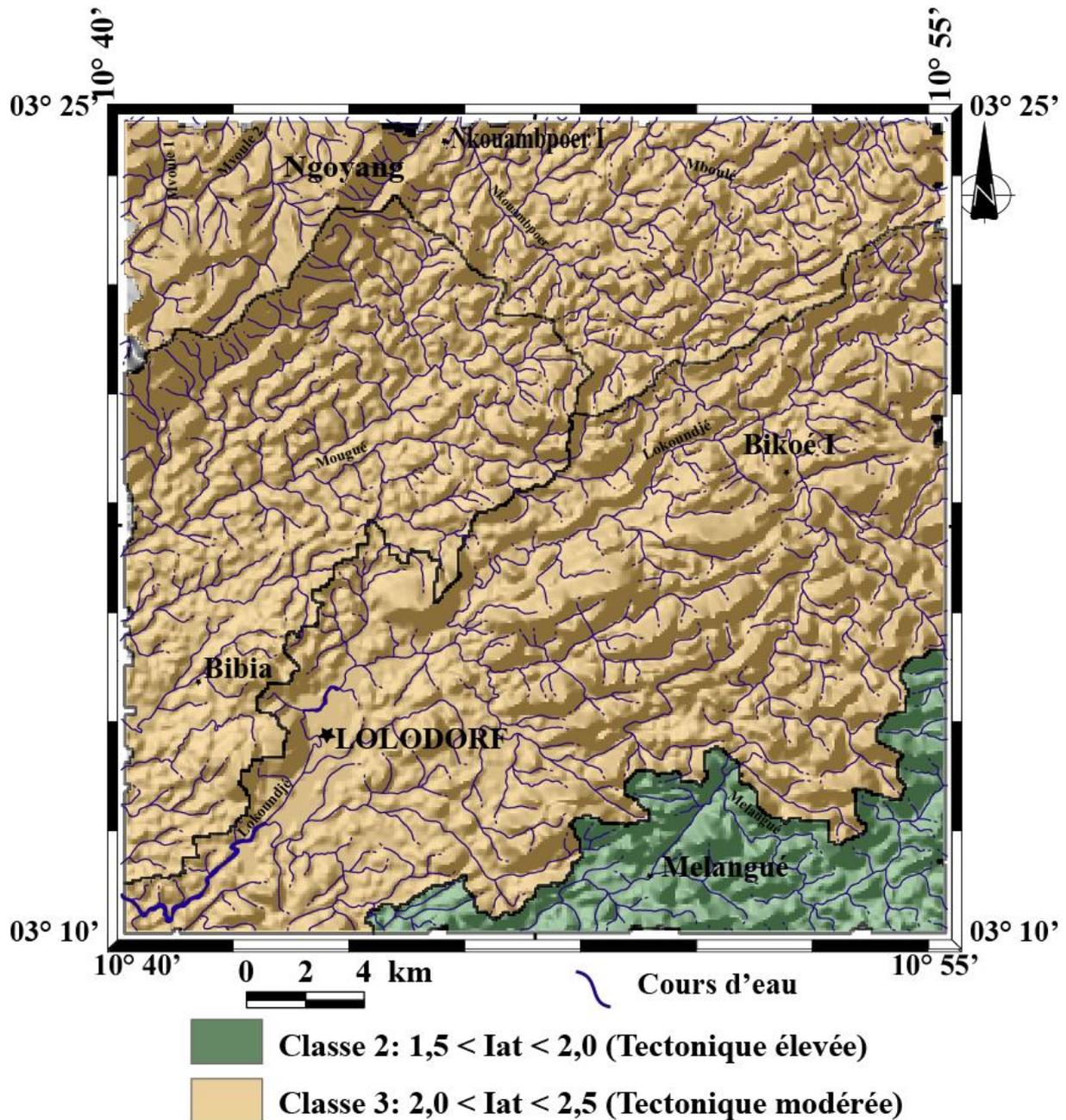


Figure 57 : Carte représentant la répartition des I_{at} des bassins versants de la Lokoundjé et du Nyong selon El-Hamdouni *et al.* (2008).

IV.2.3. Analyse linéamentaire

L'analyse typologique de la carte linéamentaire (Fig. 58) issues du MNT, des images satellitaires, des cartes de pente et topographique (Figs. 46a,b ; 48 et 49) montrent une répartition inégale du réseau de fracture. Cela s'expliquerait certainement, par une répartition inégale des contraintes sur des matériaux à rhéologie différente mais aussi par la présence des matériaux récemment déposés (produits d'altération et d'érosion) sur de grandes surfaces de la zone d'étude. La densité de ces linéaments est inégalement répartie dans les paliers I, II et

III (Fig. 54) qui occupent respectivement le Nord-Ouest, le centre et le Sud-Est du secteur d'étude.

Le palier I est traversé par quelques linéaments de direction NE-SW et N-S. Quant 'au palier II, il est traversé par des linéaments de direction NE-SW dont deux d'entre-eux constituent ses limites NW et SE. Les linéaments du palier III sont orientés NE-SW, ENE-WSW, NW-SE et E-W ; dans le palier III. Dans chacun des paliers, les linéaments correspondent aux lignes d'escarpement, aux vallées, aux portions rectilignes des cours d'eaux, aux crêtes rectilignes et aux zones de forte incision. Cette correspondance suggère l'existence d'un lien entre ces linéaments et les marques du relief mais aussi avec le réseau hydrographique. Les linéaments à dominance parallèle suggèrent que leur origine serait géologique car une activité tectonique élevée à modérée a prédominé dans la région.

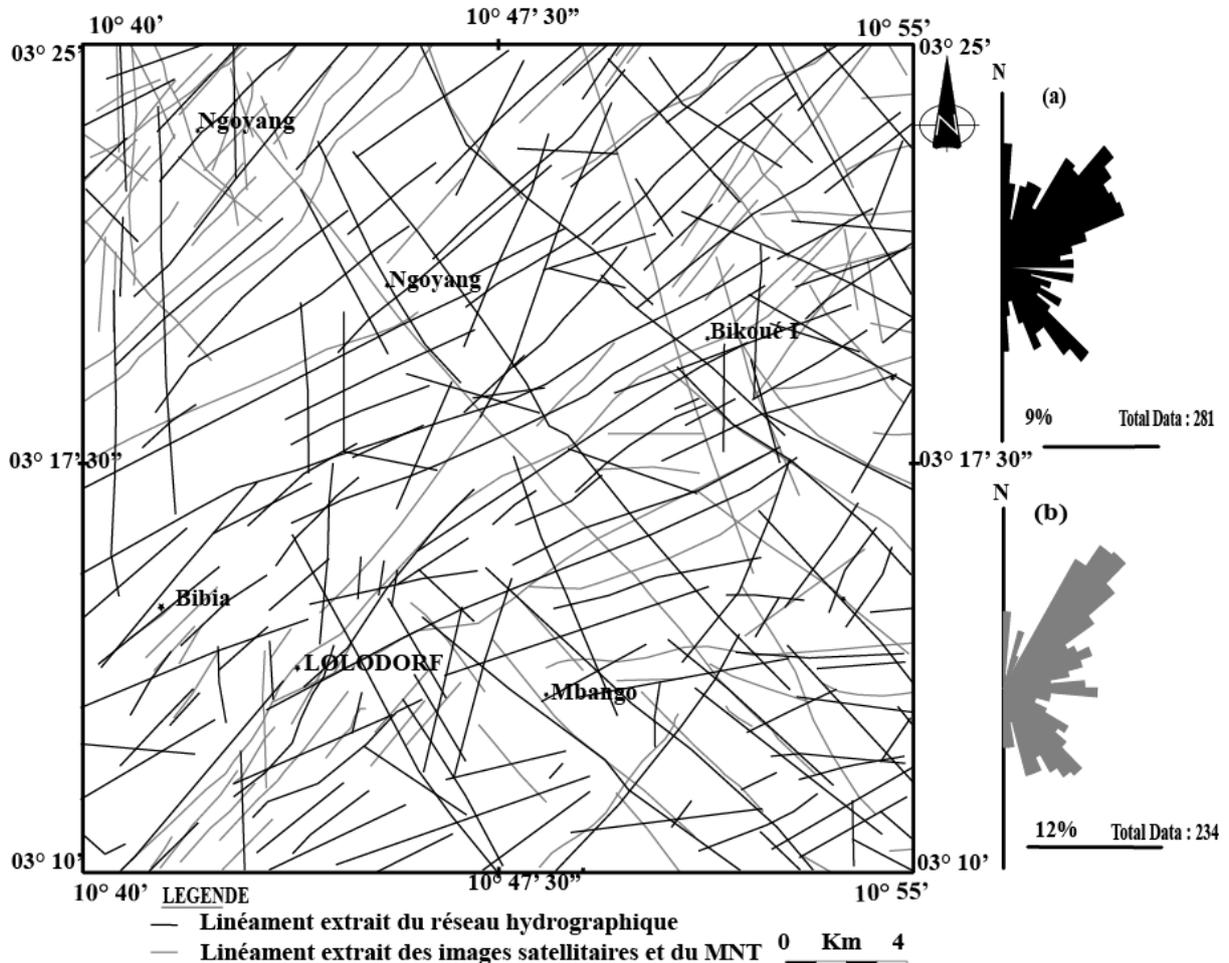


Figure 58 : Carte linéamentaire synthétique des linéaments associée aux rosaces représentant les fréquences des directions.

Le système géomorphologique de la région de Lolodorf est traversé par des escarpements/failles du Ngovayang et de la Lokoundjé qui constituent les bordures NW et SE de la dépression de Lolodorf. La zone d'étude a été subdivisée en trois paliers ou domaines où

l'on a mis en évidence trois principales unités morphologiques ; a) l'unité basse (altitudes inférieures à 570 m) constitue la vaste dépression de Lolodorf ; b) l'unité moyenne (570 < altitude < 800 m) est un haut plateau disséqué par de profondes vallées qui individualisent les collines Mvengué orientées NE-SW à E-W et (c) l'unités hautes (altitude > 800 m) qui est une chaîne de colline elliptique (Ngovayang) dont le grand axe est orienté NE-SW. Le réseau hydrographique est dendritique, parallèle et anguleux.

Ces paramètres géomorphologiques s'expriment sur les structures géologiques qui ont été mises en place sous l'effet des contraintes géologiques.

IV.3. GÉOMÉTRIE DE LA DÉFORMATION

IV.3.1. Analyse géométrique des paliers ou domaines

Sous la base des escarpements (failles) décrits dans les parties précédentes, nous avons subdivisé la zone d'étude en trois paliers ou domaines. Le palier (II) ou domaine centre est limité au NW par l'escarpement (faille) du Ngovayang, le délimitant ainsi avec le palier (I) ou domaine NW et au SE par l'escarpement (faille) de la Lokoundjé pour former le palier (III) ou domaine SE (Fig. 59).

IV.3.1.1. Structures planaires

La structure S_2 correspond au litage magmatique observable sur certains gneiss et métamafites. Elle illustre des surfaces irrégulières, discontinues se relayant les unes les autres et donnent à la roche un débit difficile en esquilles irrégulières. Cette structure est diversement orientée à travers le secteur. Cependant la majorité des directions est comprise entre le N et le S avec des pendages sub-horizontaux à forts (Fig. 60a).

IV.3.1.2. Structures linéaires

La linéation d'étirement (L_2) est matérialisée par l'allongement préférentiel des composantes de la roche dans le plan de schistosité (S_2). Elle se matérialise par un allongement unidirectionnel des minéraux sur la surface foliale et est facilement observable sur les exsudats de quartz dans les gneiss charnokitiques. La linéation L_2 est globalement orientée SSE-NNW, à plongement faible à moyen vers le NNW (Fig. 60c). Cependant, à l'échelle de l'unité gneissique, la L_{e2} est radiale avec deux maxima presque symétriques par rapport au centre du canevas dans la direction NE-SW en moyenne (Figs. 49c,e ; 51e, 52c,g ; 55e et 56b,e).

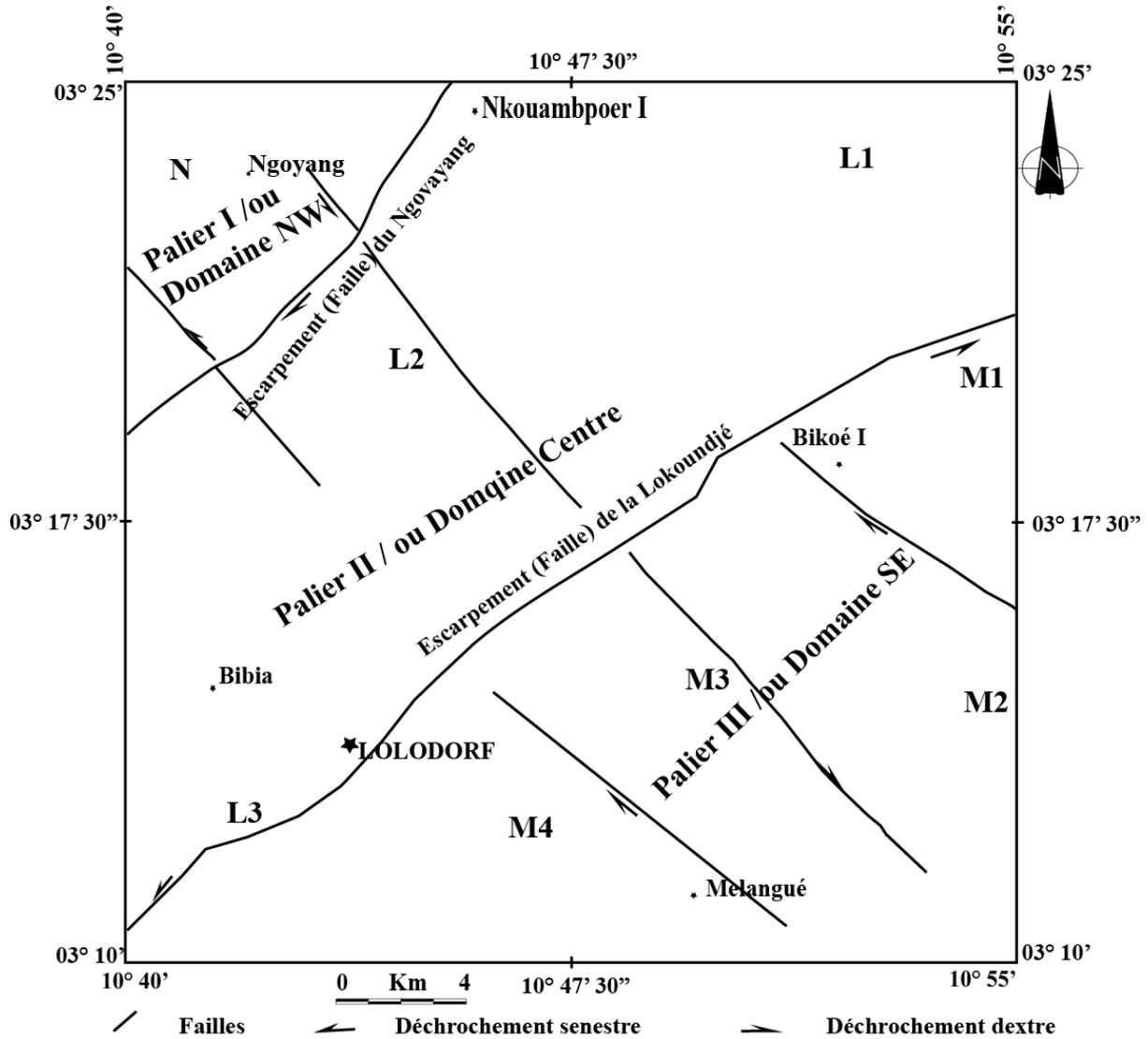


Figure 59 : Délimitation de la zone d'étude en paliers ou domaines structuraux par les escarpements.



Figure 60 : Représentation des structures planaires et linéaires. a) foliation sub-horizontale à Bikoka dans les gneiss charnockitiques ; b) foliation sub-vertical à Nkouambpoer dans les méta-mafiques; c) linéation E-W à plongement W à Elon.

IV.3.2. Analyse géométrique de la zone basse de Lolodorf : Palier II ou domaine centre

Dans ce domaine, en partant du Nord vers le Sud, on traverse les métamafites, les gneiss charnockitiques, les gneiss migmatitiques et les métasyénites à clinopyroxènes (Fig. 29). La distinction cartographique de ces faciès n'est toujours pas évidente sur le terrain, car on passe facilement d'un type pétrographique à l'autre. Les caractéristiques de la déformation dans ce domaine sont : a)- Au Nord, la direction générale de la foliation S_2 varie de N045E à N105E avec des pendages allant de 12° à 61° vers le : N, NNW, NW et WNW. b)- Quant au Sud, la direction de la foliation varie du N004E au N175E avec une attitude moyenne de N072E.66SSE. Les pendages sont variables, le maximum étant de 62° à 66° vers l'Est ou vers l'Ouest.

Des plis cartographique P_{3a} sont déversés vers le sud et le SSE, à axe inclinés ou droits dont les directions sont : N008E, N060E et N161E avec des plongements de 24°NNW, 48°N voire horizontaux. Les grands cercles indiquent les compressions ENE-WSW ; E-W et NNW-SSE. En partant du Nord vers le Sud dans le palier (II) les pendages deviennent de plus en plus forts ; on arrive même à des zones relativement plates induites par un décrochement car la contrainte principale intermédiaire σ_2 est verticale (Fig. 61b).

- Dans le secteur de Lolodorf 1 (L1) la géométrie est complexe, due à l'interférence des plis P_{3a} et P_{3b} de la foliation S_2 . La foliation S_2 mesurée sur le terrain a une attitude moyenne N059E.55NNW qui imprime des plis cartographiques déversés vers le SW à axe incliné de directions N033E et N038E. Les plongements sont de l'ordre de 21° et 37° vers le NE le long des grands cercles indiquant la compression NW-SE (Fig. 61a,b). Les plans axiaux des P_{3a} ont des directions N128E et N123E et matérialisés par des pendages foliaux moyens de 53° et 69° vers le SW (Fig. 61). Quant aux plis P_{3b} , ils sont illustrés par une attitude moyenne de l'ordre de N028E.77ESE. Ces plis sont déversés avec un plan axial moyen d'attitude N118E.13WNW en régime extensif ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) et décrochant ($\sigma_2 > \sigma_1 > \sigma_3$).

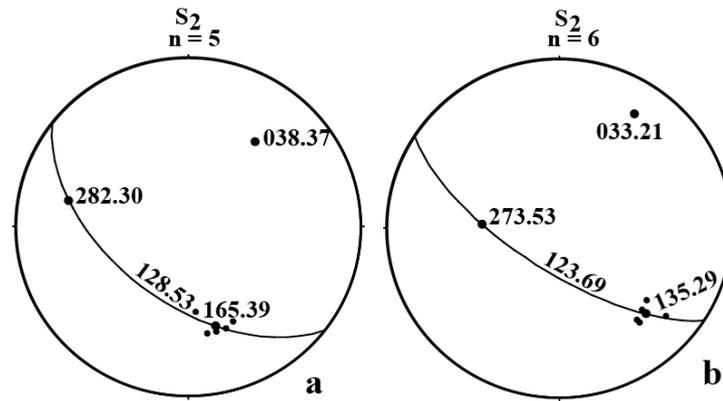


Figure 61 : Données d'orientation (projection hémisphère inférieur) du secteur de Lolodorf 1 : **a**) et **b**) pôles de S_2 et grand cercle illustrant la compression NW-SE.

- Dans le secteur de Lolodorf 2 (**L2**), les foliations S_1 ont des pendages forts ($68 - 78^\circ$) à très forts ($87 - 90^\circ$) avec une attitude moyenne de N178E.83E induit par des compressions NNE-SSW, E-W, SE-NW et SSE-NNW qui ont donné des plis déversés P_{3a} à axe incliné de vergences WSW, SSE, NW, NNE et NE. Les plongements des axes de ces plis P_{3a} sont faibles (00° , 02° , 03° et 20°) pour la plus part et quelques-uns sont forts (68°) vers le nord, le NE, l'ENE, l'WNW et horizontal avec des vergences S, W, SW et ESE. La schistosité S_2 mesurée sur l'antiforme cartographique P_{3a} du secteur (**L2**) (**Fig. 62a,b,d,f-i**) montre des pendages qui oscillent entre 31° SSE et 33° NW dans les gneiss charnockitiques, faibles à moyens dans les métamafites (24° NNW et 41° N) et essentiellement faibles dans les métasyénites à clinopyroxène (12° SSE et 24° NW). Ce qui permet d'identifier un pli P_{3b} d'attitude N070E.21N à vergence apparente nord dont l'axe à une attitude N160E.69SSE.

La linéation d'étirement L_2 est verticale dans les métasyénites à clinopyroxène et plonge de 10° NNW dans les métamafites (**Fig. 62c,e**). Toutes ces variations traduisent des réorientations postérieures à la formation de L_2 . Dans ce bloc le régime de déformation est encore extensif ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) et décrochant ($\sigma_2 > \sigma_1 > \sigma_3$).

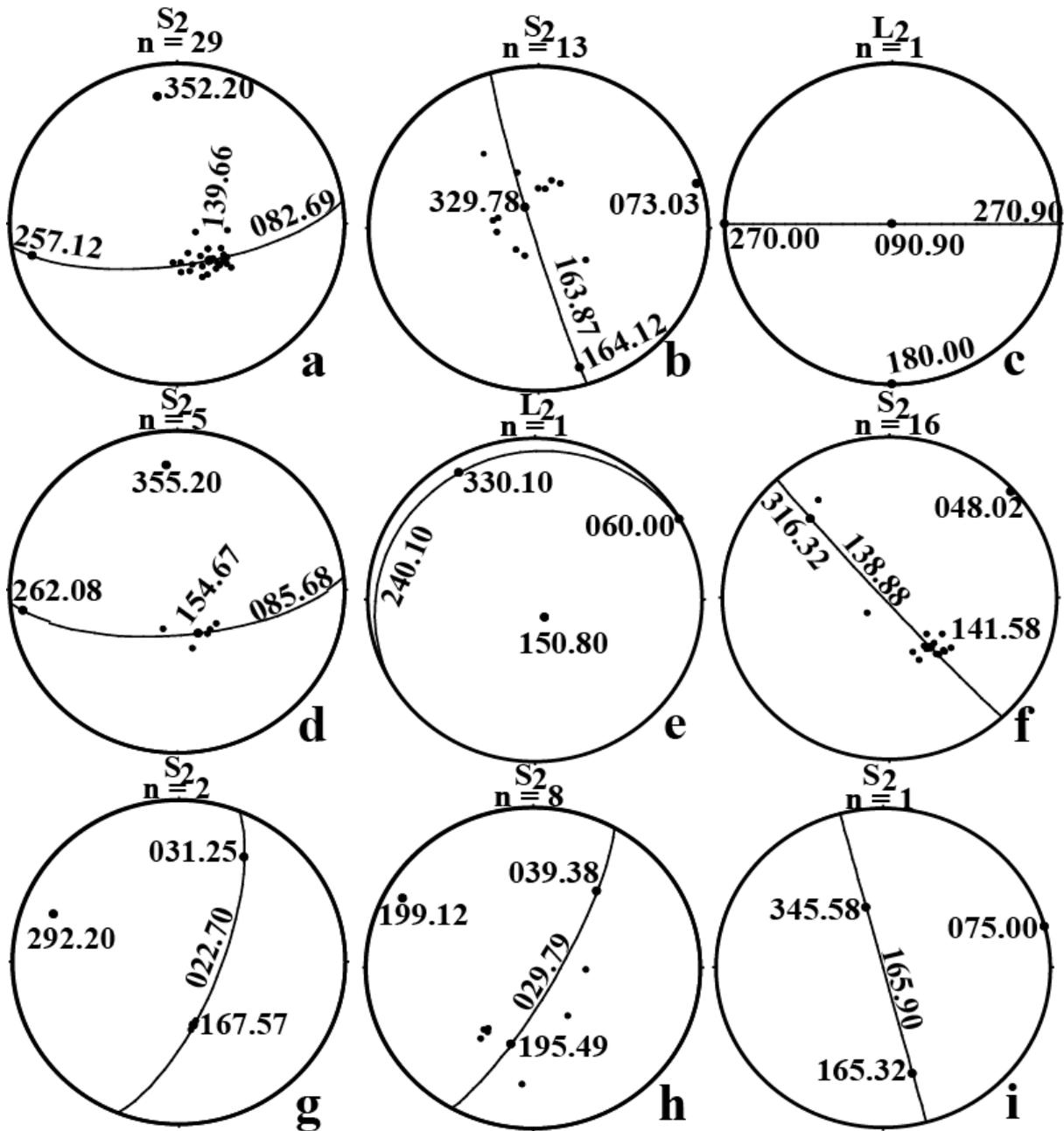


Figure 62 : Stéréogrammes des éléments structuraux représentatifs des méta-mafiques et des métasyénites à clinopyroxène et de son encaissant gneissique dans le secteur L2. a, b, d, f-i) pôles des S_2 et c, e) pôles des L_2 .

- Les plis P_3 du secteur de Lolodorf 3 (L3) sont définis dans les métaplutonites, par des trajectoires de foliation. Dans ce secteur, la foliation S_2 présente des orientations très contrastées, qui illustrent des plis cartographiques P_{3a} synforme et antiforme. Ici, le plissement P_{3a} dans les métamafites a des axes de directions NE-SW et E-W parallèles à la linéation d'étirement L_2 (Fig. 63e,f,m) illustrant la distribution des pôles de S_2 le long des grands cercles qui indiquent des directions de compression N-S (Fig. 63l,m), E-W (Fig.

63a,j,n,o,p) et NNE-SSW (Fig. 63e,i). Les plis P_{3a} qui en découlent sont ouverts, sub-droits à déjetés avec des vergences N, NE, E, SE, S, WSW et W.

Dans les gneiss charnockitiques, les trajectoires de foliation ont des pendages faibles (02 et 26), moyens (30 - 50) et fort (62). Elles sont en continuités (Fig. 63a-e,g,i,j,l-n,p,q) avec celles des métamafites, et forment des plis P_{3a} aux caractéristiques suivantes : a) les grands cercles des pôles de la foliation S_2 ont des directions N-S, NE-SW, ENE-WSW, E-W, ESE-WNW, SE-NW et SSE-NNW (Fig. 63a-d,g,i,j,l,n,p,q) ; b) les charnières d'étirement ont des directions E-W, NNE-SSW, SE-NW, ENE-WSW, ESE-WNW, SSE-NNW et N-S de vergences respective ENE, ESE, S, SSW, WSW, W et NW (Fig. 63a-d,g,i,j,l,n,p,q) ; c) forment un train de plis ouvert, sub-droits à déjetés de vergence NNE, NE, W, NE, NNW et E (Fig. 63a-d,g,i,j,l,n,p,q). en plus nous avons des plis P_{3a} déversés à axe incliné et à vergence W, WNW et WSW avec des plongements faibles (04°, 09° et 15°), moyens (25°, 30°, 32°, 39° et 41°) et fort (61°) (Fig. 63a-d,g,i,j,l,n,p,q); d) ces plis ont des compressions N-S (Fig. 63l,m), NE-SW (Fig. 63d), E-W (Fig. 63a,c,j,n,o,p), et SE-NW (Fig. 63e,i,l).

La réalité des plis P_{3b} est ici stéréographiquement confirmée, ils ont une foliation d'attitude moyenne N045E.25NW qui associe un axe d'attitude N135E.65SE.

Les structures S_2 , L_2 , P_{3a} et P_{3b} sont bien exprimées dans les unités gneissiques du secteur de Lolodorf 3 (**L3**), celui-ci s'avère un excellent marqueur des déformations contemporaines et postérieures à sa mise en place. Le régime de déformation est une fois de plus extensif ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) et décrochant ($\sigma_2 > \sigma_1 > \sigma_3$).

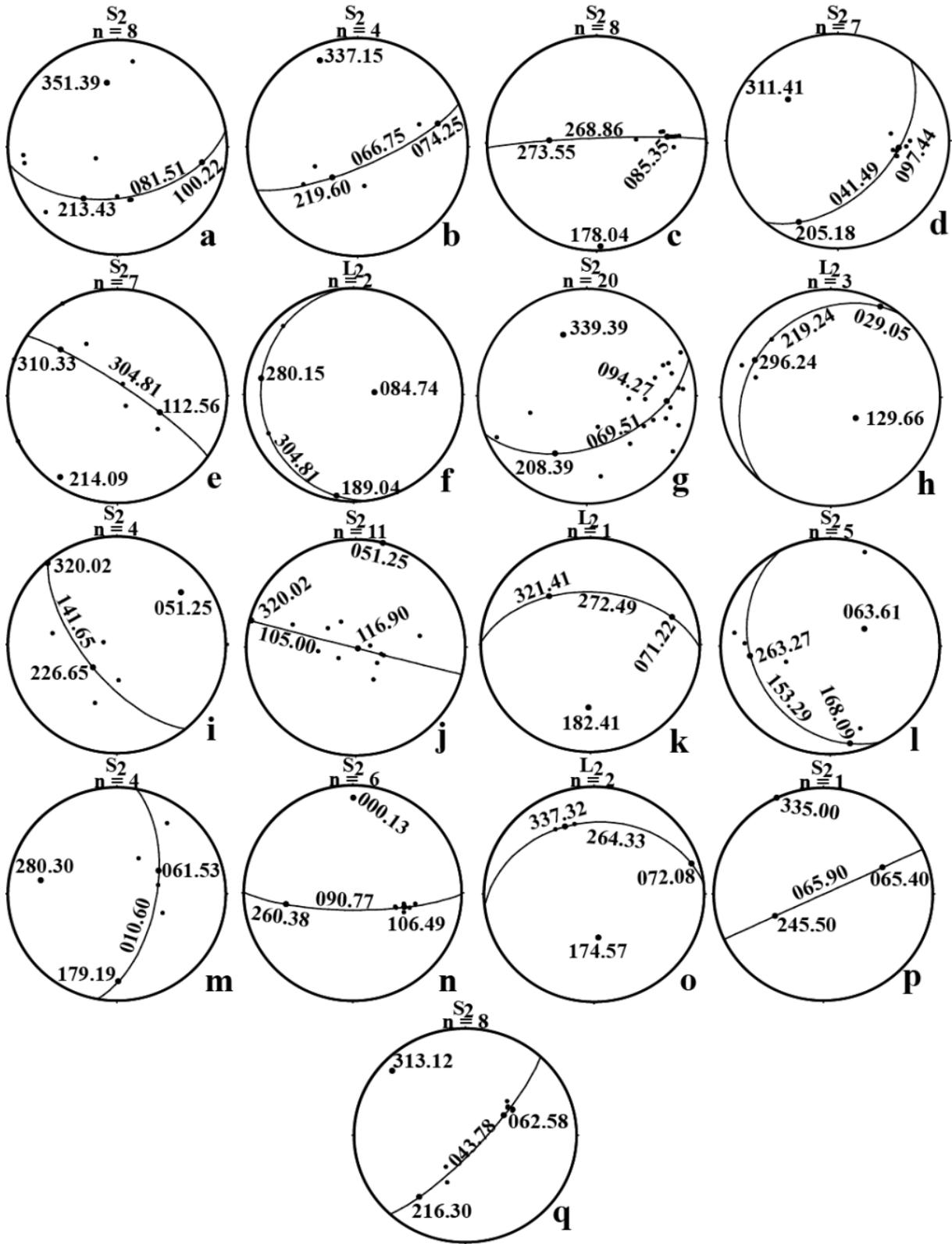


Figure 63 : Données d'orientation du secteur de Lolodorf 3 : f, h, k et o) Linéation L_2 ; (a-e, g, i, j, l-n, p et q) pôles des S_2 et grand cercle du méga- P_{3a} illustrant les compressions N-S, NE-SW, ENE-WSW, E-W, ESE-WNW, SE-NW et SSE-NNW.

IV.3.3. Analyse géométrique des collines de Mvengué : Palier III ou domaine SE

Ce domaine est séparé du précédent par l'escarpement de la Lokoundjé de direction NE-SW.

- Dans le secteur de Mvengué 1 (M1) (Fig. 59), la foliation S_2 est composite et globalement orientée ENE-WSW, E-W et SSE-NNW avec des pendages faibles (13° ENE et 19° NW), moyen (30° N) et fort (61°) vers le NNW. Elle montre une courbure antiforme dans la partie NW du secteur (Fig. 64a-d,f). Cette incurvation est attribuée au mouvement senestre de l'escarpement (faille) de la Lokoundjé. Les axes des plis P_{3a} ont des plongements faibles (05° , 09° et 13°) vers l'W et l'ENE et moyen (40°) vers le NE due aux compressions N-S, NW-SE et SSE-NNW. Leur conjugué NNE-SSW ont des vergences E, W et SW ; et d'attitude moyenne N176E.82E, ces plis P_{3a} sont déversés à axe incliné. Les plis P_{3b} illustrent des plis déversés, à axe incliné vers le N d'attitude moyenne N078E.49N. Cet axe a une direction N169E et plonge de 41° vers le SSE. Ici nous sommes aussi dans un régime de déformation extensif ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) et décrochant ($\sigma_2 > \sigma_1 > \sigma_3$).

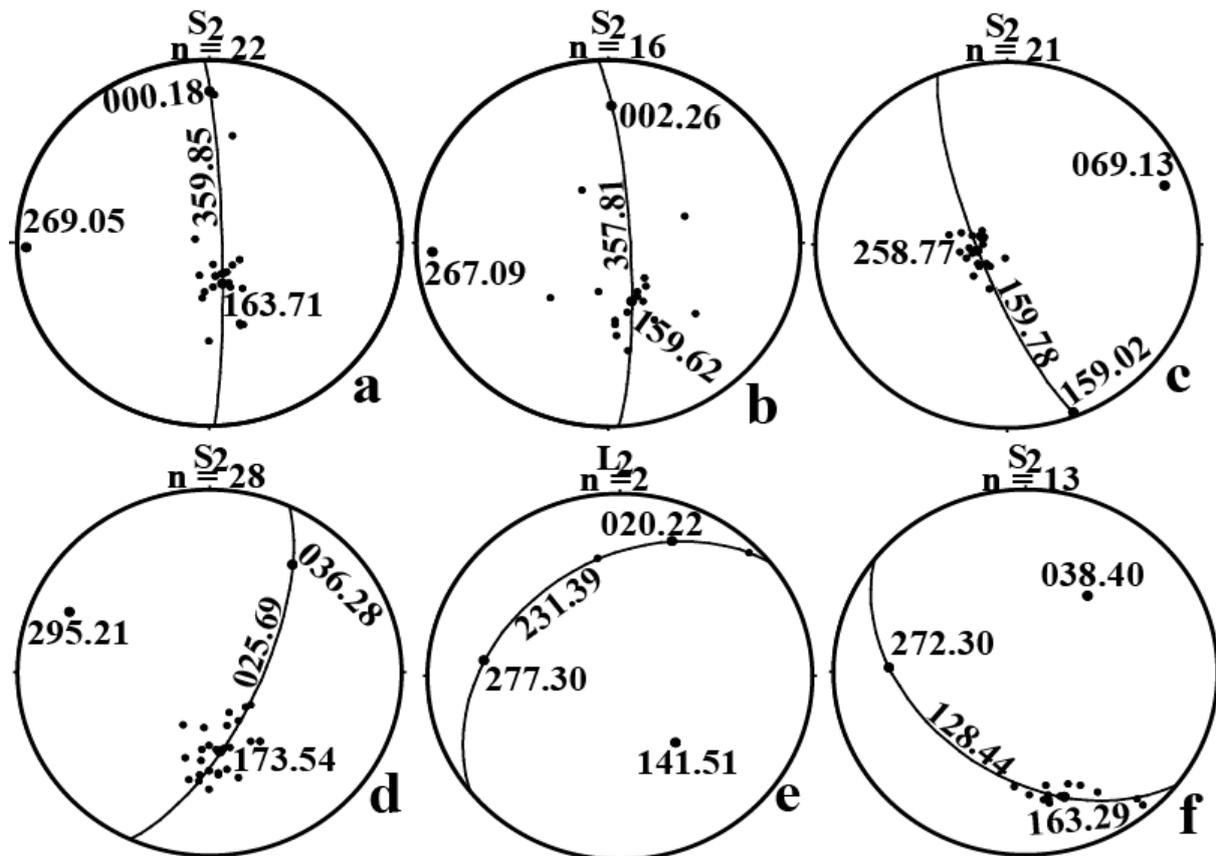


Figure 64 : Données d'orientation du secteur de Mvengué 1 : a) pôles de S_2 et grand cercle P_3 de illustrant le raccourcissement ESE-WNW ; e) Linéation L_2 ; f, g) : P_{3a} et P_{3b} conjugués ; remarquer la reprise des linéations L_2 par P_{3b} .

- Au sein du secteur de Mvengué 2 (M2) (Fig. 72), les filons et les veines plissés ont des formes symétriques et dissymétriques ouverts à serrés, de vergence W, E (Fig. 65c,d) SW et NE (Fig. 65a,b).

La géométrie de ce secteur est complexe, due à l'interférence des plissements P_{3a} et P_{3b} avec la foliation S_2 (Fig. 72). Le plissement P_{3a} est matérialisé par des pendages foliaux moyens 71S, 77SSW, 71SW, 59W et 82W (Fig. 66). Il est cartographiquement illustré par une méso-antiforme vraisemblablement déversée vers l'Est et dont l'orientation axiale est N094E.31E due à des compressions N-S, SE-NW, ESE-WNW et E-W. Le plissement P_{3b} est représenté par une synforme (Fig. 73) ; à pendage folial moyen 22NE. Ces plis sont droits avec une orientation axiale d'attitude N053E.68SW.

La schistosité S_2 pend en moyenne de 13° vers le NNE. La distribution dissymétrique des pôles de S_2 dans ces plis indiquent qu'ils sont déjetés avec des vergences apparentes W, S et SW (Figs. 65a-d ; 66b,d).

La linéation d'étirement minérale plonge de 09° E, 22° NNE et 25° WNW (Fig. 66c,d,f). Ici nous sommes encore dans un régime de déformation extensif ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) et décrochant ($\sigma_2 > \sigma_1 > \sigma_3$).

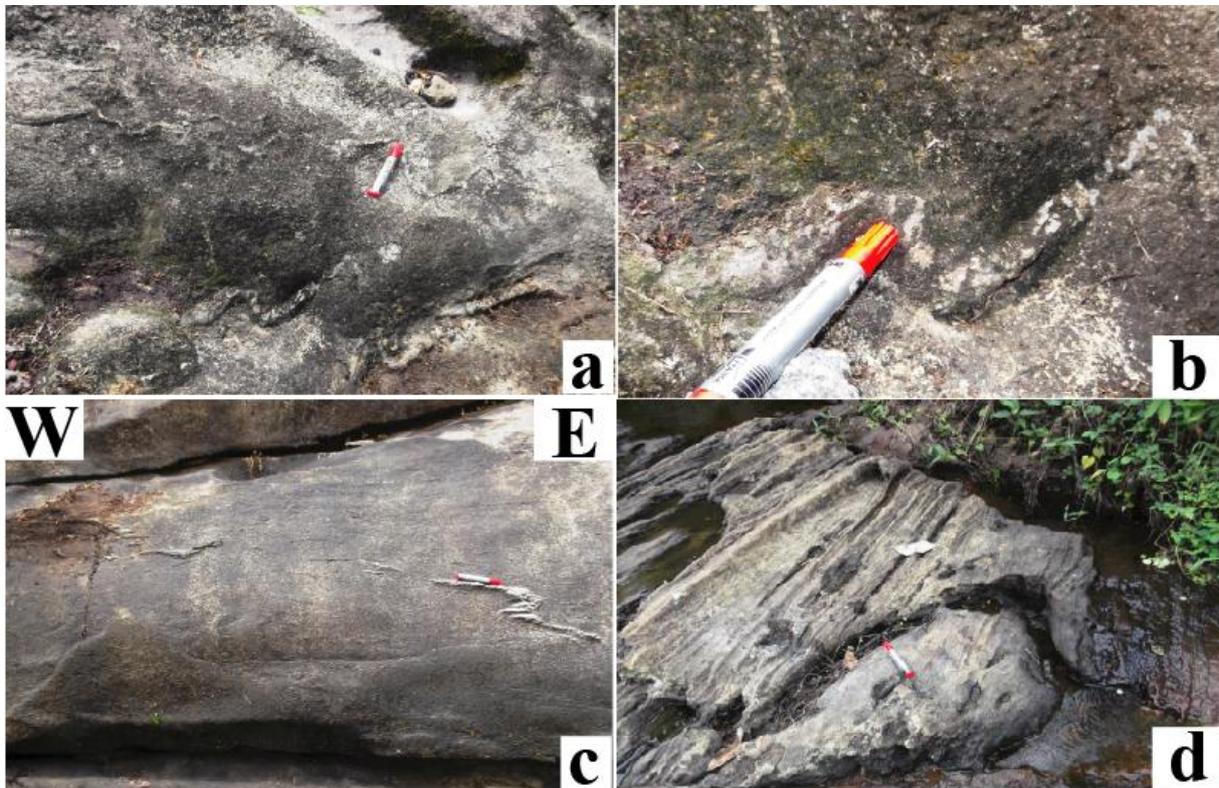


Figure 65 : Représentation des structures plicatives dans le palier III. **a)** Train de plis sur les gneiss ; **b)** Plis dissymétrique à vergence SW et NE); **c)** plis stigmatique à vergence E ; **d)** Méso-pli P_2 cisailé de vergence E dans les métaplutonites à Elone.

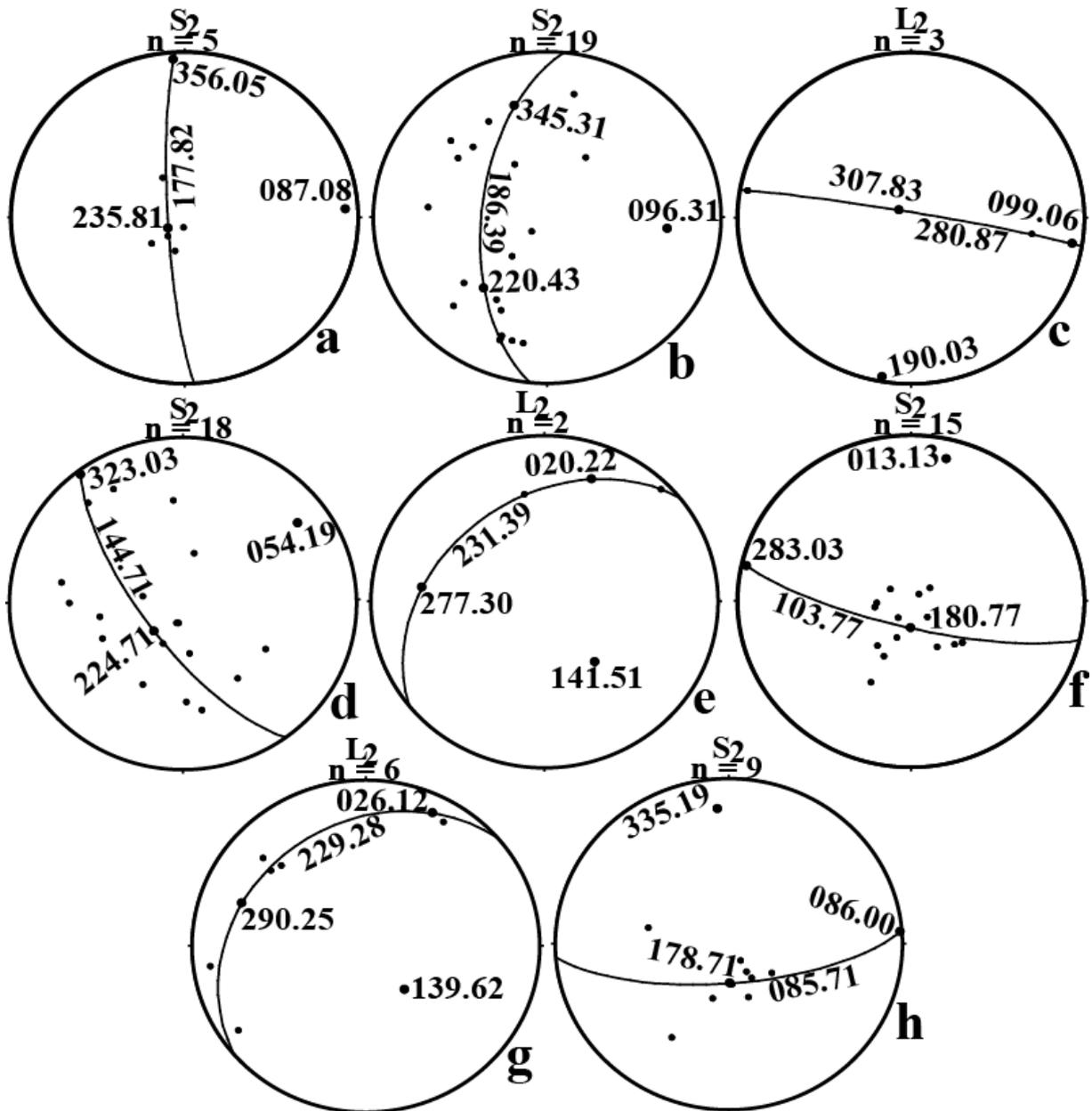


Figure 66 : Données d'orientation du secteur de Mvengué 2: **a,b,d,f,h**) : représentation des pôles de S_2 et les grands cercles P_{3a} (compression N-S, SE-NW, E-W et ESE-WNW) à vergences W, SW, SSW et S, illustré par des pendages E, NE, NNE, et N des plans axiaux P_{3a} , **c,e,g**) représentation la linéation L_2 .

- Dans le secteur de Mvengué 3 (**M3**), les plis P_{3a} , ils affectent l'unique foliation S_2 des gneiss sous forme de plis droits à vergence SW à plan axial N044E.34NE (**Fig. 67a**). Ces plis sont déversés vers le S avec un axe incliné de direction N004E et un plongement de 20N (**Fig. 67b**) et des compressions de direction SE-NW et E-W.

Quant aux plis P_{3b} , ils sont illustrés par des pendages foliaux moyens N153E36ENE. Il s'agit de plis déversés à orientation axiale moyenne N063E54WSW porteuse d'une linéation d'attitude 005.25 (**Fig. 67c**). Nous sommes en régime de déformation décrochant car σ_2 est verticale.

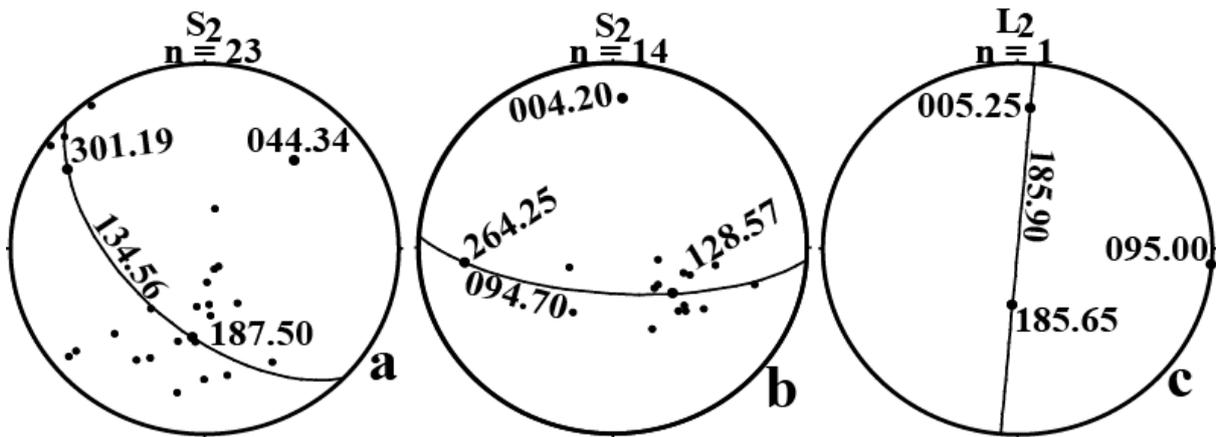


Figure 67: Données d'orientation de Mvengué 3 : a,b) pôles de S_2 et des grand cercle P_{3a} (compression E-W et SE-NW) ; c) linéation L_2 .

Le secteur de Mvengué 4 (M4) (Fig. 59) est cartographiquement caractérisé par des plis P_{3a} due à la foliation S_2 . Ils sont vraisemblablement déversées vers NE, SE SW et WSW illustrant des compressions SE-NW et NE-SW. Le plissement P_{3b} quant à lui est représenté par une synforme P_{3b} d'échelle mésoscopique (Fig. 72). Ce méso-pli P_{3b} est déversé à axe incliné et d'attitude axiale N138E39SE et le pendage folial moyen est de 51°NW. La schistosité S_2 mesurée à une attitude moyenne N062E26NNW. La distribution dissymétrique des pôles de S_2 forme des plis déjetés de vergences SE, SW et NE (Fig. 68a-d). La linéation d'étirement mesurée dans le secteur plonge de 46°ESE (Fig. 68e). Nous sommes encore dans le cas d'un régime de déformation extensif ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) et décrochant ($\sigma_2 > \sigma_1 > \sigma_3$).

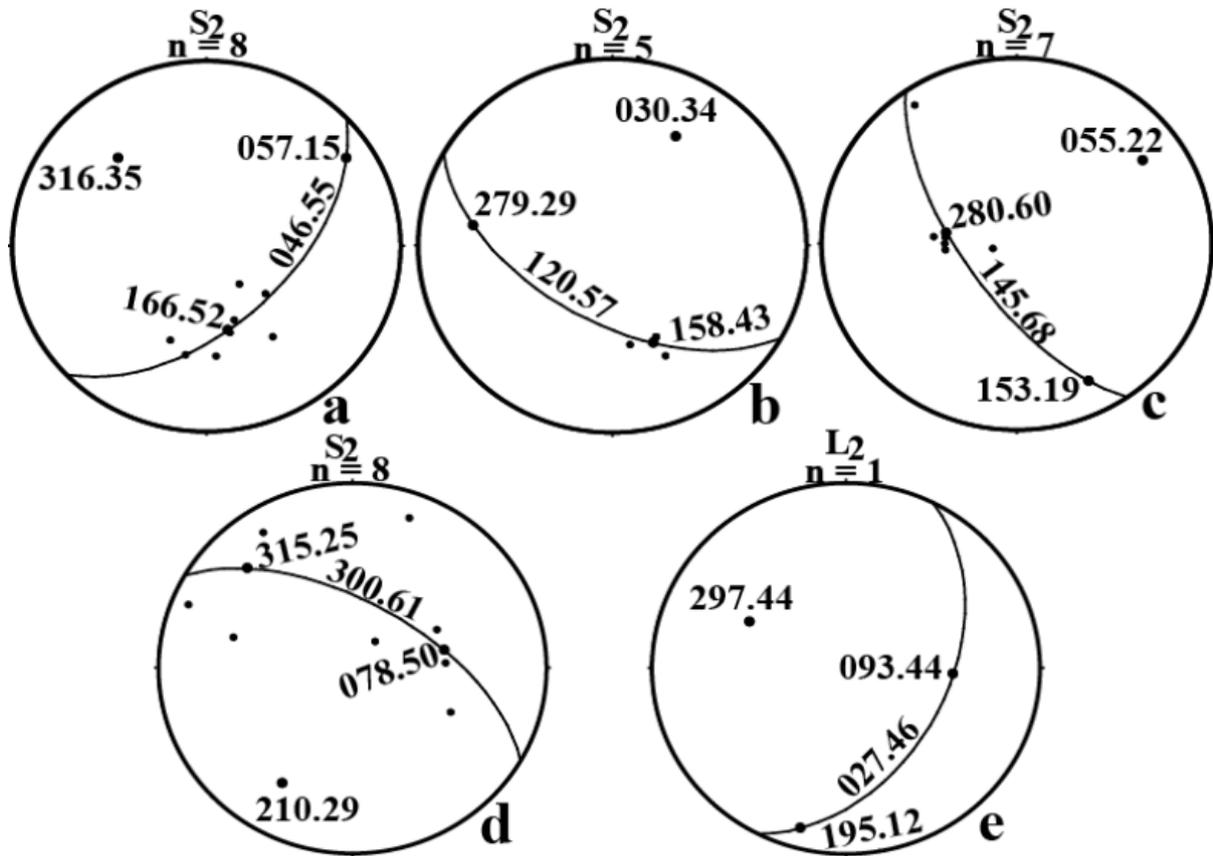


Figure 68 : Données d'orientation de Mvengué 4 : e) linéation L_2 ; a-d) pôles de S_2 et grand des cercles P_{3a} (compression NE-SW et NW-SE).

IV.3.4. Analyse géométrique du Ngovayang : Palier I ou domaine NW

Dans ce palier ou domaine (Fig. 59), les attitudes des structures sont très variables. Dans le canevas de Schmidt, on observe une mise en zone des pôles des plans de foliations autour des axes : - a) 104. 74 illustrant une compression E-W ; - b) 123. 69, et 129. 74 de compression NW-SE et enfin - c) 064. 53 de compression ENE-WSW (Fig. 69a,c,d) ; ces axes ne correspondent pas toujours aux directions de la linéation de l'axes des plis (L_2) dans ce domaine (Fig. 69b,e). Les axes des plis P_{3a} sont subparallèles à la linéation minérale L_2 d'attitude 228.06 et 178.33 vers le SE et le SW et les plans axiaux des plis P_{3a} sont subverticaux.

Tout comme dans les secteurs évoqués plus haut le palier I ou domaine NW montre un métamorphisme élevé. Le changement de direction des éléments structuraux observé dans les domaines centre et SE marque un anticlinal en « S ». Mais ces différences de comportement des éléments structuraux, de haut degré de métamorphisme associé à S_2 mis en évidence à l'affleurement comme une schistosité rétomorphique S_2 suggérant également que ce domaine pourrait appartenir à la semelle de la chaîne du Ngovayang ou à une unité tectonique

inférieure. Le régime de déformation est aussi ici extensif ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) et décrochant ($\sigma_2 > \sigma_1 > \sigma_3$).

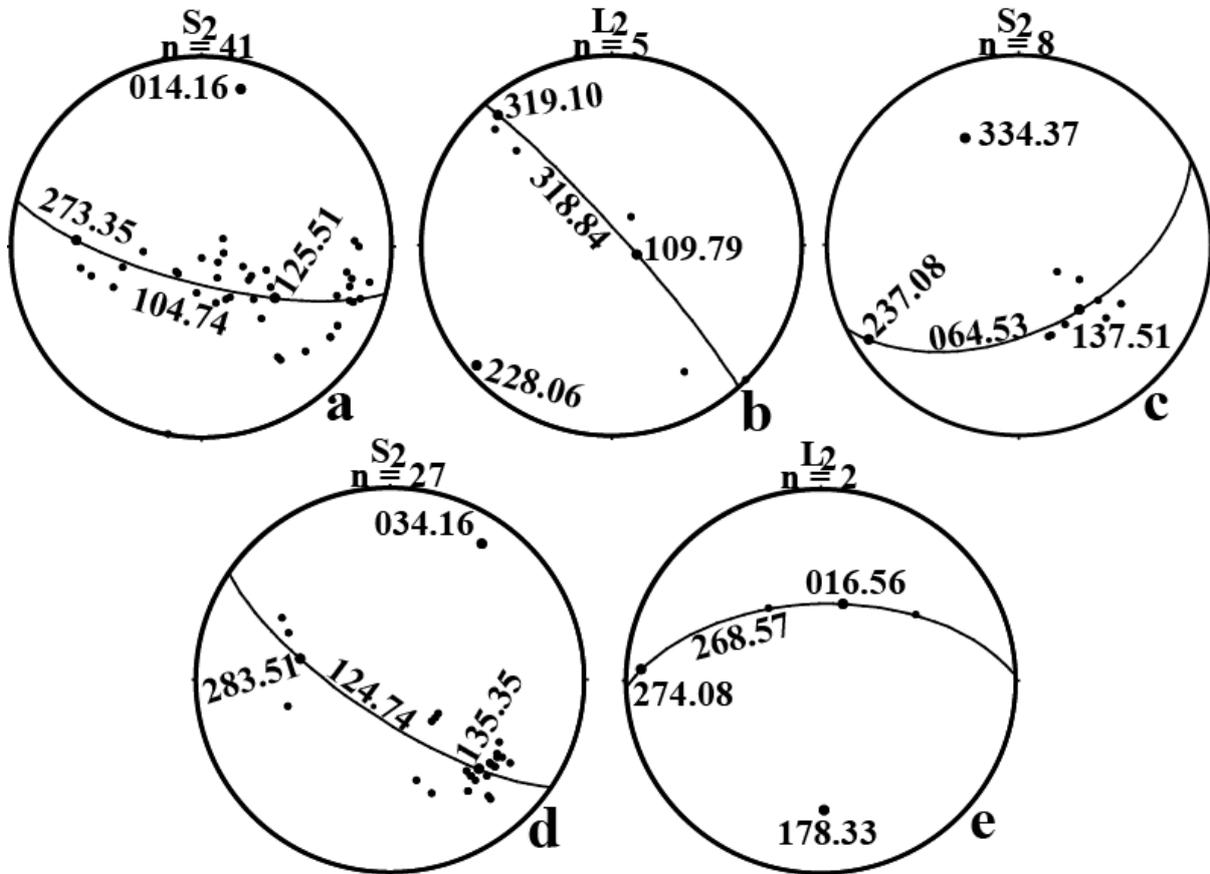


Figure 69 : Données d'orientation de Ngovayang 1 : **b**) linéation L_2 ; **a**) pôles de S_2 et grands cercles P_{3a} (compression E-W). Données d'orientation de Ngovayang 2 : **e**) linéation L_2 ; **c,d**) pôles de S_2 et grands cercles P_{3a} (compression NE-SW et NW-SE).

IV.3.5. Cisaillement

Dans la région de Lolodorf, les plans de cisaillements sont tantôt ductile (Fig. 70), tantôt fragilo-ductile. D'une manière générale, ils traduisent une intense déformation hétérogène et progressive des roches de la région suivant des plans sub-verticaux. Sur la base des images satellitaires et des mesures de terrain, nous avons déduit la polarité globale du cisaillement dans la région qui est principalement senestre (C_{2c}) et secondairement dextre (C_{2b}). Ils affectent les gneiss charnockitiques et migmatitiques. L'aspect du cisaillement est légèrement différent d'un domaine à l'autre car le comportement rhéologique des roches affecte l'intensité spatiale de la déformation comme le témoigne l'aspect massif (foliation fruste) des formations rocheuses.

Les plans de cisaillement isolés ou en bandes sont régulièrement observés à toutes les échelles. Ils recoupent la foliation S_2 d'un angle variable (20 à 56°) et tend à se paralléliser au centre où schistosité et cisaillement se confondent créant ainsi les plans S/C (Fig. 70a,b). Les

cisaillements fragilo-ductiles sont axialement soulignés par des leucosomes frangés ou non et des mélanosomes sont aux épontes. D'autres, par contre, sont simplement ductiles et dépourvus de leucosomes. Les bandes de cisaillement senestre ont des directions : N027E, N047E, N050E, N070E, N080E, N140E et N150E et des pendages 56ENE, 40S et 20NW. Quant aux plans dextres, leurs directions sont : N035E, N115E et N150E et des pendages de l'ordre de 30° et 50° vers le NE.

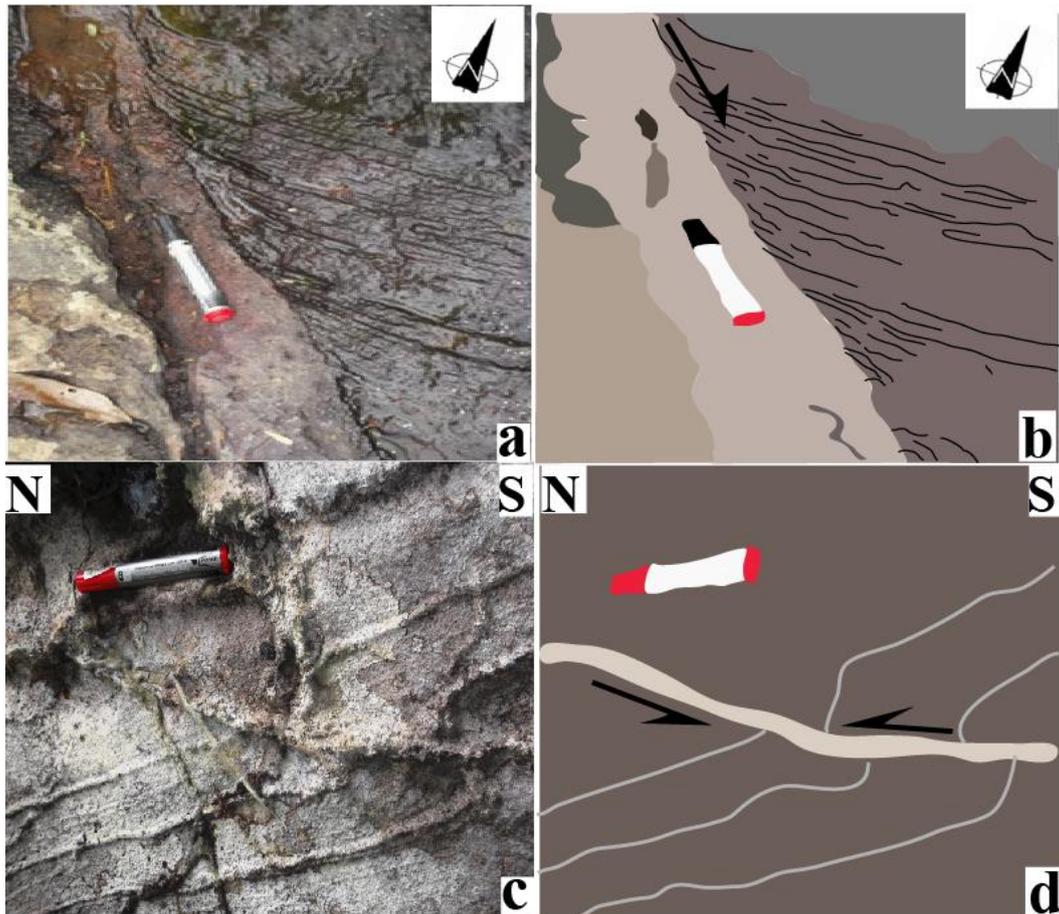


Figure 70 : Représentation de structures cisailantes. **a,b)** Cisaillement dextre C_{2b} et **c,d)** Cisaillement senestre C_{2c}

IV.3.6. Boudins

Dans le secteur d'étude, l'aplatissement des structures antérieures ou synchrones de l'étirement généralisé a permis la mise en place des boudins incomplets type « *pinch and swell* » dans les couches à faible contraste de compétence (Fig. 71) et des boudins complets. Ces boudins ont, pour la plupart, des sections centimétriques à décimétriques. Les directions privilégiées de grands axes sont : N025, N065 et N175 selon le lieu et la rhéologie de la roche et les petits axes ont des directions N115, N155 et N085. L'orientation des grands axes des

boudins B_2 est parallèles à la foliation S_2 , ce qui traduit leur mise en place contemporaine et la linéation est parallèle ou conjugués à la direction des grands axes des boudins.

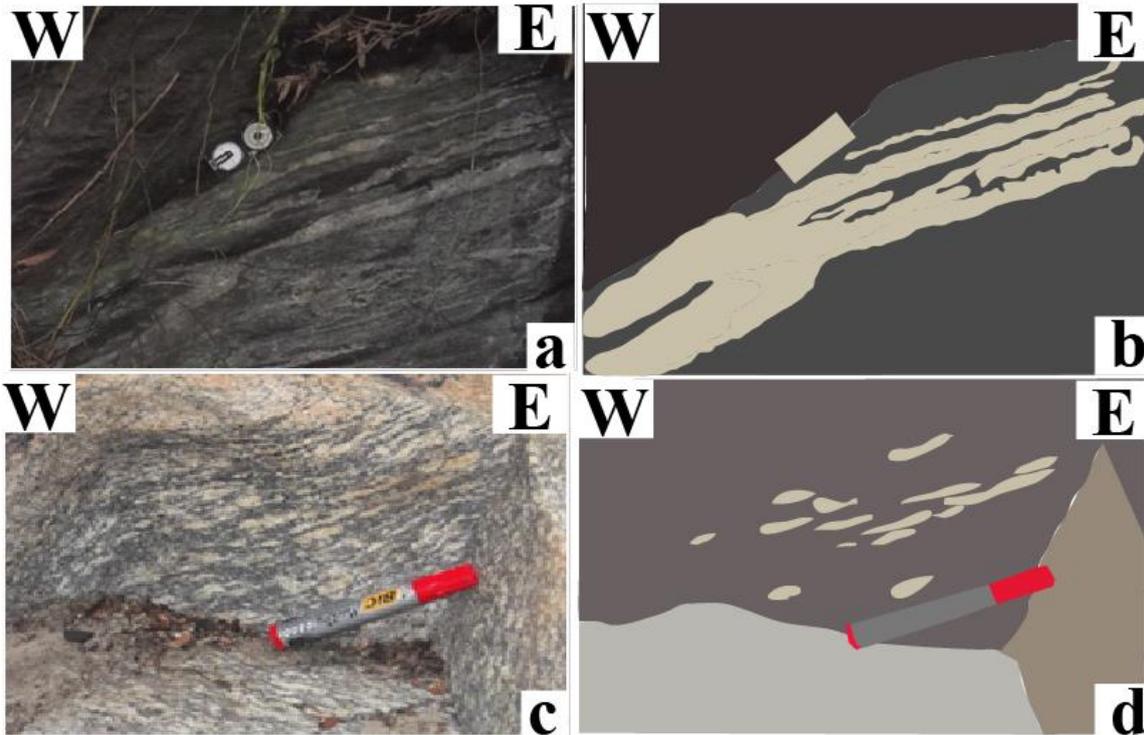


Figure 71 : Représentation des structures boudinées. **a,b**) boudins incomplets dans un gneiss charnockitique à Bibia ; **c,d**) boudins complets dans un gneiss charnockitique à amphibole et à grenat à Bikoé 2.

IV.3.7. Schéma structural des méga-plis régionaux

Le schéma structural de la région de Lolodorf est caractérisé par des méga-synformes P_{3a} qui, à fermeture périclinale tournée vers le Sud. Ils sont relativement plus développés que leurs répliques antiformes ; une telle configuration des structures plissées liées à la phase de déformation D_3 confère à la région un cachet de « tectonique en écailles de poisson » comme le soulignait déjà [Mvondo Ondo](#) (2009) dans la série paléoprotérozoïque de Bafia. Quant aux plis P_{3b} , ils s'expriment par des ondulations ([Fig. 72](#)) qui affectent les surfaces axiales des méga-plis contigus du secteur d'étude.

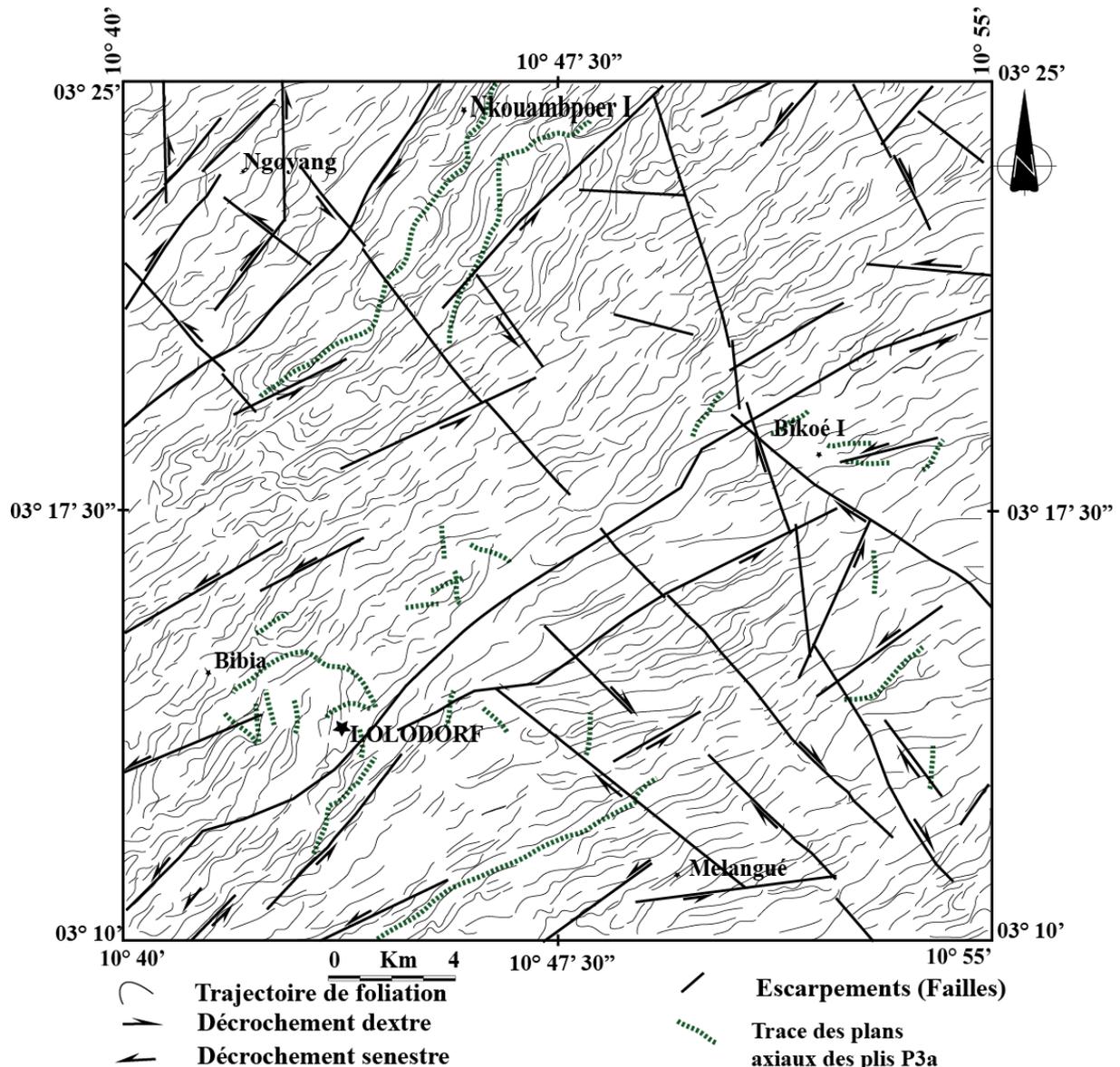


Figure 72 : Schéma structurale la région de Lolodorf illustré par les plis cartographiques P_{3a}.

IV.3.8. Fracturation

La quatrième phase de déformation D₄ est une phase mineure, elle est post-métamorphique et essentiellement cassante. Cet épisode tectonique est matérialisé par des éléments non pénétratifs telles que les diaclases et les fractures d'extension.

IV.3.8.1. Diaclases

Les diaclases recoupent la roche trame perpendiculairement ou obliquement en formant des prismes grossiers. Les données des diaclases nous ont permis de faire une analyse statistique à l'aide des rosaces des directions de fractures dans la région. Les directions prédominantes sont : N-S, ENE-WSW, NE-SW, ESE-WNW, SE-NW et SSE-NNW (Fig. 74) avec des pendages forts à verticaux et à écartement moyens compris entre 6 et 35 cm (Fig. 73)

et des diaclases de direction secondaires : SE-NW, E-W, NE-SW, N-S et NNE-SSW (Fig. 74).

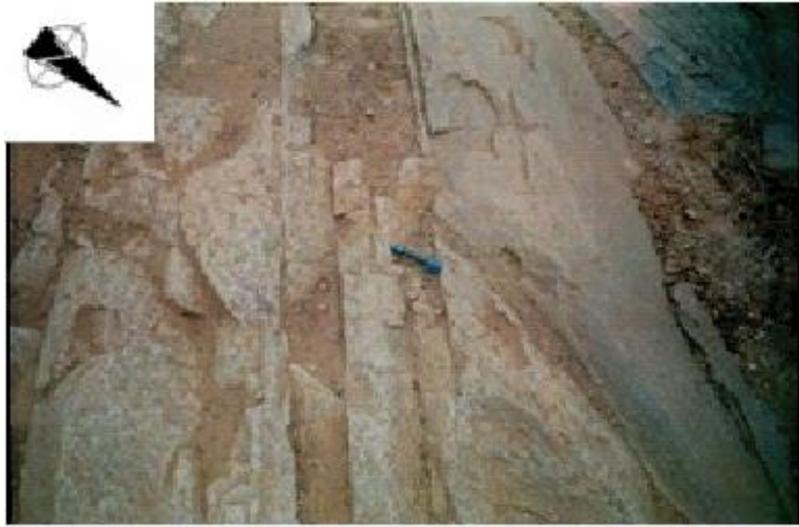


Figure 73 : Famille de diaclases à Mangouma.

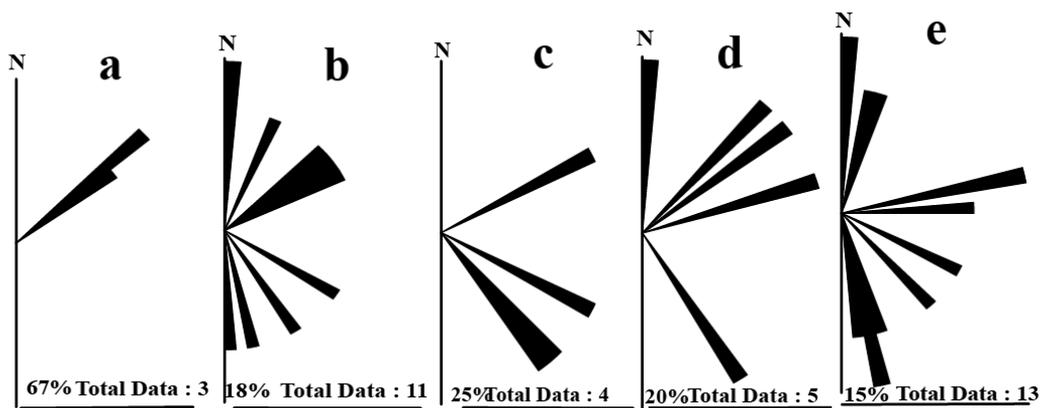


Figure 74 : Distribution des fractures sur des rosaces de direction. **a)** rosace de distribution des fractures à Ngovayang ; **b)** rosace de distribution des fractures à Lolodorf Nord ; **c)** rosace de distribution des fractures à Lolodorf Sud ; **d)** rosace de distribution des fractures à Mvengué Nord ; **e)** rosace de distribution des fractures à Mvengué Sud.

IV.3.8.2. Fentes de tension

Les fentes de tension sont représentées dans toute la zone d'étude :

- Celles ayant une ouverture libre et des épaisseurs variables constituent les fractures ouvertes et sont représentées majoritairement dans les domaines II et III et ont des directions variant de N120 à N156 à pendages sub-verticaux à verticaux (Fig. 75a) ;
- Celles qui sont colmatées sont des filons d'épaisseurs centimétriques (2 à 5cm) formant des discontinuités non pénétratives et se caractérisent par un remplissage constitué majoritairement de grands cristaux de quartz (xénomorphes) disposés en mosaïque indiquant

une cristallisation libre à l'extérieur d'une fracture liante. Ces fractures ont des directions : N-S, et attitudes N051E 22 SSE ; N071E 22 SSE, N174E 28 E et N170E 50 W (Fig. 75a,b).

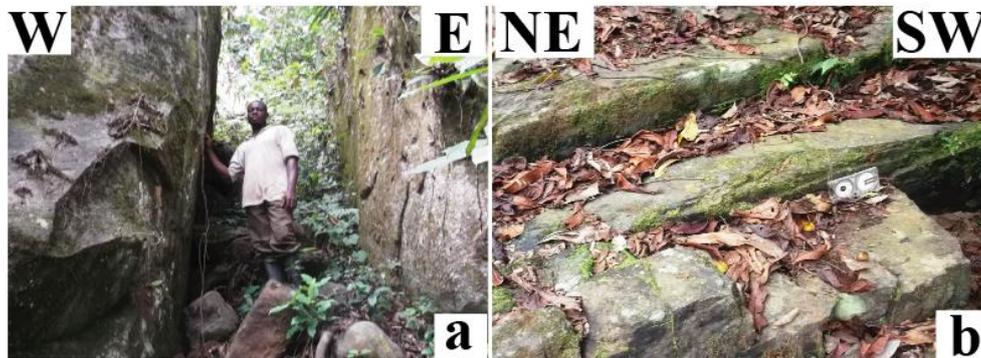


Figure 75 : Représentation de fractures à travers la zone d'étude. a) Fracture ouverte à Bikoé I ; b) Famille de fracture sur les berges de la Lokoundjé à Bikoé 1.

Les joints ont été mesurés dans le secteur d'étude dans les zones de Nkouambœr I, Mee, Lolodorf et des Collines de Mvengué. Le [tableau 4](#) en présente le détail des orientations.

Tableau 4 : Attitudes moyennes des fractures de la région de Lolodorf

Secteurs	Domaine	Attitudes moyennes des fractures par domaine	
Nkouambœr I	I	N1	N017E.51ESE ou N107.51
Mee		N2	N116E.85SSW ou N206.85
zone base de Lolodorf	II	L1	N054E.33NW
		L2	N048E.55SE ; N074E.07SSE et N066E.42NNW
		L3	N032E.08WNW ; N165E.70ENE ; N114E.17SSW ; N084E.47N ; N134E.11NE ; N136E.15SW et N173E.41W
Collines de Mvengué	III	M1	N019E.24WNW ; N145E.90 ; N156E.17ENE ; N153E.36ENE et N164E.08ENE
		M2	N021E.31ESE ; N106E.25SSW ; N163E.72ENE et N080E.44N
		M3	N085E.25S et N154E.31WSW
		M4	N050E.25SE et N115E.06NNE

Le secteur du Ngovayang (Nkouambœr I et Mee) indique deux directions azimutales principales N017 et N116 avec des pendages respectifs de 51ESE et 85SSW.

Dans le domaine II, le bloc de **Lolodorf 1** donne des directions N054E avec un pendage moyen 33NW. Le réseau de fractures NE-SW réapparaît dans le bloc de **Lolodorf 2** avec des directions ENE-WSW. Les pendages moyens associés à ces dernières directions sont de l'ordre de 55SE, 07SSE et 42NNW. Et le bloc de **Lolodorf 3** quant à lui présente six réseaux directionnels NE-SW ; SSE-NNW ; ESE-WNW ; E-W ; SE-NW et N-S. Le réseau NE-SW indique des fractures à pendage faible 11NE et 15SW, alors que les pendages

08WNW et 70ENE sont indiqués par les réseaux NE-SW et SSE-NNW contre 17SSW, 47N et 41W pour les réseaux ESE-WNW ; E-W et N-S.

Les fractures du secteur des Collines de Mvengué ont été mesurées au sein des **sous-domaines M1, M2, M3 et M4**. Le **sous-domaine M1** révèle trois directions principales NNE-SSW, SE-NW et SSE-NNW à pendages 24WNW, vertical et 17ENE, 36 EN et 08ENE pour la direction SSE-NNW. Le **sous-domaine M2** montre des fractures de directions principales NNE-SSW ; ESE-WNW ; SSE-NNW et E-W dont les pendages moyens associés sont respectivement de 31ESE, 25SSW, 72ENE et 44N. Le stéréogramme correspondant suggère qu'il s'agit de fractures conjuguées décrochant. Le **sous-domaine M3** montre des directions E-W et SSE-NNW avec des pendages 25S et 31WSW. Le **sous-domaine M4**, quant 'à lui se distingue par des réseaux de direction NE-SW et ESE-WNW. Les pendages moyens correspondants sont respectivement de l'ordre de 25SE et 06NNE.

En somme, six directions principales, NNE-SSW, NE-SW, E-W, ESE-WNW, SE-NW et SSE-NNW, se dégagent de l'analyse des fractures d'extension au sein de la zone d'étude (Fig. 76).

Les stéréogrammes de ces réseaux suggèrent des fractures conjuguées normales et décrochantes. Les pendages moyens correspondant sont de 24WNW et 31ESE pour le réseau NNE-SSW. Les pendages moyens associés aux fractures de direction NE-SW sont de l'ordre de 25SE ; 25S et 44N pour les directions E-W et les fractures ESE-WNW ont des pendages 25SSW et 06NNE. Enfin les directins SE-NW sont verticales et celles de directions SSE-NNW ont des pendages 17ENE, 36 EN, 08ENE, 72ENE et 31WSW.

En comparant les rosaces des figures 49, 58, 74 et les résultats du tableau 4, nous constatons que ces résultats sont superposables, témoignant ainsi la fiabilité de la méthode d'extraction de linéaments par photo-interprétation. A cet effet dans la suite de ce travail les escarpements seront considérés comme des failles.

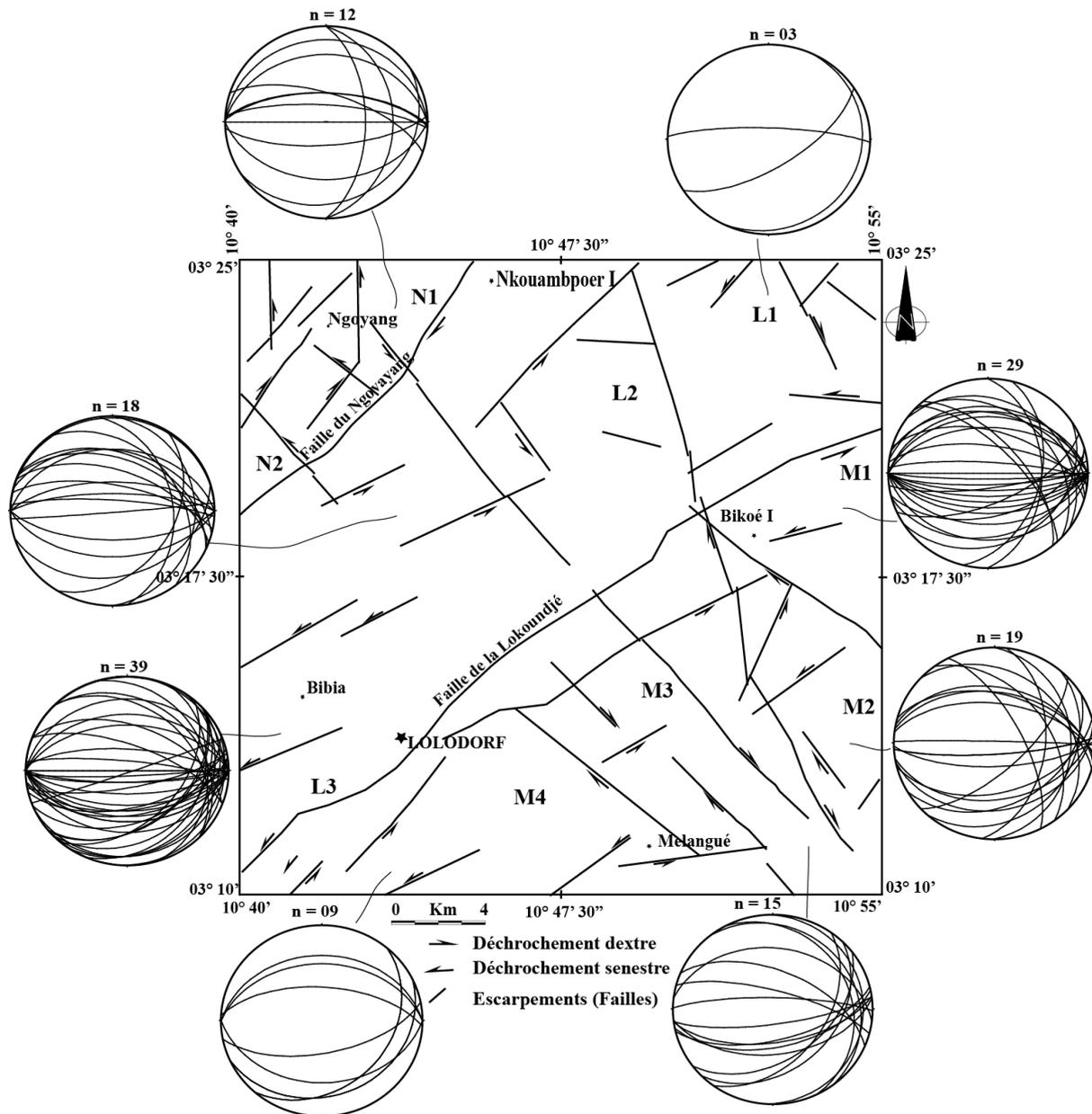


Figure 76 : Projections stéréographiques des mesures des fractures d'extension dans la région de Lolodorf.

IV.3.9. Failles

L'analyse typologique de la carte linéamentaire de la [figure 58](#) a permis de constater une répartition inégale du réseau de fracturation tectonique. Cela s'explique, certainement, par une répartition inégale des contraintes sur des matériaux à rhéologie différente mais aussi par la présence des matériaux récemment déposés (produits d'altération et d'érosion) couvrant de grandes surfaces dans la zone d'étude. Le réseau de linéaments présente quatre directions majeures : N-S, NNE- SSW à NE-SW, NE-SW à ENE-WSW et SE-NW. La plupart de ces fractures présentent une signature cartographique rectiligne ; cependant les failles NE-SW présentent une certaine concavité tournée vers le Ngovayang dans certaines portions. Le

réseau de fracturation est très dense aux NE, SE, SW et au cœur du socle paléoprotérozoïque étudié.

Les failles affectant la couverture coïncident parfaitement avec celles du socle, ce qui confirme les modèles de réactivation de la zone remobilisée du complexe du Nyong et de la faille de Lokoundjé sur la carte structurale du *SW Cameroun* de Maurizot *et al.* (1985). Cette faille est matérialisée sur les métasyénites au niveau de la colline Mill au environ de Madong II (Fig. 77) par un matériel de remplissage fibreux bleutés et filoniens dans les plans de faille (linéations fibreuses matérialisant des stries de glissement) (Fig. 77c), des filons de pseudotachylites (Fig. 77b) et des rebroussements cohésifs de la foliation fortement déformée et mylonitisés (Fig. 77a) : ces éléments caractérisent la zone de faille de la Lokoundjé. Les directions NE-SW à ENE-WSW avec leurs conjugués NW-SE à NNW-SSE sont prédominantes (Fig. 74) et les directions E-W et leurs conjugués fragilo-ductiles N-S sont les moins représentés. La faille de la Lokoundjé de direction NE-SW, qui s'étend du SW vers le NE de la localité, correspond à une ligne de partage entre la dépression de Lolodorf et les collines de Mvengué. Sa réactivation est conforme à la surrection de la chaîne du Ngovayang qui a mis en place la faille qui porte son nom.



Figure 77 : Représentation des structures représentatives des éléments faillés. a) Cisaillement, b) Filon de pseudotachylite dans une métasyénite, c) Linéations fibreuses bleues des stries de glissement matérialisant l'extension.

Les autres fractures représentent les linéaments qui recoupent la foliation et la lithologie sans marqueur cinématique évident. Toutefois, leur configuration en réseau conjugué et la cinématique apparente des faisceaux linéamentaires de la Lokoundjé et du Ngovayang sont compatibles avec un système de Riedel où ce faisceau représente une « *shear zone* » principale et les autres fractures correspondent à ses satellites (R pour son conjugué NE-SW, R' pour le réseau N-S, P' pour le réseau NW-SE et P pour les fractures E-W, dans le contexte de la contraction liée à D_3) (Fig. 78). La fracturation de Lolodorf résulterait en partie

de la relaxation des contraintes post tectoniques (D_4) et des événements néotectoniques découlant de la réactivation d'anciennes fractures.

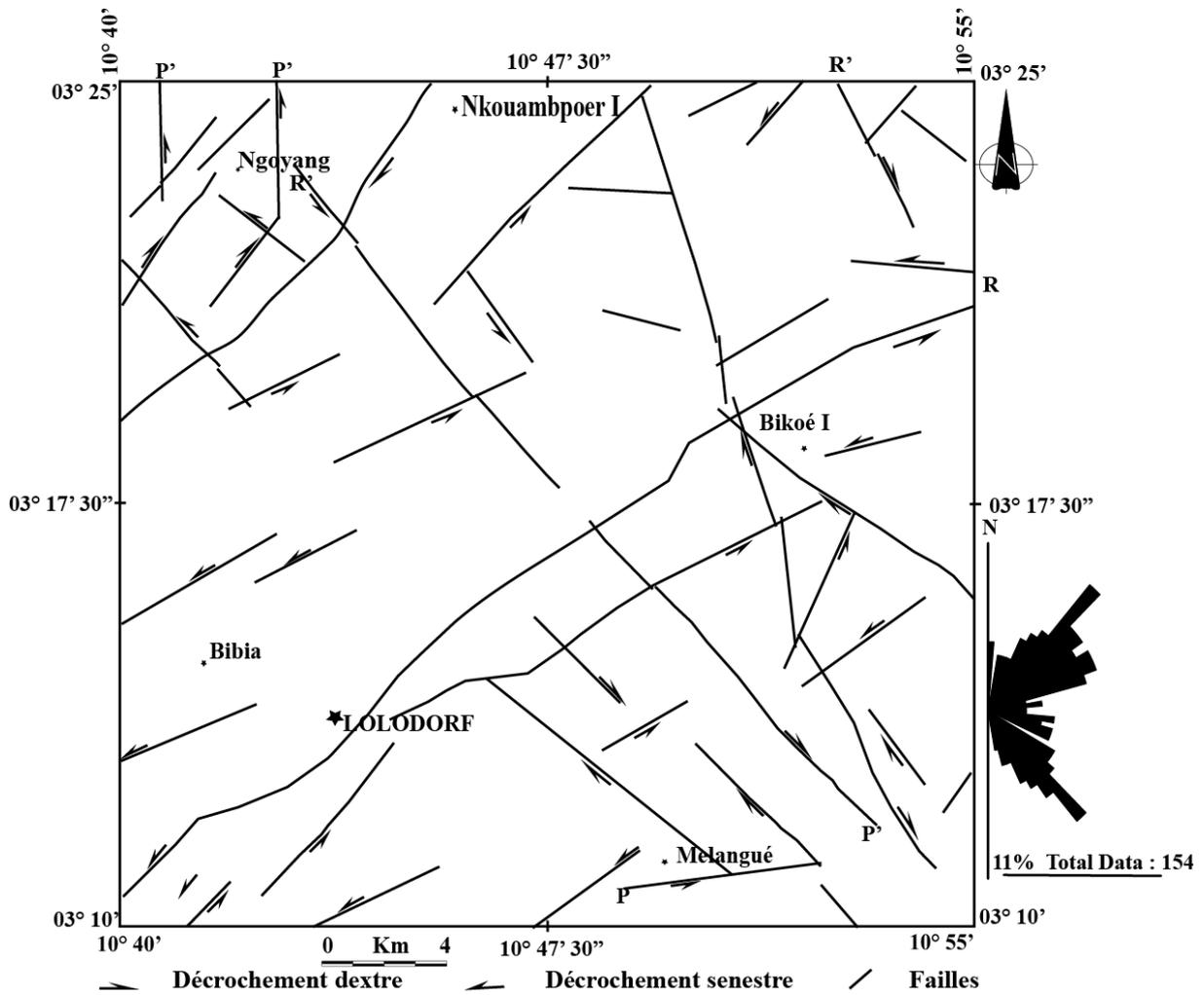


Figure 78 : Carte des failles de la région de Lolodorf.

Dans le socle métamorphique de la région de Lolodorf, la phase de déformation (D_2) est caractérisée par deux sous-phases : **a)** une sous-phase de déformation D_{2a} dans laquelle on trouve : la foliation S_2 , les linéations d'étirement minérales L_2 et les méso-plis P_2 qui ont été repris par des plis cartographiques P_{3a} et P_{3b} au cours de la phase de la déformation ductile ultérieure D_3 . **b)** une sous-phase de déformation D_{2b} dans laquelle on a les cisaillements C_{2b} et C_{2c} et le boudinage B_2 . En effet, les trajectoires concordantes des foliations S_2 des métasyénites et des méta-mafiques donc la foliation est orientée NE-SW à ENE-WSW avec un fort pendage NNW dans leur encaissant gneissique mettent en évidence deux épisodes de plissement post- D_2 à travers des grands plis kilométriques et un cisaillement mixte (senestre et dextre) en régime décrochant (dominant) et extensif (mineur) mettant en place des failles d'orientation diverse (Fig. 79). La phase de déformation (D_3) est matérialisée par une foliation

traduite à l'échelle régionale en trajectoires de foliations continues identifiables sur les images satellites où elles dessinent cartographiquement des structures plissées kilométriques (P_{3a} et P_{3b}). Quant à la phase de déformation (D_4), elle est essentiellement cassante (diaclasses, fractures d'extension et failles) et de direction variable.

Le mode de gisement des métasyénites à clinopyroxène, des métamafites et la continuité de leur foliation dans leur encaissant gneissique sont autant d'arguments en faveur de leur mise en place syn- à tardi-tectonique s'inscrivant dans la continuité des événements de la phase majeure (Rhinane *et al.*, 1990 ; Hoepffner, 2010).

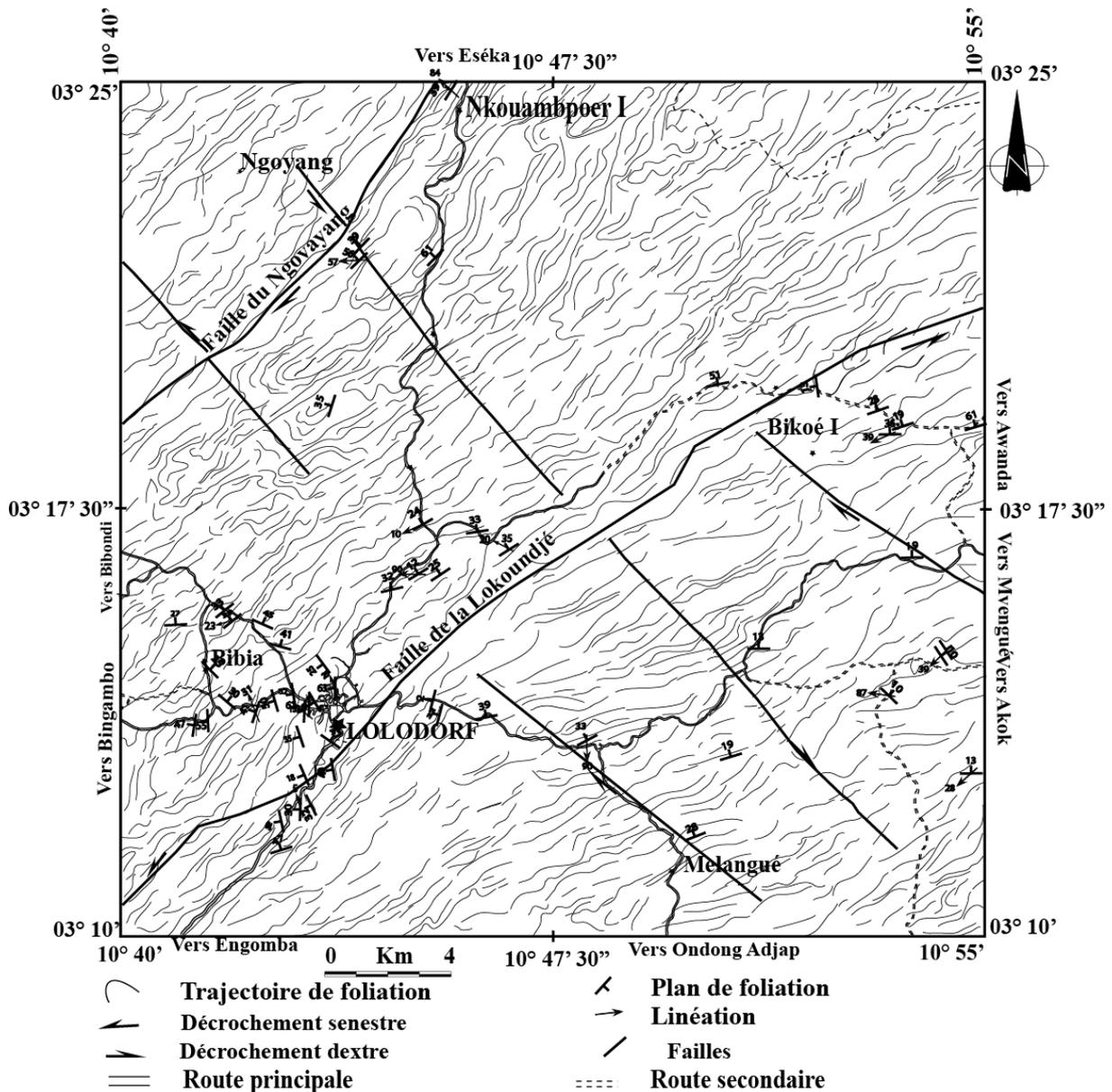


Figure 79 : Carte structurale du secteur de Lolodorf.

CHAPITRE V :
INTERPRÉTATION ET DISCUSSION

Dans ce chapitre, les principaux résultats de cette étude sont interprétés et discutés. Cette discussion intègre les aspects pétrographique, minéralogique, géothermobarométrique, géochimique, géomorphologique et structurale dans l'optique de déterminer non seulement la source et les conditions de genèse de ces roches, mais aussi de contraindre leur évolution métamorphique et tectonique afin de proposer un modèle géodynamique qui explique au mieux la dynamique globale du CNY.

V.1. ÉVOLUTION MAGMATIQUE

L'étude de l'évolution magmatique requière généralement l'apport de la connaissance des minéraux de roches, leurs conditions de mise en place ainsi que le comportement de certains éléments majeurs et traces. L'analyse des pyroxènes des roches de la zone d'étude montre que les clinopyroxènes tombent principalement dans le champ subalcalin et subdièremment dans le champ alcalin du diagramme de SiO_2 vs Al_2O_3 de [Le bas \(1962\)](#) ([Fig. 80a](#)); et ceux plotés sur le diagramme TiO_2 vs Al_2O_3 du même auteur tombent dans le champ calco-alcalin ([Fig. 80b](#)). Par ailleurs dans les diagrammes $\text{Ti} + \text{Cr}$ vs Ca et Ti vs Al_{Tot} de [Leterrier et al. \(1982\)](#), les clinopyroxènes tombent dans le domaine orogénique ([Fig. 80c](#)) et dans le domaine des basaltes tholeiitiques ([Fig. 80d](#)).

Dans le diagramme ternaire d'[Abdel-Rahman \(1994\)](#) tous les échantillons de biotites tombent dans le champ calco-alcalin ([Fig. 81a](#)), alors que dans le diagramme binaire Al vs Mg de ([Guidotti, 1984](#)) les points de l'échantillon (**MO 49**) et la plus part des points de l'échantillon (**MO 14**) tombent dans le champ calco-alcalin. Cependant les points de l'échantillon (**MO 18**) et le reste des points de l'échantillon (**MO 14**) tombent dans le champ peralumineux ([Fig. 81b](#)). Dans la [figure 81c](#) la quasi-totalité des points de l'échantillon (**MO 14**) révèlent une origine crustale et les échantillons (**MO 18**), (**MO 49**) et le reste des points de l'échantillon (**MO 14**) sont localisés dans le champ mixte renfermant les produits de la croûte et du manteau.

Les amphiboles analysées dans cette étude montrent qu'elles ont conservées leurs caractères magmatiques ([Fig : 82a](#)). Dans la [figure 82b](#) la quasi-totalité des points tombe dans le domaine subalcalin et quelques points de (**MO 31**) tombent dans le domaine intégrant alcalin et subalcalin, en plus les points de (**MO 14**, **MO 33**, **MO 47**) et certains points de (**MO 31**) et un point de (**MO 57**) tombent dans le domaine subcalin par contre les points de (**MO 31**) et le reste de points de (**MO 57**) se localisent dans la zone mixte alcalin-subalcalin ([Fig. 82c](#)). Enfin dans la [figure 82d](#) les amphiboles s'agglutinent dans le champ mantellique mais un point de (**MO 57**) se retrouve dans le champ mixte.

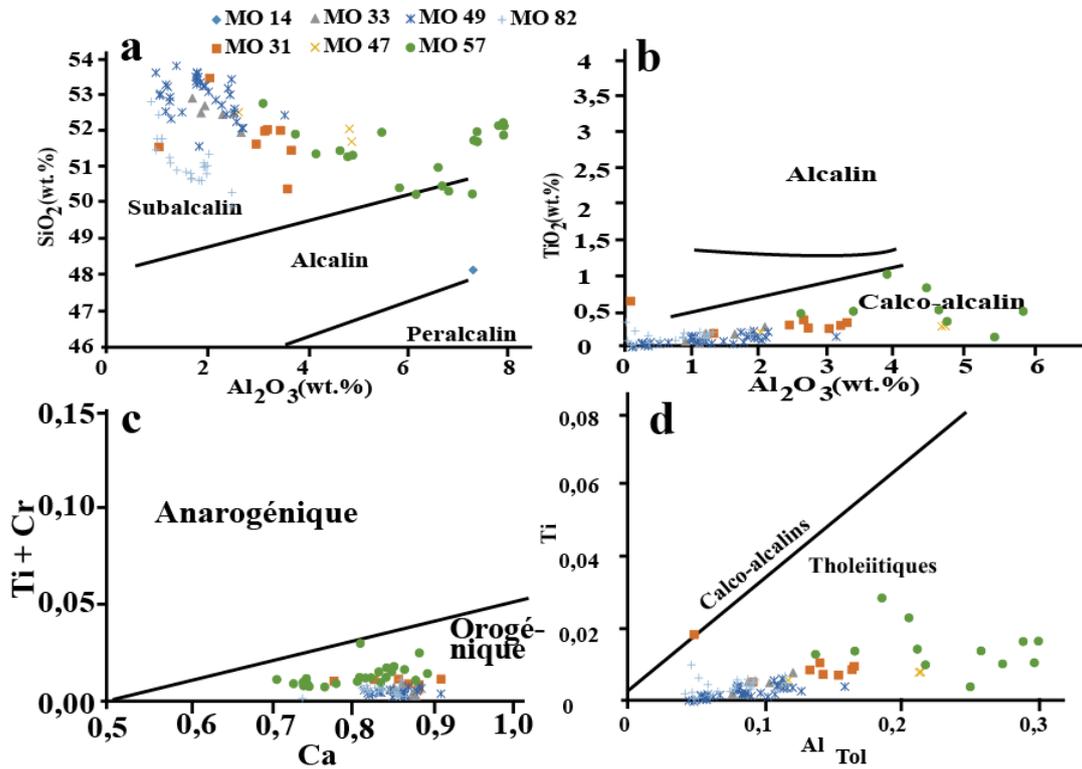


Figure 80 : a,b) Diagrammes binaires SiO_2 vs Al_2O_3 et TiO_2 vs Al_2O_3 des Cpx de [Le bas \(1962\)](#) ; c,d) position des pyroxènes dans les diagrammes binaires $\text{Ti}+\text{Cr}$ vs Ca et Ti vs Al_{Tot} de [Leterrier et al., \(1982\)](#).

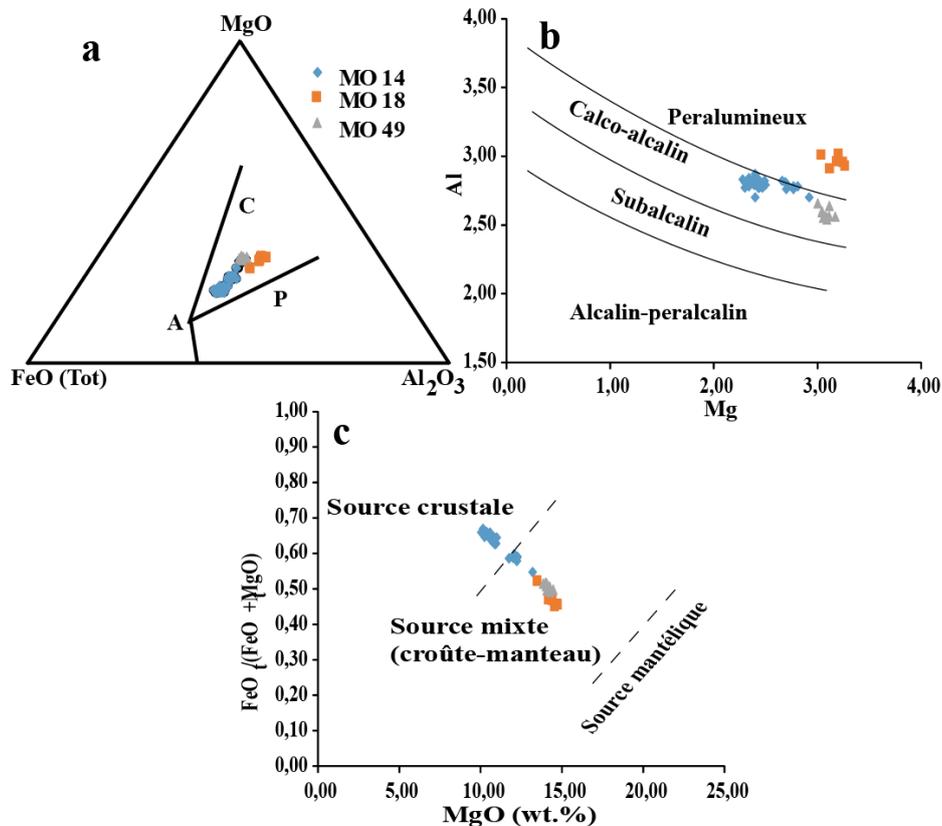
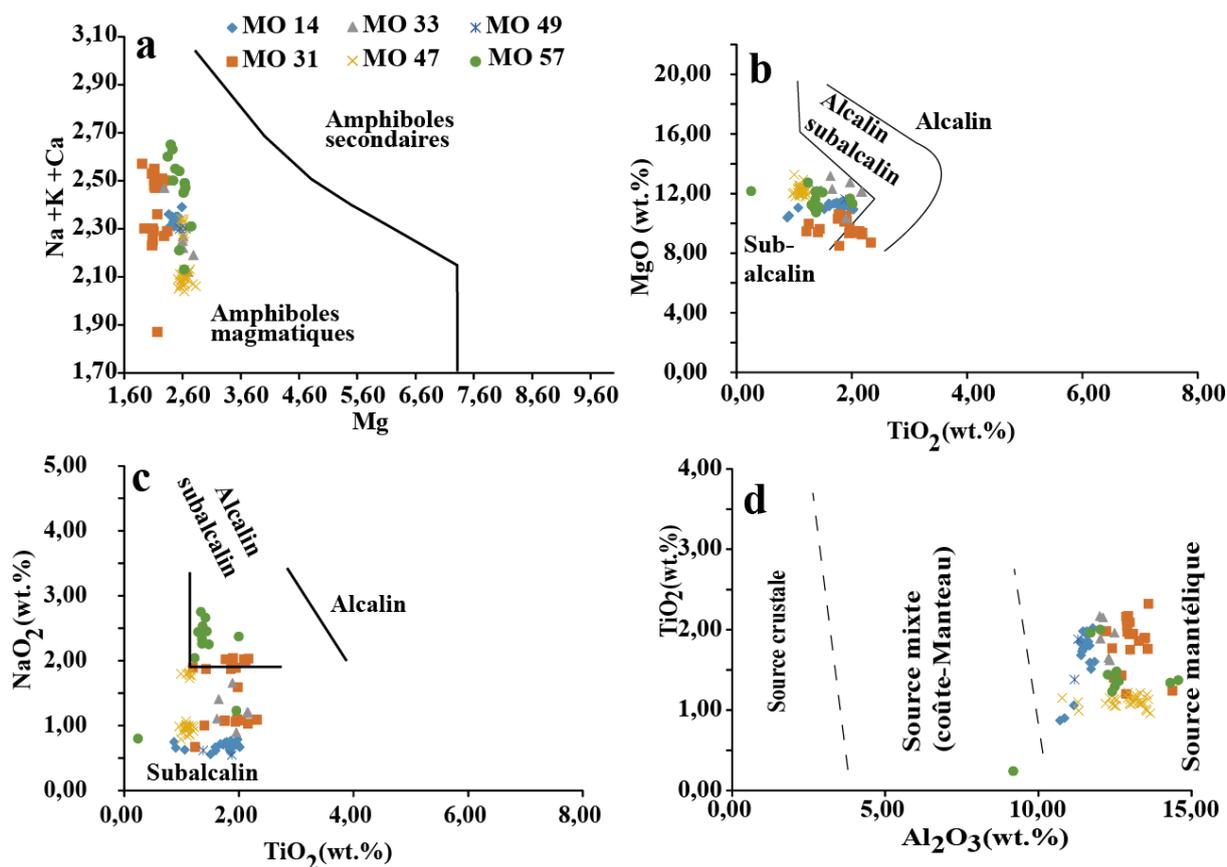


Figure 81 : Distribution des points d'analyse des biotites dans a) le diagramme ternaire d'[Abdel-Rahman \(1994\)](#) et les diagrammes binaires : b) Al vs Mg de ([Guidotti, 1984](#)) ; c) $\text{FeO}_f/(\text{FeO}_f + \text{MgO})$ vs MgO (wt.%) de ([Zhou, 1986](#)).



Figures 82 : a) Position des amphiboles dans le diagramme binaire de [Leake \(1971\)](#) ; b) diagramme binaire MgO vs TiO₂ ([Molina et al., 2009](#)) ; c) diagramme binaire TiO₂ vs Na₂O ([Molina et al., 2009](#)) ; d) diagramme binaire Al₂O₃ vs TiO₂ des amphiboles ([Jiang et An, 1984](#)).

Les ratios d'éléments traces tels que Nb/Th et La/Nb sont très utiles pour la discrimination de l'origine des magmas ([Sun et McDonough, 1989](#)). Le rapport pondéral Nb/Th, des échantillons de gneiss (0,12 - 2,87), de métasyénites à clinopyroxène (0,52 - 2,61) et des méta-mafiques (3,27 - 12,06) sont similaires à ceux des sources crustales car ils sont significativement inférieurs à ceux des sources mantelliques (> 15), suggérant que le magma de ces roches ne peut être qu'un produit de la fusion partielle du manteau ([D'Orazio et al., 2004](#)) contaminés par des composantes crustales pendant leurs mises en place ([Fig. 38a](#)). De plus, les rapports La/Nb des échantillons de gneiss (4,45 - 73,25), des métasyénites à clinopyroxène (5,09 - 16,53) et des métamafites (0,92 - 2,41), indiquent la participation simultanée des composants de la croûte (< 1) et du manteau (> 1,0). De telles empreintes géochimiques sont trouvées le plus souvent dans les formations sub-alkalines, alcalines et tholéiitiques ([D'Orazio et al., 2004](#)).

L'enrichissement en Ba dans les métasyénites à clinopyroxène, les gneiss et les méta-mafiques à grenat fin (**MO 35** et **MO 75**) est sans doute lié à la participation des composants d'origine crustale ([D'Orazio et al., 2004](#)). La forte teneur en éléments lithophiles tel que Ba et

Rb couplées à celles en Zr et en Th montre un rôle important de la croûte continentale dans la genèse du magma et sont aussi compatibles avec le fractionnement des feldspaths et du zircon (Thompson *et al.*, 1984). Ces formations se seraient formées par remobilisation ou par déshydratation de la croûte continentale (Loiselle et Wones, 1979 ; Collins *et al.*, 1982 ; Landenberger et Collins, 1996). Le fait que les échantillons de méta-mafiques et de gneiss (MO 05 et MO 08) étudiés soient pauvres en Rb et Th (Annexe III, Tabs 1,2,4), suggère qu'ils ont évolué dans les conditions de faciès granulitique et les fortes teneurs en ces deux éléments dans les métasyénites à clinopyroxène et le gneiss (MO 43) suggèrent qu'ils ont évolué dans les conditions de faciès amphibolitique. Ces éléments sont souvent mobilisés lors de la fusion ou lors des conditions de température croissante (Heier, 1973). L'enrichissement de la roche en ces éléments indique la contribution de la croûte continentale et du manteau (Singh *et al.*, 2019). De plus, ce résultat est confirmé par le rapport K_2O/P_2O_5 qui se situe entre 0,71 et 9,00 pour les métamaftites, entre 57,19 et 100 pour les métasyénites et entre 6,24 à 58,00 pour les gneiss charnockitiques indiquent une implication minimale à maximale de la composante silicique de la croûte. En général, les échantillons étudiés affichent le rapport $Eu/Eu^* > 0,59$, typique des roches mères affectées par les processus de différenciation intracrustale et pointent vers une dérivation à partir de sources *Upper Continental Crust (UCC)* (Mc Lennan, 2001). Le Th est hautement compatible et plus abondant dans les sources crustales. Les teneurs variables de l'élément Th indique les origines de la croûte et du manteau pour ces échantillons.

Les rapports La/Th sont des indicateurs utiles pour illustrer les composants des sources mafiques ou felsiques, tandis que l'Hf révèle généralement le degré de recyclage (Floyd et Leveridge, 1987). Dans cette étude, les teneurs en Hf sont très faibles tandis que les rapports La/Th ont une large gamme qui peut être divisée en deux intervalles délimité par la valeur 15 (au-dessus et en-dessous de 15). Les rapports en-dessous de la valeur de 15 suggèrent la présence d'une vieille croûte. Ce résultat corrobore avec les travaux antérieurs qui indiquent la présence d'un bassin intracratonique vers 2120 Ma (Weber *et al.*, 2016). Les échantillons de cette gamme ont enregistré les processus de fusion partielle (Labrousse *et al.*, 2011; Möller *et al.*, 2015 ; Vanderhaeghe *et al.*, 2020).

Les rapports supérieurs ou égal 15 correspondent à cinq échantillons qui indiquent une connexion de manteau et semblent avoir évolué dans un système clos et n'ont connu que les processus métamorphiques. Des métamorphoses d'âges similaires du faciès granulitiques ont été enregistrées dans les roches méta-mafiques et charnockitiques du CNY (2,05 Ga, Toteu *et al.*, 1994a ; Loose et Schenk, 2018), les gneiss migmatitiques de la Côte d'Ivoire (2,05 à 2,03

Ga, Cocherie et Albarède, 2001) et du Brésil (2,10 - 2,07 Ga, Aguilar *et al.*, 2017). Cet âge est également identique au plutonisme syntectonique du CNy (2,05 Ga, Lerouge *et al.*, 2006) suggérant que le métamorphisme, le magmatisme et la sédimentation sont contemporains dans cette région. La gamme restreinte des âges observée dans les roches métamorphiques de haut degré (2.10-2.03 Ga, Thieblemont *et al.*, 2004 ; Aguilar *et al.*, 2017 ; Loose et Schenk, 2018) à l'intérieur des roches méta-mafiques (2,09, Loose et Schenk, 2018) suggèrent que la cristallisation, le métamorphisme et la fusion partielle sont des événements développés pendant l'orogénèse éburnéenne durant un temps relativement court. Tout cela explique en outre que le processus de reprise apparaît dans des conditions transitoires amphibolite-granulite à haute pression comme proposé ailleurs (Thieblemont *et al.*, 2004). Dans l'ensemble, les gneiss charnockites, les métasyénites et les métamafites archéens de haute pression ont été remaniés et retravaillés. La participation de la croûte et/ou du manteau à la genèse des roches du secteur d'étude s'explique par l'appauvrissement prononcé en Sr, Nb, Zr et Th (Fig. III-9a ; Nédélec *et al.*, 1993 ; Toteu *et al.*, 1994a ; Pénaye *et al.*, 2004 ; Tchameni *et al.*, 2001) dans le CNy juste après la mise en place de roches méta-mafiques juvéniles pendant la période Eburnéenne. Ensuite, le CNT qui est une croûte à noyau archéen interagit avec la croûte éburnéenne juvénile comme décrit dans d'autres orogènes (ceinture de Thompson, Canada ; Terre Adélie, Antarctique ; Finlande ; Man Rise, Côte d'Ivoire ; Gapais *et al.*, 2005, 2008 ; Pitra *et al.*, 2010).

V.2. ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE ET TECTONIQUE

Le secteur d'étude présente les traces d'une histoire métamorphique et tectonique ancienne.

V.2.1. Évolution métamorphique

V.2.1.1. *Faciès métamorphiques*

Dans les diagrammes $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)*100$ vs TiO_2 les amphiboles des méta-mafiques et des gneiss charnockites tombent dans les faciès : granulitique (I), amphibolitique (II) et des amphibolites-épidotes (III) (Fig. 83a,b) par contre les biotites des charnockites tombent principalement dans le faciès des amphibolites (II) et secondairement dans celui des granulites (I) (Fig. 83c).

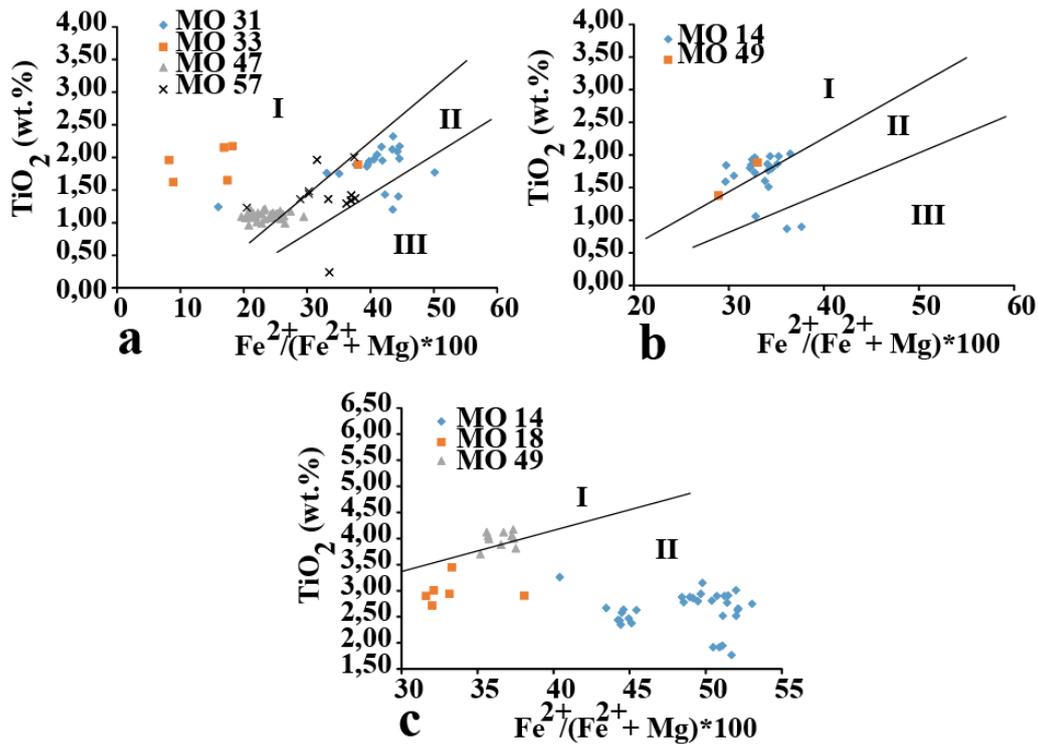


Figure 83 : Diagrammes $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})\cdot 100$ vs TiO_2 des amphiboles des métamafites (a), des amphiboles des gneiss charnockitiques (b) et de biotites des gneiss charnockitiques (c).

V.2.1.2. Réactions métamorphiques

L'analyse pétrographique et minéralogique de (MO 57) (Fig. 24a-d ; Annexe I Tab. 12) révèle l'assemblage minéralogique $\text{Cpx} + \text{Grt} + \text{Pl} + \text{Kfs} \pm \text{Am} \pm \text{Qtz} \pm \text{Ilm} \pm \text{Opx} \pm \text{Rut} \pm \text{Cal} \pm \text{Ep}$ montrant les réactions métamorphiques matérialisées par des minéraux de grande taille qui sont entourés par des couronnes réactionnelles constitués de minéraux de taille réduite et parfois ils sont en symplectite. Ces réactions se résument suivant les équations :



Les réactions (1) et (2) peuvent se réalisées simultanément et donnée la réaction (4)



V.2.1.3. Métamorphisme : Assemblages minérales

Les descriptions lithologiques, pétrographiques et minéralogiques qui précèdent ont permis de réaliser le tableau synoptique 1 mettant en évidence les minéraux primaires et secondaires.

La coexistence des pyroxènes avec des amphiboles et de la bytownite-anorthite avec l'oligoclase-andésine dans les méta-mafiques, l'albite avec l'orthose/microcline dans les

métasyénites et l'oligoclase-andésine avec le microcline dans les charnockites. Ces assemblages sont attribuables aux gaps de miscibilité dans la série des plagioclases (Smith, 1974 ; Carpenter, 1994) d'une part et d'autre part les faciès métamorphiques de la figure 83a-c (granulitique, amphibolitique et amphibolites à épidotes). Pour les charnockites l'évolution métamorphique est rétrograde de type HP/MP-HT dans le faciès transitionnel granulite-amphibolite de haut degré. Les métasyénites à clinopyroxène et les métamaftites ont subis une évolution métamorphique rétrograde mais de type HP-HT dans la transition granulite-amphibolite de haut degré.

La figure 80 montre des clinopyroxènes subalcalins à alcalins et calco-alcalins dénotant que ces clinopyroxènes ont mémorisé les effets des régimes extensif et compressif par contre les amphiboles sont subalcalins à alcalin-subalcalin (Fig. 82) et les biotites sont calco-alcalin à peralumineux (Fig. 81) révélant respectivement une extension pour les amphiboles et une compression suivit d'une extension pour les biotites matérialisant une fusion partielle et une remobilisation générale de la région de Lolodorf.

La réaction (1) se produit dans un domaine riche en eau pendant la diminution de la pression conduisant à la formation d'amphiboles vertes, tandis que la réaction (2) se produit en absence d'eau et lorsque la pression est décroissante (Hollocher, 1991 ; Pitra *et al.*, 2010), conduisant au manque d'amphibole symplectite. La réaction (3) se produit dans le faciès granulitique des zones intermédiaires à basses. La symplectite d'orthopyroxène et de plagioclase sur les faces des grenats, des clinopyroxènes et les couronnes d'amphiboles autour des pyroxènes suggèrent que les réactions (1), (2) et (4) qui est la combinaison des deux premières réactions se produisent dans le faciès granulitique. Dans le CNy, les conditions HP-HT ont été enregistrées dans le faciès éclogitique (Loose et Schenk, 2018 ; Houketchang Bouyo *et al.*, 2019) et dans des migmatites d'anatexie d'Eséka dans le faciès transitoire amphibolite-granulite (Minyem et Nédélec, 1990 ; Nédélec *et al.*, 1993). Qualitativement, le chemin P-T des réactions (1 - 4) et des observations des lames minces ont enregistré un chemin métamorphique décompressif (HP-MP) isothermique (HT) rétrograde du faciès transitionnel granulitique à amphibolitique de haut degré (Cheney *et al.*, 2004).

V.2.1.4. *Chemin P-T*

Les roches de la région de Lolodorf sont caractérisées par un chemin P-T antihoraire (Fig. 84) défini sur la base des assemblages minéraux primaires, des textures réactionnelles ainsi que de l'estimation du chemin P-T. Les équilibres $Cpx + Grt + Hbl + Pl$ et $Cpx + Opx + Grt + Hbl + Pl$ respectivement dans les métamaftites et les gneiss charnockitiques

n'élucident pas bien le chemin prograde qui a prévalu après le magmatisme. Le pic du métamorphisme s'est produit dans le faciès des granulites sous une température moyenne de 805 à 890°C et à une pression moyenne de 9,14 à 9,68 kbar et s'est clôturée par une fusion partielle. Puis a commencé une phase rétrograde vers le faciès amphibolitique de haut degré sous une température moyenne de 795°C à 601 °C et sous une pression moyenne de 12,19 à 13,97 kbar (Annexe II, Tab. 4 ; Fig. 84).

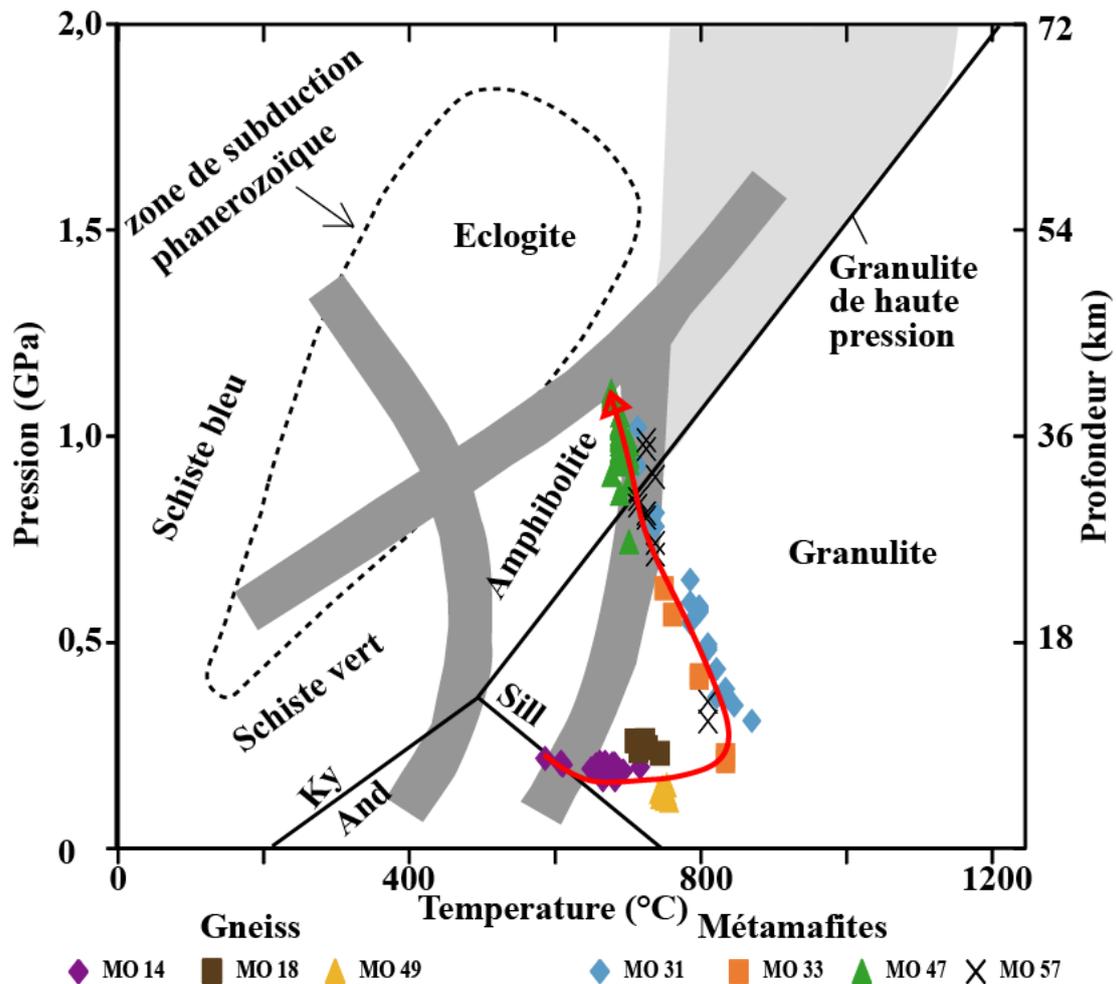


Figure 84 : Chemins P-T estimés pour des roches paléoprotérozoïques de la région de Lolodorf

Les chemins P-T antihoraires sont considérés comme indicatifs d'une advection de chaleur, soit par sous-plaquage ou par intrusion de magmas mantelliques sous ou dans la croûte, (Sandiford, 1989), soit par délamination de la lithosphère (England et Houseman, 1989). Dans l'ensemble, la cohérence des températures et des pressions calculées ci-dessus suggère des conditions de haute pression et de haute température de fusion partielle qui se sont produites près de la transition amphibolite-granulite et se sont poursuivies vers le faciès granulitique lors du métamorphisme prograde avec une relaxation thermique associée à une décompression isothermique ultérieure dans le faciès granulitique de haute à basse pression

(Labrousse *et al.*, 2011; Möller *et al.*, 2015 ; Vanderhaeghe *et al.*, 2020). Une conclusion similaire a été obtenue près de la zone d'étude dans le gneiss tonalitique gris d'Eséka (Nédélec *et al.*, 1993). En considérant les données suivantes : i) un volume important de gneiss charnockitiques, de gneiss migmatitiques et de TTG, ii) la présence des roches basiques, iii) le volcanisme bimodal et la signature géochimique tholéitique des méta-mafiques et iv) le paroxysme métamorphique à HT (805-890 °C) suggère que l'activité d'un panache mantellique et une délamination de la lithosphère sont à l'origine de la formation des terrains paléoproterozoïques de la région de Lolodorf dans le CNy.

Les charnockites, les métasyénites et des MGF ont enregistré une pré-migmatisation (Sawyer, 2000). Dans le CNt, des méta-mafiques similaires (dykes mafiques) sont présents (Ntomba *et al.*, 2020a), mais ne présentent pas les mêmes caractéristiques que les MGF de cette étude. Tout cela montre que les échantillons des MGF se sont mis en place avant la fusion partielle, probablement pendant la période archéenne. Ce résultat montre en outre que le CNy et le CNt formaient une seule et même unité (Toteu *et al.*, 1994a; Pénaye *et al.*, 2004 ; Tchameni *et al.*, 2001). Les MGG se sont cristallisées probablement pendant la période éburnéenne. La comparaison des échantillons de cette étude avec les gneiss migmatitiques, les TTG (Lerouge *et al.*, 2006) et le gneiss gris tonalitique où le processus de fusion partielle a été décrit dans le CNy (Minyem et Nédélec, 1990 ; Nédélec *et al.*, 1993) contribue à renforcer l'affirmation selon laquelle les roches de la zone d'étude ont également enregistré une fusion partielle. Il est alors évident qu'un événement de fusion partielle a été enregistré à l'échelle régionale dans le CNy.

V.2.1.5. Pétrogenèse

La région de Lolodorf est caractérisée par les roches qui ont enregistré une fusion partielle. La preuve de l'événement de fusion partielle dans cette zone d'étude est matérialisée par la présence des leucosomes à l'échelle mésoscopique (Figs. 20, 21) qui indiquent un contraste rhéologique élevé à l'intérieur des roches étudiées. A l'échelle microscopique, le néosome et la phase résiduelle (Fig. 22, 23, 24), indiquent de manière significative le processus de ségrégation en fusion (Sawyer *et al.*, 1991). Les lisérés de néograins de clinopyroxène, d'amphibole et d'orthopyroxène séparant les lits constitués de quartz, de plagioclase, de microcline et ceux constitués de clinopyroxène, d'amphibole, de grenat et d'opacques (Fig.14c,d ; 17e ; 19g,i). Les lits quartzo-feldspathiques qui s'intègrent dans les clinopyroxènes, les orthopyroxènes et les amphiboles; la dislocation des colliers de grenat et la coalescence des grenats en chaîne brisée et éparpillé dans la matrice (Fig. 23a-j). Des

minérales aux bords arrondis, corrodés et pillés (Fig. 22) sont cohérents lors de la fusion (Jurewicz et Watson, 1984). La présence des agrégats de grenat et d'orthopyroxène dans le néosome (Figs. 22, 23, 24), suggèrent la migration des grains. De plus, les agrégats de minéraux réactionnels dans la phase résiduelle et le ruban de quartz qui coupent les agrégats de plagioclase de quartz dans la phase néosomale et la présence des lisérés fondus de quartz et de plagioclase le long des joints de grains corroborent encore cette conclusion. Enfin la présence de néograins autour des phénocristaux résultant de la recristallisation des blastes préexistants et de celles de cette matrice à grains fins représentée par un assemblage minéral entourant ou entre les petits grains révèle une baisse de température. Toutes ces relations métamorphiques se produisent à des niveaux de température élevés et relève la fusion partielle dans la région.

L'enrichissement des éléments mobiles fluides et des LILE tels que Rb, Ba, Th, K et La suggèrent l'ajout probable de composants comme des fluides qui transportent ces éléments jusqu'à la source du manteau avant la fusion partielle (Kepezhinkas *et al.*, 1997). Les diagrammes Nb/Y vs. Ba/Y (Fig. 85a) et Nb/Zr vs. Th/Zr (Fig. 85b), des échantillons étudiés définissent des tendances cohérentes avec l'évolutive du manteau source modifié par les phases fluides (métasyénites et certains gneiss) et la fusion partielle (méta-mafiques et certains gneiss) (Kepezhinkas *et al.*, 1997 ; La Flèche *et al.*, 1998). Dans le diagramme Sm/La vs. Th/La (Fig. 85c), la presque totalité des échantillons sont localisés dans l'arc magmatique, cependant, les métasyénites et les gneiss sont très proches du *Sédiment Global Subductif* (GLOSS) (Plank et Langmuir, 1998), indiquant probablement l'influence de la fusion partielle lors de l'évolution de ces roches.

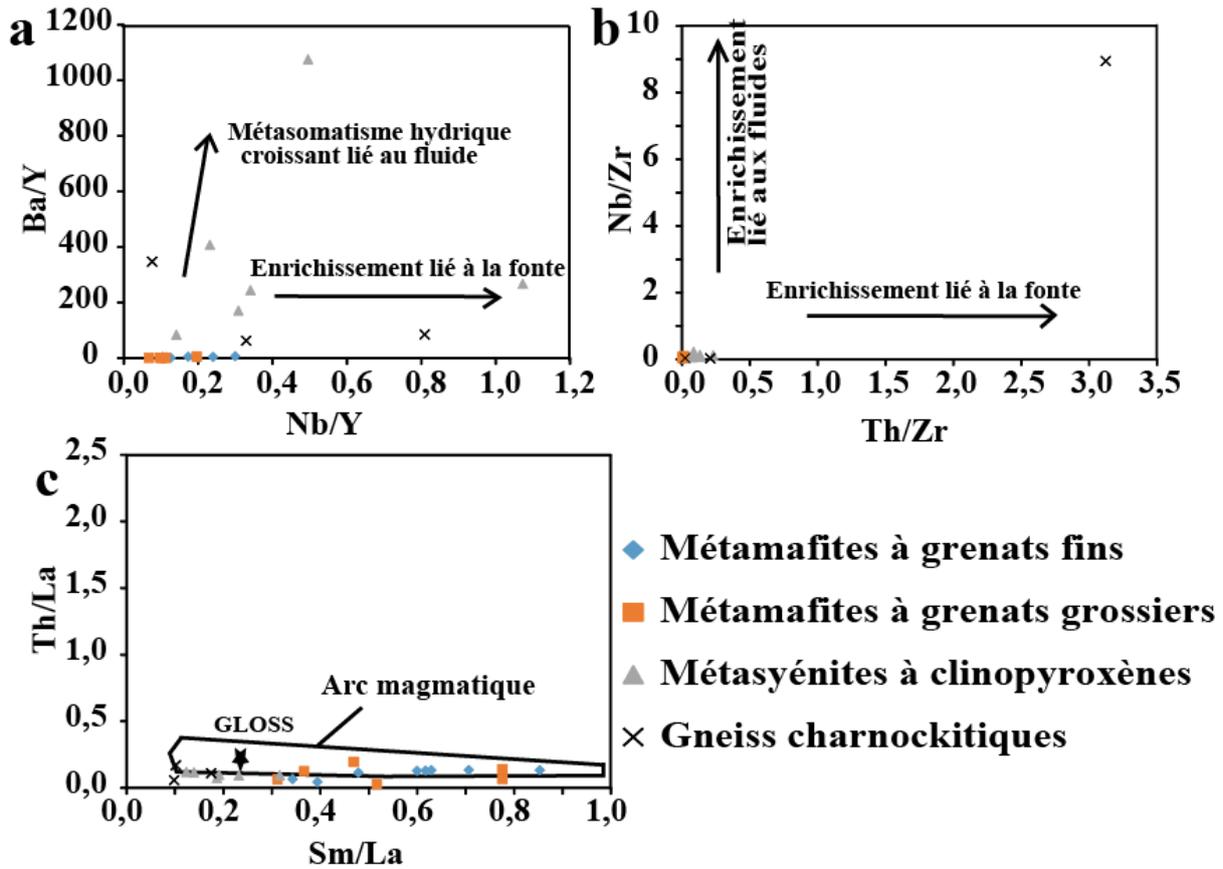


Figure 85: a) Diagramme Nb/Y vs. Ba/Y (d'après [La Flèche et al., 1998](#)), b) Diagramme Nb/Zr vs. Th/Zr (d'après [Kepezhinkas et al., 1997](#)) pour les roches de la région de Lolodorf suggèrent que la source de ces roches a subi à la fois un métasomatisme lié aux fluides et à la fonte, et c) Sm/La vs. Th/La (d'après [Tommasini et al., 2011](#)) montre la composition des formations sont dans de la région de l'arc magmatique de [Plank \(2005\)](#) très proche du GLOSS ([Plank et Langmuir, 1998](#)).

La composition de la source du manteau et le degré de fusion partielle qui a produit les magmas parentaux de ces roches peuvent être déterminés à l'aide des abondances et des rapports des terres rares. Dans le diagramme La/Sm vs. La (Fig. 86a), on observe que les méta-mafiques sont localisés seulement le long de la trace de la fusion partielle tandis qu'une majorité des échantillons de métasyénites et de gneiss sont placés le long des tendances à la fois de la fusion partielle et de la cristallisation fractionnée. Pour déterminer la fusion partielle de la source, nous avons utilisé le diagramme Sm/Yb vs. Sm ([Zhao et Zhou, 2007](#)). La fusion partielle d'une source de manteau par une péridotite à spinelle ne modifie pas le rapport Sm/Yb, car Sm et Yb ont des coefficients de partage similaires, alors qu'elles peuvent faire diminuer les teneurs en Sm lors de la fusion ([Aldanmaz et al., 2000](#)). On constate que les méta-mafiques et un gneiss se sont cristallisés à partir d'une masse fondue de 4 à 78% de fusion des péridotites à spinelle et un gneiss s'est cristallisé à partir d'une masse de péridotites à grenat fondue à 6% (Fig. 86b).

Ces caractéristiques suggèrent une remobilisation de la croûte dans un contexte de marge continentale active pour les gneiss et les métasyénites alors que les métamafites ont enregistré en leur sein un contexte géotectonique d'arc océanique. Par contre la [figure 85c](#), montre que les métasyénites et les gneiss ont des rapports La/Yb bases à élevés et très bases pour les deux variétés de métamafites corrélable aux pourcentages de fusion fort pour les métamafites, relativement faible pour deux échantillons des gneiss et une augmentation des quantités de grenats résiduels à la source des métasyénites et des gneiss de la région de Lolodorf ([Fig. 86c](#)).

Les variations des rapports La/Yb observées dans [la figure 86c](#) peuvent être interprétées comme reflétant les variations du pourcentage de fusion des sources des roches. Le fait important dans ce diagramme, est que le rapport LREE/HREE est sensible à la présence de grenat résiduel dans la source, lequel grenat retient les HREE. Le grenat est un bon indicateur de la pression et sa présence indique une source plus profonde ou les conditions du manteau de basse température pour des profondeurs plus superficielles. Les métasyénites à clinopyroxène et l'échantillon (MO 43), qui apparaissent comme des roches primitives se sont formés à partir d'une source magmatique qui a subi de faibles taux de fusions par rapport aux métamafites et aux échantillons (MO 05 et MO 08) ([Fig. 86c](#)).

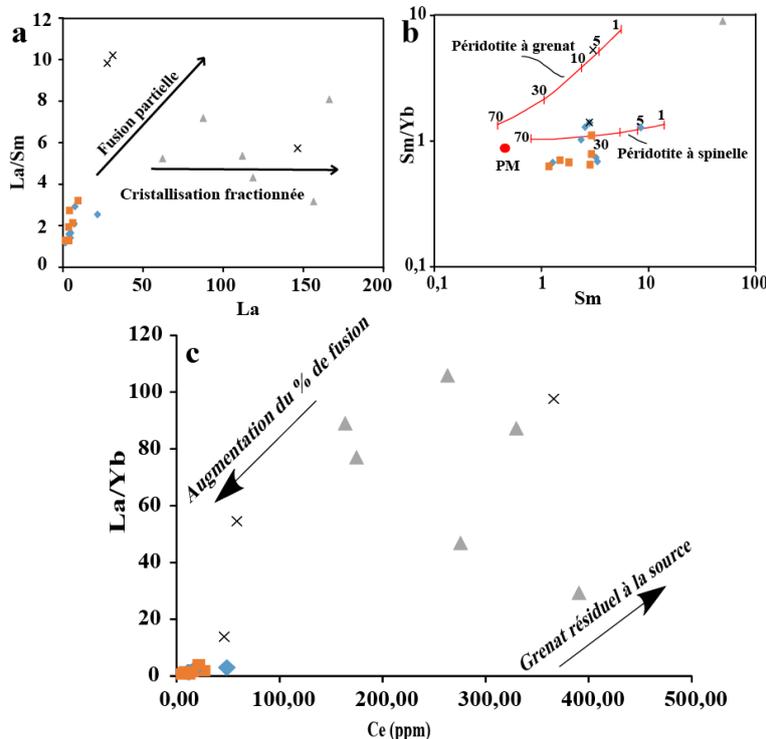


Figure 86 : a) Le diagramme La vs. La/Sm indique que les roches de la région de Lolodorf ont subi à la fois une fusion partielle et une cristallisation fractionnée au cours de l'évolution et b) le diagramme Sm/Yb vs. Sm (d'après [Zhao et Zhou 2007](#)) montre que les métamafites ont été générées par la fusion partielle de péridotite à spinelle et de péridotites à grenat, c) Diagramme de la pente du (La/Yb) vs Ce. Les symboles sont les mêmes que dans la [figure 85](#).

V.3. ÉVOLUTION TECTONIQUE

V.3.1. Géomorphologie

La zone d'étude est une vaste dépression regorgeant des vallées érodées et bordées par deux plateaux d'amplitudes différentes. Au nord, nous avons le chaînon du Ngovayang qui culmine à 1100 m d'altitude et au Sud, les collines de Mvengué dont l'altitude maximale est de l'ordre de 940 m. Les contacts respectifs entre les deux entités morphologiques (plateaux et dépression) sont des escarpements visibles aussi bien sur le terrain que sur les images satellitaires : les escarpements (failles) du Ngovayang et de la Lokoundjé. L'escarpement de la Lokoundjé assure le guidage du cours d'eau dont il porte le nom et celui du Ngovayang dont les deux délimitent le domaine (I) et le domaine (II). Ces deux escarpements sont presque parallèles et les entités qu'ils délimitent ont une orientation NE-SW, rappelant celle de la faille de la Sanaga ou du fossé de la Bénoué. Ils affectent au même titre que la faille de la Sanaga, des formations très anciennes (> 600 Ma), ils sont tout au moins post-éburnéennes (Messi Ottou *et al.*, 2014a). La morphologie et la disposition spatiale des trois unités morphologiques (I, II et III) d'une part et l'opposition des escarpements de la Lokoundjé et du Ngovayang d'autre part, indiquent que la région de Lolodorf est un grabben/fossé d'effondrement. Elle se serait mise en place lors de la formation ou du rejeux des escarpements de la Lokoundjé et du Ngovayang, eux-mêmes consécutifs à une surrection continentale illustrée par des courbes hypsométriques abruptes à la base (Fig. 50) et un soulèvement tectonique très élevé à élevé produite par une activité tectonique ancienne faible ou mineure (Sinha-Roy, 2002).

Les courbes hypsométriques convexes caractérisent les régions jeunes et légèrement érodées, les courbes en forme de S représentent les régions modérément érodées et les courbes concaves représentent les régions fortement érodées (Pedrera *et al.*, 2009). Les courbes de forme convexe sont dominantes matérialisant un socle rocheux légèrement érodés, fortement fracturés due aux discontinuités structurelles qui traversent les différents bassins. La plage de valeurs supérieures à inférieures de l' H_i suggère qu'une grande quantité de masse rocheuse est soumise à un processus de dénudation alors que de nombreux matériaux ont été érodés (El-Hamdouni *et al.*, 2008). Les surfaces à haute altitude et à faible relief contribuent aux perturbations tectoniques du bassin. Les valeurs de l'intégrale hypsométrique varient entre 0,06 et 0,35. Les valeurs les plus élevées sont attribuées aux courbes de forme convexe tandis que les valeurs les plus basses représentent les courbes de forme concave (Fig. 50; Syed et Javed, 2018). Les valeurs H_i inférieures dans les bassins de la Mougoué et de la Lokoundjé sont la conséquence du ruissellement qui dissèque le paysage en raison de l'énergie cinétique

élevée qui accroît l'activité érosive (Shukla *et al.*, 2014). Le déplacement substantiel du bassin versant résulte des activités tectoniques. Le sous-bassin de la Mélangué appartient à la Classe 1 localisé au SE de la zone d'étude ; celui-ci a subi un basculement vers le NW due à une activité tectonique haute sur une superficie de 73,34 km² qui serait une portion cratonique. La zone d'étude comprend 10 % (Classe 1), 26 % (188,35 km², Classe 2), 34 % (263,25 km², Classe 3) et 30 % (168,03 km², Classe 4). Le résultat obtenu à partir de l'analyse des facteurs d'asymétrie résulte des phénomènes d'inclinaison à grande échelle qui pourraient être dus au passage des chevauchements ou des failles de la Lokoundje, du Ngovayang et du Nyong traversant les bassins. Tout comme la faille de la Sanaga ou le fossé de la Bénoué, ils ont été réactivés plusieurs fois au cours du temps (Ngako *et al.*, 2003 ; Njonfang *et al.*, 2008).

Les fractures préexistantes se sont réactivées en un réseaux privilégiés constitué de failles orientées N 030 à N 060 (Allix et Popoff, 1983 ; Regnault, 1983 ; Benkhelil, 1988) auxquelles appartiennent les escarpements du Ngovayang et de la Lokoundjé et d'autres linéaments qui ont les directions des grands linéaments tectoniques du Cameroun (Ligne Volcanique du Cameroun (LVC)) N025 à N040, de la Sanaga et celle de l'Adamaoua N065 à N070) et des directions sous régionales (« Cameroun-Gabon » N005 à N015 et celles du Golfe de Guinée N105 à N145) (Dumont, 1986 ; Thierry *et al.*, 2006) qui sont bien marqués par leur tracé et de ce fait influencent le système hydrographique de la région (Fig. 49). L'indice du gradient de longueur du cours d'eau et le profil réel de la rivière indiquent qu'il y a une augmentation de la valeur de la **SLi** près des zones tectoniquement actives. Les valeurs de l'indice **SLi** montrent un comportement anormal lors du passage à travers les bassins du Nyong et de la Lokoundjé au niveau des cours d'eau tels que Mvoulé 1 et 2, Nkouambpoer et Mboulé (Fig. IV-9), Mougoué, Lokoundjé et Mélangué (Fig. 54) et des variations lithologiques. Les valeurs de l'indice **SLi** calculées pour chaque bassin ont été classées en zones tectoniques anciennes faibles ou mineures. Ces bassins sont traversés par deux escarpements majeures avec des contrastes lithologiques variables ayant en registrées des perturbations tectoniques en leur sein. Les valeurs de **SLi** plus élevées sur une lithologie suggèrent des poussées variables dues à un contrôle tectonique (Sharma *et al.*, 2018). Les valeurs inférieures de la **SLi** représentent le moment où les cours d'eau traversent des failles décrochantes (Dehbozorgi *et al.*, 2010). Il existe des points de vue différents concernant une augmentation des valeurs de la **SLi**, la variabilité de la lithologie et les activités tectoniques. Harkins *et al.* (2005) ont suggéré que les valeurs de la **SLi** augmentent dans le substrat rocheux plus résistant. Cependant, Brookfield (1998) a suggéré que les activités tectoniques induit des valeurs plus élevées de la **SLi**. L'augmentation des valeurs de la **SLi** dans cette

étude résulterait des perturbations tectoniques ainsi que du contraste lithologique (Figs. 53 ; 54).

L'indice de forme du bassin a été interprété pour déterminer l'influence de l'activité tectonique. Le bassin du Nyong a été allongé sous les effets tectoniques très élevée et couvre une superficie de 168,03 km² tandis que les bassins de la Lokoundjé et de Mélangué couvrent respectivement des superficies de 263,25 km² et de 73,34 km² relevant une tectonique modérée et celui de la Mougoué (188,35 km²) présente une activité tectonique relativement faible. La moyenne des paramètres linéaires, surfaciques de relief et les indices géomorphologiques ont été utilisés pour évaluer la distribution spatiale de l'activité tectonique relative de la zone d'étude. Les valeurs de l'**Iat** ont été regroupées en deux classes basées sur l'activité tectonique (El-Hamdouni *et al.*, 2008). La distribution des classes de l'**Iat** a été classée en classe 2 traduisant une activité tectonique relative ($1,5 < Iat < 2$) et en classe 3 matérialisant une activité tectonique modérée ($2 < Iat < 2,5$) basée sur les activités tectoniques. La distribution spatiale de l'**Iat** est représentée dans la figure 56. Les résultats interprétés à partir de l'**Iat** avaient déjà été validés par une précédente étude qui prédisait des fortes et modérée activités néotectoniques qui entraîneraient l'activation des glissements de terrain, et d'autres risques naturels (Figs. 51, 52 ; Messi Ottou *et al.*, 2014b). Ces paramètres avaient été évalués pour déterminer les facteurs décisifs pour l'augmentation des géorisques dans la zone. Ces différentes géométries sont la preuve d'une instabilité tectonique que l'on peut expliquer par le fait que, chaque fois que le bassin tend vers la maturité, il est rajeuni par la tectonique (mise en place d'une faille ou réactivation d'une ancienne faille) qui crée la pente et réinitialise par le fait même le travail de l'érosion. A cela, il faut ajouter la composante lithologique (Fig. 29) car, la compétence contrastée des formations géologiques de la région rend l'érosion différentielle localement très variable mettant en place des bassins de drainage disséqués et matures résultant d'une érosion étendue dans les pénélaines, des inclinaisons à vergence droite à moyennement circulaire (Anand et Pradhan., 2019). En plus nous avons des bassins de drainage circulaire à inclinaison modérée et asymétrique. Ces deux bassins de drainage ont enregistré tour à tour une activité néotectonique modérée et faible (Keller et Pinter, 1996 ; El-Hamdouni *et al.*, 2008), par contre les bassins allongés ont des inclinaisons presque nulles due à une activité tectonique élevée (Keller et Pinter, 1996 ; El-Hamdouni *et al.*, 2008).

V.3.2. Phases structurales et régime de déformation

A cause de la forte empreinte de l'évènement D_2 , le régime tectonique de D_1 ne peut être défini avec certitude. Néanmoins, le parallélisme entre les foliations S_1 et S_2 suggère qu'une importante composante d'aplatissement général horizontal a prévalu au moins au cours des derniers incréments de l'épisode D_1 . Ceci en excluant la phase diapirique mis en évidence dans les formations archéennes de Memve'Ele (Ntomba, 2018) et dans la zone de Ngomedzap-Akongo (Owona *et al.*, 2020).

Par contre, les structures inhérentes à D_2 , ubiquistes sur le terrain, montrent que la géométrie de celle-ci est pour l'essentiel un aplatissement général horizontal en régime de cisaillement pur. Mvondo Ondo (2009) le montrait déjà dans les formations Paléoproterozoïques de Bafia et Ndong Bidzang (2017) dans la chaîne Paléoproterozoïque du Ngovayang qui est l'extrémité NW de cette étude. Dès lors, l'aplatissement horizontal par cisaillement pur décrit pour les deux évènements D_1 et D_2 implique que la déformation générale par cisaillement simple responsable de la tectonique en nappes évoquée habituellement dans les régions Paléoproterozoïque (Tchakounté *et al.*, 2007, 2017 ; Owona *et al.*, 2020) et Néoproterozoïque (Nkombou *et al.*, 2006a,b ; Yonta-Ngouné *et al.*, 2010) n'a pu jouer en toute vraisemblance qu'au stade précoce de la phase de la déformation D_1 dont les empreintes ont été par la suite aplaties.

La phase tectonique D_3 est représentée par des trains de plis régionaux P_{3a} et P_{3b} , due aux directions de raccourcissement NW-SE à E-W. Cependant à cause de l'importante variation des attitudes axiales de chaque phase et la configuration stéréographique conjuguée des grands cercles (répartition des pôles de la foliation régionale S_2) représentatifs de l'un et de l'autre épisode. Les plis P_{3a} et P_{3b} peuvent être considérés comme des structures contemporaines induites par des taux de raccourcissement inégaux d'une constriction générale verticale (Ghosh et Ramberg, 1969 ; Mvondo Ondo, 2009) progressive d'une phase déformation unique. Elle se poursuit au sein des zones de cisaillement bien connues dans l'ensemble du CNy. Sur le terrain, ce régime constructif est par endroits souligné par une double crénulation N-S et E-W d'une part (Figs. 62, 63, 64, 66) et conjuguée NE-SW et NW-SE d'autre part (Figs. IV-19, 20, 22, 25). Enfin ce régime est extensif et décrochant dans tous les paliers. Cependant l'ensemble des observations sur les plis régionaux indiquent une compression WNW-ESE (Fig. 87a), E-W (Fig. 87b) et NNW-SSE (Fig. 87c) en régime décrochant dans la région que Messi Ottou *et al.* (2014a,b) soulevaient déjà par le couplage des analyses morphologique et de modèle numérique de terrain (MNT). Cette assertion va

dans le même sens que [Vidal *et al.* \(1996\)](#) qui évoquaient un jeu de failles décrochantes dans le domaine Paléoprotozoïque du Nord-Est de la Côte d'Ivoire.

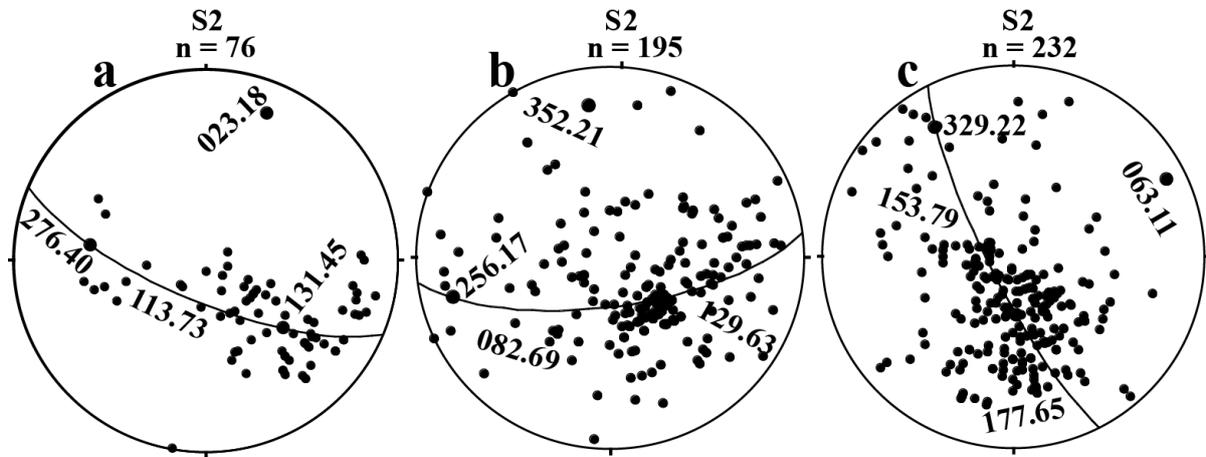


Figure 87 : Repartitions statistiques de données d'orientation des pôles de S_2 et des grands cercles (projection hémisphère inférieur) de la région de Lolodorf (**a**-Ngovayang, **b**-Lolodorf et **c**-Mvengué) illustrant P_{3a} à compression WNW-ESE, E-W et NNW-SSE.

Les données susmentionnées sur les plis P_{3b} et l'absence de fabriques tectoniques à eux associés font d'eux une composante de raccourcissement minimal de l'épisode de déformation D_3 et non une phase de déformation à part entière. Par conséquent, les plis P_{3a} et P_{3b} , sont des structures respectives des raccourcissements maximal et minimal de la constriction générale verticale induite par la phase de déformation progressive unique D_3 . Le cisaillement à cinématique mixte (dextre et senestre) qui pourrait témoigner une superposition de phases orogéniques d'âges différents liés à l'évolution de la chaîne ([Ngako, 1986](#)). Mais serait les marques d'une phase progressive unique dont la phase senestre serait précoc et la dextre tardive. Le régime de déformation pendant les phases tectoniques D_2 et D_3 était co-axial avec une variation de la contrainte principale au cours de la déformation. Ce qui a provoqué la réorientation des axes parallèlement sous l'action du cisaillement pendant la déformation progressive comme on l'avait déjà proposé dans Baoulé-Mossi ([Blenkinsop *et al.*, 1994](#) ; [Gasquet *et al.*, 2003](#)) le proposaient déjà dans le domaine du Baoulé-Mossi.

Nul doute que la déformation cisailante est associée à la mise en place des plutons, des linéaments NNE-SSW (autour du domaine Adamaoua-Yadé) à NE-SW (autour de Ngaoundéré, de Bafia et de Lolodorf), bien visibles sur les cartes géologiques du Cameroun ([Toteu *et al.*, 2001,2004](#) ; [Nzenti *et al.*, 2011](#)) et sur la carte structurale de la région de Lolodorf ([Fig. 72](#)). Ces structures se poursuivent sur des centaines de kilomètres. Au Sud-Ouest Cameroun, [Feybesse *et al.* \(1998\)](#) et [Toteu *et al.* \(2006a\)](#) attribuent le rebroussement sénestre à une fraction importante de la croûte. Dans le cas du Cisaillement Centre

Camerounais (CCC) et de la Faille de la Sanaga, [Toteu et al. \(2004\)](#) et [Nzenti et al. \(2011\)](#) argumentent pour un sens dextre pour le fonctionnement du cisaillement contemporain et de sa mise en place. Nous avons réconcilié cette apparente contradiction entre un sens senestre et un sens dextre. En considérant que les zones de cisaillement NNE, les plus précoces, ont fonctionné de façon sénestre avec une forte composante verticale (mise en place du Cisaillement Bétaré-Oya de la faille de Tibati-Banyo et de la faille de la Lokoundjé). Elles ont été reprises en dextre avec une forte composante horizontale (mise en place du Cisaillement Centre Camerounais et de la faille de la Sanaga). Cette chronologie avait déjà été suggérée par [Milési et al. \(1992\)](#) dans le craton Ouest africain.

La phase tectonique D₄ décompressive et essentiellement cassante probablement post-orogéniques dans la région de Lolodorf a permis la mise en place d'une fracturation à directions principales : NE-SW, SE-NW et N-S.

V.3.3. Contexte tectonique

Les rapports La/Th et l'élément Hf des formations définissent des affinités d'«arc acide» évolué, d'«arc basique» ou d'«arc océanique tholéitique» ([Floyd et Leveridge, 1987](#)). Certains échantillons de MGF (2 échantillons) et de MGG (01 échantillon) se localisent dans les champs des N-MORB et des E-MORB (manteau) et le reste des métamafites se localisent au niveau de l'arc magmatique suivant une tendance linéaire oblique. Cette linéarité indique l'influence de la contamination crustale comme fluide de fusion partielle dans la source de ces métamafites. Par contre les métasyénites et les gneiss sont localisés vers la croûte archéenne matérialisant le recyclage de la croûte profonde ([Fig.88 ; Pearce, 2008](#)).

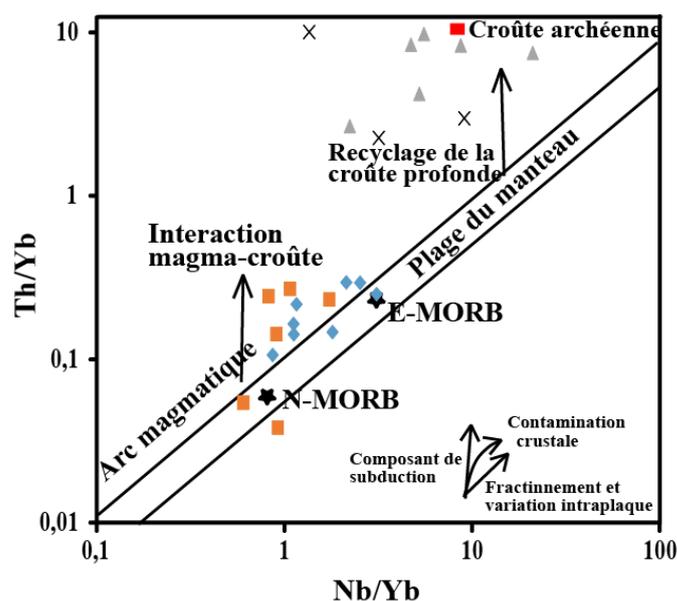


Figure 88 : Diagramme Th/Yb vs. Nb/Yb (d'après [Pearce, 2008 ; Szilas et al., 2016](#)). Les symboles sont les mêmes que dans la [figure 85](#).

Dans le diagramme triangulaire Zr/4-2Nb-Y de [Meschede \(1986\)](#), les métamafites, certaines métasyénites et un échantillon de gneiss tombent dans le contexte géotectonique des N-MORB (mis en place en bordure des plaques divergentes), tandis que les métasyénites restantes se répartissent entre les champs des P-MORB (mis en place en bordure des plaques divergentes) et des basaltes alcalins intraplaques (mis en place en retrait des bordures de plaques tectoniques). Enfin les deux échantillons de gneiss restants tombent dans aucun champ répertorié ([Fig. 89a](#)). Par contre dans le diagramme de [Saccani \(2014\)](#) consacré aux roches basiques ([Fig. 89b](#)), les métamafites de la région de Lolodorf tombent dans le champ des N-MORB et des P-MORB traduisant une assimilation de la cristallisation fractionnée dû à une augmentation du degré de la fusion partielle ([Fig. 89b](#)). Toujours dans l'un des diagrammes du même auteur ; les métamafites tombent dans les domaines d'arrière arc A et B caractérisant respectivement un apport de composants crustaux pour le premier domaine et un non apport de subduction ou de composants crustaux pour le second domaine ([Fig. 89c](#)).

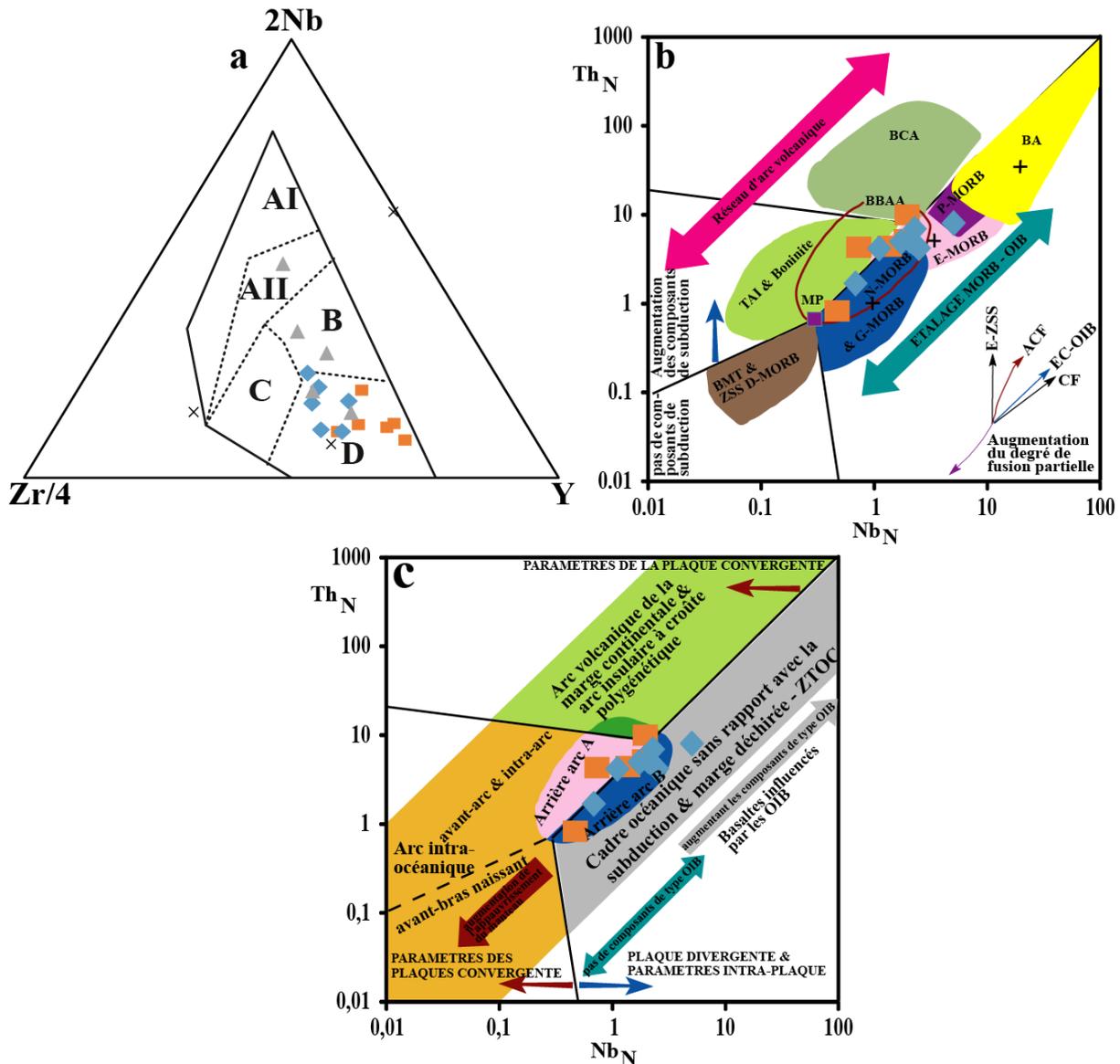


Figure 89 : a) Positions des formations de la région de Lolodorf dans le diagramme Zr/4-2Nb-Y de Meschede (1986) **AI-AII** : Basaltes Alcalins Intraplaques; **AII-C** : Tholeïites Intraplaques ; **B** : P-type Basaltes des Rides Médio-Océaniques (P-MORB) ; **D** : N-type Basaltes des Rides Médio-Océaniques (N-MORB) et **C-D** : Basaltes des Arcs Volcanique. b) Diagramme Th_N vs. Nb_N de Saccani (2015) montrant les variations de composition des métamafites de la région de Lolodorf. c) Diagramme Th_N vs Nb_N de Saccani (2015) interprétant les sites tectoniques des métamafites de la région de Lolodorf. E-ZSS : enrichissement de la zone de supra-subduction ; AFC : assimilation-cristallisation fractionnée ; EC-OIB: enrichissement en composants de type île océanique (type panache) ; FC : cristallisation fractionnée ; MORB : basalte de dorsale médio-océanique ; G-MORB : MORB influencé par le grenat ; N-MORB : MORB de type normal ; E-MORB : MORB de type enrichi ; P-MORB : MORB de type panache ; AB : basalte alcalin des îles océaniques ; ITA : tholéïite à arc insulaire à faible teneur en Ti ; BON : basalte boninitique à très faible teneur en Ti ; CAB : basalte calco-alcalin ; MBT : basalte à teneur moyenne en Ti ; D-MORB : MORB de type appauvri ; BABB : basalte de bassin d'arc arrière. Les croix indiquent la composition typique de N-MORB, E-MORB et OIB (Sun et Mc Donough, 1989). ZTOC : Zone de transition océan-continent. Dans les deux panels, Nb et Th sont normalisés à la composition N-MORB (Sun et Mc Donough, 1989). Les symboles sont les mêmes que dans la figure 85.

V.4. MODÈLE GÉODYNAMIQUE DU CNy

Dans cette étude, nous proposons le modèle suivant lequel, le CNt et le CNy se sont mis en place vers 2836 ± 11 Ma (Lerouge *et al.*, 2006; Owona *et al.*, 2020, 2021) et ont continué à enregistrer une importante accréation crustale et une sédimentation dans le bassin paléoprotérozoïque entre 2500 et 2000 Ma (Feybesse *et al.*, 1998 ; Owona *et al.*, 2021). Puis ces Complexes ont subi un amincissement crustal de la lithosphère à l'aplomb d'un panache mantélique entre 2147 ± 11 à 2093 ± 45 Ma (Ndong Bidzang, 2017 ; Loose et Scenk, 2018) et il a suivi une convergence éburnéenne entre les cratons du Congo et de São Francisco (Neves *et al.*, 2015; Loose et Schenk, 2018 ; Houketchang Bouyo *et al.*, 2019 ; Owona *et al.*, 2020) induisant ainsi la remobilisation Eburnéenne (Nédélec *et al.*, 1993 ; Toteu *et al.*, 1994a ; Feybesse *et al.*, 1998 ; Owona *et al.*, 2020) de la croûte mésoarchéenne. Du côté éburnéen remanié, la délamination mantellique de la croûte mafique/felsique juvénile (massif de Ngovayang) et l'émergence des poches mafiques réchauffent la croûte. Ce mécanisme produit des roches métamorphiques de haute pression et de haute température (HP-HT) couplée à une migmatisation (fusion partielle) intense enregistrée dans les corps mafiques et felsiques mésoarchéens entre 2055 ± 5 et 2017 ± 43 Ma (Lerouge *et al.*, 2006 ; Ndong Bidzang, 2017) et une exhumation rapide subséquente (Racek *et al.*, 2006 ; Pitra *et al.*, 2010 ; Owona *et al.*, 2020; Fig.90). Il s'achève par les refroidissements éburnéen et birimien entre 1969 ± 170 et $1134,4 \pm 7,1$ Ma (Vicat *et al.*, 1998).

L'ensemble des résultats dans cette étude permet d'obtenir la carte géologique de la région de Lolodorf (Fig. 91).

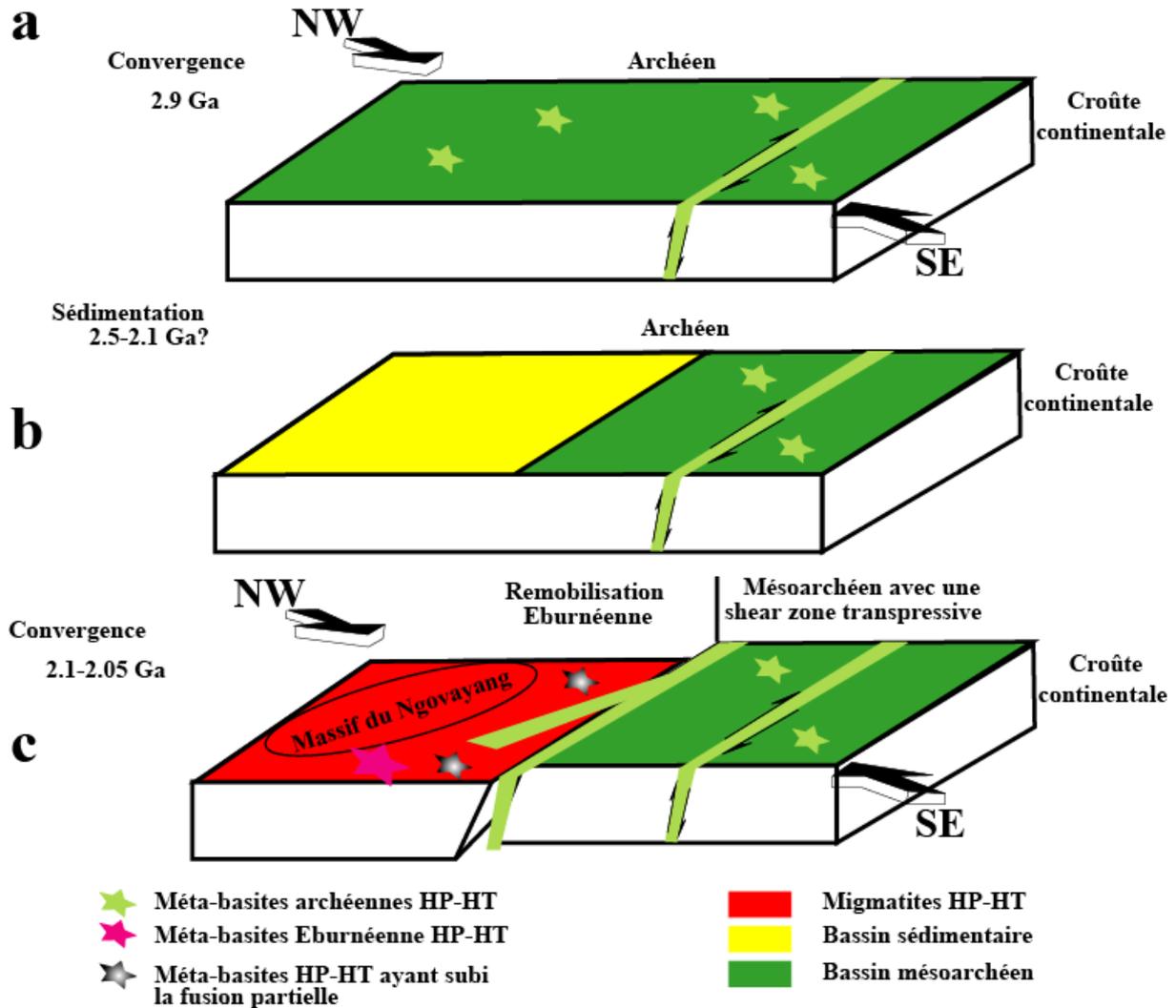


Figure 90: Évolution géodynamique dans la partie nord-ouest du craton du Congo: a-convergence mésoarchéenne avec une zone de cisaillement transpressive (Ntomba *et al.*, 2020a); b-Période de sédimentation (Weber *et al.*, 2016 ; Owona *et al.*, 2021); c- Esquisse de modèle montrant le cadre général possible de l'émergence de la croûte éburnéenne remobilisée (Nédélec *et al.*, 1993 ; Owona *et al.*, 2021) lors de la convergence entre les cratons de São Francisco et du Congo (Neves *et al.*, 2015; Loose et Schenk, 2018 ; Houketchang Bouyo *et al.*, 2019).

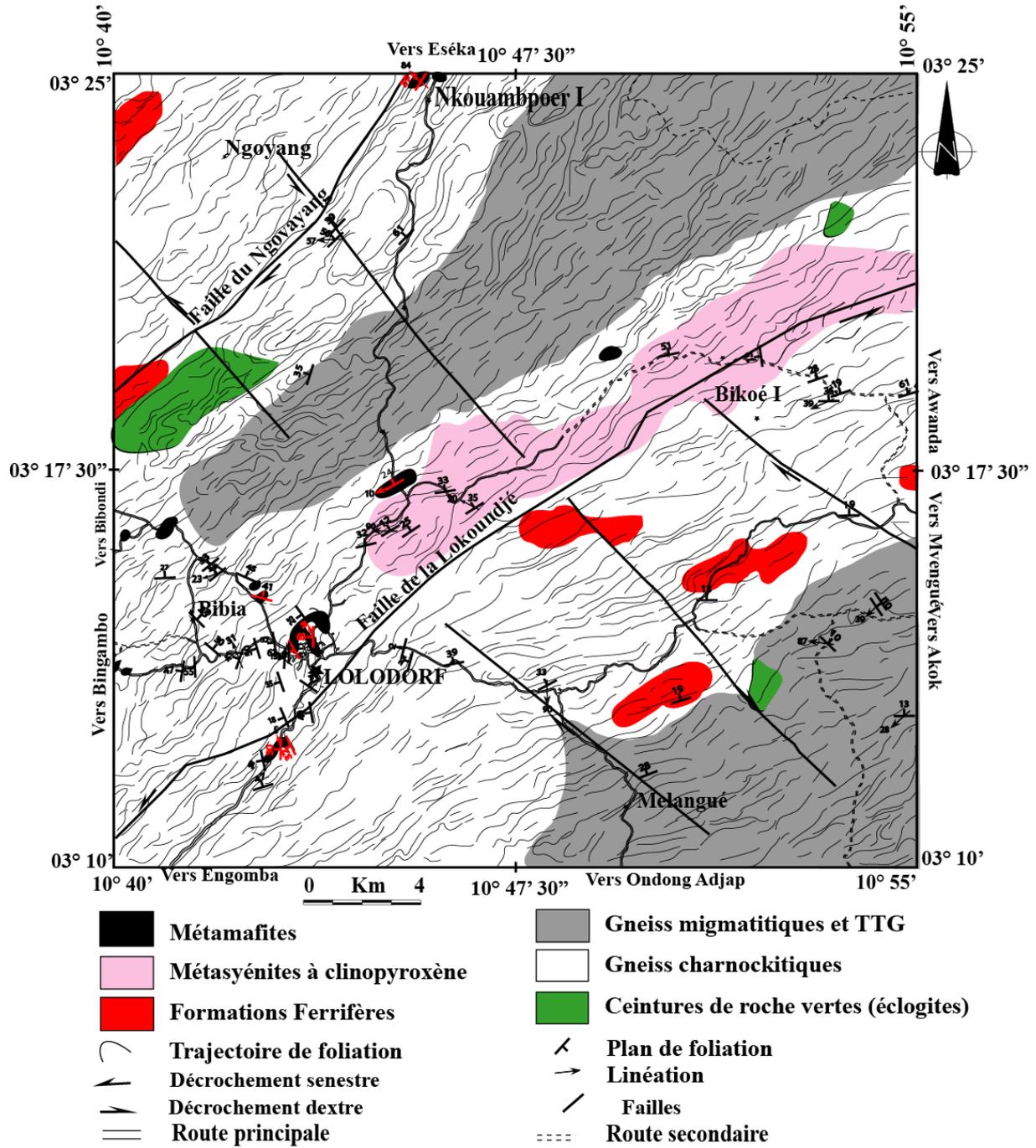


Figure 91: Carte géologique actualisée de la région de Lolodorf.

**CONCLUSION GÉNÉRALE ET
PERSPECTIVES**

Au terme de cette étude, les données obtenues nous permettent d'améliorer les connaissances sur la géologie du CNY, d'aboutir à des conclusions significatives et de faire une projection de perspectives.

1. Conclusion générale

L'étude pétrologique et l'analyse géochimique de la région de Lolodorf révèlent la coexistence des gneiss charnockitiques à amphibole et biotite, des gneiss charnockitiques à amphibole et grenat, des gneiss charnockitiques à deux pyroxènes et amphibole, des gneiss migmatitiques, des métasyénites à clinopyroxène, des méta-mafiques à grenat fin et des méta-mafiques à grenat grossier métamorphisés dans les conditions de haute pression et haute température (805 - 890 °C ; 12,19 - 13,97 Kbr en moyenne) dans le faciès transitoire amphibolite granulite. Ces formations ont enregistré les processus de fusion partielle intense lors de la phase prograde. Une phase rétrograde est associée au faciès amphibolite de haut degré (601 - 795 °C ; 1,30 - 9,69 Kbr en moyenne) et une fugacité moyenne qui varie entre -19,63 et -12,47 atm.

Les métasyénites et les métamafites sont intrusives dans les gneiss charnockitiques. Les protholites mantélique et crustal de ces formations ont évolué dans deux contextes de marge active. Ces derniers ont enregistré une évolution métamorphique et tectonique polyphasée isothermique décompressive rétrograde du faciès granulitique à celui des amphibolites de haut degré (HP/MP-HT) remaniant ainsi des formations archéennes en formations éburnéennes. Ces processus ont impliqué un épaississement de la croûte et une exhumation rapide ultérieure après les phénomènes de relâchement intercalé entre deux resserrages protérozoïques dans un contexte géotectonique transitoire MORB/basalte intraplaque suite à une divergence des plaques dans une zone intra-plaque et une convergence de plaques dans une zone de transition océan-continent d'une marge déchirée.

La géomorphologie de la région de Lolodorf met en relief deux plateaux d'inégales importances séparés par une large dépression. Cette dépression constitue le réceptacle des produits de démantèlement des deux plateaux délimités par l'escarpement du Ngovayang et celui de la Lokoundjé (faille) probablement post-éburnéennes constituant les bordures NW et SE de la dépression. Ces escarpements actifs ont les mêmes directions que les failles de la Sanaga, de l'Adamaoua et la LVC. La lithologie et le climat imposent leurs marques sur la morphologie au travers d'une érosion différentielle, d'un contrôle l'incision fluviale et de la sculpture des éléments de la morphologie de la région. L'activité tectonique est élevée à modérée dans la région de Lolodorf.

La zone a enregistré trois phases de déformation ductile D_1 - D_3 et une phase cassante D_4 , dont les différents éléments structuraux présentent une géométrie et une orientation en accord avec deux épisodes tectoniques D_1 et D_3 compressifs et décrochants E-W et NW-SE séparés par une phase tectonique extensive D_2 caractérisée par deux sous-phases de direction N-S. Dans la région, la déformation s'achève par une phase extensive D_4 de direction NE-SW.

À l'échelle régionale, ni l'empreinte géométrique de D_1 , ni son régime tectonique ne peuvent être clairement définis, à cause de l'ampleur de D_2 et D_3 dont les fortes intensités ont oblitéré les marqueurs caractéristiques de la première phase tectonique. Toutefois, les conditions paroxysmales du métamorphisme lié à D_1 sont fantômes mais on suspecte :

- que l'empilement des nappes associées vraisemblablement à des plis couchés se serait déroulé au cours de la phase D_1 , produisant un épaissement crustal ;
- et qu'une importante composante d'aplatissement général horizontal aurait prévalu au moins lors des derniers incréments de l'épisode D_1 , la déformation générale par cisaillement simple n'ayant pu jouer qu'à son stade précoc. Dès lors, la géométrie et l'orientation de D_1 relèverait partiellement d'une déformation par cisaillement simple.

Quant à la phase de déformation D_2 , sa forme est essentiellement celle d'un aplatissement général horizontal en régime de cisaillement pur. Elle est marquée entre autres par une linéation d'étirement L_2 parallèle à l'axe des plis P_2 . Et la présence de méso-plies P_2 déversés à axes parallèles à L_2 dont l'orientation indique un allongement maximal E-W à NE-SW et minimal N-S à NW-SE. L'intensité de la phase D_2 par aplatissement général horizontal est attribuée à une décompression orogénique post-collisionnelle (associée à un magmatisme important dû à une remontée du manteau lithosphérique) dans un contexte de rétro-morphose. Dans ces conditions, la linéation d'étirement régionale L_2 loin d'indiquer la direction de transport des nappes, correspond à une linéation d'extension parallèle à la chaîne. Le motif géométrique de D_2 à l'échelle régionale relèverait : - soit des méga-boudins de foliation à grand axe parallèle à L_2 (associés à une extension symétrique), développant les formes circulaires sur les formations en contact avec le Ngovayang ; - soit des dômes gneissiques allongés parallèlement à L_2 et associés à un plissement en cascade sur leurs bordures.

Pour ce qui est de la troisième phase de déformation ductile D_3 , elle présente les caractéristiques d'une constriction générale verticale décrochante de raccourcissement préférentielle NW-SE. Elle est responsable de la configuration structurale actuelle de la portion Sud de la Chaîne Paléoprotérozoïque au sud Cameroun.

Essentiellement cassante, la quatrième phase de déformation régionale D_4 est soulignée par des fractures d'allure cartographique rectiligne d'orientations principales NW-SE et NE-SW

et secondairement N-S compatibles avec le champ de contraintes de D_3 . Ces fractures relèvent de la relaxation des contraintes post-orogéniques et réactivées en contexte néotectonique.

Attestée par l'évolution métamorphique et tectonique des roches du CNt et du CNy, l'histoire de la déformation Paléoprotérozoïque est marquée par l'alternance de deux phases de compression E-W et NW-SE (D_1 et D_3) avec deux phases d'extension D_2 et D_4 . Cette tectonique a été induite par un système collisionnel transamazonien E-W et trans-saharien-nigériano-congolais NW-SE respectivement et leur relâchement ultérieur. La tectonique tangentielle est absente mais les cisaillements et la mylonitisation E-W et N-S sont fréquents dont certains auteurs attribuent aux nappes de charriages à vergence sud dans la région.

2. Perspectives

Dans les travaux futurs, il serait intéressant et nécessaire de faire des investigations complémentaires sur le terrain, notamment :

- déterminer de manière univoque le modèle tectonique dans le CNy afin de mieux caractériser l'évolution protérozoïques de cette région ;
- coupler les différents événements tectoniques mis en évidence dans ce travail avec la géochronologie pour les caller dans le temps ;
- réaliser une étude structurale par la méthode ASM (Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique) en vue de confirmer la disposition structurale des principaux ensembles lithologiques de la région.

La mise ensemble de ces données et celles obtenues au cours de cette étude permettra de mettre sur pied avec plus de précisions, les corrélations des chaînes Paléoprotérozoïques du Cameroun, mais aussi avec les autres domaines de même âge du craton du Congo.

RÉFÉRENCES

- Abdel-Rahman, A.M.**, 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology* **35**, 525-541.
- Aguilar, C., Alkmim, F.F., Lana, C., Farina, F.**, 2017. Palaeoproterozoic assembly of the São Francisco craton: New insights from U-Pb titanite and monazite dating. *Precambrian Research* **289**, 95-115.
- Akame, J.M., Mvondo Ondo, J., Assatse, Teikeu, W., Owona, S., Olinga, J.B., Messi Ottou, E.J., Ntomba, S.M.**, 2014. Apport des images Landsat-7 ETM+ à l'étude structurale du socle Archéen de Sangmélina (Sud-Cameroun). *Revue Française de Photogrammétrie et de Télédétection* **206**, 15-26.
- Akame, J. M., Debaille, V., Poujol, M.**, 2023. Combined bulk-rock Lu-Hf and Sm-Nd isotopic study of Archean granitoids and mafic rocks from Sangmelima terranes (Ntem Complex, south Cameroon): Geodynamic implications. *Precambrian Research* **392**, 107072.
- Akame, J.M., Oliveira, E.P., Poujol, M., Hublet, G., Debaille, V.**, 2020. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating, Lu-Hf, Sm-Nd geochronology and tectonic setting of the Mesoarchean mafic and felsic magmatic rocks in the Sangmelima granite-greenstone terrane, Ntem Complex (South Cameroon). *Lithos* **372-373**, 105702.
- Albarede, F.**, 1995. Introduction to Geochemical Modeling. *Cambridge University Press, London*, p.543.
- Albarede, F., Luais, B., Fitton, G., Semet, M., Kaminski, E., Upton, B.G.J., Bachelery, P., Cheminee, J-L.**, 1997. The Geochemical regimes of Piton de la Fournaise Volcano (Réunion) during the last 530000 years. *Journal of Petrology*, **38**, 171-201.
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Mitchell, J.G.**, 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey; *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **102**, 67-95.
- Alipoor, R., Poorkermani, M., Zare, M., El Hamdouni, R.**, 2011. Active tectonic assessment around Rudhar Lorestan dam site, high Zagros Belt (SW of Iran). *Geomorphology* **128 (1)**, 1-14.
- Alkmim, F.F., Martins-Neto, M. A.**, 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology* **33**, 127-139.
- Alkmim, F.F., Marshak, S.**, 1998. Transamazonian orogeny in the Southern Sao Francisco craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research* **90**, 29-58.
- Allix, P., Popoff, M.**, 1983. Approche géodynamique du fossé de la Bénoué (NE Nigéria) à partir des données de terrain et de télédétection. *Bulletin Centre de Recherche Exploration Production Elf-Aquitaine* **7 (1)**, 323-337.
- Alvarez, P.**, 1995. Evidence for a Neoproterozoic carbonate ramp on the northern edge of the Central African Craton: relations with Late Proterozoic intracratonic troughs. *Geologische Rundschau* **84**, 636-648.
- Ama-Salah, I., Liégeois, J.P., Pouclet, A.**, 1996. Evolution d'un arc insulaire océanique birimien précoce au Liptako nigérien Sirba: géologie, géochronologie et géochimie. *Journal African Earth Sciences* **22**, 235-254.

- Anand, A.K., Pradhan, S.P.**, 2019. Assessment of active tectonics from geomorphic indices and morphometric parameters in part of Ganga basin. *Journal of Mountain Science* **16** (8).
- Anderson, J.L., Smith, D.R.**, 1995. The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *American Mineralogist* **80**, 549-559.
- Anonyme**, 2008. Plan d'aménagement, Concession 1081, UFAs 09 026 & 09 027. *MINFOREST*, 135p.
- Barbey, P., Raith, M.**, 1990. The granulite belt of Lapland. In: Vielzeuf, D., Vidal, P., (Ed.), *Granulite and crustal evolution. Kluwer Academic*, 111-132.
- Barbosa, J.S.F., Sabaté, P.**, 2002. Geological features and the paleoproterozoic collision of four Archaean crustal segments of the São Francisco craton, Brahia, Brazil, A synthesis. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences* **74**, 343-359.
- Bébién, J.**, 1980. Magmatismes dasiques dits "orogéniques" et "anorogéniques" et teneurs en TiO₂: les associations "isotitanées" et "anisotitanées". *Journal Volcanology and Geothermal Research* **8**, 337-342.
- Benkhelil, J.**, 1988. Structure et evolution géodynamique du bassin intracontinental de la Bénoué (Nigéria). *Bulletin Centre de Recherche Exploration Production Elf-Aquitaine* **12** : 29-128.
- Bertrand, J.M., Bertrand-Sarfati, J., Bessoles, B., Black, R., Boullier, A.M., Caby, R., Choubert, G., Conrad, G., Conrad, J., Deynoux, M., Donzeau, M., Elouard, P., Faure-Muret, H., Hebrard, L., Kogbe, C.A., Lang, J., Latouche, L., Leblanc, M., Lefrance, J., Legrand, Ph., Legrand-Blain, M., Mathieu, P., Moussine-Pouchkine, A., Reyment, R.A., Schobel, J., Tait, E.A., Trompette, R.**, 1983. Afrique de l'Ouest introduction géologique et termes stratigraphiques. In lexique stratigraphique international nouvelle serie n°1. Editor Fabre, *Journal Pergamon press* 390 p.
- Béziat, D., Bourges, F., Debat, P., Lompo, M., Martin, F., Tollon, F.**, 2000. A Paleoproterozoic ultramafic-mafic assemblage and associated volcanic rocks of the Boromo greenstone belt : fractionates originating from island-arc volcanic activity in the West African craton. *Precambrian Research* **101**, 25-47.
- Bhattacharya, A., Mohanty, L., Maji, A.** 1992. Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **111**, 87-93.
- Bitom, D.**, 1988. Organisation et évolution d'une couverture ferrallitique en zone tropicale humide (Cameroun). Genèse et transformation d'ensembles ferrugineux indurés profonds. *Thèse de doctorat, Université de Poitiers*, 164 p.
- Blenkinsop, T., Schmidt Mumm, A., Kumi, R., Sangmor, S.**, 1994. Structural geology of the Ashanti Gold Mine. *Geologisches Jahrbuch, Reihe D, Heft* **100**, 131-153.
- Block, S., Jessell, M., Aillères, L., Baratoux, L., Bruguier, O., Zeh, A., Bosch, D., Caby, R., Mensah, E.**, 2016. Lower crust exhumation during Paleoproterozoic (Eburnean) orogeny, NW Ghana, West African Craton: Interplay of coeval contractional deformation and extensional gravitational collapse. *Precambrian Research* **274**, 82-109.
- Boher, M., Abouchami, W., Michard, A., Albarède, F., Arndt, N.T.**, 1992. Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *Journal of Geophysical Research* **97**, 345-369.

- Brookfield, M.E.**, 1998. The evolution of the great river systems of southern Asia during the Cenozoic IndiaAsia collision: rivers draining southwards. *Geomorphology* **22** (3-4): 285-312.
- Bull, W.B., Mc Fadden, L.D.**, 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: DOEHRING D.C. (Ed.), *Geomorphology in Arid Regions, Proceedings 8th Annual Geomorphology Symposium, State University of New York, Binghamton, NY*, 115-137.
- Caby, R.**, 1989. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the late Proterozoic south Atlantic fit. *Geological Society of America, Special paper* **230**, 145-158.
- Caen-Vachette, M., Vialette, Y., Bassot, J.-P., Vidal, P.**, 1988. Apport de la géochronologie à la connaissance de la géologie gabonaise. *Chronique de la Recherche Minière* **491**, 35-54.
- Cagnard, F.**, 2005. Compression des lithosphères continentales "chaudes". Application à la tectonique précambrienne. *Thèse de l'Université de Rennes I*, 339 p.
- Carpenter, M.A.**, 1994. Subsolidus phase relations of the plagioclase feldspar solid solution. In: *Pardons I (eds) Feldspars and their reactions. NATOASIS Series*, **421**. Springer, Dordercht.
- Castaing, C., Feybesse, J.L., Thieblemont, D., Triboulet, C., Chevremont, P.**, 1994. Palaeogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasilianoorogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks? *Precambrian Research* **67**: 327-344.
- Castaing, C., Triboulet, C., Feybesse, J.L., Chèvremont, P.**, 1993. Tectonometamorphic evolution of Ghana, Togo, Benin in the light of the Pan-African/ Brasiliano orogeny. *Tectonophysics* **218**, 323-342.
- Cheney, J.T., Webb, A.A.G., Coath, C.D., McKeegan, K.D.**, 2004, In situ ion microprobe $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dating of monazite from Precambrian metamorphic suites, Tobacco Root Mountains, Montana, in Brady, J.B., et al., eds., Precambrian geology of the Tobacco Root Mountains, Montana: Boulder, Colorado, *Geological Society of America Special Paper* **377**, 151-179 (this volume).
- Cocherie, A., Albare` de, F.**, 2001. An improved U–Th–Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **65**, 4509-4522.
- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R., Chappell, B.W.**, 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **80**, 189-200.
- Condie, K.C.**, 1994. Archean crustal evolution. *Elsevier, Amsterdam*, p 528.
- Condie, K.C.**, 1998. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? *Earth Planetary Science Letters* **163**, (1-4), 97-108.
- Corsini, M., Vauchez, A., Archanjo, C., SA, J.E.F.**, 1991. Strain transfer at continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional fold belt: the patos-serido system, North Eastern Brazil. *Geology* **19**, 586-589.
- Cox, R.T.**, 1994. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin* **106** (5), 571-581.

- Cutts, K., Lana, C., Alkmim, F., Peres, G.G.,** 2018. Metamorphic imprints on units of the southern Araçuaí belt, SE Brazil: The history of superimposed Transamazonian and Brasiliano orogenesis. *Gondwana Research* **58**, 211-234.
- D’Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M.J.** 2004. Cenozoic back-arc magmatism of the southern extra-Andean Patagonia (44°30’ - 52°S): A review of geochemical data and geodynamic interpretations. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **59**, 525-538.
- Davis, D.W., Hirdes, W., Schaltegger, U., Nunoo, E.A.,** 1994. U/Pb constraints on deposition and provenance of Birimian and gold-bearing Tarkwaian sediments in Ghana, West Africa. *Precambrian Research* **67**, 89-107.
- Davison, I., Santos, R.A.,** 1989. Tectonic evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny. *Precambrian Research* **45**, 319-342.
- Deffontaines, B., Chorowicz, J.,** 1991. Principle of drainage basin analysis from multisource data. Application to the structural analysis of the Zair basin. *Tectonophysics* **194**, (3), 237-263.
- Dehbozorgi, M., Pourkermani, M., Arian, M., Matkan, A. A., Motamedi, H., Hosseiniasl, A.** 2010. Geomorphology Quantitative analysis of relative tectonic activity in the Sarvestan area, central Zagros, Iran. *Geomorphology* **121** (3-4), 329-341.
- Delhal, J., Ledent, D.,** 1974. Données géochronologiques sur le complexe calco-magnésien du Sud-Cameroun. *Musée Royal Afrique Centrale. Tervuren (Belgique), Département Géologique et Minéralogique. Rapport Annuel* 71-76.
- Dia, A., Van Schmus, W.R., Kröner, A.,** 1997 Isotopic constraints on the age and formation of a Palaeoproterozoic volcanic arc complex in the Kedougou Inlier, eastern Senegal, West Africa. *Journal of African Earth Sciences* **24**. (3), 197-213.
- Djama, L.M., Leterrier, J., Michard, A.,** 1992. Pb, Sr and Nd isotope study of the basement of the Mayumbian belt (Guena gneisses and Mfoubou granite, Congo): implications for crustal evolution in Central Africa. *Journal of African Earth Sciences* **14**, 227-237.
- Dubreuil, P.,** 1974. Initiation à l’analyse hydrologique Masson & C^{ie} 120, Bd Saint-Germain, Paris VI^e. *O.R.S.T.O.M. 24, Rue Bayard, Paris VIII^e* pp152-156.
- Dumont, J.F.,** 1986. Identification par télédétection de l’accident de la Sanaga (Cameroun). Sa position dans les contextes des grands accidents de l’Afrique Centrale et de la limite nord du craton du congolais. *Géodynamique* **1**, 13-19.
- Ebah Abeng, A.S., Ndjigui, P-D., Aye, A.B., Tessontsap Teutsong., Bilong, P.,** 2012. Geochemistry of pyroxenites, amphibolites and their weathered products in the Nyong unit, SW Cameroon : Implications for Au-PGE exploration. *Journal of Geochemical Exploration* **114**, 1-19.
- Edimo, A.,** 1985. Le massif syénitique d’Akongo-Lolodorf, Interprétation des anomalies radiométriques. Comparaison avec l’arc syénitique Mont des éléphants-Rocher du Loup, *Thèse 3^e cycle, Université d’Orléans*.
- El-Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J., Keller, E.,** 2008. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology* **96**, 150-173.
- Ellis, Green** 1979. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **71**, 13-22.

- England, P.C., Houseman, G.A.**, 1989. Extension during continental convergence, with application to the Tibetan plateau. *Journal Geophysical Research* **94**, 17561-17579.
- Ernst, R.E., Pereira, E., Mamilton, M.A., Pisarevsky, S.A., Rodrigues, J., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Van-Dunem, V.**, 2013. Mesoproterozoic intraplate magmatic 'barcode' record of the Angola portion of the Congo Craton : Newly dated magmatic events at 1505 and 1110 Ma and implications for Nuna (Columbia) supercontinent reconstructions. *Precambrian Research* **230**, 103-118.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J., Ónions, R.K.**, 1978. Rare- earth abundances in chondritic meteorites. *Geochica et Cosmochimica Acta* **42**, 1199-1212.
- Evina Aboula, Y.S., Mvondo Ondoa, J., Ndjigui, P-D.**, 2023c. Mapping Geological configuration using geophysics data: An investigative approach in targeting iron ore, gold mineralization and other commodities, a case study of Toko-Nlokeng area (Nyong Greenstone Belt, SW Cameroon). *Applied Earth Science* **132** (2), 98-129.
- Evina Aboula, Y.S., Odigui, A.H., Ndjigui, P-D., Mvondo Ondoa, J.**, 2023b. Petrography, lithostratigraphy, and geochemistry of iron formations from Toko-Nlokeng area (northwestern Congo craton): Implications for origin, depositional tectonic setting, and potential iron ore resource deposit. *Ore and Energy Resource Geology* **14**, 100020.
- Evina Aboula, Y.S., Ndjigui, P-D., Mvondo Ondoa, J.**, 2023a. Petrology and geochemistry of metamorphosed rocks associated with iron formations of the Toko-Nlokeng iron deposit, (Southern Cameroon): Implications for geodynamic evolution and mineralization. *Geological Journal* 1-40.
- Feybesse, J.L., Billa, M., Guerrot, C., Duguey, E., Lescuyer, J.L., Milesi, J.P., Bouchot, V.**, 2006. The paleoproterozoic Ghanaian province: Geodynamic model and ore controls, including regional stress modelling. *Precambrian Research* **149** (3-4), 149-196.
- Feybesse, J.L., Johan, V., Maurizot, P., Abessolo, A.**, 1987. Evolution tectono-métamorphique libérienne et éburnéenne de la partie NW du Craton Zaïrois (SW Cameroun). In G. Matheis and H. Schandelmeier (Editors), *Current research in African Earth Sciences*. Balkema, Rotterdam, 9-12.
- Feybesse, J.L., Johan, V., Triboulet, C., Guerrot, C., Mayaga-Mikolo, F., Bouchot, V., Eko Ndong, J.**, 1998. The West Central African belt: a model of 2.5-2.0 Ga accretion and two-phase orogenic evolution. *Precambrian Research* **87**, 161-216.
- Filho, D.A., Lana, C. D.C., Júnior, H.N., Costa, A.F.D.O.**, 2015. Constraints on the Statherian evolution of the intraplate rifting in a Paleo-Mesoproterozoic paleocontinent: New stratigraphic and geochronology record from the eastern São Francisco craton. *Gondwana Research* **28**, 668- 688.
- Floyd, P., Leveridge, B.**, 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin South Corn wall: Framework mode and geochemical evidence from turbidic sandstones. *Journal of the Geological Society of London* **144** (4), P. 531.
- Floyd, P., Winchester, J.A.**, 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science letters* **27**, 211-218.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D.**, 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* **42** (11), 2033-2048

- Ganwa, A.A., Klotzli, U.S.T., Hauzenberger, C.,** 2016. Evidence for Archean inheritance in the pre-Pan-frican crust of Central Cameroon: Insight from zircon internal structure and LA-MCICP-MS U-Pb ages. *Journal of African Earth Sciences* **120**, 12-22.
- Ganwa, A.A.,** 1998. Contribution à l'étude géologique de la région de Kombé II–Mayabo dans la série panafricaine de Bafia : Géomorphologie structurale, tectonique, pétrologie, *thèse de 3e cycle, université Yaoundé1*, pp173.
- Gapais, D., Pelletier, A., Ménot, R-P., Peucat, J.J.,** 2008. Paleoproterozoic tectonics in the Terre Adélie Craton (East Antarctica), *Precambrian Research*, **162** (3-4), pp. 531-539.
- Gapais, D., Potrel, A., Machado, N., Hallot, E.,** 2005. Kinetics of long-lasting Paleoproterozoic transpression within the Thompson Nickel Belt, Manitoba, *Canada. Tectonics* **24**, 1-16.
- Gardner, T.W.,** 1983. Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *Geological Society of America Bulletin* **94**, 664-672.
- Gasquet, D., Barbey, P., Adou, M., Paquette, J.L.,** 2003. Structure, Sr–Nd isotope geochemistry and zircon U-Pb geochronology of the granitoids of the Dabakala area Côte d'Ivoire: evidence for a 2.3 Ga crustal growth event in the Palaeoproterozoic of West Africa? *Precambrian Research* **127**, 329-354.
- Ghosh, S.K., Ramberg, H.,** 1969. Buckling experiments on intersecting fold patterns. *Tectonophysics* **5**, 89-105.
- Goldrich, G., Bishop, G.,** 1993. Differentiating the roles of lithology and uplift in the steepening of bedrock river long profiles: an example from southeastern Australia. *Journal of Geology* **103**, 227-231.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Bleeker, W., Lourens, L.J.,** 2004. A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene, *Episodes* **27**(2), 83-100.
- Gray, D.R., Foster, D.A., Meert, J.G., Goscombe, B.D., Armstrong, R., Trouw, R.A.J., Passchier, C.W.,** 2008. A Damara orogen perspective on the assembly of southwestern Gondwana. *Geological Society, London, Special Publications* **294**, 257-278.
- Green, T.H., Pearson, N.J.,** 1986. Ti-rich accessory phase saturation in hydrous mafic-felsic compositions at high P.T. *Chemical Geology* **54**, 185-201.
- Guerrot, C., Feybesse, J.L., Johan, V.,** 1994. La série de Massima (Gabon): une "greenstone belt" archéenne engagé dans la tectonique collisionnelle Protérozoïque inférieur? Implications géotectoniques et paléogéographiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2, Sciences de la Terre et des Planètes* **318**, 367-374.
- Guidotti, C.V.,** 1984. Micas in metamorphic rock. In Micas (SW. Bailey, ed.). *Review of 710 Mineralogy* **13**, 357-467.
- Hack, J.T.,** 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey* **1**, 421-429.
- Hajnal, Z.S.B., Lucas, D.J. White, J., Lewry, S., Bezdán, M.R., Stauer, Thomas, M.D.,** 1995. Seismic rection images of strike-slip faults and linked to detachments in the Trans-Hudson Orogen. *Tectonophysics* **15**, 427-439.
- Hammarstrom, J.M., Zen, E-A.N.,** 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* **71**, 1297-1313.

- Harkins, N.W., Anastasio, D.J., Pazzaglia, F.J.**, 2005 Tectonic geomorphology of the Red Rock fault, insights into segmentation and landscape evolution of a developing range front normal fault. *Journal of Structural Geology*, **27(11)**, 1925- 1939.
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C., Welch, M.D.**, 2012. Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist* **97**, 2031-2048.
- Heier, K.S.**, 1973. Geochemistry of granulite facies rocks and problems of their origin. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* **237 (1235)**, 429-442.
- Helz, R.T.**, 1976. Phase Relations of Basalts in Their Melting Ranges at 2HO, P = 5kbar. Part II. Melt Composition. *Journal of Petrology* **17**, 139-193.
- Henry, D.J., Guidotti and, C.V., Thomson, J.A.**, 2005. The Ti-saturation surface for low to medium pressure metapellic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist* **90**, 316-328.
- Hoepffner**, 2010. Main structural lineaments of north-eastern Morocco derived from gravity and aeromagnetic data. *Journal of African Earth Sciences*, **58 (2)**, 255-271.
- Holland, T., Blundy, J.**, 1994. Non ideal interactions in calcic-amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contribution to Mineralogy and Petrology*. **116**, 433-447.
- Hollister, L.S., Grisson, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B.**, 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* **72**, 231-239.
- Hollocher, K.**, 1991. Prograde amphibole dehydration reactions during high-grade regional metamorphism, central Massachusetts, USA. *American Mineralogist*, **76**, 956-970.
- Hosotani, H., Banno, S.**, 1986. Amphibole composition as an indicator of subtle grade variation in epidote-glaucophaneschistes. *Journal of Metamorphic Geology* **4**, 23-35.
- Houketchang Bouyo, M., Pénaye, 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.
- Huang, X.J., Niemann, J.D.**, 2006. Modelling the potential impacts of groundwater hydrology on longterm drainage basin evolution. *Earth Surface Processes and Landforms* **31**, 1802-1823.
- Huebner, J., Stephen, Sato, Motoaki**, 1970. U.S Geological Survey, Washington DC 20242. *American Mineralogist* **55**, 934-952.
- Hurtrez, J.E., Sol, C., Lucazeau, F.**, 1999. Effect of drainage area on hypsometry from an analysis of small-scale drainage basins in the siwalik hills (Central Nepal). *Earth Surface Processes and Landforms*, **24 (9)**, 799-808.
- Hynes, A.**, 1982. A comparison of amphiboles from medium-and low-pressure metabasites. *Contribution to mineral petrology* **81**, 119-125.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A.**, 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* **8**, 53-548.

- Jiang, C.Y., An, S.Y.**, 1984. On chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance. *Journal of Mineralogy Petrology* **3**, 1-9 (in Chinese with English abstract).
- Jurewicz, S.R., Watson, E.B.**, 1984. Distribution of partial melt in a felsic system: the importance of surface energy. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **85**, 25-29.
- Kamguia Woguia, B., Djibril Kouankap Nono G., Nga Essomba Tsoungui, P. E., Tanko Njiosseu, E. L., Ayonta Kenne, P., Nzenti, J P.** 2022. Geochemistry and U–Pb zircon age of the Paleoproterozoic metasedimentary rocks from the Bidou I, Nyong Series, Cameroon: Implications for provenance and tectonic setting. *Arabian Journal of Geosciences* **15 (154)**.
- Kele, V.S., Sengupta, S., Achyuthan, H., Jaiswal, M.K.**, 2014. Tectonic controls upon keveri River drainage, cratonic peninsular India: Inferences from longitudinal profiles, morphometric indices, hanging valley and fluvial records. *Geomorphology* **227**, 153-165
- Keller, E.A, Pinter N.**, 1996. Active Tectonics: Earthquake, Uplift, and Landscape. *Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J.* p. 338
- Keller, E.A., Pinter, N.**, 2002. Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape, 2nd ed. *New Jersey*, 432 pp.
- Kepezhinkas, P., McDermott, F., Defant, M.J., Hochstaedter, A., Drummond, M.S.**, 1997 Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three component model of Kamchatka Arc petrogenesis; *Geochica et Cosmochimica Acta* **61(3)**, 577-600.
- Kirby, E., Whipple, K.X.**, 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology* **44**, 54-75.
- Kohn, Spear**, 1990. Two new geobarometers for garnet amphibolites with applications to Southeastern Vermont. *American Mineralogist* **75**, 89-96.
- Krogh-Ravna.**, 2000. The Grt-Cpx Fe²⁺ - Mg geothermometer: an update calibration. *Journal of Metamorphic Geology* **18**, 211-219.
- La Fleche, M.R., Camire, G., Jenner, G.A.**, 1998 Geochemistry of post-Acadian, Carboniferous continental intraplate basalts from the Maritimes Basin, Magdalen islands, Quebec, Canada; *Chemical Geology* **148**, 115-136.
- Labrousse, L., Prouteau, G., Ganzhorn, A.-C.**, 2011. Continental exhumation triggered by partial melting at ultrahigh pressure. *Geology* **39**, 1171-1174.
- Landenberger, B., Collins, W.J.**, 1996. Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: evidence from the Chaelundi complex. Eastern Australia. *Journal of Petrology* **37**, 145-170.
- Lasserre, Soba**, 1976. Ages cambriens des granites de Nyibi et de Kongolo (Centre-Est Cameroun). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **283**, 1696-1698.
- Le Bas, M.J., LeMaitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B.**, 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* **27 (3)**, 745-750.
- Le Bas, N.J.**, 1962. The role of aluminous in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, **260 (4)**, 267-88.
- Leake, B.E.**, 1971. On aluminous and edenitic hornblendes. *Mineralogy Magazine* **38**, 389-407.

- Ledru, P., Eko N'dong, J.E., Johan, V., Prian, J.P., Coste, B., Haccard, D.,** 1989. Structural and metamorphic evolution of the Gabon orogenic belt collision tectonics in the lower-proterozoic. *Precambrian Research* **16**, 157-170.
- Ledru, P., Pons, J., Milési, J.P., Tegye, M.,** 1994. Markers of the last stages of the Palaeoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving circum-south Atlantic provinces. *Precambrian Research* **69**, 169-191.
- Lerouge, C., Cocherie, A., Toteu, S.F., Pénaye, J., Milési, J.P., Tchameni, R., Nsifa, N.E., Fanning, M.C., Deboule, E.,** 2006. SHRIMP U-Pb zircon age evolution for Paleoproterozoic sedimentation and 2.05 Ga syntectonic plutonism in the Nyong Group, South-Western Cameroon: consequences for the Eburnean-Transamazonian belt of NE Brazil and Central Africa. *Journal of African Earth Sciences* **44**, 413-427.
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D. Marchal, M.,** 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, **59** (1), 139-154.
- Letouzey, R.,** 1969. Etude phytogéographique du Cameroun. *Le chevalier*, Paris, 1-513.
- Letouzey, R.,** 1985. Notice de la carte phytogéographique du Cameroun au 1/500 000.
- Li Xian, H., Chen, Y., Yang, C., Ling, X-Y., Tchouankoue, J.P.,** 2016. New isotopic constraints on age and origin of Mesoarchean charnockite, trondjemite and amphibolite in the Ntem Complexe of NW Congo Craton, Southern Cameroon. *Precambrian Research* **276**, 14-23.
- Loiselle, M.C., Wones, D.R.,** 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstracts with Programs* **11** (7), 468.
- Loose, D., Schenk, V.,** 2018. 2.09 Ga old eclogites in the Eburnian-Transamazonian orogen of southern Cameroon: Significance for Palaeoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Research* **304**, 1-11.
- Machado, N., Noce, C.M., Ladeira, E.A., Oliveira, O.B.,** 1992. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. *Geological Society of America Bulletin* **104**, 1221-1227.
- Manoj, J.M.,** 2016. Geomorphology and morphotectonic analysis of north Borneo, *These de doctorat de l'Université de Bretagne-sud, Laboratoire de Geosciences Marines et geomorphologie du littoral*, pp 140.
- Maurin, J.C., Mpemba-Boni Pin, C., Vicat, J.P.,** 1990. La granodiorite dans Les Saras, un exemple de magmatisme Eburnéen (2 Ga) au sein de la chaîne Ouest-Congolienne : conséquences géodynamiques. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences. Paris* **310**, Série II, 571-575.
- Maurizot, P.,** 2000. Geological map of south-west Cameroon. *Edition BRGM, Orleans. MESRES/ORSTOM, n° 9*, 733 p.
- Maurizot, P., A. Feybesse, J.L. Johan, V., Lecomte, P.,** 1985. Étude et prospection minière du Sud-Ouest Cameroun, Synthèse des travaux de 1978 à 1985. *Rapport BRGM, 85, CMR066*, 274p.
- Maurizot, P., Abessolo, A., Feybesse, J.L., Johan, V., Lecomte, P.,** 1986. Etude de prospection minière du Sud-Ouest Cameroun. Synthèse des travaux de 1978 à 1985. *Rapport de BRGM 85*, 274p.

- Mc Donough, W.F., Sun, S-S.**, 1995. The composition of the earth. *Chemical Geology* **120**, 223-253.
- Mc Lennan, S.M.**, 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust: *Geochemistry Geophysics Geosystems* **2**, 1021-1045.
- Meschede, M.**, 1986. A method of discrimination between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology* **56**, 207-218.
- Messi Ottou, E. J., Ntomba, S. M., Ntieche, B., Magnekou Takamte, R. C., Bisse, S.B., Ndong Bidzang, F., Mvondo Ondoa, J.**, 2022. Petrology of the meta-mafic rocks from the Lolodorf area, Nyong complex (Southwest Cameroon): Implication for the origin and emplacement conditions. *SN Applied Sciences* **4**, 216.
- Messi Ottou, E.J., Ntomba, S. M., Ndong Bidzang, F., Akame J.M., Owona, S. Mvondo Ondoa, J.**, 2014b «Géomorphologie structurale et risque naturel dans une portion de zone mobile du complexe du Nyong au SW Cameroun : cas de la région Lolodorf-Mvengué». *Afrique SCIENCE* **10(4)**, 288-298.
- Messi Ottou, E.J., Owona, S., Mvondo Owono, F., Ntomba, S.M., Akame J.M., Nsangou Ngapna, M., Koum, S., Mvondo Ondoa, J.**, 2014a. Analyse morphotectonique par couplage d'un modèle numérique de terrain (MNT) et des données de terrain d'une portion de zone mobile paléoprotérozoïque de la région Lolodorf-Mvengué (Complexe du Nyong, SW Cameroun). *Sciences, Technologies et Développement* **15**, pp9-25.
- Messi Ottou, E.J., NSIFA N.E.**, 2015. Étude Structuro-Péetrographique d'une Portion du Complexe du Ntem : Dans Le Secteur De Lolodorf, Département De L'océan (Sud Cameroun). *Saarbrücken, Allemagne. Editions Universitaires Européennes*, 100 pp.
- Middlemost, E.A.K.**, 1975. The basalt clan. *Earth Science Reviews* **11**, 337-364.
- Milési, J.P., Ledru, P., Feybesse, J.L, Dommange, A., Marcoux, E.**, 1992. Early Proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa. *Precambrian Research* **58**, 305-344.
- Minyem, D. Nédélec, A.**, 1990. Origine et évolution métamorphique des gneiss d'Eséka (SW Cameroun) *15 th Colloquium or African Geology CIFEG, University of Nancy I*.
- Miyashiro, A.**, 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, **274**, 321-355.
- Miyashiro, A., Shido**, 1975. Tholeiitic and calcalkaline series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium and nickel. *American Journal of Science*, **275**, 265-277.
- Molina, J., Montero, P.G., Bea, F.**, 2009. High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkali-hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Central Iberia. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **158**, 69-98.
- Möller, C., Andersson, J., Dyck, B., Antal Lundin, I.**, 2015. Exhumation of an eclogite terrane as a hot migmatitic nappe, Sveconorwegian orogen. *Lithos* **226**, 147-168.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J.**, 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Bulletin Minéralogique* **52**, 535-550.

- Mortaji, A., Ikenne, M., Gasquet, G., Barbey, P., Stussi, J.M.,** 2000. Les granitoïdes paléoprotérozoïques des boutonnières du Bas Drâa et de la Tagragra d' Akka (Anti-atlas occidental, Maroc): un élément du puzzle géodynamique du craton ouest-africain. *Journal of African Earth Sciences* **31**, 523-538.
- Mukopadyay, B., Mihir, K., Bose.,** 1994. Transitional granulite-eclogite facies metamorphism of basic supracrustal rocks in a shear zone complex in the Precambrian shield of south India. *Mineralogical Magazine* **58 (390)**, 97-118.
- Mvondo Ondoa, J.,** 2009. Caractérisation des événements tectoniques dans le domaine sud de la chaîne panafricaine au Cameroun : styles tectoniques et géochronologie des séries de Yaoundé et de Bafia. *Thèse Ph.D Université de Yaoundé I*. 172 p.
- Mvondo, H., Essono, J., Mvondo Ondoa, J., Yene Atangana, J.Q.,** 2007a. Comment on «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 » by Toteu et al. (Journal of African Earth Sciences 44 (2006) 479-493). *Journal of African Earth Sciences* **48**, 49-52.
- Mvondo, H., Owona, S., Mvondo Ondoa, J., Essono, J.,** 2007b. Tectonic evolution of the Yaoundé segment of the Neoproterozoic Central African Orogenic Belt in southern Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences* **44**, 433-444.
- Naba, S., Lompo, M., Debat, P., Bouchez, J.L., Béziat, D.,** 2004. Structure and emplacement model for late-orogenic Paleoproterozoic granitoids: the Tenkodogo-Yamba elongate pluton Eastern Burkina Faso. *Journal of African Earth Sciences* **38**, 41-57.
- Nakamura, N.,** 1974. Détermination des terres rares, Ba, Fe, M, Na et K dans les charnockites carbonées et ordinaires. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **38**, 757-775.
- Ndong Bidzang, F.,** 2017. Etude pétrographique, structurale, géochimique et géochronologique de la chaîne de Ngovayang à Lolodorf-Bipindi (Sud Cameroun). *Thèse de Doctorat /Ph.D. Université de Yaoundé I*, 134p.
- Ndong Bidzang, F., Ntomba, S.M., Ntomb, Y.D., Messi Ottou, E.J., Magnekou Takamte, R.C.,** 2019. Sm-Nd and Rb-Sr Datings, Petrogenesis and Thermometry of the Ngovayang Area (South-West Cameroon): Isotopic Data Insight of Recycling Crust and Convergence Orogen. *Science Research* **7 (2)**, 17-32.
- Ndong Bidzang, F., Messi Ottou, E. J., Ntomba M.S., Akame, J.M., Mvondo Ondoa, J.,** 2015. Apport des linéaments satellitaires pour la recherche des indices aurifères du massif éburnéen de Ngovayang au sud Cameroun (Craton du Congo). *International Journal of Innovation and Applied Studies* **13, (2)**, 368-376.
- Nédélec, A., Chevrel, M.O., Moyen, J.F., Ganne, J., Fabre, S.,** 1992. TTGs in the making: Nature evidence from Inyoni shear zone (Barberton, South Africa). *Lithos* **153**, 25-38.
- Nédélec, A., Minyem, D., Barbey, P.,** 1993. High P-high T anatexis of Archaen tonalitic grey gneisses : the Eseka migmatites (Cameroon). *Precambrian Research*, **62**,191-205.
- Nédélec, A., Nsifa, E.N., Martin, H.,** 1990. Major and trace element geochemistry of the Archaean Ntem plutonic complex (South Cameroon): Petrogenesis and crustal evolution, *Precambrian Research* **47**, 35-50.
- Neves, S.P., Lages, G.A., Brasilino, R.G., Miranda, A.W.A.,** 2015. Paleoproterozoic accretionary and collisional processes and the build-up of the Borborema Province (NE

- Brazil): geochronological and geochemical evidence from the Central Domain. *Journal of South America Earth Science* **58**, 165-187.
- Nga Essomba, T.P.E., Ganno, S., Njiosseu, T.E.L., Ndema M.J., Kamguia, W. B., Soh, T.L., Didero Takodjou W.J., Nzenti, J.P.**, 2020. Geochemical constraints on the origin and tectonic setting of the serpentinitized peridotites from the Paleoproterozoic Nyong series, Eseka area, SW Cameroon. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **39**, 404-422.
- Nga Essomba, T.P.E.**, 2011. Etude tectono-métamorphique des migmatites ferrifères de Minlogo-Lolodorf (Région du Sud-Cameroun). Mémoire de Master, *Université de Yaoundé 1*, 58p.
- Ngako, V.**, 1986. Evolution métamorphique et structurale de la bordure Sud-ouest de la "série de Poli" (segment camerounais de la chaîne panafricaine). Mémoires et documents du *Centre armoricain d'étude structurale des socles*, N° 5.
- Ngako, V., Affaton, P., Njonfang, E.**, 2008. Pan-African tectonics in the northwestern Cameroon : implication for the history of western Gondwana. *Gondwana Research* **14**, 509-522.
- Ngako, V., Affaton, P., Nnangue, J.M., Njanko, Th.**, 2003. Pan-African tectonic evolution in central and southern Cameroon: transpression and transtension-durinosinistral shear movements. *Journal of African Earth Sciences* **36**. 207-214.
- Ngnotué, T., Nzenti, J.P., Barbey, P., Tchoua, F.M.**, 2000. The Ntui-Betamba high-grade gneisses: a Northward extension of the Pan-African Yaounde gneisses in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* **31**, 369-381.
- Njiosseu, T.E.L., Nzenti, J.P., Njanko, T., Kapajika, B., Nedelec, A.**, 2005. New U-Pb zircon ages from Tonga (Cameroon): coexisting Eburnean-Transamazonian (2.1 Ga) and Pan-African (0.6 Ga) imprints. *Comptes Rendus Géosciences* **337(6)**, 551-562.
- Njonfang, E., Ngako, V., Moreau, C., Affaton, P., Diot, H.**, 2008. Restraining bends in high temperature shear zones : The « Central Cameroon Shear Zone » Central Africa. *Journal of African Earth Sciences* **52**, 9-20.
- Nkoué Ndong, G. R.**, 2008. Le cycle du carbone en domaine tropical humide : Exemple du bassin versant forestier du Nyong au Sud Cameroun. *Thèse de Doctorat/Ph.D. Université de Toulouse III – Paul Sabatier Et Université de Yaoundé 1*, 228p.
- Nkoumbou, C., Njopwouo, D., Villiéras, F., Njoya, A., Yonta Ngoune, C., Ngo Ndjock, L., Tchoua, F.M., Yvon, J.**, 2006b. Talc indices from Boumnyebel (central Cameroon), physico-chemical characteristics and geochemistry. *Journal of African Earth Sciences* **45**, 61-73.
- Nkoumbou, C., Yonta Ngouné, C., Villiéras, F., Njopwouo, D., Yvon, J., Ekodeck, G.E., Tchoua, F.M.**, 2006a. Découverte de roches à affinité ophiolitique dans la chaîne panafricaine au Cameroun : les talcschistes de Ngoung, Lamal Pougoué et Bibodi Lamal. *Comptes Rendus Géosciences* **338**, 1167-1175.
- Nsifa, N.E., Tchameni, R., Nédélec, A., Siqueira, R., Pouclet, A., Bascou, J.**, 2013. Structure and petrology of Pan-African nepheline syenites from the South West Cameroon; Implications for their emplacement mode, petrogenesis and geodynamic significance. *Journal of African Earth Sciences* **87**, 44-58.

- Ntomba, S.M.**, 2018. Pétrologie et déformation des roches archéennes de la région de Memve'Ele (bordure nord-ouest du craton du Congo). *Thèse Doctorat/Ph.D. Université de Yaoundé I*, 312p.
- Ntomba, S. M., Bisso, D., Magnekou Takamte, R.C., Ndong Bidzang, F., Messi Ottou, E.J., Mvondo Ondoa, J.**, 2020b. "Early earth" structural data from the Memve'ele area in the northwestern Congo Craton (Ntem complex-southwestern Cameroon). *Data in Brief* **33**, 106516.
- Ntomba, S.M., Bisso, D., Magnekou Takamte, R.C., Ndong Bidzang, F., Messi Ottou, E.J., Mvondo Ondoa, J.**, 2020a. Crustal growth in the Mesoarchean plutonic belt from the Memve'ele area (Ntem Complex-southwestern Cameroon): Evidence of "early earth" transpressional tectonics. *Journal of Structural Geology*, **141**, 104195.
- Ntomba, S.M., Ndong Bidzang, F., Messi Ottou, E.J., Goussi Ngalamo, J.F., Bisso D., Magnekou Takamte, R.C., Mvondo Ondoa, J.**, 2016. Phlogopite compositions as an indicator of both the geodynamic context of granitoids and the metallogeny aspect in Memve'ele Archean area, northwestern Congo craton. *Journal of African Earth Sciences*, **118**, 231-244.
- Nyeck, B.**, 1988. Organisation et aptitudes culturelles des sols de Zoétélé dans la région secondaires. *Thèse de doctorat, Université Paris VII*, 188 p.
- Nzenti, J.P.**, 1998a. L'Adamaoua panafricain (région de Banyo) : une zone clé pour un modèle de la chaîne panafricaine nord-équatoriale au Cameroun. *Thèse Doctorat D'Etat, Université Cheikh Anta Diop -Université de Nancy I*, 176p.
- Nzenti, J.P., Abaga, B., Suh, C.E., Nzolang, C.**, 2011. Petrogenesis of peraluminous magmas from the Akum-Bamenda Massif, Pan-African Fold Belt, Cameroon. *International Geology Review* **53**, 1121-1149.
- Nzenti, J.P., Njiosseu, T.E.L., Nzina, N.A.**, 2007. The metamorphic evolution of the Paleoproterozoic high grade Banyo Gneisses (Adamawa, Cameroon, Central Africa). *Journal of Cameroon Academy of Sciences* **7 (2)**, 95-109.
- Nzenti, J.P., Njanko, T., Njiosseu, T.E.L. Tchoua, F.M.**, 1998d. Les domaines granulitiques de la Chaîne Panafricaine Nord-Equatoriale au Cameroun. *In Géologie et environnement au Cameroun, Vicat et Bilong editors, Collection Geocam I*, 255-264.
- Nzenti, J.P. Tchoua, F.**, 1996. Les roches à scapolites de la chaîne panafricaine au Cameroun : Temoins d'une sédimentation évaporitique d'âge protérozoïque en marge du craton du Congo. *Compte Rendu Académie des Sciences, Paris, série Iia*, 289-295.
- Nzenti, J.P., Barbey, P., Macaudiere, J. Soba, D.**, 1988. Origin and evolution of the late Precambrian high-grade Yaoundé gneisses (Cameroon). *Precambrian Research* **38**, 91-109.
- Olivry, J.C.**, 1986. Fleuves et rivières du Cameroun. *Orstom; MESERES*, 745p. (Monographies hydrologiques ; 9). ISBN0335-6906. ISSN0335-6906
- Otten, M.T.**, 1984. The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and doerite. *Contribution of Mineralogy and Petrology* **86**: 189-199.
- Owona, S., Schulz, B., Minyem, D., Ratschbacher, L., Chako Tchamabe, B., Olinga J. B., Mvondo Ondoa 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

- Owona, S., Ratschbacher, L., Nsangou Ngapna, M., Muhammad Gulzar, A., Mvondo Ondo, J., Ekodeck, G.E.,** 2021. How diverse is the source? Age, provenance, reworking, and overprint of Precambrian meta-sedimentary rocks of West Gondwana, Cameroon, from zircon U-Pb geochronology. *Precambrian Research* **359**, 106220.
- Owona, S., Mvondo Ondo, J., Tichomirowa M., Ekodeck G.E.** 2020. The petrostructural characteristics and 207Pb/206Pb zircon data from the Ngomedzap-Akongo area (Nyong complex, SW-Cameroon). *Journal of Geosciences* **65** (3), 201- 219.
- Owona, S., Mvondo Ondo, J., Ekodeck, G.E.,** 2013b. Evidence of quartz, feldspar and amphibole crystal plastic deformations in the Paleoproterozoic Nyong Complex shear zones under amphibolite to granulite conditions (West Central African Fold Belt, SW Cameroon). *Journal of Geography and Geology* **5** (3): 186-204.
- Owona, S. Mbola Ndzana, S.P., Mvondo Ondo, J., Nsangou Ngapna, M. Nkabsaah, C., Ratschbacher, L., Ekodeck, G.E.,** 2013a. Geological control of geomorphologic units in the Southwest (SW) Cameroon (Central Africa). *Journal of Geology and Mining Research* **4** (7) 152-167.
- Owona, S., Mvondo Ondo, J., Tichomirowa, M., Ratschbacher, L., Tchoua, M.F., Ekodeck, G.E.,** 2012. New 207Pb/206Pb-Zr evaporation, metamorphic 87Rb/86Sr-WR-Bt ages and tectonic imprints in the Archean So'o Group (Ntem Complex/Congo Craton, SW Cameroon). *Global Journal of Geological Science* **10** (1), 99-109.
- Owona, S., Mvondo Ondo, J., Ratschbacher, L., Mbola Ndzana, S.P., Tchoua, M.F., Ekodeck, G.E.,** 2011. The geometry of the Archean, Paleo- and Neoproterozoic tectonics in the Southwest Cameroon. *Comptes Rendus Geosciences* **343**, 312-322.
- Parra-Avila, L.A., Kemp, A.I., Fiorentini, M.L., Belousova, E., Baratoux, L., Block, S., Jessell, M., Bruguier, O., Begg, G.C., Miller, J., Davis, J., McCuaig, T.C.,** 2017. The geochronological evolution of the Paleoproterozoic Baoulé-Mossi domain of the Southern West African Craton. *Precambrian Research* **300**, 1-27.
- Patiño Douce, A. E.,** 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? *Geological Society of London, Special Publications* **168** (1), 55-75.
- Pearce, J.A.,** 2008 Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* **100**, 14-48.
- Pedraza, A., Pérez-Peña, J.V., Galindo-Zaldívar, J., Azañón, J.M., Azor, A.,** 2009. Testing the sensitivity of geomorphic indices in areas of lowrate active folding (eastern Betic Cordillera, Spain). *Geomorphology* **105** (3), 218-231.
- Pedrosa-Soares, A.C., Alkmim, F. F.** 2011. How many rifting events preceded the development of the Araçuaí-West Congo orogen?. *Geonomos* **19**, 244-251.
- Pénaye, J., Toteu, S.F., Tchameni, R., Van Schmus, W.R., Tchakounté, J., Ganwa, A.A., Minyem, D., Nsifa, N.E.,** 2004. The 2.1Ga West Central African Belt in Cameroon: extension and evolution. *Journal of African Earth Sciences* **39**, 159-164.
- Pénaye, J., Toteu, S.F., Michard, A., Van Schmus, W.R., Nzenti, J. P.,** 1993. U-Pb and Sm-Nd preliminary geochronologic data on the Yaoundé serie, Cameroon: reinterpretation of granulitic rock as the suture of the collision in the « Centrafricain » belt. *Compte Rendu Académie des Sciences* **317**, 789-794.

- Pérez-Gutiérrez, R., Solari, L.A., Gómez, T.A., Martens, U.,** 2009. Mesozoic geologic evolution of the Xolapa migmatitic Complex north of Acapulco, southern Mexico, and its tectonic significance. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* **26**, 201-221.
- Pitra, P., Kouamelan, A.N., Balleve, M., Peucat, J.J.,** 2010. Palaeoproterozoic high-pressure granulite overprint of the Archean continental crust: evidence for homogeneous crustal thickening (Man Rise, Ivory Coast). *Journal of Metamorphic Geology* **28**, 41–58.
- Plank, T.,** 2005 Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents; *Journal of Petrology*, **46**, 921-944.
- Plank, T., Langmuir, C.H.,** 1998. The geochemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle; *Chemical Geology* **145**, 325-394.
- Polat, A., Hofmann, A. W., Thorleif, R. M.,** 2002. Boninite-like volcanic rocks in the 3.7-3.8 Ga Isua Greenstone Belt, West Greenland: geochemical evidence for intraoceanic subduction zone processes in the early Earth. *Chemical Geology* **184** (3): 231-254.
- Pouclot, A., Tchameni, R., Mezger, K., Vidal, M., Nsifa, N. E., Shang, C., Pénaye, J.,** 2007. Archean crustal accretion at the northern border of the Congo Craton (South Cameroon). The charnockite-TTG link. *Bulletin de la Société Géologique de France* **178** (5). p331.
- Pouclot, A., Vidal, M., Delor, C., Simeon, Y., Alric, G.,** 1996. Le volcanisme birimien du Nord-Est de la Côte-d'Ivoire : mise en évidence de deux phases volcano-tectoniques distinctes dans l'évolution géodynamique du Paléoproterozoïque. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **167** (4), 529-541.
- Prian, J.P., Simeon, Y., Johan, V., Ledru, P., Piantone, P., Coste, B., Eko N'dong, J.,** 1988. Valorisation géologique de l'inventaire minier de l'Archéen et du Protérozoïque inférieur des feuilles Mitzi, Booué et Mouila, à 1/200 000 Gabon central. *Chronique de la Recherche Minière* **491**, 67-104.
- Racek, M., Štípská, P., Pitra, P., Schulmann, K., Lexa, O.,** 2006. Metamorphic record of burial and exhumation of orogenic lower and middle crust: new tectonothermal model for the Drosendorf window, Bohemian Massif. *Mineralogy and Petrology* **86**, 221-251.
- Ramirez-Herrera, M.T.,** 1998. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. *Earth Surface Processes and Landforms* **23**, 317-332.
- Rapp, R.P., Watson, E.B.,** 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, **36**, 891-993.
- Reed, J.C.,** 1981. Disequilibrium profile of the Potomac River near Washington D.C. – A result of lowered base level or Quaternary tectonics along the Fall line. *Geology* **9**, 445-450.
- Regnault, J.M.,** 1983. Synthèse géologique du Cameroun : carte télé-interprétation des linéaments de la République Unie du Cameroun au Nord du 4^{ème} parallèle, *Direction des Mines et de la Géologie Yaoundé*.
- Rhinane, H., Hilali, A., Benada, A., Hakdaoui, M.,** 2011. Detecting slums from spot data in Casablanca, Morocco. Using an object Based Approach. *Journal of Geographic Information System* **3**, 217-224.

- Rickwood, P.C.**, 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Litho*, **22**, 247-263.
- Ritter, D.F., Kochel, R.C., Miller, R.**, 2002. Process Geomorphology. *McGraw Hill, Boston* 560p.
- Rogers, J.J.W., Santosh, M.**, 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Research* **5**, 5-22.
- Saccani, E.**, 2015. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics. *Geoscience Frontiers* **6** (4), 481-501.
- 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 Man (Ouest de la Côte d'Ivoire. *Thèse de Doctorat unique. Université d'Abidjan*, 18 pl., 15 tab., 94 fig., 211 p.
- Sandiford, M.**, 1989. Secular trends in the thermal evolution of metamorphic terrains. *Earth and Planetary Science Letters* **95**, 85-96.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., Piñeyro, D., McNaughton, N.J.**, 2003. Duration of the Trans-Amazonian Cycle and its correlation within South America based on U-Pb SHRIMP geochronology of the La Plata Craton, Uruguay. *International Geology Review* **45**, 27-48.
- Sawyer, E.W.**, 2000. Grain-scale and outcrop-scale distribution and movement of melt in a crystallising granite. *Earth and Environment Science Transactions of The Royal Society. Edinburgh* **91**, 73-85.
- Sawyer, E.W.**, 1991. Disequilibrium melting and the rate of melt-residuum separation during migmatization of mafic rocks from the Grenville Front, Quebec. *Journal of Petrology* **32**, 701-738.
- Scheurs, J.**, 1985. Prograde metamorphism of metapelites, garnet-biotite geothermometry and prograde changes of biotite chemistry in high grade rocks of West Uusima Southwestern Finland. *Lithos* **18**, 69-82.
- Schmidt, M.W.**, 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **110**, 304-310.
- Schwerdtner, W.M., Stone, D., Osadetz, K., Morgan, J., Stott, G.M.**, 1979. Granitoid complexes and the Archaean tectonic record in the southern part of northwestern Ontario. *Canadian journal of Earth Science* **16**, 1965-1977.
- Seeber, L., Gornitz, V.**, 1983. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. *Tectonophysics*, **92**: 335-367.
- Seidl, M. A., Dietrich, W.E.**, 1992. The problem of channel erosion into bedrock. *Catena*, **23**: 101-124.
- Shang, C.K., Wolfgang, S., Muharrem, S., Funken, C., Mvondo Ondoa, 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. *Bulletin Geosciences*, **79** (4), 205-219.
- Shang, C.K., Satir, M., Siebel, W., Nsifa, N.E., Taubald, H., Liégeois, J.P., Tchoua, F.M.**, 2004a Major and trace element geochemistry, Rb-Sr and Sm-Nd systematics of TTG

- magmatism in the Congo craton: case of the Sangmelima region, Ntem complex, southern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* **40**, 61-79.
- Shang, C.K., Liégeois J.P., Satir M., Frisch, W., Nsifa, N. E.**, 2010. Late Archaen high-K granite geochronology of the northern metacratonic margin of the Archaen Congo craton, Southern Cameroon: evidence for pb-loss due to non metamorphic causes. *Gondwana Research* **18**, 337-355.
- Sharma, G., Champati ray, P.K., Mohanty, S.**, 2018. Morphotectonic analysis and GNSS observations for assessment of relative tectonic activity in Alaknanda basin of Garhwal Himalaya, India. *Geomorphology* **301**, 108-120.
- Shukla, D.P., Dubey, C.S., Ningreichon, A.S. Singh, R.P., Mishra, B.K., Singh, S.K.**, 2014. GIS-based morpho-tectonic studies of Alaknanda river basin: a precursor for hazard zonation. *Nature Hazards* **71**, 1433-1452.
- Siddiqui, S.**, 2014. Appraisal of active deformation using DEM-based morphométric indices analysis in Emilia-Romagna Apennines, Northern Italy. *Geodynamics Research International Bulletin* **1 (3)**, 4th Article-p.XXXIV to XLII.
- Silva, L.C., Armstrong, R., Noce, C.M., Pimentel, M., Pedrosa-Soares, A.C., Leite, C., Vieira, V.S., Paes, V.C.**, 2002. Reavaliação U–Pb SHRIMP em terrenos précambrianos brasileiros. Parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências* **32**, 513-528.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Melo, R.C., Fletcher, I.R.**, 1997. U/Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade complex: the first window beyond the paleoproterozoic overprint of the eastern Jequié Craton, NE Brazil. *II ISGAM-International Symposium on Granites and Associated Mineralisations, SBG, Salvador, Brazil*, 282-283.
- Singh, P.K., Verma, S.K., Moreno, J.A., Singh, V.K., Malviya, V.P., Oliveira, E.P., Arima, M.**, 2019. Geochemistry and Sm–Nd isotope systematics of mafic-ultramafic rocks from the Babina and Mauranipur greenstone belts, Bundelkhand Craton, India: Implications for tectonic setting and Paleoarchean mantle evolution. *Litho*, 330-331.
- Sinha-Roy, S.**, 2002. Hypsométric and landform evolution: a case study in the Banas drainage basin, Rajasthan, with implications for Aravalli uplift. *Journal of Geological society of India*, **60**, 7-26.
- Smith J.V., Brown W.L.** 1988. Feldspar minerals: 1. Crystal structures, physical, chemical and microtextural properties. 2nd Edition. Berlin, Heidelberg and New York (Springer-Verlag), xviii + 828pp., 352 figs. Price D.
- Smith, J.V.**, 1974. Feldspars minerals, 1. Crystal Structure and Physical Properties. *Springer Verlag, New York*, 627p.
- Soesoo**, 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxène composition: empirical coordinates for the crystallization P-T estimation. *Geologysociety of Sweden (Geologiska Föreningen)* **113**, 55-60.
- Soumaïla A., Konaté, M.**, 2005. Caractérisation de la déformation dans la ceinture birimienne (paléoprotérozoïque) de Diagorou-Darbani (Liptako nigérien, Afrique de l'Ouest). *Africa Geoscience Review* **12 (3)**, .161-178.
- Soumaïla, A., Henry, P., Rossy, M.**, 2004. Contexte de mise en place des roches basiques de la ceinture de roches vertes birimienne de Diagorou-Darbani (Liptako, Niger,

- Afrique de l'Ouest) : plateau océanique ou environnement d'arc/bassin arrière-arc océanique. *Comptes Rendus de l'Académie Géosciences* **336** (13), 1211-1218.
- Stendal, H., Toteu, S.F., Frei, R., Pénaye, J., Njel, U.O., Bassahak, J., Nni, J., Kankeu, B., Nkako, V., Hell, J.V.**, 2006. Derivation of detrital rutile in the Yaoundé region from the Neoproterozoic Pan-African belt in Southern Cameroon (Central Africa). *Journal of African Earth Sciences* **44**, 443-458.
- Suchel, J.B.**, 1987. Les climats du Cameroun. Thèse. Doc. D'Etat, *Université de Bordeaux III. France*, 1186 p.
- Sun, S.S., McDonough, W.F.**, 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins. Geological Society of London. Special Publications* **42**, 313-345.
- Syed, A.A., Javed, I.**, 2018. Assessment of Relative Active Tectonics in Parts of Aravalli 1 Mountain Range, India: Implication of Geomorphic Indices, *Remote Sensing and GIS*.
- Szilas, K., Tusch, J., Hoffmann, J.E., Garde, A., Munker, C.**, 2016. Hafnium isotope constraints on the origin of Mesoarchean andesites in southern West Greenland, North Atlantic Craton; In: *Crust–mantle interactions and granitoid diversification: Insights from archaean cratons* (eds) Halla J, Whitehouse M J, Ahmad T and Bagai Z, *Geological Society, London, Special Publications* **449**, 19-38.
- Takam Talla, Makoto, A., Kokonyangi, J., Dunkley, D.J., Nsifa, N.E.**, 2009. Paleoproterozoic charnockite in the Ntem Complex, Congo Craton, Cameroon: insights from SHRIMP zircon U-Pb ages. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* **104**, 1-11.
- Taylor, P.N., Moorbath, S., Leube, A., Hirdes, W.**, 1992. Early proterozoic crustal in the Birrimian of Ghana : constraints from geochronology and isotope geochemistry. *Precambrian Research* **56**, 97-111.
- Taylor, S.R., MC Lennan, S.M.**, 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics* **33**, 241-265.
- Tchakounté, J., Eglinger, A., Toteu, S.F., Zeh, A., Nkoumbou, C., Mvondo Ondo, J., Pénaye, J., de Wit, M., Barbey, P.**, 2017. The Adamawa-Yadé domain, a piece of Archaean crust in the Neoproterozoic Central African Orogenic belt (Bafia area, Cameroon). *Precambrian Research* **299**, 210-229.
- Tchakounté, N.J., Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Pénaye, J., Deloule, E., Mvondo Ondo, J., Houketchang, B.M., Ganwa, A.A., White, W.M.**, 2007: Evidence of ca 1.6 Ga detrital zircon in the Bafia Group (Cameroon). Implication for the chronostratigraphy of the Pan-African Belt of the Congo Craton. *Comptes Rendus Geoscience* **339**, 132-142.
- Tchameni, R.**, 1997. Géochimie et géochronologie des formations de l'Archéen et du Paléoproterozoïque du Sud-Cameroun (groupe du Ntem, craton du Congo). *Thèse de doctorat, Université d'Orléans*, 356 p.
- Tchameni, R., Lerouge, C., Pénaye, 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 Ngoulamakong tonalite, Congo Craton (Southern Cameroon) and retentivity of U-Pb SHRIMP zircon dates. *Journal of African Earth Sciences* **58**, 67-80.

- Tchameni, R., Pouclet, A., Mezger, K., Nsifa, N.E., Vicat, J.P.**, 2004. Monozircon and SmNd whole rock ages from the Ebolowa greenstone belts; evidence for the terranes older than 2.9 Ga in the Ntem complex (Congo Craton, South Cameroon). *Journal of the Cameroon Academy of Sciences* **4** (3), 213-224.
- 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.
- Télange Bouenitela, V.T.**, 2019. Le domaine paléoproterozoïque (éburnéen) de la chaîne du Mayombe (Congo-Brazzaville) : origine et évolution tectono-métamorphique. *Sciences de la Terre. Université Rennes 1*. NNT : 2019REN1B008.
- Thiéblemont, D., Goujou, J.C., Egal, E., Cocherie, A., Delor, C., Lafon, J.M., Fanning, C.M.**, 2004. Archean evolution of the Leo Rise and its Eburnean reworking. *Journal of African Earth Sciences* **39** (3- 5), 97-104.
- Thierry, P., Stieltjes, L., Kouokam, E., Ngueya P. avec la collaboration de Arnal C., Gehl P., Salley M.P.**, 2006. Projet GRINP –composante 1 Réalisation d’une carte de zonage des risques du Mont Cameroun. *Rapport finalRapport BRGM RC-54727-FR*, 80 fig. 99 tabl., 7 ann., **3**. 333 p.
- Thompson, A.B.**, 1976b. Mineral reactions in pelitic rocks. II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *American Journal of Science* **276**, 425-54.
- Thompson, A.B.**, 1976a. Mineral reactions in pelitic rocks. I. Prediction of P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *American Journal of Science* **276**, 401-24.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L, Parry, S.J.**, 1984. An assessment of the relative role of crust and mantle in magma genesis: An elemental approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* **310**, 549-590.
- Tommasini, S., Avanzinelli, R., Conticelli, S.**, 2011. The Th/La and Sm/La conundrum of the Tethyan realm lamproites; *Earth and Planetary Science letters* **301**, 469-478.
- Toteu, S.F., Yongue, F.R., Pénaye, J., Numbem Tchakounté, J., Seme Mounangue, A. C., Van Schmus, W.R., Deloule, E., Stendal, H.**, 2006b. 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** (4-5), 479-493.
- Toteu, S.F., Pénaye, J., Deloule, E., Van Schmus, W.R., Tchameni, R.**, 2006a. Diachronous evolution of volcano-sedimentary basins north of the Congo craton: Insights from U-Pb ion microprobe dating zircons from Poli, Lom and Yaoundé Groups (Cameroon). *Journal of African Earth Sciences* **44** (4-5), 428-442.
- Toteu, S.F., Pénaye, J., Djomani Poudjom, Y.**, 2004. Geodynamic evolution of the Pan-African belt in Central Africa with special reference to Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences* **41**, 73-85.
- Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Pénaye, J., Michard, A.**, 2001. New U-Pb and Sm-Nd data from North-Central Cameroon and its bearing on the pre-pan African history of Central Africa. *Precambrian Research* **108**, 45-73.
- Toteu, S.F., Pénaye, J., Van Schmus, W. R., Michard, A.**, 1994b. Preliminary U/Pb and Sm/Nd geochronologic data on the North-Central Cameroon: contribution of an

- Archaean and Paleoproterozoic crust to the edification of an active domain of the Pan-African orogeny. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*. **319**, 1519-1524.
- Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Pénaye, J. Nyobe, J.B.**, 1994a. U-Pb and Sm-Nd evidence for Eburnian and Pan-African high grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. *Precambrian Research* **67**, 321-347.
- Tricart, J., Cailleux, A.**, 1963. Première partie : Géomorphologie structurale, cicule II type de bordure de massifs anciens avec travaux pratiques. *Documentation Universitaire 5, Place de la Sorbonne. Paris V*.
- Tröger, W.E.**, 1982. Optische Bestimmung Der Gesteinsbildenden Minerale, Teil 2. *Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart*, p. 822.
- Troiani, F., Della Seta, M.**, 2008. The use of the stream length-gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: a case study from Central Italy. *Geomorphology* **102**, 159-168.
- Trompette, R.**, 1994. Geology of western Gondwana (2000-500 Ma), Pan-African–Brasiliano aggregation of South America and Africa. *Balkema, Rotterdam*, 350 p.
- Uchida, E., Endo, S., Makino, M.**, 2007. Relationship between solidification depth of granitic rocks and Iceland. *Nature* **272**, 12-23.
- Vallerie M.**, 1995. La pédologie. In Atlas régional Sud-Cameroun. *ORSTOM éd.*, 10-11.
- Van Schmus, W.R., Oliviera, E.P., da Silva Filho, A.F., Toteu, S.F., Pénaye, J., Guimãraes, I.P.**, 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Belt. *Geological Society* **294**, 69-99.
- Vanderhaeghe, O., Laurent, O., Gardien, V., Moyen, J.-F., Gébélín, A., Chelle-Michou, C., Couzinié, S., Villaros, A., Bellanger, M.**, 2020. Flow of partially molten crust controlling construction, growth and collapse of the Variscan orogenic belt: the geologic record of the French Massif Central. *BSGF-Earth Sciences Bulletin*, **191 (25)**.
- Vicat, J.P.**, 1998. Bilan des connaissances acquises sur les séries de Dja (Cameroun), Nola (Centrafrique) et Sembe-Ouessou (Congo). In : *Vicat J.P. et Bilong P. éd., Géosciences au Cameroun, Collect. GEOCAM, 1/1998, Press Universitaire de Yaoundé*, 369-383.
- Vicat, J.P., Nsifa, N.E., Tchameni, R., Pouclet, A.**, 1998. La ceinture de roches vertes de Lolodorf-Ngomedzap (Sud-Cameroun). Pétrologie, géochimie et cadre géodynamique. In : *Vicat J.P. et Bilong P. éd., Géosciences au Cameroun, Collection GEOCAM, 1/1998, Press Univiversitaire de Yaoundé 1*, 325-337.
- Vidal, M., Delor, C., Pouclet, A., Siméon, Y., Alric, G.**, 1996. Evolution géodynamique de l'Afrique de l'Ouest entre 2.2 et 2.0 Ga: le style "Archéen" des ceintures de roches vertes et des ensembles sédimentaires birimiens du nord-est de la Côte d'Ivoire. *Bulletin de la Société Géologique de France* **167**, 307-319.
- Villier, J.F.**, 1995. La végétation. In Atlas régional Sud-Cameroun. *ORSTOM éd.*, 10-11.
- Weber, F., Gauthier-Lafaye, F., Whitechurch, H., Ulrich, M., et El Albani, A.**, 2016. The 2-Ga Eburnean Orogeny in Gabon and the opening of the Francevillian intracratonic basins: A review. *Comptes Rendus Geoscience* **348**, 572-586.
- Willgoose, Hancock, G.**, 1998. Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in transport-limited catchment. *Earth Surface Processes and Landforms* **23**, 611-623.

- Winchester, J.A., Floyd, P.A.** 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* **20**, 325-343.
- Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B.T., Sheehan, D.**, 2006. Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls. *Geological Society of America Special Papers* **398**, 55-74.
- Wones, D.R.**, 1989. Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks. *American Mineralogists* **74 (7-8)**, 744-749.
- Wones, D.R., Eugster, H.P.**, 1965. Stability of biotite: experiment, theory, and application. *American Mineralogists* **50**, 1228-1272.
- Yonta-Ngouné, C., Nkoumbou, C., Barbey, P., Le Breton, N., Montel, J.M., Villieras, F.**, 2010. Le contexte géologique des talcschistes de Boumnyebel (Cameroun) : implications pour la chaîne panafricaine d'Afrique centrale. *Compte Rendu Geoscience* **342**, 108-115.
- Zhao, G.C., Cawood, P.A., Wilde, S.A., Sun, M.**, 2002. Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth-Science Reviews* **59**, 125-162.
- Zhao, J.H., Zhou, M.F.**, 2007 Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle; *Precambrian Research* **152**, 27-47.
- Zhou, Z.X.**, 1986. The origin of intrusive mass in Fengshandong Hubei Province. *Acta Petrologica Sinica* **29 (1)**, 59-70. (In Chinese with English abstract).

ANNEXES

Annexe I : Données d'analyses chimiques des minéraux des roches de la région de Lolodorf

Tableau 1 : Données d'analyses chimiques des clinopyroxènes dans des gneiss charnockitiques de la région de Lolodorf

Lithologie	Gneiss migmatitique		Gneiss charnockitiques à deux pyroxènes et amphibole																
Echantions	MO 14		MO 49																
Analyse	C1-12	C1-87	C1-1	C1-2	C1-3	C1-4	C1-5	C1-6	C1-7	C1-8	C1-9	C1-10	C1-31	C1-37	C1-39	C1-40	C1-41	C1-42	C1-43
Minéral	Cpx	Opx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
SiO2 (wt%)	48,13	47,75	53,32	53,42	53,52	53,53	53,37	53,63	53,12	52,88	52,46	52,09	52,10	53,21	53,03	52,28	52,75	52,64	52,48
TiO2	0,08	1,72	0,15	0,11	0,15	0,13	0,06	0,11	0,05	0,08	0,15	0,21	0,14	0,07	0,15	0,13	0,04	0,13	0,21
Al2O3	7,30	12,95	1,81	1,80	1,84	1,79	1,88	1,82	2,05	2,19	3,56	2,73	2,71	2,44	2,47	2,61	2,31	2,57	2,40
Cr2O3	0,01	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,05	0,03	0,02	0,00	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	15,73	14,97	9,62	8,93	9,68	9,45	9,73	10,74	10,06	10,19	10,25	9,90	9,42	10,04	10,40	10,20	10,15	9,49	9,40
MnO	0,26	0,10	0,18	0,21	0,21	0,24	0,21	0,22	0,22	0,20	0,23	0,18	0,26	0,17	0,21	0,27	0,19	0,25	0,26
MgO	11,37	10,08	13,02	13,26	13,10	12,83	12,72	13,34	12,82	12,81	11,77	12,61	12,76	12,58	13,07	12,70	12,81	12,96	12,59
CaO	11,71	0,02	21,01	20,56	21,44	21,38	21,49	20,59	21,56	21,31	20,13	21,59	21,38	21,46	20,79	20,59	21,09	21,36	21,91
Na2O	0,32	0,03	0,46	0,48	0,51	0,47	0,51	0,46	0,37	0,46	0,75	0,46	0,45	0,34	0,28	0,36	0,42	0,32	0,31
K2O	0,82	8,27	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Total	95,74	95,89	99,61	98,81	100,44	99,82	99,98	100,98	100,39	100,08	99,33	99,81	99,21	100,36	100,43	99,13	99,76	99,71	99,57
Nombre d'ions calculés sur la base de 6 oxygènes et 4 cations																			
Si (apfu)	1,90	1,86	2,00	2,01	1,99	2,01	2,00	1,99	1,98	1,98	1,98	1,95	1,96	1,99	1,98	1,97	1,98	1,97	1,97
Ti	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
AlIV	0,10	0,09	-0,01	-0,02	0,01	-0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,08	0,04	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
AlVI	0,24	0,51	0,09	0,10	0,08	0,09	0,08	0,07	0,07	0,08	0,14	0,32	0,08	0,10	0,09	0,09	0,08	0,09	0,09
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,52	0,49	0,30	0,28	0,30	0,30	0,30	0,33	0,31	0,32	0,32	0,31	0,30	0,31	0,32	0,32	0,32	0,30	0,30
Mn	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,67	0,59	0,73	0,75	0,73	0,72	0,71	0,74	0,71	0,71	0,66	0,70	0,72	0,70	0,73	0,72	0,72	0,72	0,71
Ca	0,50	0,00	0,84	0,83	0,85	0,86	0,86	0,82	0,86	0,85	0,81	0,87	0,86	0,86	0,83	0,83	0,85	0,86	0,88
Na	0,02	0,00	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,05	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02
K	0,04	0,41	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Pourcentage molaire des composants																			
XMg	0,56	0,55	0,71	0,73	0,71	0,71	0,70	0,69	0,69	0,69	0,67	0,69	0,71	0,69	0,69	0,69	0,69	0,71	0,70
J= 2*Na	0,05	0,00	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,05	0,11	0,07	0,07	0,05	0,04	0,05	0,06	0,05	0,05
Q=	1,68	1,08	1,87	1,86	1,88	1,87	1,88	1,89	1,89	1,89	1,80	1,88	1,87	1,87	1,88	1,87	1,88	1,88	1,88
Ca+Mg+Fe2+	1,73	1,08	1,94	1,93	1,96	1,94	1,95	1,96	1,95	1,94	1,91	1,95	1,94	1,92	1,92	1,92	1,94	1,93	1,93
Nombre final																			
Wo %	29,42	0,09	45,06	44,72	45,41	45,88	45,93	43,31	45,63	45,27	45,22	46,07	46,00	45,87	44,15	44,55	45,04	45,65	46,85
En %	39,75	54,50	38,84	40,12	38,59	38,30	37,83	39,06	37,76	37,84	36,80	37,44	38,18	37,39	38,62	38,22	38,04	38,53	37,46
Fs %	30,83	45,40	16,10	15,16	16,00	15,82	16,24	17,64	16,62	16,89	17,98	16,49	15,82	16,74	17,23	17,23	16,92	15,82	15,68
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Ae %	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Jd %	4,75	68,62	3,83	4,07	4,12	3,84	4,12	4,28	3,70	3,06	6,28	3,69	3,68	2,76	2,41	3,03	3,47	2,61	2,50
Diopside	95,25	31,38	96,17	95,93	95,88	96,16	95,88	95,72	96,30	96,94	93,72	96,31	96,32	97,24	97,59	96,97	96,53	97,39	97,50
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

(Suite)

Tableau 2 : Données d'analyses chimiques des clinopyroxènes dans les métasyénites à clinopyroxènes de la région de Lolodorf

Lithologie Métasyénites à clinopyroxènes

Echantions MO 82

Analyse	C1-11	C1-12	C1-13	C1-14	C1-15	C1-16	C1-17	C1-18	C1-19	C1-30	C1-31
Minéral	Cpx										
SiO ₂	49,91	50,30	50,71	51,03	51,37	50,83	50,88	50,92	51,28	51,49	51,80
TiO ₂	0,17	0,24	0,20	0,14	0,21	0,14	0,10	0,09	0,16	0,35	0,22
Al ₂ O ₃	2,52	2,51	1,71	1,98	2,06	1,70	1,61	1,42	1,28	1,00	1,11
Cr ₂ O ₃	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	17,46	17,42	16,69	17,34	17,45	17,22	16,81	17,08	17,14	15,43	15,90
MnO	0,68	0,70	0,73	0,65	0,75	0,67	0,64	0,72	0,69	0,73	0,66
MgO	6,46	6,59	7,06	6,66	6,71	6,87	7,21	7,30	7,29	7,89	7,51
CaO	19,49	19,70	19,75	19,80	19,93	20,01	20,22	20,34	20,22	20,43	20,37
Na ₂ O	2,27	2,04	1,06	1,96	2,04	1,06	1,03	0,99	1,68	1,02	0,97
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Total	99,00	99,50	97,90	99,58	100,52	98,50	98,48	98,87	99,74	98,33	98,54
Nombre d'ions calculés sur la base de 6 oxygènes et 4 cations											
Si	1,936	1,94	2,00	1,97	1,97	2,00	2,00	1,99	1,98	2,02	2,03
Ti	0,005	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Al ^{IV}	0,06	0,05	-0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	-0,03	-0,04
Al ^{VI}	0,06	0,07	0,09	0,07	0,07	0,08	0,08	0,06	0,04	0,07	0,09
Fe ³⁺	0,173	0,14	0,00	0,10	0,11	0,00	0,00	0,02	0,10	0,00	0,00
Cr ³⁺	0,001	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,393	0,43	0,55	0,46	0,44	0,57	0,55	0,54	0,45	0,51	0,52
Mn	0,022	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	0,374	0,38	0,42	0,38	0,38	0,40	0,42	0,43	0,42	0,46	0,44
Ca	0,810	0,82	0,84	0,82	0,82	0,84	0,85	0,85	0,84	0,86	0,86
Na	0,171	0,15	0,08	0,15	0,15	0,08	0,08	0,08	0,13	0,08	0,07
K	0,000	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Pourcentage molaire des composants											
XMg	0,49	0,47	0,43	0,46	0,46	0,42	0,43	0,44	0,48	0,48	0,46
J= 2*Na	0,34	0,31	0,16	0,29	0,30	0,16	0,16	0,15	0,25	0,15	0,15
Q=	1,58	1,62	1,80	1,66	1,64	1,81	1,82	1,82	1,71	1,82	1,82
Ca+Mg+Fe ²⁺											
J + Q	1,92	1,93	1,97	1,96	1,95	1,97	1,98	1,97	1,96	1,98	1,96
Nombre final											
Wo %	51,37	50,27	46,36	49,36	49,70	46,53	46,69	46,84	48,91	47,01	47,12
En %	23,70	23,39	23,06	23,10	23,28	22,21	23,16	23,37	24,55	25,27	24,18
Fs %	24,94	26,33	30,58	27,54	27,02	31,26	30,15	29,79	26,54	27,72	28,70
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Ae %	17,64	14,02	0,00	10,66	11,79	0,00	0,29	1,77	10,35	0,00	0,00
Jd %	-0,22	1,76	8,82	4,52	3,83	8,73	8,17	6,32	2,74	8,26	7,96
Diopside	82,58	84,22	91,18	84,82	84,38	91,27	91,54	91,91	86,91	91,74	92,04
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

(Suite)

Tableau 3 : Données d'analyses chimiques des clinopyroxènes dans les métamafites de la région de Lolodorf

Lithologie Méta-mafiques à grenat fin et amphibole												
Echantions MO 31										MO 47		
Analyse	C1-40	C2-1	C2-2	C2-3	C2-4	C2-5	C2-8	C2-9	C2-20	C1-44	C2-8	C2-9
Minéral	Cpx											
SiO ₂	52,00	52,01	50,40	52,04	51,65	52,06	51,47	53,50	51,57	52,54	51,72	52,08
TiO ₂	0,00	0,38	0,31	0,26	0,31	0,27	0,34	0,19	0,64	0,21	0,30	0,29
Al ₂ O ₃	25,69	3,16	3,62	3,48	2,99	3,22	3,69	2,07	1,06	2,64	4,89	4,85
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,06	0,03	0,07	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,03	0,01
FeO	0,46	10,37	10,23	9,54	8,90	9,37	10,95	9,22	27,68	6,97	7,70	7,80
MnO	0,00	0,13	0,12	0,06	0,16	0,16	0,15	0,11	0,34	0,09	0,13	0,08
MgO	0,00	12,41	12,62	12,39	12,61	12,47	12,78	13,01	17,79	13,60	12,79	12,60
CaO	11,56	21,26	20,08	21,56	22,47	21,86	19,09	22,01	0,40	22,35	22,16	21,82
Na ₂ O	7,10	0,25	0,19	0,31	0,15	0,24	0,28	0,24	0,00	0,25	0,40	0,39
K ₂ O	0,16	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Total	96,98	99,98	97,64	99,68	99,32	99,65	98,75	100,34	99,50	98,65	100,12	99,91
Nombre d'ions calculés sur la base de 6 oxygènes et 4 cations												
Si	1,91	1,95	1,93	1,95	1,95	1,96	1,95	1,99	1,99	1,98	1,92	1,94
Ti	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Al ^{IV}	0,09	0,04	0,06	0,04	0,05	0,04	0,04	0,00	-0,01	0,02	0,07	0,05
Al ^{VI}	1,02	0,10	0,10	0,11	0,09	0,11	0,13	0,09	0,06	0,10	0,14	0,16
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,01	0,33	0,33	0,30	0,28	0,29	0,35	0,29	0,89	0,22	0,24	0,24
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,69	0,72	0,69	0,71	0,70	0,72	0,72	1,02	0,76	0,71	0,70
Ca	0,45	0,85	0,83	0,87	0,91	0,88	0,78	0,88	0,02	0,90	0,88	0,87
Na	0,50	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	0,03	0,03
K	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Pourcentage molaire des composants												
X _{Mg}	0,00	0,68	0,69	0,70	0,72	0,70	0,68	0,72	0,53	0,78	0,75	0,74
J = 2*Na	1,01	0,04	0,03	0,05	0,02	0,03	0,04	0,03	0,00	0,04	0,06	0,06
Q =	0,47	1,87	1,87	1,86	1,90	1,87	1,85	1,89	1,93	1,88	1,83	1,81
Ca+Mg+Fe ²⁺												
J + Q	1,48	1,91	1,90	1,90	1,92	1,91	1,89	1,92	1,93	1,92	1,88	1,87
Nombre final												
Wo %	97,02	45,59	44,02	46,62	47,84	46,99	42,03	46,52	0,85	47,85	48,21	48,01
En %	0,00	37,04	38,49	37,28	37,36	37,28	39,15	38,27	52,94	40,50	38,71	38,59
Fs %	2,98	17,36	17,49	16,10	14,80	15,73	18,81	15,21	46,21	11,65	13,08	13,40
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Ae %	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Jd %	52,63	2,07	1,69	2,54	1,21	1,94	2,60	1,90	0,00	1,95	3,17	3,10
Diopside	47,37	97,93	98,31	97,46	98,79	98,06	97,40	98,10	100,00	98,05	96,83	96,90
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

(Suite)

Lithologie	Méta-mafiques à grenat fin et rutile						Méta-mafiques à grenat grossier									
	Echantions MO 33						MO 57									
Analyse	C1-14	C1-15	C1-16	C1-17	C1-28	C1-29	C1-20	C1-21	C1-22	C1-40	C1-41	C2-20	C2-21	C2-22	C2-23	
Minéral	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	
SiO ₂	52,48	52,93	52,53	52,73	51,98	52,52	50,79	51,18	50,32	50,25	50,48	52,00	51,76	51,90	52,25	
TiO ₂	0,18	0,08	0,07	0,19	0,28	0,21	0,30	0,36	0,38	0,37	0,38	0,35	0,40	0,24	0,29	
Al ₂ O ₃	2,33	1,73	1,90	1,97	2,69	2,54	8,29	8,30	8,01	6,17	6,69	7,38	7,32	7,91	7,90	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,02	0,03	0,04	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	
FeO	11,03	9,72	9,88	10,24	11,33	11,32	8,79	8,82	8,01	8,55	8,56	5,99	6,07	7,24	7,58	
MnO	0,10	0,08	0,12	0,11	0,12	0,09	0,07	0,06	0,03	0,04	0,09	0,04	0,01	0,00	0,03	
MgO	12,23	13,15	12,75	12,34	11,35	11,66	10,54	10,70	10,67	11,94	11,73	12,33	12,01	10,76	10,52	
CaO	20,94	21,68	21,65	21,72	21,15	21,04	18,61	17,85	19,99	20,83	20,21	20,66	20,64	19,41	18,87	
Na ₂ O	0,40	0,35	0,27	0,36	0,46	0,53	2,09	2,33	1,04	0,61	0,66	1,80	0,97	2,29	2,43	
K ₂ O	0,14	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	
Total	99,82	99,71	99,15	99,69	99,36	99,92	99,51	99,62	98,49	98,81	98,82	100,55	99,18	99,75	99,87	
Nombre d'ions calculés sur la base de 6 oxygènes et 4 cations																
Si	1,98	1,98	1,98	1,99	1,97	1,98	1,88	1,89	1,90	1,89	1,90	1,89	1,92	1,91	1,92	
Ti	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Al ^{IV}	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,11	0,10	0,09	0,10	0,09	0,10	0,07	0,08	0,07	
Al ^{VI}	0,08	0,06	0,07	0,08	0,10	0,10	0,25	0,26	0,26	0,17	0,21	0,22	0,25	0,26	0,27	
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	
Cr ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe ²⁺	0,35	0,30	0,31	0,32	0,36	0,36	0,27	0,27	0,25	0,27	0,27	0,17	0,19	0,22	0,23	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	0,69	0,73	0,72	0,69	0,64	0,66	0,58	0,59	0,60	0,67	0,66	0,67	0,67	0,59	0,58	
Ca	0,84	0,87	0,88	0,88	0,86	0,85	0,74	0,71	0,81	0,84	0,81	0,80	0,82	0,76	0,74	
Na	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,15	0,17	0,08	0,04	0,05	0,13	0,07	0,16	0,17	
K	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	
Pourcentage molaire des composants																
X _{Mg}	0,66	0,71	0,70	0,68	0,64	0,65	0,69	0,69	0,70	0,71	0,71	0,80	0,78	0,73	0,71	
J= 2*Na	0,06	0,05	0,04	0,05	0,07	0,08	0,30	0,33	0,15	0,09	0,10	0,25	0,14	0,33	0,35	
Q=	1,88	1,91	1,91	1,89	1,86	1,86	1,59	1,57	1,66	1,78	1,74	1,64	1,67	1,58	1,55	
Ca+Mg+Fe ²⁺																
J + Q	1,94	1,96	1,95	1,94	1,93	1,94	1,89	1,90	1,81	1,87	1,84	1,90	1,81	1,90	1,90	
Nombre final																
Wo %	44,98	45,59	45,96	46,33	46,20	45,64	46,56	45,14	48,65	47,22	46,77	48,95	49,04	48,49	47,86	
En %	36,53	38,46	37,66	36,62	34,49	35,20	36,69	37,65	36,13	37,66	37,77	40,64	39,70	37,40	37,13	
Fs %	18,49	15,95	16,38	17,05	19,31	19,16	16,75	17,20	15,22	15,13	15,46	10,41	11,26	14,12	15,01	
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	
Ae %	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,74	0,37	0,00	0,00	0,00	1,18	0,00	0,00	0,00	
Jd %	3,36	2,84	2,18	2,92	3,80	4,32	16,15	18,73	8,60	5,03	5,58	12,44	7,84	17,59	18,90	
Diopside	96,64	97,16	97,82	97,08	96,20	95,68	83,11	80,89	91,40	94,97	94,42	86,38	92,16	82,41	81,10	
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	

(Suite)

Tableau 4: Données d'analyses chimiques des amphiboles dans les gneiss charnockitiques et les gneiss migmatitiques de la région de Lolodorf

Lithologie Gneiss migmatitiques											
Echantions MO 14											
Analyse	C1-14	C1-16	C1-17	C1-41	C1-42	C1-43	C1-44	C1-45	C1-46	C1-47	C1-48
Minéral	Am										
SiO ₂ (wt%)	43,07	42,65	42,58	42,17	42,55	42,00	41,72	42,49	42,02	42,03	41,74
TiO ₂	0,87	1,06	0,90	1,79	1,76	1,85	1,80	1,60	1,84	1,59	1,68
Al ₂ O ₃	10,71	11,16	10,86	11,57	11,45	11,63	11,67	11,84	11,37	11,69	11,40
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
FeO	17,13	15,80	16,07	15,14	14,49	15,46	13,18	14,13	14,80	15,32	15,36
MnO	0,19	0,13	0,17	0,14	0,18	0,16	0,12	0,17	0,15	0,13	0,16
MgO	10,30	10,97	10,43	10,81	11,08	11,03	11,35	11,06	11,41	11,26	11,24
CaO	11,08	11,33	11,46	11,24	11,36	11,37	11,34	11,46	11,28	11,27	11,31
Na ₂ O	0,75	0,63	0,66	0,75	0,74	0,73	0,70	0,62	0,63	0,67	0,72
K ₂ O	1,41	1,56	1,47	1,61	1,58	1,58	1,63	1,59	1,58	1,63	1,63
Total	95,51	95,32	94,61	95,25	95,19	95,82	93,51	94,95	95,07	95,60	95,25
Numres d'ions sur la base de 23 atomes d'oxygènes											
Site T											
Si (apfu)	6,50	6,43	6,50	6,37	6,42	6,30	6,39	6,42	6,33	6,30	6,30
Al (iv)	1,50	1,57	1,50	1,63	1,58	1,70	1,61	1,58	1,67	1,70	1,70
Total site T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Site C											
Al (vi)	0,40	0,41	0,45	0,43	0,46	0,36	0,50	0,52	0,35	0,37	0,32
Ti	0,10	0,12	0,10	0,20	0,20	0,21	0,21	0,18	0,21	0,18	0,19
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe (iii)	0,84	0,78	0,61	0,62	0,53	0,75	0,45	0,50	0,78	0,85	0,82
Fe (ii)	1,32	1,21	1,44	1,29	1,30	1,19	1,24	1,28	1,09	1,07	1,12
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	2,32	2,46	2,37	2,43	2,49	2,47	2,59	2,49	2,56	2,52	2,53
Total site C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Site B											
Ca	1,79	1,83	1,87	1,82	1,84	1,83	1,86	1,85	1,82	1,81	1,83
Na	0,21	0,17	0,13	0,18	0,16	0,17	0,14	0,15	0,18	0,19	0,17
Total site B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Site A											
Na	0,01	0,01	0,07	0,04	0,05	0,04	0,07	0,03	0,00	0,00	0,04
K	0,27	0,30	0,29	0,31	0,30	0,30	0,32	0,31	0,30	0,31	0,31
Total site A	0,28	0,31	0,36	0,35	0,36	0,34	0,39	0,34	0,31	0,32	0,35
Total cations	15,28	15,31	15,36	15,35	15,36	15,34	15,39	15,34	15,31	15,32	15,35
Al (total)	1,90	1,98	1,95	2,06	2,04	2,06	2,11	2,11	2,02	2,06	2,03
XMg	0,64	0,67	0,62	0,65	0,66	0,67	0,68	0,66	0,70	0,70	0,69

(Suite)

Lithologie	Gneiss migmatitiques						Gneiss charnockites à 2 Px et Am					
Echantions	MO 14						MO 49					
Analyse	C1-49	C2-11	C2-12	C2-14	C2-15	C2-16	C2-17	C2-18	C2-19	C1-32	C2-3	
Minéral	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	
SiO ₂ (wt%)	42,31	43,56	42,56	42,92	42,54	42,89	42,65	42,97	42,92	43,92	43,55	
TiO ₂	1,51	2,02	1,93	1,86	1,96	1,73	1,98	1,86	1,98	1,38	1,88	
Al ₂ O ₃	11,72	11,78	11,60	11,60	11,62	11,43	11,46	11,40	11,58	11,18	11,30	
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	
FeO	14,85	15,10	16,04	14,36	14,79	15,16	14,81	15,13	15,58	14,18	14,17	
MnO	0,14	0,13	0,21	0,12	0,13	0,11	0,11	0,10	0,14	0,19	0,07	
MgO	10,86	10,85	11,02	11,11	11,27	11,31	11,04	11,14	10,85	12,10	11,54	
CaO	11,44	11,46	11,37	11,59	11,44	11,52	11,31	11,44	11,33	11,71	11,60	
Na ₂ O	0,56	0,67	0,70	0,59	0,73	0,71	0,71	0,77	0,79	0,62	0,55	
K ₂ O	1,63	1,60	1,63	1,62	1,63	1,55	1,63	1,49	1,53	1,41	1,55	
Total	95,03	97,17	97,06	95,76	96,11	96,43	95,69	96,32	96,71	96,69	96,21	
Numres d'ions sur la base de 23 atomes d'oxygènes												
Site T												
Si (apfu)	6,40	6,44	6,31	6,44	6,36	6,39	6,40	6,41	6,39	6,48	6,48	
Al (iv)	1,60	1,56	1,69	1,56	1,64	1,61	1,60	1,59	1,61	1,52	1,52	
Total site T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	
Site C												
Al (vi)	0,48	0,50	0,33	0,49	0,40	0,39	0,43	0,41	0,42	0,42	0,46	
Ti	0,17	0,22	0,22	0,21	0,22	0,19	0,22	0,21	0,22	0,15	0,21	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe(III)	0,59	0,48	0,81	0,45	0,61	0,66	0,56	0,60	0,62	0,66	0,49	
Fe(II)	1,28	1,38	1,18	1,35	1,23	1,23	1,30	1,29	1,32	1,09	1,27	
Mn	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	
Mg	2,45	2,39	2,44	2,48	2,51	2,51	2,47	2,48	2,41	2,66	2,56	
Total site C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	
Site B												
Ca	1,85	1,82	1,81	1,86	1,83	1,84	1,82	1,83	1,81	1,85	1,85	
Na	0,15	0,18	0,19	0,14	0,17	0,16	0,18	0,17	0,19	0,15	0,15	
Total site B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	
Site A												
Na	0,02	0,01	0,01	0,03	0,04	0,04	0,02	0,05	0,03	0,03	0,01	
K	0,31	0,30	0,31	0,31	0,31	0,29	0,31	0,28	0,29	0,27	0,29	
Total site A	0,33	0,31	0,31	0,34	0,35	0,34	0,34	0,33	0,33	0,29	0,30	
Total cations	15,33	15,31	15,31	15,34	15,35	15,34	15,34	15,33	15,33	15,29	15,30	
Al(total)	2,09	2,05	2,03	2,05	2,05	2,00	2,03	2,00	2,03	1,94	1,98	
XMg	0,66	0,63	0,67	0,65	0,67	0,67	0,66	0,66	0,65	0,71	0,67	

Tableau 5: Données d'analyses chimiques des amphiboles dans les métamafites de la région de Lolodorf

Lithologie		Méta-mafiques à grenat fin et amphibole																			
Echantions		MO 31																			
Analyse	C1-1	C1-2	C1-3	C1-4	C1-5	C1-6	C1-7	C1-8	C1-9	C1-10	C1-34	C1-35	C1-36	C1-37	C1-38	C1-39	C2-38	C2-6	C2-39	C2-40	
Minéral	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am
SiO ₂	40,98	41,78	41,57	40,21	41,43	41,45	41,63	41,39	41,29	41,86	41,91	41,82	41,88	41,58	41,00	41,57	41,68	41,18	42,05	41,66	
TiO ₂	2,16	1,95	2,17	2,32	2,09	1,94	1,98	2,12	2,04	1,97	1,90	1,75	1,89	1,76	1,24	1,86	1,20	1,77	1,43	1,40	
Al ₂ O ₃	12,87	13,10	12,94	13,60	12,98	12,98	12,21	12,89	12,90	12,91	13,48	13,00	13,46	13,57	14,38	13,28	12,87	12,41	12,71	12,47	
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,04	0,01	0,00	0,01	0,07	0,00	0,04	0,00	0,01	0,03	0,03	0,03	0,00	
FeO	15,79	17,00	17,16	17,72	16,42	16,91	16,18	17,16	16,74	16,76	15,48	15,41	15,16	14,97	17,34	15,43	16,48	18,71	17,52	14,10	
MnO	0,08	0,06	0,07	0,08	0,10	0,04	0,10	0,09	0,12	0,05	0,08	0,08	0,04	0,05	0,27	0,10	0,07	0,10	0,09	0,08	
MgO	9,16	9,57	9,30	8,64	9,40	9,26	9,37	9,38	9,28	9,30	10,11	10,23	10,42	10,53	9,89	10,04	9,37	8,42	9,54	9,33	
CaO	10,96	11,01	11,01	11,21	11,07	10,98	11,21	10,98	11,16	10,98	11,21	11,31	11,27	11,50	10,01	11,19	11,08	11,18	11,22	11,37	
Na ₂ O	1,03	1,89	2,03	1,09	2,02	1,06	1,59	2,00	1,08	1,10	2,04	1,07	1,96	1,08	0,67	1,87	1,89	2,02	1,87	1,00	
K ₂ O	0,90	0,92	0,90	0,85	0,86	0,80	0,78	0,91	0,87	0,84	0,70	0,71	0,70	0,71	0,54	0,73	0,73	0,77	0,73	0,76	
Total	93,94	97,27	97,15	95,74	96,38	95,43	95,05	96,95	95,50	95,76	96,90	95,46	96,79	95,78	95,34	96,07	95,38	96,60	97,19	92,17	
Numres d'ions sur la base de 23 atomes d'oxygènes																					
Site T																					
Si (apfu)	6,29	6,23	6,23	6,10	6,25	6,25	6,36	6,21	6,24	6,29	6,24	6,27	6,23	6,20	6,03	6,24	6,33	6,26	6,28	6,51	
Al (iv)	1,71	1,77	1,77	1,91	1,75	1,75	1,64	1,79	1,76	1,71	1,76	1,73	1,77	1,80	1,97	1,76	1,67	1,74	1,72	1,49	
Total site T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	
Site C																					
Al (vi)	0,62	0,53	0,52	0,52	0,56	0,56	0,56	0,49	0,54	0,58	0,61	0,57	0,59	0,59	0,53	0,59	0,64	0,49	0,51	0,81	
Ti	0,25	0,22	0,24	0,27	0,24	0,22	0,23	0,24	0,23	0,22	0,21	0,20	0,21	0,20	0,14	0,21	0,14	0,20	0,16	0,16	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe(III)	0,51	0,57	0,47	0,73	0,38	0,74	0,34	0,53	0,65	0,67	0,43	0,68	0,47	0,69	1,72	0,46	0,45	0,44	0,62	0,09	
Fe(II)	1,52	1,55	1,69	1,52	1,70	1,39	1,73	1,63	1,47	1,44	1,49	1,25	1,41	1,17	0,42	1,48	1,65	1,94	1,57	1,75	
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Mg	2,10	2,13	2,08	1,95	2,12	2,08	2,13	2,10	2,09	2,09	2,25	2,29	2,31	2,34	2,17	2,25	2,12	1,91	2,12	2,17	
Total site C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	
Site B																					
Ca	1,80	1,76	1,77	1,82	1,79	1,77	1,84	1,77	1,81	1,77	1,79	1,82	1,80	1,84	1,58	1,80	1,80	1,82	1,80	1,90	
Na	0,20	0,24	0,23	0,18	0,21	0,23	0,17	0,24	0,19	0,23	0,21	0,18	0,21	0,16	0,19	0,20	0,20	0,18	0,20	0,10	
Total site B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,77	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	
Site A																					
Na	0,11	0,30	0,36	0,14	0,38	0,08	0,31	0,35	0,13	0,09	0,38	0,13	0,36	0,15	0,00	0,34	0,36	0,42	0,34	0,21	
K	0,18	0,18	0,17	0,16	0,17	0,15	0,15	0,17	0,17	0,16	0,13	0,14	0,13	0,14	0,10	0,14	0,14	0,15	0,14	0,15	
Total site A	0,29	0,48	0,53	0,31	0,55	0,24	0,46	0,52	0,29	0,25	0,51	0,27	0,49	0,28	0,10	0,48	0,50	0,57	0,47	0,36	
Total cations	15,29	15,48	15,53	15,31	15,55	15,24	15,46	15,52	15,29	15,25	15,51	15,27	15,49	15,28	14,87	15,48	15,50	15,57	15,47	15,36	
Al (total)	2,33	2,30	2,29	2,43	2,31	2,31	2,20	2,28	2,30	2,29	2,37	2,30	2,36	2,39	2,49	2,35	2,31	2,22	2,24	2,30	
XMg	0,58	0,58	0,55	0,56	0,56	0,60	0,55	0,56	0,59	0,59	0,60	0,65	0,62	0,67	0,84	0,60	0,56	0,50	0,57	0,55	

(Suite)

Lithologie	Méta-mafiques à grenat fin et amphibole														
Echantions	MO 47														
Analyse	C1-1	C1-2	C1-3	C1-4	C1-5	C1-6	C1-7	C1-14	C1-15	C1-16	C1-17	C1-18	C1-19	C1-26	C1-27
Minéral	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am
SiO ₂	43,41	44,23	44,40	43,91	43,75	43,69	43,67	44,47	43,72	44,11	43,81	43,41	43,94	44,30	44,36
TiO ₂	1,09	1,08	1,15	1,09	0,99	1,19	1,13	1,05	1,22	1,14	1,15	1,21	1,08	1,13	1,14
Al ₂ O ₃	13,10	13,33	12,33	13,24	13,54	13,55	13,00	12,54	12,94	13,20	12,93	13,33	13,37	12,56	12,48
Cr ₂ O ₃	0,00	0,04	0,04	0,03	0,04	0,09	0,05	0,03	0,02	0,02	0,03	0,05	0,01	0,10	0,06
FeO	13,87	13,04	12,70	12,40	12,97	13,56	13,43	12,39	13,21	13,30	13,23	12,77	13,39	13,13	13,80
MnO	0,09	0,06	0,11	0,05	0,09	0,11	0,10	0,12	0,14	0,06	0,13	0,10	0,11	0,11	0,12
MgO	12,09	11,82	12,36	11,76	11,96	11,69	12,06	12,20	12,15	12,06	12,09	11,83	11,88	12,01	12,20
CaO	11,25	11,26	11,30	11,17	11,26	11,23	11,26	11,25	11,28	11,10	11,27	11,33	11,14	11,33	11,16
Na ₂ O	1,02	1,07	0,97	1,80	1,80	1,00	1,82	0,98	0,98	1,73	0,97	0,92	1,01	1,00	1,78
K ₂ O	0,32	0,29	0,32	0,29	0,31	0,32	0,30	0,30	0,29	0,28	0,31	0,31	0,32	0,33	0,30
Total	96,25	96,22	95,68	95,73	96,72	96,41	96,81	95,31	95,96	97,00	95,93	95,24	96,25	96,00	97,39
Numres d'ions sur la base de 23 atomes d'oxygènes															
Site T															
Si (apfu)	6,31	6,43	6,49	6,46	6,37	6,35	6,37	6,52	6,37	6,39	6,39	6,38	6,38	6,47	6,42
Al (iv)	1,69	1,57	1,51	1,54	1,63	1,65	1,63	1,48	1,63	1,61	1,61	1,62	1,62	1,53	1,58
Total site T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Site C															
Al (vi)	0,56	0,72	0,61	0,76	0,70	0,67	0,60	0,68	0,60	0,65	0,61	0,69	0,67	0,63	0,55
Ti	0,12	0,12	0,13	0,12	0,11	0,13	0,12	0,12	0,13	0,12	0,13	0,13	0,12	0,12	0,12
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Fe(III)	1,03	0,74	0,77	0,44	0,63	0,88	0,69	0,70	0,90	0,72	0,89	0,77	0,90	0,75	0,76
Fe(II)	0,65	0,85	0,78	1,09	0,95	0,77	0,94	0,82	0,71	0,89	0,73	0,80	0,72	0,85	0,91
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	2,62	2,56	2,69	2,58	2,60	2,53	2,62	2,66	2,64	2,61	2,63	2,59	2,57	2,62	2,63
Total site C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Site B															
Ca	1,75	1,75	1,77	1,76	1,76	1,75	1,76	1,77	1,76	1,72	1,76	1,78	1,73	1,77	1,73
Na	0,25	0,25	0,23	0,24	0,24	0,25	0,24	0,23	0,24	0,28	0,24	0,22	0,27	0,23	0,27
Total site B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Site A															
Na	0,04	0,06	0,04	0,28	0,26	0,03	0,27	0,05	0,04	0,21	0,04	0,05	0,02	0,05	0,23
K	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05
Total site A	0,10	0,11	0,11	0,33	0,32	0,09	0,33	0,10	0,09	0,26	0,09	0,10	0,08	0,11	0,28
Total cations	15,10	15,11	15,11	15,33	15,32	15,09	15,33	15,10	15,09	15,26	15,09	15,10	15,08	15,11	15,28
Al (total)	2,25	2,29	2,12	2,30	2,33	2,32	2,23	2,17	2,22	2,25	2,22	2,31	2,29	2,16	2,13
XMg	0,80	0,75	0,77	0,70	0,73	0,77	0,74	0,76	0,79	0,75	0,78	0,76	0,78	0,75	0,74

(Suite)

Lithologie	Méta-mafiques à grenat fin et rutile						Méta-mafiques à grenat grossier												
	MO 33						MO 57												
Echantions	C1-31	C1-32	C1-37	C1-38	C1-39	C1-40	C1-17	C1-18	C1-19	C1-36	C1-37	C1-38	C3-17	C3-19	C3-20	C3-42	C3-43	C3-44	
Analyse	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	
SiO ₂	41,33	41,21	41,57	42,09	42,38	41,87	43,69	43,79	43,17	44,01	42,93	43,59	47,70	44,05	43,20	42,34	42,27	42,49	
TiO ₂	2,15	2,17	1,96	1,62	1,65	1,89	1,48	1,44	1,36	1,29	1,36	1,23	0,24	1,96	2,00	1,34	1,37	1,42	
Al ₂ O ₃	12,11	12,01	12,49	12,33	12,30	12,03	12,55	12,27	12,53	12,50	12,63	12,41	9,18	11,71	12,02	14,31	14,57	14,14	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,02	0,00	0,02	0,03	0,04	0,02	0,05	0,05	0,16	0,11	0,16	
FeO	16,45	16,90	16,72	15,77	16,79	16,72	13,26	13,34	13,40	14,47	13,93	13,25	14,46	13,83	14,34	13,79	13,83	13,31	
MnO	0,50	0,53	0,49	0,55	0,55	0,49	0,07	0,09	0,04	0,08	0,05	0,09	0,05	0,00	0,00	0,01	0,10	0,05	
MgO	12,02	12,02	12,66	13,08	12,22	10,28	11,99	12,06	12,03	11,16	11,53	12,64	12,07	11,58	11,22	10,93	10,66	11,01	
CaO	11,16	11,45	11,42	11,41	11,27	11,53	11,15	10,98	11,11	11,06	11,28	10,71	11,72	11,41	11,32	11,31	11,37	11,36	
Na ₂ O	1,21	1,20	0,90	1,11	1,41	1,66	2,25	2,45	2,26	2,44	2,33	2,04	0,80	1,23	2,37	2,75	2,53	2,66	
K ₂ O	0,75	0,71	0,64	0,79	0,81	0,80	0,34	0,38	0,36	0,37	0,44	0,33	0,38	0,34	0,36	0,40	0,45	0,38	
Total	96,42	95,87	96,73	95,75	96,87	96,01	96,86	96,83	96,26	97,40	96,51	96,34	96,61	96,17	96,89	97,34	97,25	96,96	
Numres d'ions sur la base de 23 atomes d'oxygènes																			
Site T																			
Si (apfu)	6,02	5,99	5,94	6,01	6,06	6,24	6,41	6,43	6,37	6,46	6,36	6,36	6,98	6,49	6,41	6,24	6,24	6,28	
Al (iv)	1,98	2,01	2,06	1,99	1,94	1,76	1,59	1,57	1,63	1,54	1,64	1,64	1,02	1,51	1,59	1,76	1,76	1,72	
Total site T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	
Site C																			
Al (vi)	0,09	0,04	0,04	0,09	0,14	0,36	0,57	0,55	0,55	0,63	0,56	0,49	0,56	0,53	0,51	0,73	0,77	0,75	
Ti	0,24	0,24	0,21	0,17	0,18	0,21	0,16	0,16	0,15	0,14	0,15	0,14	0,03	0,22	0,22	0,15	0,15	0,16	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	
Fe(III)	1,46	1,46	1,74	1,60	1,45	0,66	0,48	0,48	0,56	0,38	0,44	0,90	0,43	0,52	0,28	0,28	0,27	0,21	
Fe(II)	0,54	0,59	0,25	0,28	0,56	1,42	1,15	1,16	1,09	1,40	1,29	0,72	1,34	1,19	1,50	1,42	1,43	1,44	
Mn	0,06	0,07	0,06	0,07	0,07	0,06	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	
Mg	2,61	2,60	2,70	2,79	2,61	2,29	2,62	2,64	2,65	2,44	2,55	2,75	2,63	2,55	2,48	2,40	2,35	2,43	
Total site C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	
Site B																			
Ca	1,74	1,78	1,75	1,75	1,73	1,84	1,75	1,73	1,76	1,74	1,79	1,67	1,84	1,80	1,80	1,79	1,80	1,80	
Na	0,26	0,22	0,25	0,25	0,27	0,16	0,25	0,27	0,24	0,26	0,21	0,33	0,16	0,20	0,20	0,21	0,20	0,20	
Total site B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	
Site A																			
Na	0,08	0,12	0,00	0,05	0,12	0,32	0,39	0,42	0,40	0,43	0,46	0,25	0,06	0,15	0,48	0,57	0,52	0,56	
K	0,14	0,13	0,12	0,14	0,15	0,15	0,06	0,07	0,07	0,07	0,08	0,06	0,07	0,06	0,07	0,08	0,08	0,07	
Total site A	0,22	0,25	0,12	0,20	0,27	0,47	0,45	0,49	0,47	0,50	0,54	0,31	0,13	0,22	0,55	0,65	0,61	0,63	
Total cations	15,22	15,25	15,11	15,20	15,27	15,47	15,45	15,49	15,47	15,50	15,54	15,31	15,13	15,22	15,55	15,65	15,61	15,63	
Al (total)	2,08	2,06	2,10	2,08	2,07	2,11	2,17	2,12	2,18	2,16	2,20	2,13	1,58	2,03	2,10	2,49	2,53	2,46	
XMg	0,83	0,82	0,91	0,91	0,82	0,62	0,70	0,69	0,71	0,64	0,66	0,79	0,66	0,68	0,62	0,63	0,62	0,63	

Tableau 6: Composition chimique des plagioclases des gneiss migmatitiques et des gneiss charnockitiques de la région de Lolodorf

Lithologie		Gneiss migmatitiques															
Echantions		MO 14															
Analyse	C1-1	C1-2	C1-21	C1-22	C1-23	C1-24	C1-25	C1-26	C1-27	C1-28	C1-29	C1-37	C1-56	C1-58	C1-59	C1-60	C2-1
Minéral	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO ₂	61,95	61,09	60,43	61,93	60,86	62,17	61,07	62,68	61,36	62,30	60,25	60,12	61,43	62,18	62,21	62,23	61,30
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Al ₂ O ₃	24,99	24,98	26,08	25,02	25,54	24,82	24,85	24,20	25,38	24,48	25,70	26,03	24,93	24,95	24,93	25,30	25,37
Cr ₂ O ₃	0,00	0,03	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,01	0,01	0,02	0,00
FeO	0,13	0,09	0,08	0,22	0,13	0,26	0,55	0,19	0,21	0,12	0,14	0,17	0,32	0,14	0,16	0,22	0,04
MnO	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
MgO	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,05
CaO	6,11	6,02	7,04	5,89	6,54	5,75	6,07	4,96	6,22	5,69	6,79	7,01	5,65	5,71	5,35	6,06	6,04
Na ₂ O	7,83	7,96	7,39	7,99	7,72	8,24	7,87	8,47	7,97	8,31	7,47	7,40	8,26	8,04	8,17	7,95	7,77
K ₂ O	0,08	0,15	0,07	0,07	0,08	0,08	0,11	0,09	0,06	0,06	0,08	0,08	0,12	0,07	0,08	0,07	0,15
Total	101,13	100,35	101,12	101,13	100,89	101,36	100,57	100,62	101,20	100,98	100,51	100,80	100,76	101,12	100,91	101,86	100,79
Formule structurale sur la base de 8 oxygènes																	
Si	2,73	2,71	2,67	2,73	2,69	2,73	2,71	2,77	2,70	2,74	2,68	2,66	2,71	2,74	2,74	2,72	2,71
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,30	1,31	1,36	1,30	1,33	1,28	1,30	1,26	1,32	1,27	1,35	1,36	1,30	1,30	1,30	1,30	1,32
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,29	0,29	0,33	0,28	0,31	0,27	0,29	0,23	0,29	0,27	0,32	0,33	0,27	0,27	0,25	0,28	0,29
Na	0,67	0,68	0,63	0,68	0,66	0,70	0,68	0,73	0,68	0,71	0,64	0,64	0,71	0,69	0,70	0,67	0,67
K	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Composition molaire																	
% Ab	69,53	69,88	65,23	70,76	67,80	71,87	69,66	75,18	69,64	72,32	66,27	65,38	72,10	71,51	73,09	70,07	69,34
% An	30,01	29,23	34,35	28,84	31,76	27,69	29,69	24,31	30,03	27,34	33,26	34,19	27,24	28,10	26,41	29,52	29,78
% Or	0,47	0,88	0,42	0,40	0,44	0,44	0,65	0,51	0,33	0,34	0,47	0,44	0,66	0,40	0,49	0,41	0,88
Si+Al	4,03	4,02	4,03	4,03	4,02	4,01	4,01	4,03	4,02	4,01	4,02	4,02	4,01	4,03	4,04	4,03	4,03
Ca+Na+K	0,96	0,98	0,97	0,96	0,98	0,98	0,97	0,96	0,98	0,98	0,97	0,97	0,98	0,96	0,96	0,96	0,96

(Suite)

Lithologie	Gneiss migmatitiques										Gneiss charnockites à amphibole et grenat						
Echantions	MO 14										MO 18						
Analyse	C2-2	C2-3	C2-4	C2-5	C2-6	C2-7	C2-8	C2-9	C2-10	C2-31	C2-32	C2-19	C2-20	C2-21	C2-22	C2-24	C2-25
Minéral	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI
SiO ₂	61,38	61,51	61,40	61,27	62,49	61,75	62,20	61,68	61,49	61,50	62,02	65,33	65,93	64,77	64,75	64,39	64,66
TiO ₂	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00	0,01	0,07	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,08	0,00	0,04
Al ₂ O ₃	24,85	25,28	25,30	24,99	24,64	24,94	24,32	25,01	24,25	24,99	24,95	19,51	19,65	19,38	19,36	19,45	19,17
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00
FeO	0,03	0,11	0,13	0,16	0,05	0,14	0,11	0,10	0,29	0,08	0,12	0,01	0,09	0,01	0,07	0,09	0,08
MnO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
MgO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03
CaO	6,20	6,30	6,21	6,78	5,51	5,75	5,46	6,05	7,97	6,12	5,56	0,08	0,39	0,11	0,07	0,10	0,09
Na ₂ O	7,69	7,63	7,55	7,45	8,08	8,20	8,15	7,81	5,79	7,99	8,29	2,50	4,58	2,26	1,89	2,01	0,93
K ₂ O	0,16	0,11	0,17	0,15	0,08	0,19	0,12	0,12	1,35	0,08	0,09	13,07	10,05	13,48	13,88	13,62	13,94
Total	100,32	100,99	100,76	100,83	100,86	101,06	100,44	100,78	101,18	100,84	101,03	100,54	100,73	100,03	100,11	99,71	98,94
Formule structurale sur la base de 8 oxygènes																	
Si	2,73	2,72	2,72	2,72	2,76	2,72	2,76	2,73	2,75	2,72	2,73	2,97	2,96	2,96	2,97	2,96	3,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,30	1,32	1,32	1,31	1,28	1,29	1,27	1,30	1,28	1,30	1,29	1,05	1,04	1,04	1,05	1,05	1,06
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,30	0,30	0,29	0,32	0,26	0,27	0,26	0,29	0,38	0,29	0,26	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,66	0,65	0,65	0,64	0,69	0,70	0,70	0,67	0,50	0,68	0,71	0,22	0,40	0,20	0,17	0,18	0,08
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,08	0,00	0,00	0,76	0,58	0,79	0,81	0,80	0,83
Total	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Composition molaire																	
% Ab	68,52	68,23	68,02	65,98	72,29	71,27	72,47	69,55	52,26	69,94	72,58	22,42	40,17	20,23	17,11	18,19	9,11
% An	30,54	31,12	30,95	33,16	27,22	27,64	26,81	29,75	39,72	29,63	26,91	0,41	1,88	0,52	0,36	0,49	0,50
% Or	0,94	0,65	1,03	0,86	0,49	1,09	0,72	0,70	8,02	0,44	0,51	77,16	57,95	79,25	82,52	81,31	90,39
Si+Al	4,03	4,04	4,04	4,02	4,04	4,01	4,03	4,03	4,03	4,02	4,02	4,02	4,00	4,01	4,01	4,01	4,07
Ca+Na+K	0,97	0,96	0,95	0,97	0,96	0,98	0,97	0,96	0,96	0,98	0,97	0,98	0,99	0,99	0,98	0,98	0,92

(Suite)

Lithologie Gneiss charnockitiques à deux pyroxènes et amphibole												
Echantions MO 49												
Analyse	C2-13	C2-14	C2-15	C2-16	C2-17	C2-18	C2-19	C2-20	C2-23	C2-24	C2-25	C2-26
Minéral	PI											
SiO ₂	62,81	62,66	62,83	62,94	62,26	62,66	59,42	62,74	62,13	62,24	62,41	63,60
TiO ₂	0,01	0,00	0,09	0,00	0,06	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	25,26	25,65	25,36	25,19	25,26	25,87	27,14	25,19	24,39	25,48	25,28	24,97
Cr ₂ O ₃	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00
FeO	0,02	0,11	0,07	0,16	0,21	0,31	0,29	0,12	0,17	0,13	0,15	0,12
MnO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,02	0,00	0,05	0,03	0,00	0,00
MgO	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01
CaO	6,08	6,28	5,66	5,87	6,09	6,72	8,05	6,02	5,42	5,93	6,06	5,55
Na ₂ O	7,94	7,72	7,33	8,14	8,11	7,76	6,77	8,09	6,72	8,16	8,01	8,28
K ₂ O	0,12	0,12	1,48	0,11	0,07	0,07	0,07	0,13	2,54	0,10	0,12	0,12
Total	102,26	102,58	102,83	102,44	102,05	103,47	101,77	102,35	101,46	102,07	102,04	102,65
Formule structurale sur la base de 8 oxygènes												
Si	2,74	2,73	2,73	2,74	2,72	2,70	2,62	2,73	2,74	2,71	2,72	2,76
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,30	1,32	1,30	1,29	1,30	1,32	1,41	1,29	1,27	1,31	1,30	1,28
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,28	0,29	0,26	0,27	0,28	0,31	0,38	0,28	0,26	0,28	0,28	0,26
Na	0,67	0,65	0,62	0,69	0,69	0,65	0,58	0,68	0,58	0,69	0,68	0,70
K	0,01	0,01	0,08	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,14	0,01	0,01	0,01
Total	5,00											
Composition molaire												
% Ab	69,80	68,49	64,11	71,05	70,40	67,37	60,12	70,34	59,00	70,94	70,01	72,47
% An	29,53	30,81	27,36	28,31	29,23	32,22	39,49	28,92	26,30	28,49	29,27	26,84
% Or	0,66	0,69	8,54	0,64	0,37	0,42	0,39	0,74	14,70	0,57	0,71	0,69
Si+Al	4,04	4,04	4,03	4,03	4,02	4,02	4,03	4,02	4,01	4,02	4,03	4,03
Ca+Na+K	0,96	0,95	0,96	0,97	0,97	0,96	0,96	0,97	0,97	0,97	0,97	0,96

Tableau 7 : Composition chimique des feldspaths des métasyénites à clinopyroxène de la région de Lolodorf

Lithologie Métasyénites à clinopyroxènes														
Echantions MO 82														
Analyse	C1-37	C1-38	C1-39	C1-40	C2-10	C2-11	C2-12	C2-13	C2-26	C2-27	C2-28	C2-34	C2-35	C2-36
Minéral	K-Fels													
SiO ₂	64,14	64,07	63,75	70,90	63,58	63,80	63,50	64,18	64,13	63,32	63,96	63,74	64,36	63,93
TiO ₂	0,07	0,06	0,12	0,13	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,00	0,04	0,11	0,04
Al ₂ O ₃	18,77	18,77	18,92	20,09	19,12	19,10	18,74	18,94	19,01	18,99	18,85	18,66	18,84	18,94
Cr ₂ O ₃	0,02	0,04	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
FeO	0,17	0,06	0,25	0,08	0,26	0,22	0,20	0,23	0,20	0,31	0,42	0,25	0,19	0,19
MnO	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,04
MgO	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02
CaO	0,01	0,01	0,01	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,22	0,24	0,21	11,37	0,29	0,35	0,31	0,26	0,24	0,24	0,22	0,26	0,29	0,28
K ₂ O	16,05	16,02	16,11	0,08	15,77	15,73	15,76	15,61	16,10	16,03	16,10	16,05	15,99	16,00
Total	99,47	99,28	99,38	102,83	99,09	99,27	98,54	99,32	99,78	98,95	99,56	99,07	99,79	99,42
Formule structurale sur la base de 8 oxygènes														
Si	2,99	2,99	2,97	3,03	2,97	2,97	2,98	2,99	2,97	2,96	2,97	2,98	2,99	2,98
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,03	1,03	1,04	1,01	1,05	1,05	1,04	1,04	1,04	1,05	1,03	1,03	1,03	1,04
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,02	0,02	0,94	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
K	0,95	0,95	0,96	0,00	0,94	0,94	0,94	0,93	0,95	0,96	0,96	0,96	0,95	0,95
Total	5,00													
Composition molaire														
% Ab	2,03	2,21	1,95	98,79	2,70	3,23	2,87	2,48	2,18	2,23	2,06	2,37	2,68	2,59
% An	0,07	0,05	0,05	0,75	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
% Or	97,90	97,75	98,00	0,45	97,30	96,77	97,13	97,52	97,70	97,77	97,94	97,63	97,32	97,41
Si+Al	4,02	4,02	4,01	4,04	4,02	4,02	4,02	4,03	4,01	4,01	4,01	4,01	4,02	4,01
Ca+Na+K	0,97	0,97	0,98	0,95	0,97	0,97	0,97	0,95	0,98	0,98	0,98	0,98	0,97	0,97

Tableau 8 : Composition chimique des plagioclases des métamafites de la région de Lolodorf**Lithologie** Méta-mafiques à grenat fin et amphibole

Echantions	MO 31					MO 47									
Analyse	C1-24	C1-25	C1-26	C2-21	C2-32	C1-8	C1-24	C1-29	C1-30	C1-31	C1-32	C1-50	C1-51	C1-52	C2-2
Minéral	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO ₂	58,32	56,51	57,97	57,57	57,48	40,28	47,12	45,53	47,90	40,68	40,34	40,59	41,37	47,44	47,48
TiO ₂	0,03	0,03	0,30	0,00	0,00	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	27,28	28,41	27,89	28,08	27,72	22,43	10,61	28,41	26,04	29,55	28,11	28,73	29,54	26,43	28,43
Cr ₂ O ₃	0,00	0,03	0,03	0,03	0,00	0,02	0,04	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	0,05	0,01
FeO	0,18	0,27	0,45	0,35	0,53	21,36	11,50	4,64	4,28	5,29	6,94	5,99	4,58	4,54	10,37
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,83	0,10	0,01	0,09	0,09	0,10	0,09	0,08	0,07	0,69
MgO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	6,49	13,68	0,03	0,02	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	2,20
CaO	8,72	9,72	8,94	9,25	9,17	9,80	11,23	18,57	16,14	22,88	23,11	22,86	22,30	17,16	10,04
Na ₂ O	6,46	5,60	6,45	6,27	6,19	0,00	0,77	1,85	2,99	0,26	0,16	0,16	0,46	2,48	2,35
K ₂ O	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,01	0,23	0,02	0,03	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,10
Total	101,03	100,59	102,05	101,59	101,14	101,22	96,25	99,06	97,50	98,79	98,85	98,42	98,35	98,17	101,68
Formule structurale sur la base de 8 oxygènes															
Si	2,59	2,53	2,55	2,55	2,55	1,91	2,26	2,14	2,27	1,94	1,93	1,94	1,97	2,24	2,18
Ti	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,43	1,50	1,45	1,46	1,45	1,25	0,60	1,57	1,46	1,66	1,58	1,62	1,66	1,47	1,54
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,85	0,46	0,18	0,17	0,21	0,28	0,24	0,18	0,18	0,40
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,46	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15
Ca	0,41	0,47	0,42	0,44	0,44	0,50	0,58	0,93	0,82	1,17	1,18	1,17	1,14	0,87	0,49
Na	0,56	0,49	0,55	0,54	0,53	0,00	0,07	0,17	0,27	0,02	0,01	0,02	0,04	0,23	0,21
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Composition molaire															
% Ab	57,14	50,95	56,50	54,99	54,86	0,00	10,83	15,24	25,05	2,04	1,23	1,28	3,60	20,72	29,52
% An	42,62	48,87	43,27	44,83	44,91	99,90	87,04	84,65	74,79	97,92	98,68	98,71	96,33	79,27	69,63
% Or	0,23	0,18	0,23	0,17	0,23	0,10	2,13	0,11	0,15	0,04	0,09	0,01	0,07	0,01	0,85
Si+Al	4,02	4,03	4,00	4,01	4,01	3,16	2,86	3,71	3,73	3,59	3,51	3,57	3,63	3,72	3,72
Ca+Na+K	0,97	0,95	0,97	0,98	0,97	0,50	0,66	1,10	1,10	1,19	1,20	1,19	1,18	1,10	0,71

(Suite)

Lithologie Méta-mafiques à grenat fin et rutile

Echantions MO 33																
Analyse	C2-23	C2-29	C2-30	C2-31	C2-32	C2-33	C2-34	C2-35	C2-36	C2-37	C2-38	C2-39	C2-40	C2-41	C2-42	C2-43
Minéral	Pl	K-Fels														
SiO ₂	62,94	62,14	62,01	63,07	62,96	63,02	62,63	62,43	64,17	64,77	65,01	63,91	64,47	64,61	65,00	65,29
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,04	0,04	0,00	0,10	0,00	0,07	0,07	0,01
Al ₂ O ₃	24,50	24,72	24,99	25,03	24,87	24,65	24,63	24,81	18,87	19,01	19,01	18,82	18,98	18,94	19,20	18,87
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,07	0,08	0,15	0,09	0,00	0,14	0,17	0,07	0,08	0,12	0,04	0,01	0,00	0,02	0,06	0,00
MnO	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,03
MgO	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00
CaO	5,53	5,67	5,61	5,55	5,76	5,64	5,74	5,66	0,01	0,01	0,01	0,03	0,04	0,04	0,02	0,03
Na ₂ O	8,29	8,19	8,13	8,10	8,13	8,26	7,87	7,93	0,35	0,36	0,32	0,30	0,40	0,39	0,38	0,40
K ₂ O	0,19	0,17	0,16	0,16	0,16	0,13	0,17	0,18	15,72	15,84	15,79	15,85	15,74	15,78	15,81	15,78
Total	101,55	100,99	101,06	102,03	101,89	101,87	101,26	101,13	99,26	100,16	100,18	99,02	99,63	99,87	100,59	100,42
Formule structurale sur la base de 8 oxygènes																
Si	2,76	2,74	2,73	2,75	2,75	2,75	2,76	2,75	2,99	2,99	3,00	2,99	2,99	2,99	2,99	3,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,26	1,28	1,30	1,29	1,28	1,27	1,28	1,29	1,04	1,04	1,04	1,04	1,04	1,03	1,04	1,03
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,26	0,27	0,26	0,26	0,27	0,26	0,27	0,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,70	0,70	0,69	0,69	0,69	0,70	0,67	0,68	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,93	0,93	0,93	0,94	0,93	0,93	0,93	0,93
Total	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Composition molaire																
% Ab	72,30	71,63	71,72	71,84	71,20	72,08	70,55	70,94	3,31	3,36	2,96	2,83	3,69	3,58	3,48	3,73
% An	26,63	27,42	27,36	27,21	27,89	27,17	28,43	27,98	0,05	0,03	0,05	0,13	0,18	0,18	0,11	0,16
% Or	1,08	0,95	0,92	0,95	0,91	0,76	1,01	1,08	96,64	96,61	96,99	97,04	96,13	96,24	96,41	96,11
Si+Al	4,02	4,02	4,03	4,04	4,03	4,02	4,04	4,04	4,03	4,03	4,04	4,02	4,03	4,03	4,03	4,03
Ca+Na+K	0,97	0,98	0,97	0,95	0,97	0,97	0,95	0,96	0,97	0,97	0,96	0,97	0,97	0,97	0,96	0,97

(Suite)

Lithologie Méta-mafiques à grenat grossier**Echantions MO 57**

Analyse	C2-36	C2-37	C3-23	C3-24	C3-25	C3-36	C3-37	C1-28	C1-39	C3-22	C3-26	C3-27	C3-41	C3-45
Minéral	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl							
SiO ₂	63,15	62,95	62,22	61,40	61,05	61,75	60,80	44,74	42,58	45,96	40,88	39,37	48,78	48,28
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	1,49	0,03	0,03	0,10	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	24,43	24,56	25,13	25,38	25,45	25,75	26,00	27,79	13,19	23,63	25,01	26,20	26,58	27,30
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,04	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
FeO	0,18	0,15	0,21	0,20	0,08	0,20	0,18	6,57	14,14	9,81	9,14	9,09	6,31	5,03
MnO	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02	0,05	0,01	0,01	0,04	0,02	0,04
MgO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	11,24	0,01	0,07	0,14	0,00	0,03
CaO	5,26	5,46	6,09	6,33	6,40	6,49	6,82	20,12	11,01	18,31	21,86	23,31	17,05	17,93
Na ₂ O	8,59	8,49	8,05	7,96	7,86	7,49	7,53	0,90	2,61	2,15	0,39	0,00	2,88	3,12
K ₂ O	0,03	0,05	0,03	0,02	0,03	0,04	0,01	0,00	0,37	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Total	101,65	101,66	101,77	101,34	100,93	101,76	101,36	100,18	96,72	99,91	97,40	98,25	101,66	101,77
Formule structurale sur la base de 8 oxygènes														
Si	2,76	2,75	2,72	2,70	2,69	2,71	2,68	2,10	2,02	2,17	2,00	1,91	2,23	2,19
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,26	1,27	1,30	1,32	1,32	1,33	1,35	1,54	0,74	1,32	1,44	1,50	1,43	1,46
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,26	0,56	0,39	0,37	0,37	0,24	0,19
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,80	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ca	0,25	0,26	0,29	0,30	0,30	0,31	0,32	1,01	0,56	0,93	1,14	1,21	0,84	0,87
Na	0,73	0,72	0,68	0,68	0,67	0,64	0,64	0,08	0,24	0,20	0,04	0,00	0,26	0,28
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Composition molaire														
% Ab	74,59	73,58	70,38	69,40	68,85	67,48	66,59	7,47	29,23	17,49	3,12	0,00	23,43	23,93
% An	25,24	26,16	29,44	30,51	30,97	32,28	33,33	92,51	68,07	82,51	96,88	100,00	76,55	75,93
% Or	0,17	0,27	0,17	0,10	0,18	0,24	0,08	0,02	2,69	0,00	0,00	0,00	0,02	0,15
Si+Al	4,02	4,02	4,02	4,01	4,02	4,05	4,03	3,64	2,76	3,49	3,44	3,41	3,66	3,66
Ca+Na+K	0,98	0,98	0,97	0,98	0,98	0,95	0,97	1,10	0,82	1,12	1,18	1,21	1,09	1,15

Tableau 9 : Composition chimique des grenats des gneiss migmatitiques et des gneiss charnockitiques de la région de Lolodorf

Lithologie	Gneiss migmatitiques		Gneiss charnockitiques à amphibole et grenat										
	MO 14		MO 18										
Echantions			C1-1	C1-2	C1-3	C1-4	C1-5	C1-6	C1-7	C1-8	C1-9	C1-10	C1-13
Analyse	C1-13	C1-68	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
Minéral	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO ₂ (wt%)	39,84	38,13	39,41	39,72	39,16	39,29	39,26	39,36	39,38	39,79	39,95	39,72	38,40
TiO ₂	0,00	3,19	0,00	0,00	0,02	0,03	0,01	0,02	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	20,22	14,85	22,32	22,44	22,11	22,32	22,35	22,24	22,57	22,56	22,53	22,93	64,86
Cr ₂ O ₃	0,00	0,03	0,00	0,06	0,07	0,05	0,05	0,01	0,00	0,02	0,06	0,03	0,10
FeO	13,34	18,19	28,83	28,35	28,80	29,04	28,84	28,22	28,41	28,55	28,84	29,40	0,90
MnO	0,15	0,10	0,36	0,40	0,34	0,41	0,30	0,36	0,44	0,41	0,42	0,35	0,00
MgO	3,09	10,28	8,97	9,00	8,99	8,83	8,82	8,77	8,81	8,87	8,76	8,82	0,03
CaO	18,44	0,00	1,01	1,04	1,02	1,00	1,00	0,95	0,99	1,14	1,09	1,19	0,00
Na ₂ O	0,13	0,04	0,01	0,00	0,05	0,01	0,02	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,81	9,12	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Total	96,03	93,91	100,92	101,03	100,55	100,97	100,66	99,93	100,59	101,40	101,69	102,46	104,31
Formule structurale sur la base de 8 cations et 12 oxygènes													
Si (apfu)	3,17	3,04	3,01	3,03	3,01	3,01	3,01	3,04	3,02	3,03	3,04	3,00	2,65
Ti	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,90	1,40	2,01	2,02	2,00	2,01	2,02	2,02	2,04	2,02	2,02	2,04	5,28
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe	0,89	1,21	1,84	1,81	1,85	1,86	1,85	1,82	1,82	1,82	1,83	1,85	0,05
Mn	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,00
Mg	0,37	1,22	1,02	1,02	1,03	1,01	1,01	1,01	1,01	1,01	0,99	0,99	0,00
Ca	1,57	0,00	0,08	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,09	0,10	0,00
Na	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
K	0,08	0,93	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Composition molaire													
XFe	0,31	0,50	0,63	0,62	0,62	0,63	0,63	0,63	0,63	0,62	0,63	0,63	0,94
XMg	0,13	0,50	0,35	0,35	0,35	0,34	0,34	0,35	0,35	0,35	0,34	0,34	0,06
XCa	0,56	0,00	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,00
Xalm	0,31	0,50	0,62	0,62	0,62	0,63	0,63	0,62	0,62	0,62	0,62	0,63	0,94
Xgrs	0,55	0,00	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,00
Xprp	0,13	0,50	0,34	0,35	0,35	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,06
Xsps	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
XMg#Grt	0,29	0,50	0,36	0,36	0,36	0,35	0,35	0,36	0,36	0,36	0,35	0,35	0,06

(Suite)

Tableau 10 : Composition chimique des grenats des métamafites de la région de Lolodorf

Lithologie	Méta-mafiques à grenat fin et amphibole																		
Echantions	MO 31																		
Analyse	C1-31	C1-32	C1-33	C2-10	C2-11	C2-12	C2-14	C2-15	C2-16	C2-28	C2-29	C2-30	C2-31	C2-33	C2-34	C2-35	C2-36	C2-37	
Minéral	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	
SiO ₂ (wt%)	39,40	38,01	39,47	38,94	39,29	39,97	38,74	38,93	38,93	38,98	39,28	39,44	38,98	38,87	39,15	39,12	39,32	39,26	
TiO ₂	0,07	0,04	0,04	0,01	0,04	0,00	0,03	0,04	0,03	0,01	0,00	0,06	0,05	0,07	0,00	0,02	0,01	0,00	
Al ₂ O ₃	22,17	21,46	21,91	22,04	21,91	27,97	21,84	21,94	21,79	22,26	22,16	22,05	21,64	21,96	21,98	22,29	22,13	22,26	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,04	0,01	0,02	0,02	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	
FeO	25,77	30,54	25,40	26,25	25,84	8,07	26,09	26,96	27,81	27,11	25,94	25,58	27,00	26,59	24,78	24,79	25,24	24,95	
MnO	0,92	2,09	0,94	0,99	0,94	0,08	0,98	1,08	1,11	0,97	0,90	0,78	0,87	0,85	0,86	0,77	0,78	0,82	
MgO	6,11	2,63	5,79	5,71	5,27	0,09	5,64	5,15	5,08	5,78	6,11	6,08	6,33	6,18	6,20	6,35	6,21	6,32	
CaO	6,69	5,41	6,99	6,59	7,13	23,00	6,43	6,29	6,18	6,35	6,47	6,48	6,58	6,35	6,68	7,22	7,64	6,85	
Na ₂ O	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,04	0,02	0,00	0,05	0,04	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,01	0,02	
K ₂ O	0,02	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	
Total	101,13	100,22	100,53	100,55	100,44	99,22	99,80	100,42	100,97	101,51	100,92	100,49	101,53	100,87	99,68	100,56	101,35	100,48	
Formule structurale sur la base de 8 cations et 12 oxygènes																			
Si (apfu)	3,03	3,03	3,05	3,02	3,05	3,06	3,02	3,03	3,02	2,99	3,02	3,05	2,99	3,00	3,04	3,01	3,01	3,02	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al	2,01	2,02	2,00	2,01	2,00	2,52	2,01	2,01	1,99	2,01	2,01	2,01	1,96	2,00	2,01	2,02	1,99	2,02	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe	1,65	2,04	1,64	1,70	1,68	0,52	1,70	1,76	1,81	1,74	1,67	1,65	1,73	1,71	1,61	1,60	1,61	1,61	
Mn	0,06	0,14	0,06	0,07	0,06	0,01	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	
Mg	0,70	0,31	0,67	0,66	0,61	0,01	0,66	0,60	0,59	0,66	0,70	0,70	0,72	0,71	0,72	0,73	0,71	0,73	
Ca	0,55	0,46	0,58	0,55	0,59	1,89	0,54	0,53	0,51	0,52	0,53	0,54	0,54	0,52	0,56	0,60	0,63	0,57	
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Total	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	
Composition molaire																			
XFe	0,57	0,72	0,57	0,59	0,58	0,21	0,59	0,61	0,62	0,60	0,58	0,57	0,58	0,58	0,56	0,55	0,55	0,56	
XMg	0,24	0,11	0,23	0,23	0,21	0,00	0,23	0,21	0,20	0,23	0,24	0,24	0,24	0,24	0,25	0,25	0,24	0,25	
XCa	0,19	0,16	0,20	0,19	0,21	0,78	0,19	0,18	0,18	0,18	0,18	0,19	0,18	0,18	0,19	0,20	0,21	0,20	
Xalm	0,56	0,69	0,56	0,57	0,57	0,21	0,58	0,60	0,61	0,58	0,56	0,56	0,57	0,57	0,55	0,54	0,54	0,55	
Xgrs	0,19	0,16	0,20	0,18	0,20	0,78	0,18	0,18	0,17	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,19	0,20	0,21	0,19	
Xprp	0,24	0,11	0,23	0,22	0,21	0,00	0,22	0,20	0,20	0,22	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24	0,25	0,24	0,25	
Xsps	0,02	0,05	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	
XMg#Grt	0,30	0,13	0,29	0,28	0,27	0,02	0,28	0,25	0,25	0,28	0,30	0,30	0,30	0,29	0,31	0,31	0,31	0,31	

(Suite)

Lithologie Méta-mafiques à grenat fin et rutile

Echantions MO 33

Analyse	C1-8	C1-9	C1-10	C1-11	C1-12	C1-13	C1-18	C1-19	C1-24	C1-25	C1-26	C1-27	C1-34	C1-35	C1-36	C2-1	C2-2
Minéral	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO ₂ (wt%)	38,69	38,31	38,90	38,74	39,12	38,87	38,30	38,44	38,57	38,54	38,74	38,82	38,68	38,86	38,50	38,94	39,04
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,07	0,01	0,01	0,04	0,19	0,06	0,00	0,00	0,07	0,11	0,11	0,10	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	21,51	21,37	21,64	21,30	21,02	21,50	24,00	24,29	21,92	21,39	21,39	21,22	21,43	21,57	21,38	21,78	21,85
Cr ₂ O ₃	0,00	0,03	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,03	0,07	0,02	0,00	0,00	0,02
FeO	28,99	28,35	28,55	28,80	28,73	28,57	12,17	11,41	29,31	29,10	28,66	28,96	28,25	27,71	27,99	27,65	28,02
MnO	0,68	0,70	0,66	0,68	0,71	0,71	0,05	0,01	0,62	0,57	0,69	0,69	0,68	0,69	0,74	1,02	0,98
MgO	4,64	4,54	4,65	4,68	4,59	4,72	0,00	0,36	4,47	4,72	4,63	4,42	4,76	4,65	4,67	5,17	5,08
CaO	6,78	6,66	6,69	6,81	6,72	6,57	22,83	21,96	6,76	6,72	6,64	6,75	6,55	6,79	6,76	6,43	6,57
Na ₂ O	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,46	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	101,28	99,97	101,12	101,11	100,91	100,97	97,46	97,13	101,75	101,06	100,77	100,97	100,54	100,38	100,17	100,99	101,57
Formule structurale sur la base de 8 cations et 12 oxygènes																	
Si (apfu)	3,00	3,01	3,02	3,01	3,05	3,02	3,02	3,03	2,98	3,00	3,02	3,03	3,02	3,04	3,02	3,02	3,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Al	1,97	1,98	1,98	1,95	1,93	1,97	2,23	2,26	2,00	1,96	1,97	1,95	1,97	1,99	1,98	1,99	1,99
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	1,88	1,87	1,85	1,87	1,87	1,86	0,80	0,75	1,90	1,89	1,87	1,89	1,85	1,81	1,84	1,79	1,81
Mn	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,00	0,00	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,07	0,06
Mg	0,54	0,53	0,54	0,54	0,53	0,55	0,00	0,04	0,52	0,55	0,54	0,51	0,56	0,54	0,55	0,60	0,58
Ca	0,56	0,56	0,56	0,57	0,56	0,55	1,93	1,86	0,56	0,56	0,56	0,57	0,55	0,57	0,57	0,53	0,54
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Composition molaire																	
XFe	0,63	0,63	0,63	0,63	0,63	0,63	0,29	0,28	0,64	0,63	0,63	0,64	0,63	0,62	0,62	0,61	0,62
XMg	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,19	0,00	0,02	0,17	0,18	0,18	0,17	0,19	0,19	0,19	0,20	0,20
XCa	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,71	0,70	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,20	0,19	0,18	0,19
Xalm	0,62	0,62	0,62	0,62	0,62	0,62	0,29	0,28	0,63	0,62	0,62	0,63	0,62	0,61	0,61	0,60	0,60
Xgrs	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,18	0,71	0,70	0,19	0,18	0,19	0,19	0,18	0,19	0,19	0,18	0,18
Xprp	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,00	0,02	0,17	0,18	0,18	0,17	0,19	0,18	0,18	0,20	0,20
Xsps	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
XMg#Grt	0,22	0,22	0,23	0,22	0,22	0,23	0,00	0,05	0,21	0,22	0,22	0,21	0,23	0,23	0,23	0,25	0,24

(Suite)

Lithologie Méta-mafiques à grenat fin et amphibole

Echantions MO 47

Analyse	C1-9	C1-10	C1-11	C1-12	C1-13	C1-20	C1-21	C1-22	C1-23	C1-25	C1-39	C1-40	C1-41	C1-42	C1-49	C2-1	C2-3	C2-4	C2-5	C2-6	C2-7	C2-29
Minéral	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO ₂ (wt%)	39,70	39,86	39,33	39,80	39,52	39,97	39,55	39,82	39,61	39,94	39,69	39,39	39,60	39,63	38,98	39,54	39,78	39,78	39,56	39,57	39,02	39,56
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,11	0,01	0,01	0,06	0,00	0,00	0,06	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,06	0,04	0,01
Al ₂ O ₃	22,51	22,35	22,22	22,05	22,31	22,47	21,96	22,45	22,40	22,39	22,44	22,19	22,46	22,36	28,44	22,60	22,33	22,60	22,44	22,30	25,98	28,81
Cr ₂ O ₃	0,06	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,05	0,00	0,01
FeO	21,99	21,24	20,46	22,80	23,34	21,59	20,71	21,89	22,06	21,25	22,85	22,92	21,37	21,27	6,88	21,52	21,27	21,98	20,73	20,62	9,21	6,36
MnO	0,92	0,70	0,90	0,85	0,95	0,86	0,87	0,90	0,84	0,86	0,92	0,98	0,87	0,78	0,05	0,89	0,70	0,88	0,80	0,81	0,06	0,06
MgO	6,74	6,63	6,58	6,68	6,92	6,52	6,49	6,55	6,50	6,43	6,55	6,26	6,24	6,57	0,04	6,63	6,52	6,56	6,42	6,58	0,04	0,05
CaO	9,68	10,22	9,71	9,30	7,66	10,08	9,76	9,11	10,13	9,37	8,94	8,76	9,99	9,89	23,51	9,69	10,30	9,78	10,14	10,22	23,24	23,47
Na ₂ O	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03
K ₂ O	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00
Total	101,59	101,01	99,24	101,48	100,72	101,62	99,36	100,75	101,62	100,25	101,41	100,57	100,61	100,52	97,90	100,88	100,94	101,63	100,12	100,21	97,60	98,35
Formule structurale sur la base de 8 cations et 12 oxygènes																						
Si (apfu)	3,00	3,03	3,04	3,02	3,02	3,02	3,05	3,04	3,00	3,06	3,01	3,02	3,02	3,02	3,01	3,01	3,02	3,01	3,03	3,03	3,05	3,04
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	2,01	2,00	2,02	1,97	2,01	2,00	2,00	2,02	2,00	2,02	2,01	2,01	2,02	2,01	2,59	2,03	2,00	2,01	2,02	2,01	2,39	2,61
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	1,39	1,35	1,32	1,45	1,49	1,36	1,34	1,40	1,40	1,36	1,45	1,47	1,37	1,36	0,44	1,37	1,35	1,39	1,33	1,32	0,60	0,41
Mn	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,00	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,00	0,00
Mg	0,76	0,75	0,76	0,76	0,79	0,74	0,75	0,74	0,73	0,73	0,74	0,72	0,71	0,75	0,00	0,75	0,74	0,74	0,73	0,75	0,00	0,01
Ca	0,78	0,83	0,80	0,76	0,63	0,82	0,81	0,75	0,82	0,77	0,73	0,72	0,82	0,81	1,95	0,79	0,84	0,79	0,83	0,84	1,95	1,93
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Composition molaire																						
XFe	0,47	0,46	0,46	0,49	0,51	0,47	0,46	0,48	0,47	0,48	0,50	0,51	0,47	0,47	0,19	0,47	0,46	0,48	0,46	0,45	0,24	0,17
XMg	0,26	0,26	0,26	0,26	0,27	0,25	0,26	0,26	0,25	0,26	0,25	0,25	0,25	0,26	0,00	0,26	0,25	0,25	0,25	0,26	0,00	0,00
XCa	0,27	0,28	0,28	0,26	0,22	0,28	0,28	0,26	0,28	0,27	0,25	0,25	0,28	0,28	0,81	0,27	0,29	0,27	0,29	0,29	0,76	0,82
Xalm	0,47	0,45	0,45	0,48	0,50	0,46	0,45	0,47	0,47	0,47	0,49	0,50	0,46	0,46	0,19	0,46	0,45	0,47	0,45	0,45	0,24	0,17
Xgrs	0,26	0,28	0,27	0,25	0,21	0,28	0,27	0,25	0,27	0,26	0,24	0,24	0,28	0,27	0,81	0,27	0,28	0,27	0,28	0,28	0,76	0,82
Xprp	0,25	0,25	0,26	0,25	0,27	0,25	0,25	0,25	0,24	0,25	0,25	0,24	0,24	0,25	0,00	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,00	0,00
Xsps	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00
XMg#Grt	0,35	0,36	0,36	0,34	0,35	0,35	0,36	0,35	0,34	0,35	0,34	0,33	0,34	0,36	0,01	0,36	0,35	0,35	0,36	0,36	0,01	0,01

(Suite)

Lithologie Méta-mafiques à grenat grossier

Echantillons MO 57

Analyse	C1-1	C1-2	C1-3	C1-4	C1-5	C1-6	C1-7	C1-8	C1-10	C1-11	C1-12	C1-13	C1-14	C1-15	C1-16	C1-23	C1-24	C3-1-15	C3-1-16
Minéral	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO ₂ (wt%)	39,10	39,61	39,35	39,03	39,42	39,64	39,23	39,40	39,89	39,74	39,76	39,73	39,44	39,26	39,71	39,47	39,55	38,77	38,83
TiO ₂	0,19	0,00	0,08	0,09	0,00	0,03	0,05	0,03	0,09	0,08	0,05	0,02	0,15	0,03	0,05	0,09	0,09	0,07	0,17
Al ₂ O ₃	21,76	21,97	21,77	21,90	22,25	22,16	22,04	22,07	22,28	22,36	22,22	22,27	21,82	22,22	22,23	22,46	22,12	23,65	24,93
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,07	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,08	0,03	0,01	0,02
FeO	22,52	21,77	21,80	22,28	22,53	22,69	22,53	22,05	21,61	21,20	22,18	21,35	22,23	22,43	21,09	21,82	22,21	10,74	10,38
MnO	0,17	0,17	0,15	0,11	0,12	0,08	0,07	0,08	0,07	0,04	0,12	0,08	0,12	0,13	0,39	0,34	0,24	0,03	0,04
MgO	4,90	5,17	5,36	5,34	5,53	5,36	6,19	5,97	6,80	7,12	5,72	7,07	5,27	5,24	5,93	6,30	6,12	0,00	0,03
CaO	11,90	11,71	11,61	11,31	10,99	11,23	10,84	10,92	10,32	10,23	11,07	10,07	11,69	11,59	10,85	9,98	10,12	22,91	22,72
Na ₂ O	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Total	100,54		100,14	100,09	100,86	101,19	101,01	100,55	101,09	100,80	101,11	100,60	100,77	100,93	100,26	100,55	100,49	96,20	97,19
Formule structurale sur la base de 8 cations et 12 oxygènes																			
Si (apfu)	3,01	3,04	3,03	3,01	3,01	3,03	2,99	3,01	3,02	3,01	3,03	3,02	3,02	3,00	3,04	3,02	3,03	3,09	3,06
Ti	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Al	1,97	1,99	1,98	1,99	2,01	1,99	1,98	1,99	1,99	2,00	2,00	2,00	1,97	2,00	2,01	2,02	2,00	2,22	2,31
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	1,45	1,40	1,40	1,44	1,44	1,45	1,44	1,41	1,37	1,34	1,41	1,36	1,43	1,43	1,35	1,39	1,42	0,72	0,68
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00
Mg	0,56	0,59	0,62	0,61	0,63	0,61	0,70	0,68	0,77	0,80	0,65	0,80	0,60	0,60	0,68	0,72	0,70	0,00	0,00
Ca	0,98	0,96	0,96	0,94	0,90	0,92	0,89	0,90	0,84	0,83	0,90	0,82	0,96	0,95	0,89	0,82	0,83	1,96	1,92
Na	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Composition molaire																			
XFe	0,48	0,47	0,47	0,48	0,49	0,49	0,48	0,47	0,46	0,45	0,48	0,46	0,48	0,48	0,46	0,48	0,48	0,27	0,26
XMg	0,19	0,20	0,21	0,21	0,21	0,21	0,23	0,23	0,26	0,27	0,22	0,27	0,20	0,20	0,23	0,25	0,24	0,00	0,00
XCa	0,33	0,33	0,32	0,31	0,30	0,31	0,29	0,30	0,28	0,28	0,31	0,28	0,32	0,32	0,31	0,28	0,28	0,73	0,74
Xalm	0,48	0,47	0,47	0,48	0,48	0,49	0,47	0,47	0,46	0,45	0,48	0,46	0,48	0,48	0,46	0,47	0,48	0,27	0,26
Xgrs	0,33	0,33	0,32	0,31	0,30	0,31	0,29	0,30	0,28	0,28	0,30	0,28	0,32	0,32	0,30	0,28	0,28	0,73	0,74
Xprp	0,19	0,20	0,21	0,21	0,21	0,20	0,23	0,23	0,26	0,27	0,22	0,27	0,20	0,20	0,23	0,24	0,24	0,00	0,00
Xsps	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
XMg#Grt	0,28	0,30	0,31	0,30	0,30	0,30	0,33	0,33	0,36	0,37	0,32	0,37	0,30	0,29	0,33	0,34	0,33	0,00	0,01

Tableau 11: Composition chimique des biotites des gneiss migmatitiques et des gneiss charnockitiques de la région de Lolodorf

Lithologie	Gneiss migmatitiques															
Echantions	MO 14															
Analyse	C1-11	C1-18	C1-19	C1-20	C1-31	C1-32	C1-33	C1-34	C1-35	C1-36	C1-38	C1-39	C1-40	C1-61	C1-62	C1-63
Minéral	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO ₂	36,44	36,33	36,43	36,36	36,19	36,74	36,39	36,46	36,51	36,34	36,66	36,71	36,47	36,15	36,29	36,29
TiO ₂	1,74	1,89	1,89	1,92	2,74	2,87	2,63	2,49	2,49	2,87	2,72	2,88	2,98	2,91	2,85	3,12
Al ₂ O ₃	15,96	15,68	15,71	15,63	15,86	15,92	15,87	15,60	15,62	15,38	15,51	15,72	15,80	15,24	15,40	15,38
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	20,09	19,56	19,94	19,80	19,87	19,53	20,10	20,40	19,57	18,76	20,52	19,22	19,45	18,71	18,44	18,84
MnO	0,11	0,08	0,05	0,04	0,10	0,08	0,13	0,08	0,06	0,09	0,07	0,06	0,09	0,09	0,10	0,06
MgO	10,55	10,56	11,00	10,60	10,53	10,43	10,37	10,58	10,47	10,25	10,16	10,16	10,05	10,65	10,78	10,65
CaO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,01	0,03	0,04	0,08	0,01	0,05	0,08	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,02	0,06	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,06	0,05	0,03	0,02	0,01	0,02	0,05
K ₂ O	9,30	9,54	9,68	9,30	9,56	9,52	9,57	9,49	9,46	9,78	9,37	9,47	9,51	9,55	9,63	9,46
Total	94,22	93,71	94,71	93,72	94,88	95,11	95,09	95,20	94,24	93,61	95,07	94,30	94,45	93,31	93,50	93,85
Si	5,56	5,58	5,54	5,58	5,50	5,54	5,52	5,53	5,56	5,58	5,56	5,57	5,55	5,56	5,56	5,55
AlIV	2,44	2,42	2,46	2,42	2,50	2,46	2,48	2,47	2,44	2,42	2,44	2,43	2,45	2,44	2,44	2,45
Total site T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	0,43	0,42	0,36	0,41	0,34	0,37	0,36	0,32	0,37	0,36	0,33	0,38	0,38	0,33	0,34	0,32
Ti	0,20	0,22	0,22	0,22	0,31	0,33	0,30	0,28	0,29	0,33	0,31	0,33	0,34	0,34	0,33	0,36
Fe ²⁺	2,57	2,51	2,54	2,54	2,53	2,46	2,55	2,59	2,49	2,41	2,60	2,44	2,47	2,41	2,36	2,41
Mn ²⁺	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg ²⁺	2,40	2,42	2,49	2,43	2,39	2,34	2,34	2,39	2,38	2,34	2,30	2,30	2,28	2,44	2,46	2,43
Fe ³⁺	0,38	0,42	0,38	0,39	0,42	0,49	0,43	0,41	0,46	0,55	0,45	0,54	0,52	0,47	0,50	0,47
Total site (M)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Ca ⁺	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Na ²⁺	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02
K ⁺	1,81	1,87	1,88	1,82	1,85	1,83	1,85	1,84	1,84	1,91	1,81	1,83	1,84	1,87	1,88	1,84
Total site I	1,82	1,89	1,88	1,84	1,85	1,83	1,86	1,86	1,86	1,94	1,83	1,85	1,86	1,87	1,89	1,86
Total cations	15,82	15,89	15,88	15,84	15,85	15,83	15,86	15,86	15,86	15,94	15,83	15,85	15,86	15,87	15,89	15,86
XMg	0,48	0,49	0,50	0,49	0,49	0,49	0,48	0,48	0,49	0,49	0,47	0,49	0,48	0,50	0,51	0,50
X Fe	0,52	0,51	0,50	0,51	0,51	0,51	0,52	0,52	0,51	0,51	0,53	0,51	0,52	0,50	0,49	0,50
Al	2,87	2,84	2,82	2,83	2,84	2,83	2,84	2,79	2,81	2,78	2,77	2,81	2,83	2,77	2,78	2,77

(Suite)

Lithologie Echantions	Gneiss charnockitiques à amphibole et grenat						Gneiss charnockitiques à deux pyroxènes et amphibole									
	MO 18						MO 49									
Analyse	C1-21	C1-22	C1-23	C1-24	C1-25	C1-26	C1-20	C1-21	C1-22	C1-23	C1-24	C1-25	C1-26	C1-27	C1-28	C1-29
Minéral	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO ₂	36,99	36,77	36,72	35,80	36,84	36,67	37,80	37,74	38,19	37,46	37,53	37,74	37,94	37,83	37,77	37,78
TiO ₂	3,42	2,69	2,91	2,88	2,87	2,98	3,97	3,85	3,96	4,02	4,02	4,09	4,09	3,78	4,14	3,67
Al ₂ O ₃	16,75	16,74	16,96	16,93	17,35	16,95	14,79	14,86	14,92	14,79	14,79	14,61	15,10	15,14	15,52	15,28
Cr ₂ O ₃	0,05	0,09	0,04	0,08	0,07	0,03	0,03	0,00	0,04	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00
FeO	12,62	12,36	12,73	14,77	11,98	12,39	14,89	14,64	14,07	14,33	14,89	13,87	14,51	15,00	14,73	13,81
MnO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,04	0,06	0,01	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,08	0,06
MgO	14,17	14,72	14,40	13,48	14,54	14,69	14,00	14,25	14,19	14,48	14,08	14,07	14,03	14,01	13,86	14,27
CaO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00
Na ₂ O	0,03	0,07	0,05	0,06	0,07	0,06	0,01	0,00	0,00	0,03	0,03	0,01	0,01	0,04	0,03	0,02
K ₂ O	10,13	10,01	10,04	9,08	10,05	10,06	10,27	10,26	10,25	10,29	10,23	10,19	10,35	10,32	10,20	10,30
Total	94,18	93,44	93,85	93,09	93,78	93,84	95,81	95,67	95,63	95,46	95,63	94,72	96,11	96,21	96,35	95,20
Si	5,46	5,47	5,44	5,41	5,44	5,43	5,53	5,53	5,56	5,50	5,51	5,56	5,52	5,52	5,49	5,54
Al ^{IV}	2,54	2,54	2,56	2,60	2,56	2,57	2,47	2,47	2,44	2,50	2,49	2,44	2,48	2,48	2,51	2,47
Total site T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	0,37	0,40	0,41	0,42	0,46	0,39	0,09	0,09	0,12	0,06	0,07	0,10	0,11	0,12	0,15	0,17
Ti	0,38	0,30	0,32	0,33	0,32	0,33	0,44	0,42	0,43	0,44	0,45	0,45	0,45	0,42	0,45	0,41
Fe ²⁺	1,56	1,54	1,58	1,87	1,48	1,54	1,82	1,79	1,71	1,76	1,83	1,71	1,77	1,83	1,79	1,69
Mn ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg ²⁺	3,12	3,26	3,18	3,03	3,20	3,24	3,06	3,11	3,08	3,17	3,08	3,09	3,05	3,05	3,00	3,12
Fe ³⁺	0,58	0,50	0,51	0,36	0,54	0,50	0,59	0,57	0,65	0,55	0,56	0,64	0,62	0,58	0,60	0,61
Total site (M)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Ca ⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ²⁺	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
K ⁺	1,91	1,90	1,90	1,75	1,89	1,90	1,92	1,92	1,90	1,93	1,92	1,92	1,92	1,92	1,89	1,93
Total site I	1,92	1,92	1,91	1,77	1,91	1,92	1,92	1,92	1,91	1,94	1,93	1,92	1,93	1,93	1,90	1,93
Total cations	15,92	15,92	15,91	15,77	15,91	15,92	15,92	15,92	15,91	15,94	15,93	15,92	15,93	15,93	15,90	15,93
XMg	0,67	0,68	0,67	0,62	0,68	0,68	0,63	0,63	0,64	0,64	0,63	0,64	0,63	0,62	0,63	0,65
X Fe	0,33	0,32	0,33	0,38	0,32	0,32	0,37	0,37	0,36	0,36	0,37	0,36	0,37	0,38	0,37	0,35
Al	2,91	2,93	2,96	3,01	3,02	2,96	2,55	2,57	2,56	2,56	2,56	2,54	2,59	2,60	2,66	2,64

Tableau 2: Thermomètre, baromètre et fugacité des amphiboles des gneiss charnockitiques

(Otten, 1984) $T = 1204 \cdot Ti + 545$								T Moyenne
Echantion	MO 14							
Analyses	C1-14	C1-16	C1-17	C1-41	C1-42	C1-43		
T (°C)	665,4	689,48	665,4	785,8	785,8	797,84		
Analyses	C1-44	C1-45	C1-46	C1-47	C1-48	C1-49	C2-11	
T (°C)	797,84	761,72	797,84	761,72	773,76	749,68	809,88	770,59
Analyses	C2-12	C2-14	C2-15	C2-16	C2-17	C2-18	C2-19	
T (°C)	809,88	797,84	809,88	773,76	809,88	797,84	809,88	
Echantion	MO 49							
Analyses	C1-32	C2-3						
T (°C)	725,6	797,84						761,72
Schmidt, 1992 $P = -3,01 + Altot \cdot 4,76$								P Moyenne
Echantion	MO 14							
Analyses	C1-14	C1-16	C1-17	C1-41	C1-42	C1-43		
P (kbar)	6,03	6,41	6,27	6,80	6,70	6,80		
Analyses	C1-44	C1-45	C1-46	C1-47	C1-48	C1-49	C2-11	
P (kbar)	7,03	6,99	6,61	6,84	6,61	6,89	6,80	7,01
Analyses	C2-12	C2-14	C2-15	C2-16	C2-17	C2-18	C2-19	
P (kbar)	6,61	6,75	6,70	6,51	6,65	6,51	6,65	
Echantion	MO 49							
Analyses	C1-32	C2-3						
P (kbar)	6,22	6,41						6,32
Anderson et Smith, 1995) $P = Altot \cdot 4,76 - 3,01 \cdot \{(T-675)/(85 \cdot 0,530A) + 0,00529(T-675)\}$								P Moyenne
Echantion	MO 14							
Analyses	C1-14	C1-16	C1-17	C1-41	C1-42	C1-43		
P (kbar)	9,53	8,71	9,76	4,45	4,32	3,87		
Analyses	C1-44	C1-45	C1-46	C1-47	C1-48	C1-49	C2-11	
P (kbar)	4,20	5,86	3,60	5,67	4,78	6,31	3,28	4,93
Analyses	C2-12	C2-14	C2-15	C2-16	C2-17	C2-18	C2-19	
P (kbar)	3,01	3,80	3,15	4,65	3,08	3,46	3,08	
Echantion	MO 49							
Analyses	C1-32	C2-3						
P (kbar)	6,69	3,32						5,00
Wones, 1989 $\log fO_2 = -30930/T + 14,98 + 0,142(P-1)/T$; T en °K et P en bar;								$\log fO_2$ Moyenne
Echantion	MO 14							P(Schmidt, 1992)
Analyses	C1-14	C1-16	C1-17	C1-41	C1-42	C1-43		
$\log fO_2$	-17,07	-16,21	-17,03	-13,32	-13,33	-13,00		
Analyses	C1-44	C1-45	C1-46	C1-47	C1-48	C1-49	C2-11	
$\log fO_2$	-12,97	-13,95	-13,03	-13,97	-13,67	-14,31	-12,69	-13,76
Analyses	C2-12	C2-14	C2-15	C2-16	C2-17	C2-18	C2-19	
$\log fO_2$	-12,72	-13,01	-12,70	-13,69	-12,71	-13,04	-12,71	
Echantion	MO 49							
Analyses	C1-32	C2-3						
$\log fO_2$	-15,11	-13,05						-14,08
Wones, 1989 $\log fO_2 = -30930/T + 14,98 + 0,142(P-1)/T$; T en °K et P en bar;								$\log fO_2$ Moyenne
Echantion	MO 14							P(Anderson et Smith, 1995)
Analyses	C1-14	C1-16	C1-17	C1-41	C1-42	C1-43		
$\log fO_2$	-16,54	-15,87	-16,50	-13,64	-13,65	-13,39		
Analyses	C1-44	C1-45	C1-46	C1-47	C1-48	C1-49	C2-11	
$\log fO_2$	-13,35	-14,11	-13,43	-14,13	-13,92	-14,39	-13,15	-13,98
Analyses	C2-12	C2-14	C2-15	C2-16	C2-17	C2-18	C2-19	
$\log fO_2$	-13,19	-13,40	-13,17	-13,94	-13,18	-13,45	-13,18	
Echantion	MO 49							
Analyses	C1-32	C2-3						
$\log fO_2$	-15,04	-13,46						-14,25

Tableau 3: Thermomètre, baromètre et fugacité des amphiboles des méta-mafiques

(Otten, 1984)	T= 1204*Ti+545												
Echantion	MO 31												T Moyenne
Analyses	C1-1	C1-2	C1-3	C1-4	C1-5	C1-6	C1-7	C1-8	C1-9	C1-10			
T (°C)	846,00	809,88	833,96	870,08	833,96	809,88	821,92	833,96	821,92	809,88			797,24
Analyses	C1-34	C1-35	C1-36	C1-37	C1-38	C1-39	C2-38	C2-6	C2-39	C2-40			
T (°C)	797,84	785,80	797,84	785,80	713,56	797,84	713,56	785,80	737,64	737,64			
Echantion	MO 33												
Analyses	C1-31	C1-32	C1-37	C1-38	C1-39	C1-40							795,83
T (°C)	833,96	833,96	797,84	749,68	761,72	797,84							
Echantion	MO 47												
Analyses	C1-1	C1-2	C1-3	C1-4	C1-5	C1-6	C1-7	C1-14	C1-15	C1-16			
T (°C)	689,48	689,48	701,52	689,48	677,44	701,52	689,48	689,48	701,52	689,48			
Analyses	C1-17	C1-18	C1-19	C1-26	C1-27	C1-28	C1-33	C1-34	C1-35	C1-36			
T (°C)	701,52	701,52	689,48	689,48	689,48	689,48	689,48	689,48	689,48	689,48			668,79
Analyses	C1-37	C1-38	C1-47	C1-48	C2-10	C2-11	C2-12	C2-13	C2-14	C2-31		C2-32	
T (°C)	701,52	701,52	701,52	689,48	677,44	677,44	689,48	689,48	689,48	677,44		689,48	
Echantion	MO 57												
Analyses	C1-17	C1-18	C1-19	C1-36	C1-37	C1-38	C3-17	C3-19	C3-20	C3-42	C3-43	C3-44	
T (°C)	737,64	737,64	725,60	713,56	725,60	713,56	581,12	809,88	809,88	725,60	725,60	737,64	728,61
(Schmidt, 1992)	P= -3,01 + Al _{tot} * 4,76												P Moyenne
Echantion	MO 31												
Analyses	C1-1	C1-2	C1-3	C1-4	C1-5	C1-6	C1-7	C1-8	C1-9	C1-10			
P (kbar)	8,08	7,94	7,89	8,56	7,99	7,99	7,46	7,84	7,94	7,89			
Analyses	C1-34	C1-35	C1-36	C1-37	C1-38	C1-39	C2-38	C2-6	C2-39	C2-40			
P (kbar)	8,27	7,94	8,22	8,37	8,84	8,18	7,99	7,56	7,65	7,94			8,03
Echantion	MO 33												
Analyses	C1-31	C1-32	C1-37	C1-38	C1-39	C1-40							6,91
P (kbar)	6,89	6,80	6,99	6,89	6,84	7,03							
Echantion	MO 47												
Analyses	C1-1	C1-2	C1-3	C1-4	C1-5	C1-6	C1-7	C1-14	C1-15	C1-16			
P (kbar)	7,70	7,89	7,08	7,94	8,08	8,03	7,60	7,32	7,56	7,70			
Analyses	C1-17	C1-18	C1-19	C1-26	C1-27	C1-28	C1-33	C1-34	C1-35	C1-36			
P (kbar)	7,56	7,99	7,89	7,27	7,13	6,99	7,56	7,60	7,32	7,46			7,50
Analyses	C1-37	C1-38	C1-47	C1-48	C2-10	C2-11	C2-12	C2-13	C2-14	C2-31		C2-32	
P (kbar)	7,70	7,75	5,80	6,32	7,99	8,18	7,84	7,89	8,13	6,18		7,18	
Echantion	MO 57												
Analyses	C1-17	C1-18	C1-19	C1-36	C1-37	C1-38	C3-17	C3-19	C3-20	C3-42	C3-43	C3-44	
P (kbar)	7,32	7,08	7,37	7,27	7,46	7,13	4,51	6,65	6,99	8,84	9,03	8,70	7,36
(Anderson et Smith, 1995)	P = Al _{tot} * 4,76 - 3,01{(T-675)/(85*0,530Δ)+ 0,00529(T-675)}												P Moyenne
Echantion	MO 31												
Analyses	C1-1	C1-2	C1-3	C1-4	C1-5	C1-6	C1-7	C1-8	C1-9	C1-10			
P (kbar)	3,46	4,88	3,73	3,10	3,87	4,95	3,67	3,66	4,34	4,82			
Analyses	C1-34	C1-35	C1-36	C1-37	C1-38	C1-39	C2-38	C2-6	C2-39	C2-40			5,56
P (kbar)	5,86	5,97	5,80	6,51	10,20	5,74	9,27	5,47	7,80	8,13			
Echantion	MO 33												
Analyses	C1-31	C1-32	C1-37	C1-38	C1-39	C1-40							4,12
P (kbar)	2,26	2,12	4,13	6,31	5,67	4,20							
Echantion	MO 47												
Analyses	C1-1	C1-2	C1-3	C1-4	C1-5	C1-6	C1-7	C1-14	C1-15	C1-16			
P (kbar)	10,05	10,25	8,83	10,30	10,98	9,86	9,95	9,65	9,35	10,05			
Analyses	C1-17	C1-18	C1-19	C1-26	C1-27	C1-28	C1-33	C1-34	C1-35	C1-36			9,77
P (kbar)	9,35	9,81	10,25	9,60	9,45	9,30	9,90	9,95	9,65	9,80			
Analyses	C1-37	C1-38	C1-47	C1-48	C2-10	C2-11	C2-12	C2-13	C2-14	C2-31		C2-32	
P (kbar)	9,50	9,55	7,43	8,61	10,89	11,08	10,20	10,25	10,49	9,06		9,50	
Echantion	MO 57												
Analyses	C1-17	C1-18	C1-19	C1-36	C1-37	C1-38	C3-17	C3-19	C3-20	C3-42	C3-43	C3-44	
P (kbar)	7,40	7,12	8,02	8,47	8,13	8,32	12,99	3,08	3,56	9,69	9,90	9,01	7,97

Tableau 3: (Suite)

(Wones, 1989)	logfO2 = -30930/T+14,98+0,142(P-1)/T; T en °K et P en bar; P(Schmidt, 1992)											logfO2 Moyenne	
Echantion	MO 31												
Analyses	C1-1	C1-2	C1-3	C1-4	C1-5	C1-6	C1-7	C1-8	C1-9	C1-10			
logfO2	-11,64	-12,54	-11,95	-11,02	-11,94	-12,54	-12,30	-11,96	-12,24	-12,55			
Analyses	C1-34	C1-35	C1-36	C1-37	C1-38	C1-39	C2-38	C2-6	C2-39	C2-40		-12,90	
logfO2	-12,81	-13,17	-12,81	-13,11	-15,10	-12,82	-15,22	-13,22	-14,55	-14,51			
Echantion	MO 33												
Analyses	C1-31	C1-32	C1-37	C1-38	C1-39	C1-40							
logfO2	-12,08	-12,09	-12,98	-14,31	-13,97	-12,97						-13,07	
Echantion	MO 47												
Analyses	C1-1	C1-2	C1-3	C1-4	C1-5	C1-6	C1-7	C1-14	C1-15	C1-16			
logfO2	-16,02	-15,99	-15,73	-15,98	-16,36	-15,59	-16,03	-16,08	-15,66	-16,02			
Analyses	C1-17	C1-18	C1-19	C1-26	C1-27	C1-28	C1-33	C1-34	C1-35	C1-36		-16,00	
logfO2	-15,66	-15,60	-15,99	-16,08	-16,10	-16,13	-16,04	-16,03	-16,08	-16,05			
Analyses	C1-37	C1-38	C1-47	C1-48	C2-10	C2-11	C2-12	C2-13	C2-14	C2-31	C2-32		
logfO2	-15,64	-15,63	-15,91	-16,22	-16,37	-16,34	-16,00	-15,99	-15,96	-16,64	-16,10		
Echantion	MO 57												
Analyses	C1-17	C1-18	C1-19	C1-36	C1-37	C1-38	C3-17	C3-19	C3-20	C3-42	C3-43	C3-44	
logfO2	-14,60	-14,63	-14,95	-15,32	-14,93	-15,35	-20,48	-12,71	-12,67	-14,74	-14,71	-14,40	-14,96
(Wones, 1989)	logfO2 = -30930/T+14,98+0,142(P-1)/T; T en °K et P en bar; P(Anderson et Smith, 1995)											logfO2 Moyenne	
Echantion	MO 31												
Analyses	C1-1	C1-2	C1-3	C1-4	C1-5	C1-6	C1-7	C1-8	C1-9	C1-10			
logfO2	-12,22	-12,94	-12,48	-11,69	-12,47	-12,93	-12,79	-12,49	-12,71	-12,95			
Analyses	C1-34	C1-35	C1-36	C1-37	C1-38	C1-39	C2-38	C2-6	C2-39	C2-40		-12,47	
logfO2	-13,13	-13,43	-13,13	-13,36	-14,90	-13,14	-15,04	-13,50	-14,53	-14,48			
Echantion	MO 33												
Analyses	C1-31	C1-32	C1-37	C1-38	C1-39	C1-40							
logfO2	-12,67	-12,69	-13,36	-14,39	-14,13	-13,35						-13,43	
Echantion	MO 47												
Analyses	C1-1	C1-2	C1-3	C1-4	C1-5	C1-6	C1-7	C1-14	C1-15	C1-16			
logfO2	-15,67	-15,64	-15,47	-15,64	-15,92	-15,32	-15,69	-15,73	-15,40	-15,67			
Analyses	C1-17	C1-18	C1-19	C1-26	C1-27	C1-28	C1-33	C1-34	C1-35	C1-36		-15,67	
logfO2	-15,40	-15,33	-15,64	-15,74	-15,76	-15,78	-15,70	-15,69	-15,73	-15,71			
Analyses	C1-37	C1-38	C1-47	C1-48	C2-10	C2-11	C2-12	C2-13	C2-14	C2-31	C2-32		
logfO2	-15,37	-15,37	-15,68	-15,89	-15,94	-15,91	-15,65	-15,64	-15,61	-16,21	-15,75		
Echantion	MO 57												
Analyses	C1-17	C1-18	C1-19	C1-36	C1-37	C1-38	C3-17	C3-19	C3-20	C3-42	C3-43	C3-44	
logfO2	-14,58	-14,62	-14,85	-15,15	-14,84	-15,17	-19,07	-13,18	-13,12	-14,62	-14,59	-14,36	-14,85

Tableau 4: Couple de thermomètre et de baromètre des formations géologiques analysées dans la région de Lolodorf

Echantillons	Grt-Cpx (Ellis et Green, 1979)										Commentaire				
	Grenat			Clinopyroxène		Kd	Intervalle T (°C)								
	XCa	XFe	XMg	XFe	XMg		P = 10kbar								
MO 14	0,000-0,556	0,314-0,498	0,130-0,502	0,308	0,397	1,280-3,125	1187-1324°C				1255°C n=2 Migmatisation				
MO 31	0,175-0,209	0,537-0,583	0,275-0,313	0,250-0,281	0,585-0,656	4,747-6,641	697-821°C				766°C n=7 Rétrograde				
MO 33	0,175-0,187	0,597-0,629	0,214-0,249	0,292-0,320	0,572-0,628	5,560-7,090	687-749°C				710°C n=21 Rétrograde				
MO 47	0,210-0,280	0,453-0,502	0,343-0,364	0,200-0,210	0,606-0,694	5,160-6,580	729-856°C				805°C n=7 Pic température				
MO 57	0,275-0,327	0,451-0,486	0,294-0,374	0,156-0,224	0,479-0,643	4,943-8,477	748-904°C				835°C n=16 Pic température				
Grt- Hbt (Krogh-Ravna, 2000) sans pression															
	Grenat			Amphibole		Kd	Intervalle T (°C)								
	XCa	XFe	XMg	XFe	XMg										
MO 31	0,178-0,202	0,557-0,595	0,254-0,297	0,314-0,339	0,295-0,326	2,242-2,860	780-952°C				862°C n=6 Pic température				
MO 33	0,180-0,186	0,607-0,619	0,222-0,244	0,279-0,322	0,352-0,413	4,173-5,188	708-866°C				784°C n=6 Rétrograde				
MO 47	0,211-0,279	0,449-0,502	0,343-0,364	0,239-0,257	0,390-0,420	2,821-3,323	760-889°C				828°C n=7 Pic température				
MO 57	0,292-2,860	0,460-0,486	0,296-0,359	0,249-0,271	0,365-0,440	2,663-3,808	738-909°C				795°C n=10 Rétrograde				
Cpx-Opx (Wood et Banno,1979)															
				T fixée= 761,72	P fixée= 6,32										
MO 14	1086,74												1087°C n=1 Migmatisation		
MO 49	850,02	855,1	895,67	894,03	8,48,04	771,98							852°C n=6 pic température		
Cpx-Opx (Wells, 1977)															
MO 14	1292												1292°C n=1 Migmatisation		
MO 49	878,48	899,8	953,47	956,55	881,55	770,51							890°C n=6 pic température		
Hb-Pl (Holland et Blundy, 1994)															
				Inferred T(°C)	ed-tr										
				P = 10kbar											
MO 14	642	617	655	632	629	631	642	594	634	630	637	633	631°C n=12 Rétrograde		
MO 31	692	757	759										736°C n=3 Rétrograde		
MO 33	781	806	775	751									778°C n=4 Rétrograde		
MO 49	613	589											601°C n=2 Rétrograde		
MO 57	677	705	712	741	842	838	728	833	706	663	635	712	702	783	734°C n=14 Rétrograde
				Inferred T(°C)											
				P = 5kbar											
MO 14	651	624	673	635	646	631	660	597	647	638	649	643	641°C n=12 Rétrograde		
MO 31	672	741	760										724°C n=3 Rétrograde		
MO 33	834	868	830	777									827°C n=4 Pic température		
MO 49	624	594											609°C n=2 Rétrograde		
MO 57	677	711	706	768	738	826	725	839	713	834	665	680	631	658	727°C n=14 Rétrograde
Grt-Pl-Hbl (Kohn et Spear, 1990)															
	Grenat			Plagioclase	Amphibole		Kd	Intervalle P (kbar)							
	XCa	XFe	XMg	XAn	XFe	XMg		(T=785,8°C)							
MO 14	0,556	0,314	0,13	0,292	0,128	0,241	4,583	13,97kbar (T=782°C)				13,97kbar n=1 Pic pression			
MO 31	0,157-0,202	0,557-0,690	0,133-0,297	0,299-0,489	0,00-0,209	0,00-0,259	3,049-16,876	7,49-13,23kbr				9,68kbar n=6 Décompression			
MO 33	0,186-0,187	0,619-0,622	0,222-0,225	0,283-0,299	0,00-0,024	0,003-0,104	5,45-36,69	13,15-14,89kbr				13,42kbar n=6 Pic pression			
MO 47	0,253-0,822	0,174-0,474	0,007-0,358	0,696-0,990	0,029-0,077	0,115-0,212	4,872-507,07	7,95-11,27kbr (T=845°C)				9,14kbr n=9 Décompression			
MO 57	0,270-0,330	0,260-0,480	0,290-0,370	0,230-0,370	0,049-0,174	0,189-0,324	3,26-5,07	10,11-14,03kbr				12,19kbr n=11 Pic pression			

Annexe III : Analyses chimiques des roches de la région de Lolodorf**Tableau 1:** Analyses chimiques des échantillons représentatifs des métamaftites à grenat fin de la région de Lolodorf

Roche	Méta-mafiques à grenat fin							
	Echantillons	MO 31	MO 35	MO 47	MO 61	MO 75	MO 78	MO 81
SiO ₂	48,67	50,70	48,60	48,20	49,01	49,55	48,39	50,15
TiO ₂	1,28	1,71	0,78	1,47	0,93	1,23	1,72	0,97
Al ₂ O ₃	13,85	12,40	14,10	12,75	14,63	13,66	13,03	13,21
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,05	0,03	0,00	0,03	0,03	0,04
Fe ₂ O ₃	13,66	17,65	12,65	17,70	14,67	13,59	17,61	13,78
MnO	0,22	0,21	0,17	0,30	0,19	0,21	0,25	0,23
MgO	7,43	5,77	8,96	5,99	6,30	7,16	5,88	8,21
CaO	11,81	9,17	11,75	10,10	9,38	11,48	10,37	11,56
Na ₂ O	2,22	2,22	1,65	2,18	3,42	2,08	2,08	1,60
K ₂ O	0,28	0,48	0,12	0,23	0,63	0,38	0,29	0,05
P ₂ O ₅	0,09	0,26	0,05	0,15	0,07	0,08	0,17	0,07
PF	0,20	-0,13	0,75	-0,02	0,50	0,30	-0,10	0,12
Total	99,54	100,59	98,88	99,10	99,23	99,45	99,82	99,87
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	10,82	7,25	18,08	8,67	15,73	11,11	7,58	13,62
Na ₂ O/K ₂ O	7,93	4,63	13,75	9,48	5,43	5,47	7,17	32,00
K ₂ O/Na ₂ O	0,13	0,22	0,07	0,11	0,18	0,18	0,14	0,03
Al ₂ O ₃ /Na ₂ O	6,24	5,59	8,55	5,85	4,28	6,57	6,26	8,26
Na ₂ O + K ₂ O	2,50	2,70	1,77	2,41	4,05	2,46	2,37	1,65
FeOt/MgO	1,65	2,75	1,27	2,66	2,10	1,71	2,69	1,51
A/CNK	1,89	1,27	6,06	2,52	0,72	1,51	2,08	14,28
Mg#	55,90	43,24	62,27	44,09	50,02	55,11	43,76	58,13
Cr	221,31	140,00	360,00	240,00	23,71	213,41	252,93	329,82
V	314,00	398,00	275,00	300,00	291,00	304,00	302,00	306,81
Sc	37,00	-	-	-	35,00	36,00	44,00	45,90
Ba	75,00	286,00	56,90	97,50	128,00	39,00	99,00	4,49
Zr	66,10	162,00	41,00	135,00	69,90	72,70	124,50	40,50
Sr	170,80	130,00	87,80	99,70	232,80	104,80	103,20	67,10
Y	20,80	67,30	15,30	41,90	20,00	21,30	46,70	20,60
Ga	16,60	21,00	15,10	18,70	19,90	18,10	18,00	15,81
Rb	14,60	3,50	5,20	6,70	6,10	7,20	7,30	0,66
Nb	5,00	11,70	1,60	4,80	6,00	4,20	5,30	2,60
Hf	2,00	3,70	1,30	3,30	1,80	2,20	3,50	1,30
Th	0,60	0,97	0,20	0,62	0,50	0,60	0,80	0,50
U	0,10	0,15	<0,05	0,20	0,30	0,20	0,30	0,10
Ta	0,20	0,70	0,10	0,30	0,40	0,20	0,40	<Ld
Sr/Y	8,21	1,93	5,74	2,38	11,64	4,92	2,21	3,26
Y/Nb	4,16	5,75	9,56	8,73	3,33	5,07	8,81	7,92
La	4,60	21,60	1,50	4,60	7,50	4,70	7,00	3,75
Ce	12,90	48,90	4,30	10,90	19,00	11,20	14,20	13,05
Pr	1,95	6,66	0,65	1,70	2,50	1,74	1,98	1,41
Nd	9,90	29,90	3,40	8,60	10,70	9,40	9,60	7,13
Sm	2,84	8,51	1,28	3,25	2,57	2,82	3,35	2,36
Eu	1,06	1,86	0,48	1,02	0,92	0,96	1,07	0,86
Gd	3,45	10,70	1,93	5,65	3,27	3,78	5,55	3,23
Tb	0,61	1,84	0,36	1,04	0,54	0,63	1,07	0,57
Dy	3,86	11,65	2,64	7,20	3,55	3,90	7,58	3,83
Ho	0,85	2,44	0,59	1,52	0,69	0,84	1,73	0,81
Er	2,18	7,02	1,82	4,72	2,24	2,25	5,32	2,36
Tm	0,30	1,05	0,30	0,68	0,31	0,32	0,77	0,34
Yb	2,01	6,59	1,88	4,35	1,97	2,00	4,83	2,28
Lu	0,32	0,98	0,27	0,66	0,30	0,31	0,73	0,35
REE	46,83	159,70	21,40	55,89	56,06	44,85	64,78	42,33
LREE	36,70	128,13	13,54	35,72	46,46	34,60	42,75	31,79
HREE	10,13	31,57	7,86	20,17	9,60	10,25	22,03	10,54
LREE/HREE	3,62	4,06	1,72	1,77	4,84	3,38	1,94	3,02
(La/Yb)N	1,55	2,23	0,54	0,72	2,59	1,60	0,98	1,12
Ce/Ce*	1,04	0,99	1,05	0,94	1,06	0,95	0,92	1,37
Eu/Eu*	1,03	0,59	0,93	0,73	0,97	0,90	0,76	0,95

Tableau 2: Analyses chimiques des métamaftites à grenat grossier de la région de Lolodorf

Roche	Méta-mafiques à grenat grossier					
	Echantillons	MO 11	MO 57	MO 70	MO 71	MO 76
SiO ₂	46,68	46,69	49,23	49,70	50,27	48,54
TiO ₂	0,62	0,98	1,48	0,36	0,88	0,50
Al ₂ O ₃	14,54	14,57	13,29	13,55	13,79	12,41
Cr ₂ O ₃	0,06	0,03	0,03	0,03	0,06	0,13
Fe ₂ O ₃	11,98	14,49	18,32	17,00	12,66	12,20
MnO	0,23	0,23	0,63	0,29	0,21	0,23
MgO	9,96	7,67	5,43	5,97	8,30	12,04
CaO	13,84	13,11	10,32	9,92	11,31	12,10
Na ₂ O	1,36	1,80	1,53	2,07	2,00	1,24
K ₂ O	0,07	0,10	0,17	0,22	0,29	0,15
P ₂ O ₅	0,05	0,06	0,13	0,12	0,10	0,04
PF	1,00	0,00	-0,80	0,09	0,13	0,41
Total	99,39	99,73	100,56	99,23	99,87	99,58
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	23,45	14,87	8,98	37,64	15,67	24,82
Na ₂ O/K ₂ O	19,43	18,00	9,00	9,41	6,90	8,27
K ₂ O/Na ₂ O	0,05	0,06	0,11	0,11	0,15	0,12
Al ₂ O ₃ /Na ₂ O	10,69	8,09	8,69	6,55	6,90	10,01
Na ₂ O + K ₂ O	1,43	1,90	1,70	2,29	2,29	1,39
FeO _t /MgO	1,08	1,70	3,04	2,56	1,37	0,91
A/CNK	11,04	6,17	4,95	3,00	2,10	5,51
Mg#	65,96	55,23	40,85	45,01	60,44	69,70
Cr	495,32	252,93	268,74	230,00	443,32	1055,20
V	295,36	335,00	262,00	316,00	276,71	261,31
Sc	53,65	46,00	42,00	-	41,97	42,78
Ba	27,55	23,00	20,00	35,60	97,42	11,81
Zr	30,40	38,70	93,60	88,00	47,20	24,40
Sr	33,60	49,20	21,80	26,10	72,00	27,70
Y	17,39	23,90	41,00	31,50	22,90	16,10
Ga	13,03	14,80	14,70	19,40	15,08	11,29
Rb	2,07	1,40	2,70	4,70	2,97	2,34
Nb	1,70	2,40	4,60	3,30	4,50	1,10
Hf	1,00	1,10	2,60	2,30	1,50	0,80
Th	0,52	<0.2	1,20	0,53	0,62	0,10
U	0,11	0,10	0,20	0,13	0,12	0,04
Ta	<ld	0,10	0,30	0,20	0,35	<ld
Sr/Y	1,93	2,06	0,53	0,83	3,14	1,72
Y/Nb	10,23	9,96	8,91	9,55	5,09	14,64
La	4,09	3,50	6,10	3,80	9,49	1,52
Ce	27,15	6,80	15,90	9,40	21,40	4,48
Pr	1,10	1,18	2,30	1,51	2,69	0,67
Nd	4,89	6,30	11,40	8,30	11,63	3,44
Sm	1,50	1,81	2,86	2,95	2,96	1,18
Eu	0,53	0,73	1,05	0,95	0,82	0,47
Gd	2,24	3,11	4,70	4,46	3,62	1,92
Tb	0,43	0,60	0,96	0,81	0,63	0,38
Dy	3,02	4,15	6,88	5,39	4,21	2,74
Ho	0,68	0,91	1,56	1,21	0,89	0,63
Er	2,10	2,82	4,94	3,47	2,70	1,91
Tm	0,32	0,40	0,68	0,53	0,40	0,28
Yb	2,11	2,65	4,37	3,70	2,64	1,86
Lu	0,32	0,38	0,68	0,52	0,42	0,29
REE	50,48	35,34	64,38	47,00	64,50	21,77
LREE	41,50	23,43	44,31	31,37	52,61	13,68
HREE	8,98	11,91	20,07	15,63	11,89	8,09
LREE/HREE	4,62	1,97	2,21	2,01	4,42	1,69
(La/Yb) _N	1,32	0,90	0,95	0,70	2,44	0,56
Ce/Ce*	3,10	0,81	1,03	0,95	1,02	1,07
Eu/Eu*	0,88	0,94	0,87	0,80	0,76	0,95

Tableau 3: Analyses chimiques des échantillons représentatifs des métasyénites à clinopyroxène de la région de Lolodorf

Roche	Métasyénites à clinopyroxène					
Echantillons	MO 41	MO 42	MO 46	MO 67	MO 80	MO 82
SiO ₂	59,78	60,70	61,93	61,70	59,20	60,53
TiO ₂	0,32	0,19	0,23	0,47	0,69	0,45
Al ₂ O ₃	16,56	16,20	17,34	16,10	15,20	15,83
Cr ₂ O ₃	<0,002	0,00	<0,002	0,00	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	5,56	3,67	2,43	3,62	6,19	4,49
MnO	0,08	0,07	0,06	0,06	0,09	0,07
MgO	0,69	0,74	0,28	0,61	0,52	0,62
CaO	2,27	2,27	2,08	2,35	3,17	2,60
Na ₂ O	2,69	2,64	2,80	2,84	2,74	2,74
K ₂ O	9,88	10,30	11,00	10,40	9,61	10,10
P ₂ O ₅	0,17	0,22	0,11	0,17	0,14	0,18
PF	0,30	0,56	0,50	0,58	0,98	0,71
Total	98,00	97,00	98,26	98,32	97,55	97,62
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	51,75	85,26	75,39	34,26	22,03	35,19
Na ₂ O/K ₂ O	0,27	0,26	0,25	0,27	0,29	0,27
K ₂ O/Na ₂ O	3,67	3,90	3,93	3,66	3,51	3,69
Al ₂ O ₃ /Na ₂ O	6,16	6,14	6,19	5,67	5,55	5,78
Na ₂ O + K ₂ O	12,57	12,94	13,80	13,24	12,35	12,84
FeO/MgO	7,25	4,46	7,81	5,34	10,71	6,49
A/CNK	0,27	0,26	0,27	0,23	0,18	0,22
Mg#	22,43	31,97	21,17	28,20	16,37	24,43
Cr	<Ld	20,00	<Ld	20,00	20,00	20,00
V	82,00	45,00	38,00	48,00	97,00	63,33
Sc	3,00	-	1,00	-	-	-
Ba	13009,00	9290,00	7450,00	5480,00	7000,00	7256,67
Zr	46,70	76,00	87,30	98,00	200,00	124,67
Sr	1243,40	2160,00	2177,90	2240,00	3520,00	2640,00
Y	12,10	22,80	30,50	20,50	83,80	42,37
Ga	13,00	17,80	13,70	17,10	14,80	16,57
Rb	222,40	300,00	270,60	276,00	236,00	270,67
Nb	6,00	5,30	10,40	22,00	11,90	13,07
Hf	1,50	2,00	2,40	2,80	5,70	3,50
Th	6,20	10,20	20,00	8,44	15,20	11,28
U	0,40	1,15	2,40	1,17	1,90	1,41
Ta	0,60	0,40	0,90	2,00	1,20	1,20
Sr/Y	102,76	94,74	71,41	109,27	42,00	62,31
Y/Nb	2,02	4,30	2,93	0,93	7,04	3,24
La	62,20	87,60	166,30	112,00	156,50	118,70
Ce	163,60	174,50	330,40	263,00	390,00	275,83
Pr	16,82	20,60	37,50	32,80	53,70	35,70
Nd	68,80	76,60	136,70	125,50	236,00	146,03
Sm	11,88	12,20	20,60	20,90	49,50	27,53
Eu	3,28	3,22	4,94	5,11	13,70	7,34
Gd	7,94	8,01	13,31	12,60	36,70	19,10
Tb	0,81	0,94	1,48	1,27	4,37	2,19
Dy	3,42	4,03	6,42	5,48	20,00	9,84
Ho	0,47	0,68	1,00	0,78	3,25	1,57
Er	0,98	1,68	2,63	1,59	8,08	3,78
Tm	0,12	0,21	0,31	0,21	1,02	0,48
Yb	0,70	1,14	1,91	1,06	5,42	2,54
Lu	0,10	0,17	0,25	0,13	0,68	0,33
REE	341,12	391,58	723,75	582,43	978,92	650,98
LREE	334,52	382,73	709,75	571,91	936,10	630,25
HREE	6,60	8,85	14,00	10,52	42,82	20,73
LREE/HREE	50,68	43,25	50,70	54,36	21,86	30,40
(La/Yb) _N	60,36	52,20	59,15	71,78	19,62	31,75
Ce/Ce*	1,22	0,99	1,01	1,05	1,03	1,03
Eu/Eu*	1,03	0,99	0,91	0,96	0,98	0,98

Tableau 4: Analyses chimiques des échantillons représentatifs des gneiss charnockitiques de la région de Lolodorf

Roche			Gneiss charnockitiques			Roche			Gneiss charnockitiques		
Echantillons	MO 05	MO 08	M0 43	Echantillons	MO 05	MO 08	M0 43	Echantillons	MO 05	MO 08	M0 43
SiO ₂	66,40	67,00	56,30	Cr	60,00	180,00	20,00	La	31,10	27,60	146,50
TiO ₂	0,48	0,57	0,37	V	70,00	96,00	127,00	Ce	58,60	46,20	366,00
Al ₂ O ₃	15,75	14,40	12,55	Sc	-	-	-	Pr	6,17	4,41	39,00
Cr ₂ O ₃	0,01	0,03	0,00	Ba	531,00	1175,00	9050,00	Nd	21,20	14,70	156,50
Fe ₂ O ₃	5,57	9,34	10,15	Zr	0,57	195,00	77,00	Sm	3,05	2,81	25,60
MnO	0,11	0,09	0,22	Sr	485,00	407,00	1350,00	Eu	0,86	1,09	6,20
MgO	1,92	2,19	1,94	Y	6,30	18,80	26,10	Gd	2,06	3,28	16,35
CaO	4,61	1,79	6,11	Ga	19,20	13,40	15,40	Tb	1,59	0,61	1,59
Na ₂ O	4,75	2,48	2,04	Rb	9,40	30,90	210,00	Dy	1,16	3,63	6,72
K ₂ O	1,06	1,74	8,04	Nb	5,10	6,20	2,00	Ho	0,23	0,68	0,95
P ₂ O ₅	0,17	0,03	0,57	Hf	3,50	4,50	2,30	Er	0,63	1,86	2,20
PF	0,35	0,29	0,38	Th	1,78	4,68	16,10	Tm	0,08	0,30	0,26
Total	100,83	99,66	98,29	U	0,20	0,45	1,41	Yb	0,57	1,98	1,50
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	32,81	25,26	33,92	Ta	-	-	-	Lu	0,07	0,28	0,26
Na ₂ O/K ₂ O	4,48	1,43	0,25	Sr/Y	76,98	21,65	51,72	REE	127,37	109,43	769,63
K ₂ O/Na ₂ O	0,22	0,70	3,94	Y/Nb	1,24	3,03	13,05	LREE	123,04	100,09	756,15
Al ₂ O ₃ /Na ₂ O	3,32	5,81	6,15					HREE	4,33	9,34	13,48
Na ₂ O + K ₂ O	5,81	4,22	10,08					LREE/HREE	28,42	10,72	56,09
FeO/MgO	2,61	3,84	4,71					(La/Yb)N	37,06	9,47	66,35
A/CNK	0,68	1,86	0,13					Ce/Ce*	1,02	1,01	1,17
Mg#	44,55	35,34	30,82					Eu/Eu*	1,05	1,09	0,92

LISTE DES PUBLICATIONS



Research Article

Petrology of the meta-mafic rocks from the Lolodorf area, Nyong complex (Southwest Cameroon): implication for the origin and emplacement conditions

Eric José Messi Ottou^{1,2} · Sylvestre Martial Ntomba³ · Benjamin Ntieche⁴ · Rufine Christelle Magnekou Takamte¹ · Salomon Bertrant Bisse^{1,2} · François Ndong Bidzang⁵ · Joseph Mvondo Ondo¹

Received: 19 April 2022 / Accepted: 20 June 2022

Published online: 09 July 2022

© The Author(s) 2022 **OPEN**

Abstract

This study presents the new petrology and geochemistry data for the comprehension of the origin and emplacement conditions of the Lolodorf mafic rocks within the Nyong Complex. The meta-mafic rocks consist of fine-grained garnet meta-mafic (FGM) and coarse-grained garnet meta-mafic (CGM) rocks presenting nearly similar mineral composition. They are made up of quartz, plagioclase, garnet orthopyroxene, clinopyroxene, amphibole, opaques, apatite and rutile. They also present recrystallization features such as quartz ribbons, corroded grain mineral, cusped plagioclase boundary and necklace garnets in the matrix. These mineral assemblages suggest that the recrystallization took place under granulite facies condition. The meta-mafic rocks have basaltic and tholeiitic composition like the magmas ($\text{SiO}_2_{\text{FGM}} = 48.20\text{--}50.70$ wt% and $\text{SiO}_2_{\text{CGM}} = 46.68\text{--}50.27$ wt% and $\text{Mg}_{\text{FGM}} = 43.24\text{--}62.27$ and $\text{Mg}_{\text{CGM}} = 40.85\text{--}69.70$) emplaced in the active continental margin context. The low La/Th ratio observed in the FGM and the high La/Th ratio in the CGM together with low Hf content imply that the FGM are reworked plutonic rocks that recorded both high grade partial melting and metamorphism whereas CGM recorded only metamorphism imprints. Thermobarometry results suggest that the partial melting and metamorphic peak occurred around the amphibolite-granulite facies transition. The fine-grained garnet meta-mafic rocks emplaced under pressure estimated at around 2.7–14.89 kbar with temperature interval between 672 and 952 °C while the coarse-grained garnet meta-mafics settled at around 1.5–16.09 kbar and 631–909 °C. The selected amphiboles display low water content (1.92–2.10 wt%) and plot between NNO and NNO + 2 buffers indicating that they crystallized under high oxidizing conditions. These results coupled with previous geochronological study suggest that the FGM may have occurred at the Mesoarchean and have been reworked during Eburnean whereas the CGM may have been formed at the Eburnean.

Supplementary Information The online version contains supplementary material available at <https://doi.org/10.1007/s42452-022-05089-7>.

✉ Eric José Messi Ottou, messi125@yahoo.fr; ericjosemessiottou@gmail.com | ¹Department of Earth Sciences, Faculty of Science, The University of Yaoundé I, P.O. Box: 812, Yaoundé, Cameroon. ²School of Geology and Mining Engineering, The University of Ngaoundéré, P.O. Box: 115, Meiganga, Cameroon. ³Centre for Geological and Mining Research, Institute for Geological and Mining Research, P.O. Box: 333, Garoua, Cameroon. ⁴Geology Laboratory, Department of Biological Sciences, Higher Teacher's Training School, The University of Yaoundé I, P.O. Box: 47, Yaoundé, Cameroon. ⁵Laboratory of the Mining Treatment, Institute for Geological and Mining Research, P.O. Box: 4110, Yaoundé, Cameroon.



Highlights

- (1) The rocks of the study area consists of fine-grained garnet meta-mafic (FGM) and coarse-grained garnet meta-mafic (CGM) rocks presenting partial melting and metamorphic features characterizing the amphibolite-granulite facies transition;
- (2) Fine-grained garnet meta-mafic (FGM) have been reworked during Eburnean whereas coarse-grained garnet meta-mafic (CGM) formed at the Eburnean;
- (3) The partial melting and metamorphic peak occurred around the amphibolite-granulite facies transition between 2.7–14.89 kbar and 672–952 °C for the FGM and around 1.5–16.09 kbar and 631–909 °C for the CGM.

Meta-mafic rocks protolith displays basaltic composition and emplaced at an active continental margin context under high oxidizing conditions.

Keywords Meta-mafic rocks · Amphibole-granulite facies transition · Partial melting · Nyong Complex · Cameroon

1 Introduction

Mafic rocks are volumetrically minor components of old Precambrian terranes that have provided important tools or contributions to the understanding of the geodynamic processes during early times [1–4]. Furthermore, the mafic rocks as well as large volume of Archean and Proterozoic continental crusts that are affected by partial melting are of much concern for modelling the evolution of recycled Archean continental crust. However, most of individual occurrences of these mafic rocks are attributed to wide-ranging geodynamic context. (1) Precambrian remnants of ophiolites or eclogites or (2) intrusive mafic layers which are often linked to a range of geodynamic context; (3) sills belonging to an oceanic crust in subduction environments; (4) remnants of arc related oceanic crust; (5) remnants of greenstone belts which have sagducted and (6) residual mantle following high degree of partial melting [5–9]. Particularly, controversy exists about the geodynamic context of mafic rocks generations during the Paleoproterozoic time [10, 11]. Two interpretation models have been proposed. First, there is evidence that in many Paleoproterozoic high grade belts, shortening is accommodated by the distributed thickening without real evidence for large-scale thrusting [12–14]. Second, the existence of Paleoproterozoic eclogites interpreted as suture zones indicated that subduction and Phanerozoic or ‘modern’ plate tectonic processes have played since that time [15, 16]. Most of geochemical finger printings in the Paleoproterozoic times are framed in the Phanerozoic tectonic [1, 2, 17]. They are the relative depletion of HFSE (Ta, Nb, Ti, Zr and Hf) on normalised trace element plots of these mafic rocks and the local observation of high pressure meta-mafics so called eclogite relics. Theses finger prints are often widely used as evidence for subduction similar, to that observed in the Phanerozoic arc magmatic

area [18–22]. Furthermore, metasomatism and hydrothermal processes can mobilize HFSE and REE, which are typically thought to be immobile [23–25]. The occurrence of high-pressure rocks without thrust tectonics can be derived both by virtue homogeneous crustal thickening [3, 26, 27] and during extensional context. Despite these findings, caution is advised when using the HFSE anomaly because it can also be caused by interaction with the Sub-Continental Lithospheric Mantel (SCLM) [28] or via crustal contamination [29]. The occurrence of high-pressure rocks does not necessarily imply thrust-dominated tectonics [3]. The Cameroon Craton represents the northern edge of the Congo Craton. It consists of the Ntem complex (NC) and the Nyong complex (NyC) (Fig. 1b, c; [30–33]). The NyC records the Eburnean orogeny that occurred during the collision between the Congo and So Francisco shields (Fig. 1c; [32, 34–36]). The Lolodorf area which is part of the NyC appears as an islet not yet been studied. In this study, the meta-mafic rocks from Lolodorf give an opportunity to assess new petrographical, mineralogical and geochemical data to understand the origin and evolution of the meta-mafic rocks protolith.

2 Geological setting

The Eburnean orogeny in Cameroon includes the NyC [33, 38] along the NW boundary of the with NC [33, 38, 39] and Ayna series [40, 41]. However, this Eburnean orogeny has been recorded out of the NyC notably in the Adamawa-Yade domain which appears as relics within the late Neoproterozoic Panafrican fold belt [42–44]. Biotite-hornblende gneiss, commonly known as grey gneiss (or migmatic grey gneiss) of TTG composition, is found in the NyC lithological formations [45–47]. Moreover, orthopyroxene-garnet gneiss with charnockite composition,

garnet-amphibole pyroxenites (metabasites interpreted as remnant eclogitic bodies) [20–22, 48], banded iron formation and magmatic rocks more or less metamorphosed (charnockite, augen metadiorite, metasyenite, granite and dolerite; [35, 37]). These sedimentary and plutonic rocks were remobilized during the Eburnean/Trans Amazonian orogeny due to the collision between the Congo and São Francisco Shields (Fig. 1b; [32, 34, 43]). The field observations and the geochemistry analyses support the derivation of the NyC rocks from the partial melting of the Archean crust [46, 47, 49]. The NyC is mostly characterized by flat lying foliation associated with stretching lineation variably oriented and resulting from the transposition of primary foliation by isoclinal recumbent folds during the second phase of deformation. Locally, large opening folds associated with shear zones disrupt this foliation [35, 44]. The NyC is marked by polycyclic metamorphic evolution with eclogite facies [20, 21] characterized by two deformation phases, synchronous with the emplacement of charnockite and/or migmatization process near the boundary with the NC. It is also marked by high grade granulitic assemblages characterized by polygonal fine-grained quartzo-feldspathic minerals suggesting the recrystallization process under high temperature and by the presence of corona rims illustrating a static evolution under granulite to amphibolite facies conditions [50, 51]. From eclogite phase, retrogressive phases continue down to greenschist facies conditions locally overprinted [40, 47]. Previous works on the NyC suggested that the second phase of deformation is retrograde and belongs to the Eburnean nappe formations which were transported

eastward onto the NC under the amphibolitic condition [33] and dated at ca 2050 Ma [34, 40, 46]. The critical isotopic data (Sm–Nd and T_{DM} data [46, 49]) indicate that the Nyong rocks have protolith with both an Archean age and the contribution of juvenile mantle materials. Due to the fact that the eclogitic metamorphism has been dated at ca 2.09 Ga ([20], SHRIMP U–Pb/Zr), the NyC area has been considered as one of the oldest suture zone or subducted slab so far recorded in the world [20]. The rocks of the NyC have also experienced a major late migmatitic, granulitic and tectonic events at ca 2.05 Ga ([37] by SHRIMP U–Pb/Zr) and may be therefore interpreted as a proximal area characterized by reworking and recycling of adjacent Archean cratonic crust [35].

3 Analytical techniques

3.1 Mineral chemistry

Six (06) polished thin sections of the meta-mafic rocks from the Lolodorf region were examined in detail under the polarizing microscope to identify the mineral assemblages. The observed mineral assemblages were imaged and mineral compositions measured using a JOEL JXA 8230 electron microprobe at the Advanced Facility for Microscopy and Microanalysis (AFMM) of the Indian Institute of Science in Bangalore, India. Analytical conditions used were 15 kv, with 12 nA sample current and a beam width of 3 μ m. Count times for the major elements were 10 s on peaks and 5 s on each background. Natural silicate

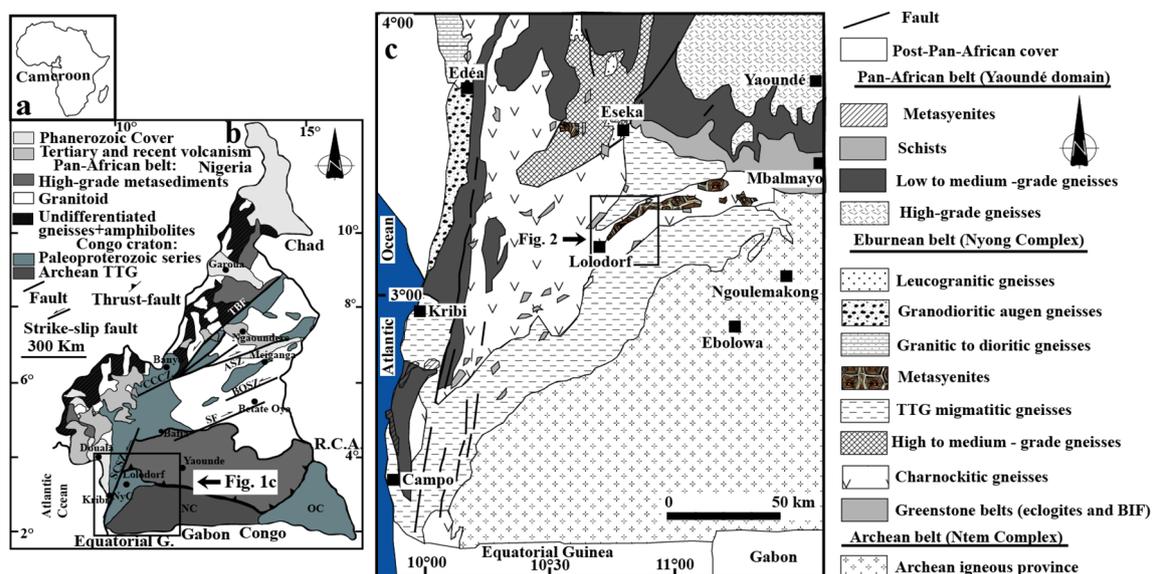


Fig. 1 **a** Map of Cameroon in central Africa; **b** Geological sketch map of Cameroon modified after [33]; **c** Geological sketch map of the south-western Cameroon modified after [37]

Table 1 Pressure and temperature results estimated on the studied samples

	Grt-Cpx [56]									
	Garnet					Clinopyroxene				
	XCa	XFe	XMg	XFe	XMg	XFe	XMg	Kd	Inferred T (°C)	P = 10.00 kbar
MO 31	0.175–0.209	0.537–0.583	0.275–0.313	0.250–0.281	0.585–0.656	4.747–6.641	697.00–821.00 °C	n = 7	766.00 °C	Retrogression
MO 33	0.175–0.187	0.597–0.629	0.214–0.249	0.292–0.320	0.572–0.628	5.560–7.090	687.00–749.00 °C	n = 21	710.00 °C	Retrogression
MO 47	0.210–0.280	0.453–0.502	0.343–0.364	0.200–0.210	0.606–0.694	5.160–6.580	729.00–856.00 °C	n = 7	805.00 °C	Peak temperature
MO 57	0.275–0.327	0.451–0.486	0.294–0.374	0.156–0.224	0.479–0.643	4.943–8.477	748.00–904.00 °C	n = 16	835.00 °C	Peak temperature
	Grt-Hbt [59] not pressure									
	Garnet					Amphibole				
	XCa	XFe	XMg	XFe	XMg	Kd	Inferred T (°C)			
MO 31	0.178–0.202	0.557–0.595	0.254–0.297	0.314–0.339	0.295–0.326	2.242–2.860	780.00–952.00 °C	n = 6	862.00 °C	Peak temperature
MO 33	0.180–0.186	0.607–0.619	0.222–0.244	0.279–0.322	0.352–0.413	4.173–5.188	708.00–866.00 °C	n = 6	784.00 °C	Retrogression
MO 47	0.211–0.279	0.449–0.502	0.343–0.364	0.239–0.257	0.390–0.420	2.821–3.323	760.00–889.00 °C	n = 7	828.00 °C	Peak temperature
MO 57	0.292–0.286	0.460–0.486	0.296–0.359	0.249–0.271	0.365–0.440	2.663–3.808	738.00–909.00 °C	n = 10	795.00 °C	Retrogression
	Grt-Pl-Hbl [60]									
	Garnet					Plagioclase Amphibole				
	XCa	XFe	XMg	XAn	XMg	Kd	Inferred P (kbar)			
MO 31	0.157–0.202	0.557–0.690	0.133–0.297	0.299–0.489	0.00–0.209	3.049–16.876	(T = 782.00 °C) 7.50–13.20kbr	n = 6	9.70kbar	Décompression
MO 33	0.186–0.187	0.619–0.622	0.222–0.225	0.283–0.299	0.00–0.024	5.45–36.69	13.20–14.90kbr	n = 6	13.40kbar	Peak pressure
MO 47	0.253–0.822	0.174–0.474	0.007–0.358	0.696–0.990	0.029–0.077	4.872–507.07	7.9–11.30kbr (T = 845.00 °C)	n = 9	9.10kbr	Décompression

Table 1 (continued)

Garnet	Grt-Pl-Hbl [60]				Inferred P (kbar)	Inferred T (°C)	Pic pressure				
	Plagioclase Amphibole		Kd								
XCa	XFe	XAn	XFe	XMg	XAn	XFe	XMg				
MO 57	0.270–0.330	0.260–0.480	0.230–0.370	0.290–0.370	0.049–0.174	0.189–0.324	3.30–5.10	10.10–14.00 kbr	12.20kbr	n = 11	
Hb-Pl [58]											
	Inferred T (°C)		ed-tr								
	P = 10.0 kbar										
MO 31	692.00	757.00	759.00							736.00 °C	n = 3
MO 33	781.00	806.00	775.00							778.00 °C	n = 4
MO 57	677.00	705.00	712.00							734.00 °C	n = 14
Inferred T (°C)											
P = 5.0 kbar											
MO 31	672.00	741.00	760.00							724.00 °C	n = 3
MO 33	834.00	868.00	830.00							827.00 °C	n = 4
MO 57	677.00	711.00	706.00							727.00 °C	n = 14

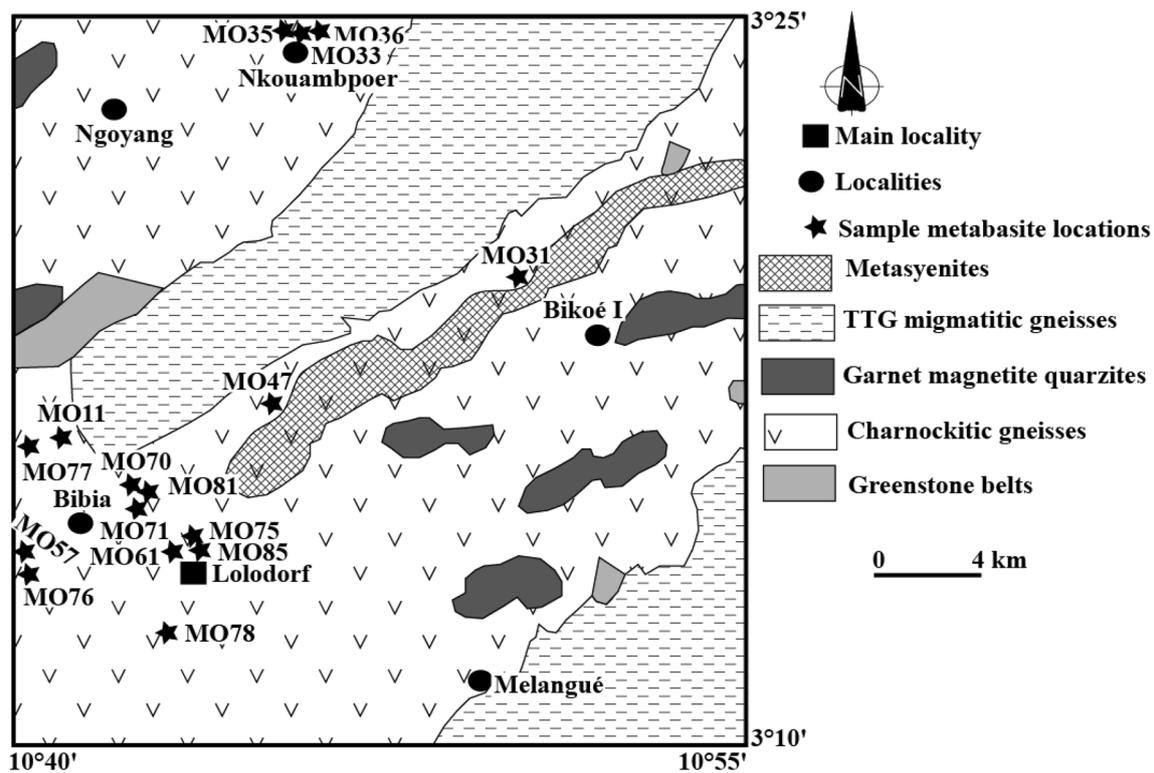


Fig. 2 Schematic map of the studied area modified after [20, 21, 37]. (Sample locations are represented by star)

and oxide minerals were used for calibration. Data were processed with a ZAF-type correction.

3.2 Whole rock geochemistry

Geochemical analysis of 14 samples was done using Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission (ICP-AE) for major elements and Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS) for trace elements including REE at the ALS Mineral Global Group, Vancouver (Canada). Sample preparation, analytical conditions and limits of detection are detailed in [52]. Major oxides and CIPW Norms are listed in Table 1, while trace elements and REE compositions are presented in Table 3. The CIPW norms were obtained using Excel spreadsheet program rewritten by [53].

4 Results

4.1 Petrography

Meta-mafic rocks of the Lolodorf area occur as enclaves within charnockitic gneisses (Fig. 2). They are represented by small bodies (Fig. 3a); plugs (15 to 20 m, Fig. 3d); dykes/

sills (~ 100–200 m length and 2–8 m width) and small lenses. They are melanocratic, fine to coarsed-grained and locally bear steep and flat foliations (Fig. 3a and c). At the mesoscale, they display in places, alternation of dark mafic and white felsic layers (Fig. 3a-c) or banding structures. The grain size distribution and melt segregation allow to classify into fine-grained garnet bearing meta-mafic (FGM) and coarse-grained garnet bearing meta-mafic (CGM) rocks (Fig. 3d, e).

The meta-mafics rocks display melt segregation (Fig. 3b, c) where quartz-plagioclasic phases are associated locally with garnet, amphibole and pyroxene. Locally, tiny leucosome pockets occur within the residual phase (Fig. 3).

They are mainly composed of garnet, clinopyroxene and amphibole (Fig. 3). Minor quartz and plagioclase are also observed in the hand-specimen. At the microscopic scale, the CGM display a granoblastic texture with heterogranular tendency (Fig. 4a, b) and granoporphyroblastic texture (Fig. 4c, d). They are mainly made up of garnet, clinopyroxene, amphibole, plagioclase, quartz, ilmenite, magnetite, apatite and rutile. The mineral distributions show a compositional variation from leucosome to melanosome bands or pockets (Fig. 4a, b). The leucosome is mainly composed of quartz-plagioclase aggregates,

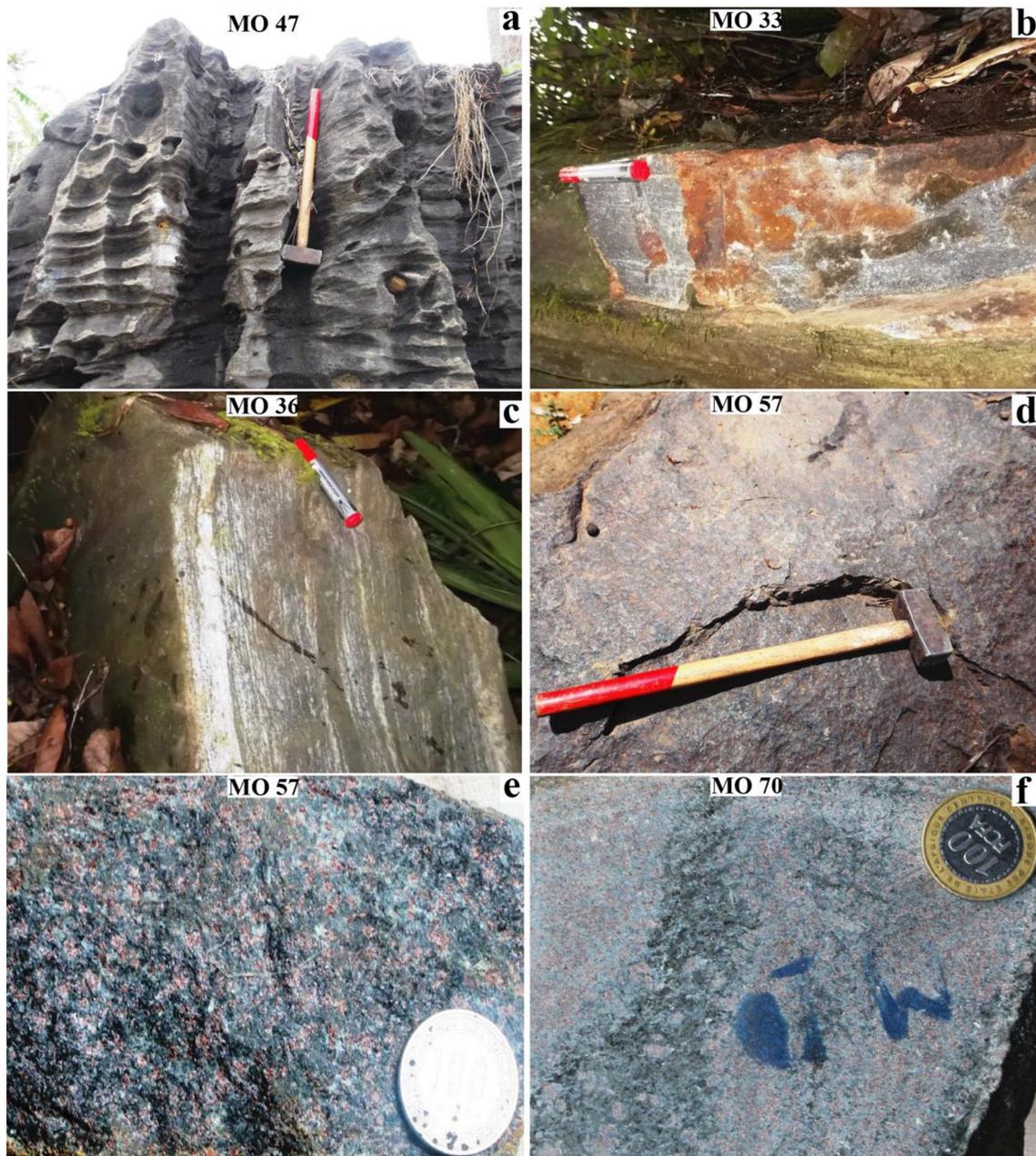


Fig. 3 Field photographs of the studied granulite rocks. **a** Eroded meta-mafic rocks outcrop displaying flat foliation, **b** Massive meta-mafic rock plug, **c** Meta-mafic rocks sample at the mesoscale showing alternating mafic and felsic layers **d** Meta-mafic rocks outcrop

displaying steep foliation, **e** Hand-specimen of meta-mafic rocks displaying discontinuous tiny leucosome layers and leucosome pocket, **f** meta-mafic rocks displaying phenocrysts of garnet and clinopyroxene

sometimes crosscut by transgranular fracture filled with quartz monocrystals (Fig. 4b, c). Clusters of fine garnet and orthopyroxene (Fig. 4c, d) are often present in the quartz-plagioclase aggregates. The melanosome phase consists of subhedral garnet phenocrysts (Fig. 4d,

e and g, h), orthopyroxene, amphibole (Fig. 4e, f) and clinopyroxene, in places fractured (Fig. 4e). Ilmenite and magnetite are more abundant only within the residual phase (Figs. 2, 4a). Inclusions of garnet, quartz and plagioclase are present in the garnet and clinopyroxene

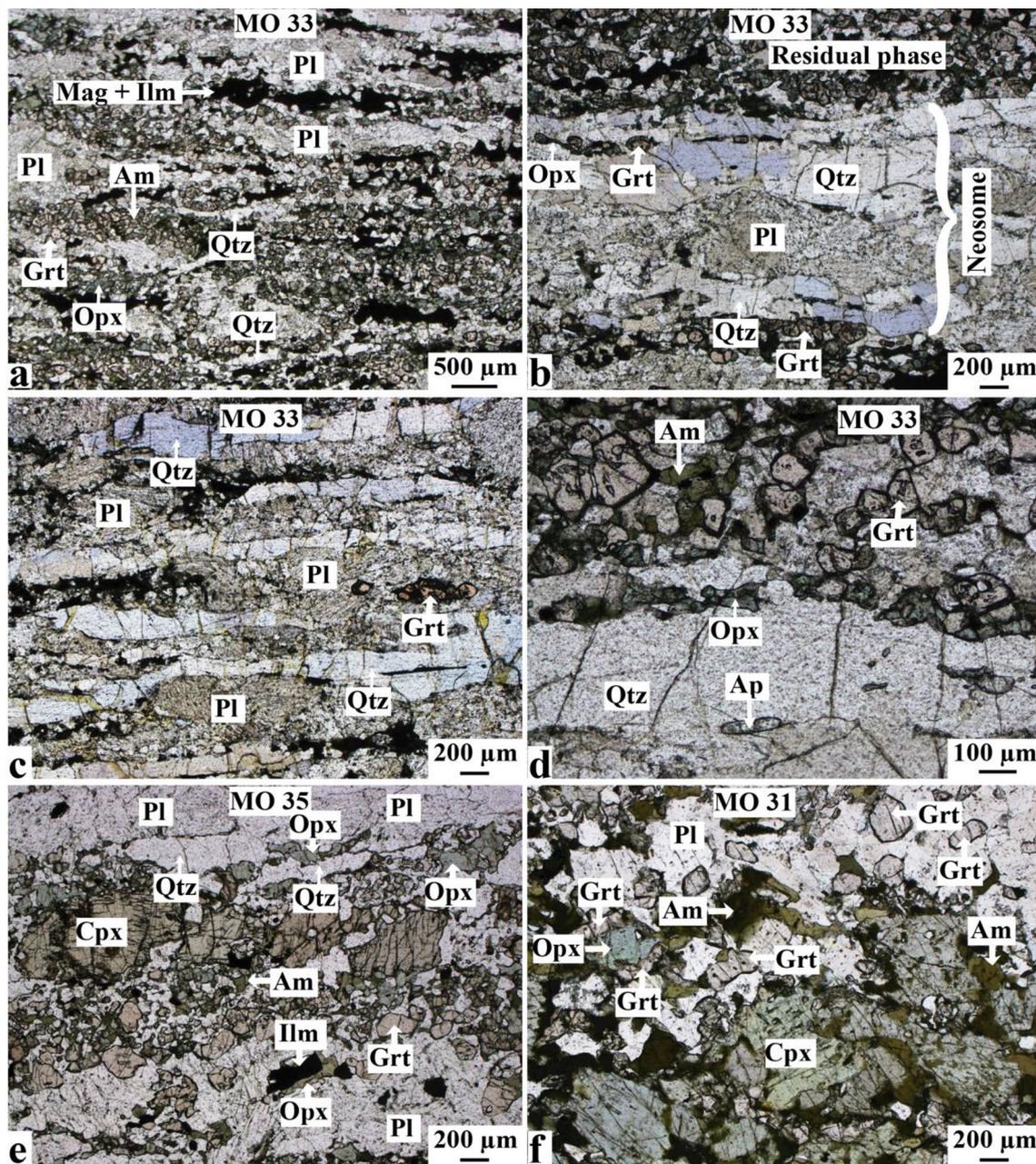


Fig. 4 Microphotographs of the studied meta-mafic rocks. **a** Alternation of leucocratic layer of quartz (Qtz) ribbon and plagioclase (Pl) with mafic layer of pyroxene (Px) and garnet (Grt) necklace displaying both ductile deformation and partial melting features, **b** Melt segregation marked by alternation of neosome and residual phase bands, **c** Neosome phase displaying quartz (Qtz) ribbon, plagioclase (Pl) and garnet(Grt), **d** Coalesce garnet (Grt) displaying broken “necklace” around plagioclase (Pl) probably due to partial melting. Note the presence of amphibole (Am), and orthopyroxene (Opx) in the boundary between residual phase and neosome, **e** Tiny residual phase mainly made of ferromagnesian minerals. Note also tiny orthopyroxene (Opx) corona around

ilmenite (Ilm), **f** Green amphibole (Am) exsolution in clinopyroxene (Cpx), garnet (Grt) minerals dropped in the leucosome band, **g** Green amphibole (Am) between garnet (Grt) and clinopyroxene (Cpx). Note the presence of clinopyroxene (Cpx) and orthopyroxene (Opx) pseudomorphs and rutile (Ru), **h** Plagioclase(Pl), garnet (Grt), clinopyroxene (Cpx) and quartz (Qtz) assemblage. Note both exsolution and corona of green amphibole (Am) within clinopyroxene (Cpx), garnet (Grt) and clinopyroxene (Cpx) faces. **i** Partial corona of amphibole (Am) developed around (Cpx), **j** Equilibrium phase of amphibole (Am), garnet (Grt), clinopyroxene (Cpx), plagioclase (Pl) and quartz (Qtz), note also orthopyroxene (Opx) pseudomorph

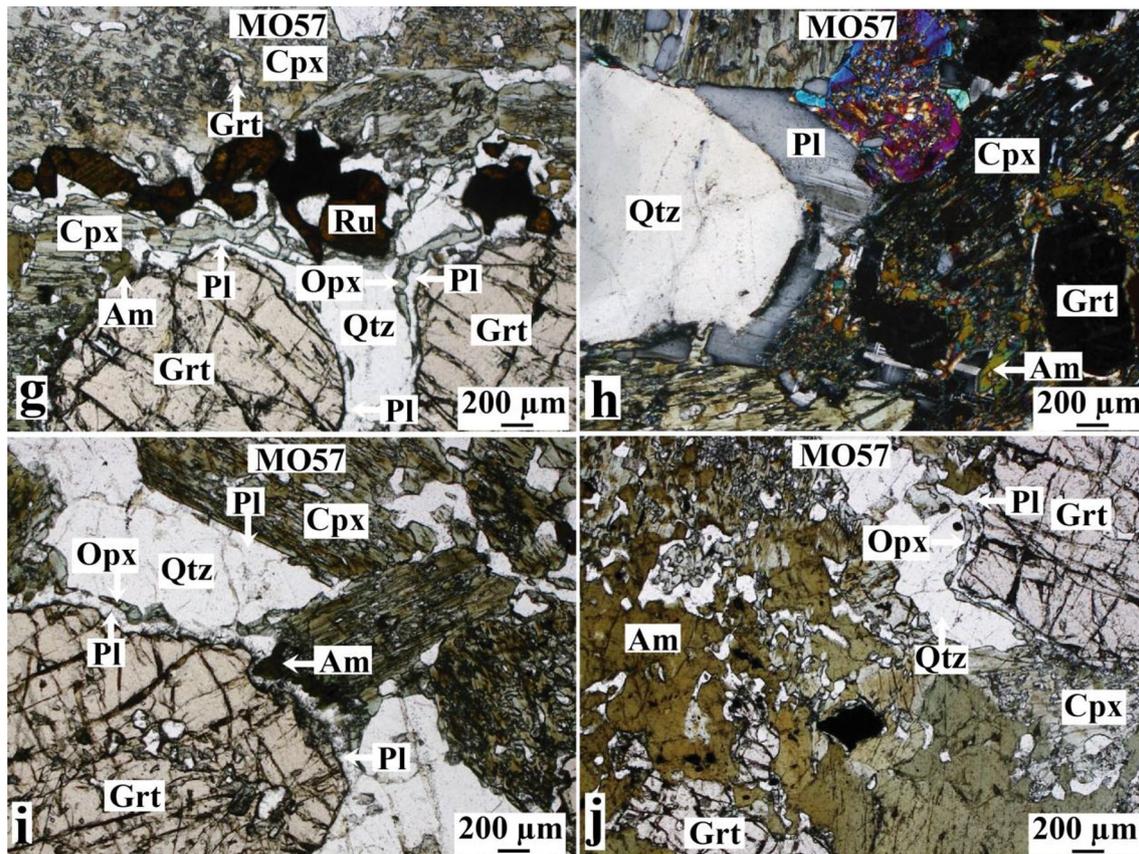


Fig. 4 (continued)

cores (Fig. 4g–i). In place garnet crystals are drowned in quartzoplagioclasic matrix (Fig. 4f). Some garnets are surrounded by reactionary rim. They are also associated with amphibole (Fig. 4f) and clinopyroxenes (Fig. 4i, j). Broken garnet necklaces are also found around the plagioclase (Fig. 4e, f) and display fractures filled with quartzfeldspathic phase which seals the two entities (Fig. 4k). Clinopyroxene is surrounded by corona of green amphibole (Fig. 4f, h, i) and displays straight boundary near the plagioclase crystal faces (Fig. 4h, i). Amphiboles are represented by brown–red and green types. Brown–red amphibole consists of large crystal grain up to 2 mm long, strongly pleochroic and showing in places quartz and plagioclase inclusions. Green amphibole also appears both as lamellae exsolution and as a rim around orthopyroxene and clinopyroxene crystals (Fig. 4f–j). Plagioclase occurs as subhedral to anhedral crystal in the matrix along with quartz and garnet (Fig. 4f). The orthopyroxene–plagioclase symplectite occurs between quartz and garnet crystals (Fig. 4g, i, j).

4.2 Mineral chemistry

Garnet, clinopyroxenes, orthopyroxenes, amphiboles and plagioclases are the analyzed mineral phases in this study. Garnet contains 17–63 mol% almandine, 17–82 mol% grossular, 0–27 mol% pyrope and 0–0.05 mol% spessartine with X_{Mg} number ranging from 0 to 0.36 (Supplementary file). Clinopyroxene contains 29.57–97.02 mol% wollastonite, 0–42.20 mol% enstatite and 2.98–19.31 mol% ferrosilite. In the binary Q–J diagram, all pyroxenes plot in the quad field (Fig. 5a). Clinopyroxenes are mainly diopsidic in nature and are locally augite and wollastonite. Primary diopside and Augite are Al_2O_3 rich in their cores and decrease rimward from 8.69 to 1.73 for diopside and from 8.07 to 2.33 wt% for augite. They display 0.00 to 18.90 mol% jadeite with high values in the core. Orthopyroxene is clinoenstatite (Fig. 5b) with 0.85 mol% wollastonite, 52.94 mol% enstatite and 46.21 mol% ferrosilite (Supplementary file).

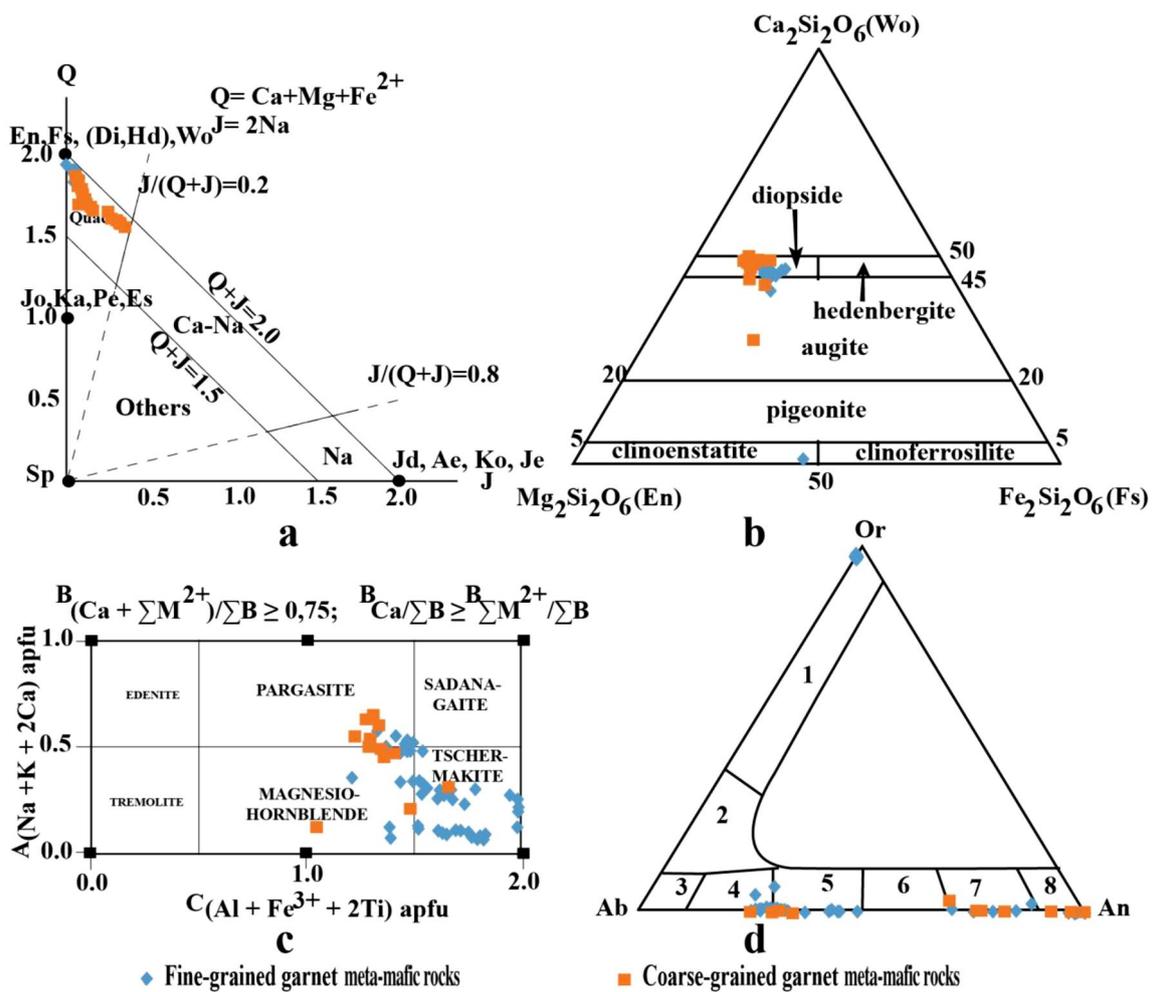


Fig. 5 **a** Q-J diagram showing studied sample plotting within the quad field, **b** Ternary diagram (En-Wo-Fs) for pyroxene classification [55], **c** Amphibole classification of studied samples [54], **d** Ab-Or-An ternary diagram of plagioclase classification

Amphiboles are calcic with Ca values ranging from 1.58 to 1.90 p.f.u., Na ranging from 0.19 and 0.78 p.f.u., and K values between 0.05 and 0.18 p.f.u. (Supplementary file). The primary amphiboles are Ti-rich with values ranging between 0.20 and 0.27 p.f.u., whereas the secondary amphiboles are Ti-poor (Ti = 0.03–0.18 p.f.u.). According to the classification of [54], these calcic amphiboles are represented by pargasite, magnesiohornblende and tschermakite end-members (Fig. 5c). The FGG (MO 33 and MO 47) samples are mainly composed of tschermakite and magnesiohornblende whereas the CGG (MO31 and MO 57) samples are composed of pargasite, magnesiohornblende and tschermakite (Fig. 5c).

Plagioclases contain 0.00–74.59 mol% albite, 25.17–100 mol% anorthite and 0.00–2.69 mol% orthoclase and consist of anorthite, bytownite, andesine and oligoclase end members (Fig. 5d). Anorthite contains

increase rimward from oligoclase to anorthite end members.

4.3 Thermobarometry, oxygen fugacity and water content estimates

The Grt-Cpx calibration of [56] is considered as the most accurate thermometer in the amphibolite-granulite-facies transition zone [57]. Using the Cpx-Grt assemblage, the thermometer yields average temperature of 766, 710 and 805 °C (Table 1) respectively for the MO 31, MO 33 and MO 47, all belonging to the FGM. The Hbl-Pl assemblage allows using equation from [58] that is based on edenite-tremolite reaction. According to this thermometer at high pressure condition of 10 kbar, the FGM (MO 31) sample displays temperatures ranging between 692 and 759 °C; with average temperature of 736 °C (Table 1).

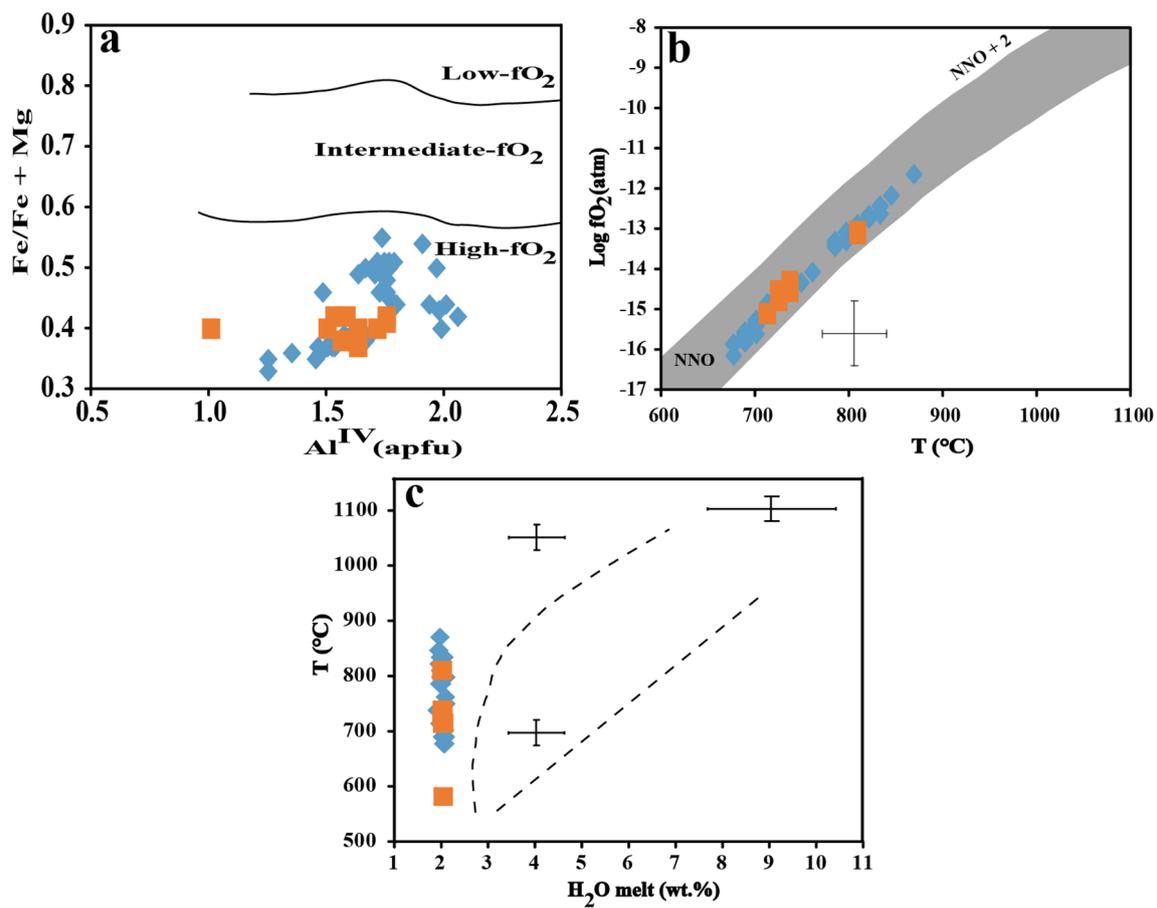


Fig. 6 **a** Al^{IV} (apfu) vs. $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$ diagram showing the compositional variation of amphiboles [64], **b** T ($^{\circ}\text{C}$) vs. $\log f(\text{O}_2)$ diagram of amphiboles after [62, 66]. The NNO and NNO+2 curves in (b) are taken from [67], **c** H_2O melt (wt%) vs. T ($^{\circ}\text{C}$) diagram (after [66]). Error bars in (c) indicate the variation in accuracy with H_2O melt.

The maximum thermal stability (black dotted line at the left) and the lower limit (black dotted line at the right) of consistent amphiboles are also reported. For more explanations, see [66]. Symbols are the same as in Fig. 5

In the FGM (MO 33) sample, temperatures are ranged between 751 and 806 $^{\circ}\text{C}$; with an average temperature of 778 $^{\circ}\text{C}$ (Table 1). Considering low pressure condition of 5 kbar, temperatures are similar to those obtained during high pressure condition (10 kbar and in the CGM) whereas, in the FGM (MO 33), temperatures are higher in low pressure conditions than those obtained in the high pressure conditions (Table 1). As shown above, Grt-Hbl assemblage also has been used to calculate temperatures of anatectic melt. Calculation made using the calibration of [59] yielded a mean temperature estimate around 862, 784 and 828 $^{\circ}\text{C}$ in the FGM (MO 31, MO 33 and MO 47) samples respectively (Table 1). The barometer of [60] constrained in the FGM (MO 31, MO 33 and MO 47) samples yields a mean pressure estimate around 9.7, 13.4 and

9.1 kbar respectively (Table 1). Overall, the temperatures and pressures calculated above suggested P-T conditions of Cpx + Grt + Hbl + Pl range respectively between 9.1–13.4 kbar; and 710–862 $^{\circ}\text{C}$. Such temperatures have widely varying oxygen fugacities (20.48–11.02 atm, pressures calculated after [61] in the equation of [62] ($\log f\text{O}_2 = -30,930/T + 14.98 + 0.142(P - 1)/T$; T in $^{\circ}\text{K}$ and P in bar (Supplementary file). Amphiboles are generally used as good proxy to understand the oxidation states of their host magma [63]. When plotted on the temperature versus $\log f(\text{O}_2)$ diagram, the selected amphiboles from the present study fall in the NNO and NNO+2 buffers. The FGM crystallized between 11.69 and 15.92 atm and the CGM between 13.12 and 15.15 atm (Supplementary file, Fig. 6b). On the Al^{IV} versus $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$ diagram (Fig. 6a) (stability

Table 2 Major elements (wt%) and CIPW norm compositions of studied samples

Samples	MDL	Fine-grained garnet meta-mafic rocks								Coarse-grained garnet meta-mafic rocks					
		MO 31	MO 35	MO 47	MO 61	MO 75	MO 78	MO 81	MO 85	MO 11	MO 57	MO 70	MO 71	MO 76	MO 77
SiO ₂	0.01	48.67	50.70	48.60	48.20	49.01	49.55	48.39	50.15	46.68	46.69	49.23	49.70	50.27	48.54
TiO ₂	0.01	1.28	1.71	0.78	1.47	0.93	1.23	1.72	0.97	0.62	0.98	1.48	0.36	0.88	0.50
Al ₂ O ₃	0.01	13.85	12.40	14.10	12.75	14.63	13.66	13.03	13.21	14.54	14.57	13.29	13.55	13.79	12.41
Cr ₂ O ₃	0.00	0.03	0.02	0.05	0.03	0.00	0.03	0.03	0.04	0.06	0.03	0.03	0.03	0.06	0.13
Fe ₂ O ₃	0.04	13.66	17.65	12.65	17.70	14.67	13.59	17.61	13.78	11.98	14.49	18.32	17.00	12.66	12.20
MnO	0.01	0.22	0.21	0.17	0.30	0.19	0.21	0.25	0.23	0.23	0.23	0.63	0.29	0.21	0.23
MgO	0.01	7.43	5.77	8.96	5.99	6.30	7.16	5.88	8.21	9.96	7.67	5.43	5.97	8.30	12.04
CaO	0.01	11.81	9.17	11.75	10.10	9.38	11.48	10.37	11.56	13.84	13.11	10.32	9.92	11.31	12.10
Na ₂ O	0.01	2.22	2.22	1.65	2.18	3.42	2.08	2.08	1.60	1.36	1.80	1.53	2.07	2.00	1.24
K ₂ O	0.01	0.28	0.48	0.12	0.23	0.63	0.38	0.29	0.05	0.07	0.10	0.17	0.22	0.29	0.15
P ₂ O ₅	0.01	0.09	0.26	0.05	0.15	0.07	0.08	0.17	0.07	0.05	0.06	0.13	0.12	0.10	0.04
Loi	-5.10	0.20	-0.13	0.75	-0.02	0.50	0.30	-0.10	0.12	1.00	0.00	-0.80	0.09	0.13	0.41
Sum	0.01	99.74	100.46	99.63	99.08	99.73	99.75	99.72	99.99	100.39	99.73	99.76	99.32	100.00	99.99
Mg#		55.90	43.24	62.27	44.09	50.02	55.11	43.76	58.13	65.96	55.23	40.85	45.01	60.44	69.70
FeOt		12.29	15.88	11.38	15.93	13.20	12.23	15.85	12.40	10.78	13.04	16.48	15.30	11.39	10.98
K ₂ O/Na ₂ O		0.13	0.22	0.07	0.11	0.18	0.18	0.14	0.03	0.05	0.06	0.11	0.11	0.15	0.12

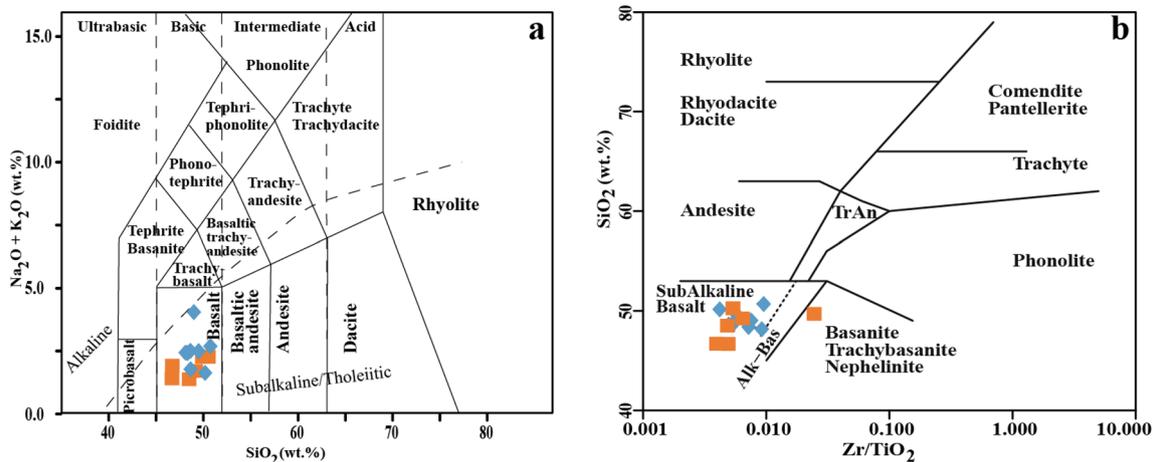


Fig. 7 **a** Total alkali-Silica (TAS) diagram after [71] of the studied rocks and **b** Binary diagram from [70] showing the FGM and the CGM plotting in sub-alkaline basalts field. Symbols are the same as in Fig. 5

field after [64]), both the FGM and CGM show a high oxygen fugacity. [69] demonstrated that The Al^{VI} content of amphiboles is sensitive to water content in the magma and then can be used for the estimation of the stability field of amphibole crystallization. Using the hygrometric formulation after [65] for the selected amphiboles, the calculation gave the value ranging from 1.92 to 2.10 wt% for the FGM and 2.02 to 2.06 wt% for the CGM (Fig. 6b, Supplementary file).

4.4 Whole rock geochemistry

4.4.1 Major elements

The major and trace element compositions of the studied granulites are reported on Table 2. The granulites display low SiO₂ (48.20–50.70 wt% for the FGM and 46.68–50.27 wt% for the CGM) and P₂O₅ (0.05–0.26 wt% for the FGM and 0.04–0.13 wt% for the CGM) contents, high TiO₂

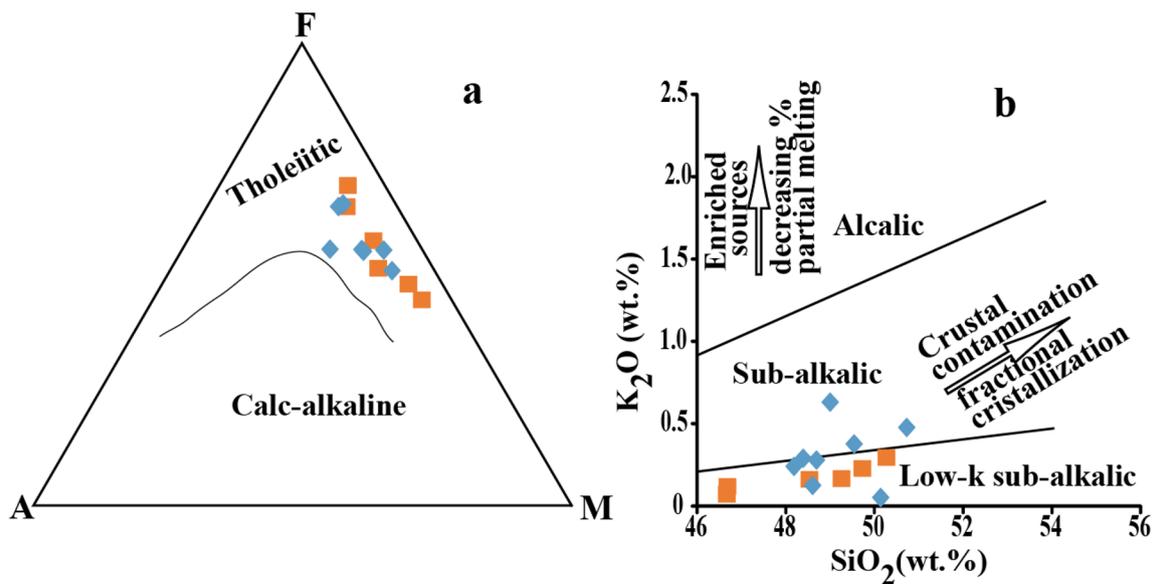


Fig. 8 Nomenclature and classification diagrams of the studied meta-mafic rocks. **a** AFM ternary diagram (FeO+Na₂O+K₂O–MgO) after [68], and **b** binary diagram K₂O vs. SiO₂ from [69]. Symbols are the same as in Fig. 5

(0.78–1.72 wt% for the FGM and 0.36–1.48 wt% for the CGM), CaO (9.17–11.81 wt% for the FGM and 9.72–13.84 wt% for the CGM), Fe₂O₃ (12.65–17.65 wt% for the FGM and 11.98–18.32 wt% for the CGM) and MgO (5.77–8.96 wt% for the FGM and 5.43–12.04 wt% for the CGM) contents. Al₂O₃ content shows a narrow range between 12.40 and 14.63 wt% for the FGM and 12.41 and 14.57 wt% for the CGM. The samples display a variable Mg number ($Mg = 100 \times (MgO/40.31) / [(MgO/40.31) + ((Fe_2O_3 \times 0.8998) / 71.85 \times (1 - 0.15))]$) ranging from 43.24 to 62.27 of the FGM and 40.85 to 69.70 of the CGG (Table 2). The loss on ignition is low (LOI < 0.75 wt%), attesting to the freshness of the collected samples. Most of sample display high Na₂O/K₂O and Al₂O₃/TiO₂ ratios, 4.63–32 and 7.25–37.64 respectively. The FGM and the CGM are basaltic in composition as observed from their plots on the total alkali (Na₂O+K₂O) versus silica (SiO₂) (TAS) diagram (Fig. 7a). Moreover, most of samples plot in the sub-alkaline basalt field on SiO₂ versus Zr/TiO₂ diagram of [70] (Fig. 7b), except for sample (MO71) which plots in the basanite field. The studied meta-mafic rocks plot exclusively in the tholeiitic field in the AFM ((Na₂O–K₂O)–FeO–MgO) ternary diagram (Fig. 8a, [68]). On the SiO₂ versus K₂O diagram after [69], the studied samples plot in sub-alkalic and low-k sub-alkalic domain (Fig. 8b). On the Harker diagram of major oxides versus MgO, SiO₂, Al₂O₃, K₂O and MnO do not display any correlation with MgO while, Fe₂O₃, TiO₂, Na₂O and P₂O₅ display a negative trend with increasing MgO while Cr₂O₃ and CaO contents show a positive correlation with increasing MgO (Fig. 9).

4.4.2 Trace elements

Trace and rare earth element concentrations are shown in the Table 3. The values of Cr are widely variable (23.71–360.00 ppm for the FGM and 230.00–1055.20 ppm for the CGM). Rb concentrations are generally low (0.66–14.60 ppm for the FGM and 1.40–4.70 ppm for the CGM). The Sr (67.10–232.8 ppm for the FGM and 21.80–72.00 ppm for the CGM) display a variable concentration, while Nb (1.60–11.70 ppm for the FGM and 1.10–4.60 ppm for the CGM) and Ta (0.10–0.70 ppm for the FGM and 0.10–0.35 ppm for the CGM) concentrations are low. On the bivariate plots (Fig. 10), Yb which is a relatively immobile trace element, display a strong positive correlations with Ho, Gd, Zr, and Y ($R^2 > 0.80$), positive correlations with Nb, La, Sm, Ba ($0.43 < R^2 < 0.68$) and no correlations with Rb ($R^2 = 0.004$). The MgO display negative correlations with V, Zr, Nb, Y Hf and Ga (Fig. 11).

The chondrite-normalized REE spidergram [72] of the samples (Fig. 12c, d), show a nearly flat patterns with a little enrichment of the LREE compared to HREE. When plotted on the multi-element spidergram normalized to the primitive mantle [73] (Fig. 12a, b), the fine-grained garnet meta-mafic rocks exhibit relatively flat patterns with both positive and negative Ba and Sr anomalies while the coarse-grained garnet meta-mafic rocks show only Sr negative anomalies. The studied samples display Ce/Ce* ratios ranging from 0.92 to 1.37 for the FGM and 0.81–3.10 ppm for the CGM, and slightly negative Eu

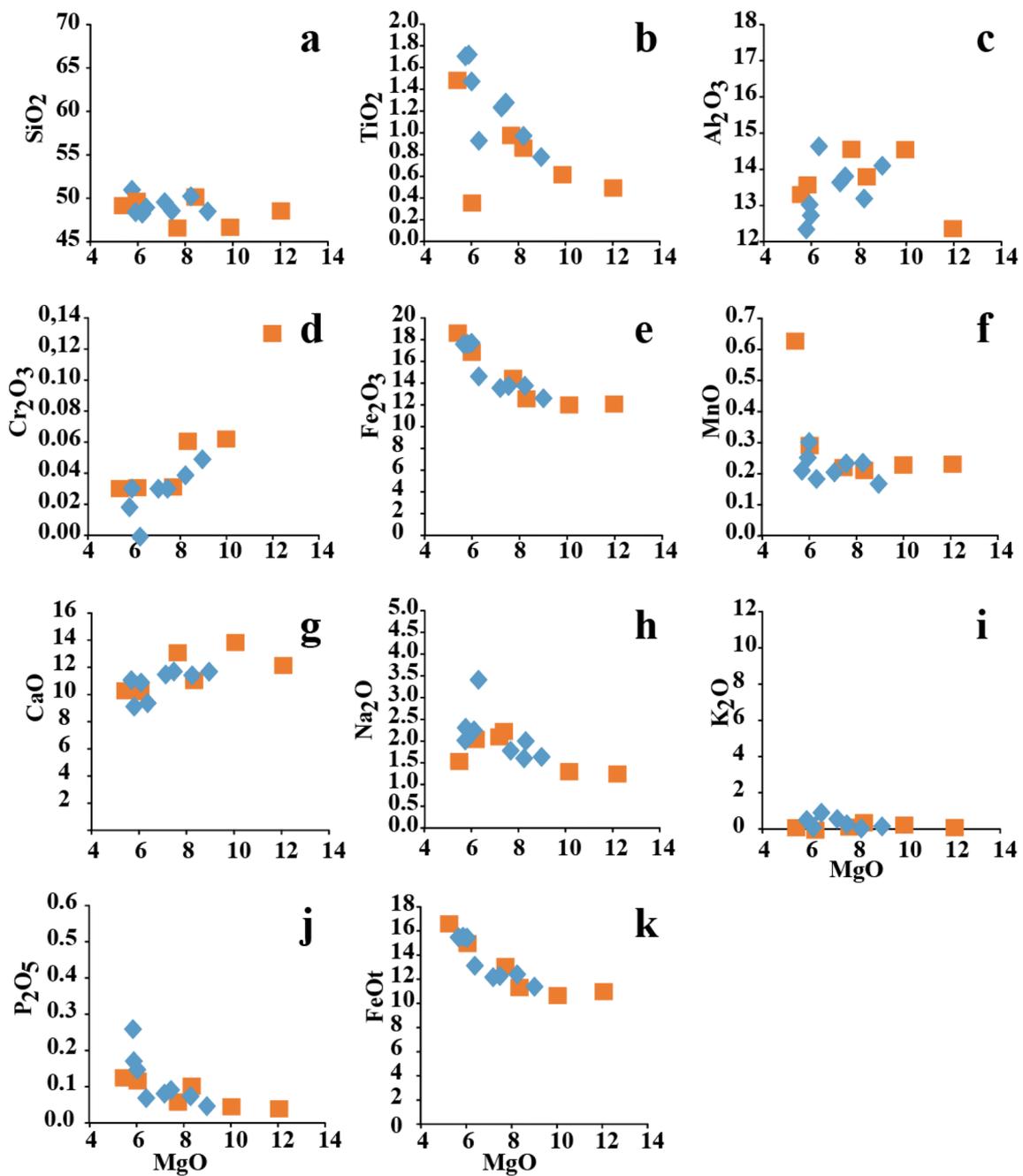


Fig. 9 Harker variation diagrams: MgO (wt%) versus major oxides (wt%). Symbols are the same as in Fig. 5

Table 3 Traces elements (ppm) concentrations of studied samples

Samples	MDL	Fine-grained garnet meta-mafic rocks								Coarse-grained garnet meta-mafic rocks					
		MO 31	MO 35	MO 47	MO 61	MO 75	MO 78	MO 81	MO 85	MO 11	MO 57	MO 70	MO 71	MO 76	MO 77
<i>Trace elements (ppm)</i>															
Cr	8.00	221.31	140.00	360.00	240.00	23.71	213.41	252.93	329.82	495.32	252.93	268.74	230.00	443.32	1055.20
V	8.00	314.00	398.00	275.00	300.00	291.00	304.00	302.00	306.81	295.36	335.00	262.00	316.00	276.71	261.31
Rb	0.10	14.60	3.50	5.20	6.70	6.10	7.20	7.30	0.66	2.07	1.40	2.70	4.70	2.97	2.34
Sr	0.50	170.80	130.00	87.80	99.70	232.80	104.80	103.20	67.10	33.60	49.20	21.80	26.10	72.00	27.70
Y	0.10	20.80	67.30	15.30	41.90	20.00	21.30	46.70	20.60	17.39	23.90	41.00	31.50	22.90	16.10
Nb	0.10	5.00	11.70	1.60	4.80	6.00	4.20	5.30	2.60	1.70	2.40	4.60	3.30	4.50	1.10
Ba	1.00	75.00	286.00	56.90	97.50	128.00	39.00	99.00	4.49	27.55	23.00	20.00	35.60	97.42	11.81
Ga	0.50	16.60	21.00	15.10	18.70	19.90	18.10	18.00	15.81	13.03	14.80	14.70	19.40	15.08	11.29
Ta	0.10	0.20	0.70	0.10	0.30	0.40	0.20	0.40	–	–	0.10	0.30	0.20	0.35	–
Th	0.20	0.60	0.97	0.20	0.62	0.50	0.60	0.80	0.50	0.52	–	1.20	0.53	0.62	0.10
U	0.10	0.10	0.15	–	0.20	0.30	0.20	0.30	0.10	0.11	0.10	0.20	0.13	0.12	0.04
Zr	0.10	66.10	162.00	41.00	135.00	69.90	72.70	124.50	40.50	30.40	38.70	93.60	88.00	47.20	24.40
Hf	0.10	2.00	3.70	1.30	3.30	1.80	2.20	3.50	1.30	1.00	1.10	2.60	2.30	1.50	0.80
Sr/Y		8.21	1.93	5.74	2.38	11.64	4.92	2.21	3.26	1.93	2.06	0.53	0.83	3.14	1.72
<i>Rare-earth elements (ppm)</i>															
La	0.10	4.60	21.60	1.50	4.60	7.50	4.70	7.00	3.75	4.09	3.50	6.10	3.80	9.49	1.52
Ce	0.10	12.90	48.90	4.30	10.90	19.00	11.20	14.20	13.05	27.15	6.80	15.90	9.40	21.40	4.48
Pr	0.02	1.95	6.66	0.65	1.70	2.50	1.74	1.98	1.41	1.10	1.18	2.30	1.51	2.69	0.67
Nd	0.30	9.90	29.90	3.40	8.60	10.70	9.40	9.60	7.13	4.89	6.30	11.40	8.30	11.63	3.44
Sm	0.05	2.84	8.51	1.28	3.25	2.57	2.82	3.35	2.36	1.50	1.81	2.86	2.95	2.96	1.18
Eu	0.02	1.06	1.86	0.48	1.02	0.92	0.96	1.07	0.86	0.53	0.73	1.05	0.95	0.82	0.47
Gd	0.05	3.45	10.70	1.93	5.65	3.27	3.78	5.55	3.23	2.24	3.11	4.70	4.46	3.62	1.92
Tb	0.01	0.61	1.84	0.36	1.04	0.54	0.63	1.07	0.57	0.43	0.60	0.96	0.81	0.63	0.38
Dy	0.05	3.86	11.65	2.64	7.20	3.55	3.90	7.58	3.83	3.02	4.15	6.88	5.39	4.21	2.74
Ho	0.02	0.85	2.44	0.59	1.52	0.69	0.84	1.73	0.81	0.68	0.91	1.56	1.21	0.89	0.63
Er	0.03	2.18	7.02	1.82	4.72	2.24	2.25	5.32	2.36	2.10	2.82	4.94	3.47	2.70	1.91
Tm	0.01	0.30	1.05	0.30	0.68	0.31	0.32	0.77	0.34	0.32	0.40	0.68	0.53	0.40	0.28
Yb	0.05	2.01	6.59	1.88	4.35	1.97	2.00	4.83	2.28	2.11	2.65	4.37	3.70	2.64	1.86
Lu	0.01	0.32	0.98	0.27	0.66	0.30	0.31	0.73	0.35	0.32	0.38	0.68	0.52	0.42	0.29
TREE		46.83	159.70	21.40	55.89	56.06	44.85	64.78	42.33	50.48	35.34	64.38	47.00	64.50	21.77
Eu/Eu*		1.03	0.59	0.93	0.73	0.97	0.90	0.76	0.95	0.88	0.94	0.87	0.80	0.76	0.95
La _N /Yb _N		1.55	2.23	0.54	0.72	2.59	1.60	0.98	1.12	1.32	0.90	0.95	0.70	2.44	0.56
Ce _N /Yb _N		1.69	1.95	0.60	0.66	2.53	1.47	0.77	1.50	3.38	0.67	0.96	0.67	2.13	0.63

$$\text{Eu/Eu}^* = (\text{Eu}(\text{FGM}/\text{CFM})/\text{Eu}(\text{chon})) / (\text{Sm}(\text{FGM}/\text{CFM})/\text{Sm}(\text{chon}))^{1/2} (\text{Gd}(\text{FGM}/\text{CFM})/\text{Gd}(\text{chon}))^{1/2}$$

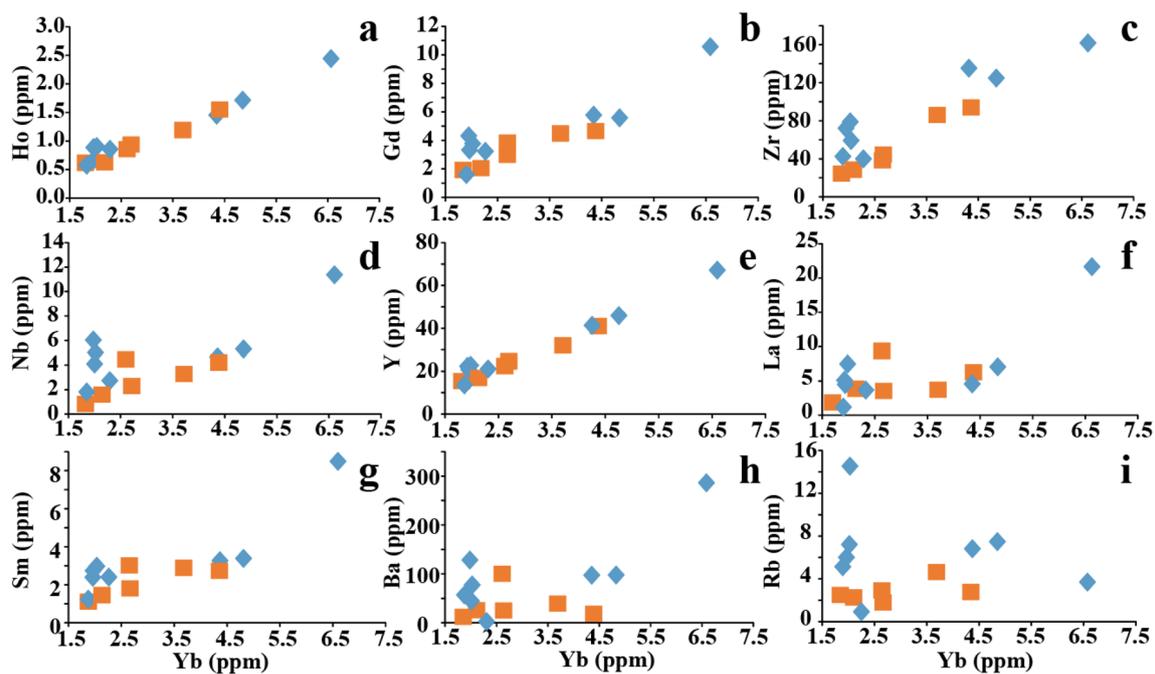


Fig. 10 Binary diagrams showing the trace element composition of the meta-mafic rocks samples. Symbols are the same as in Fig. 5

anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.59\text{--}0.97$ for the FGM and $0.76\text{--}0.95$ for the CGM).

5 Discussion

5.1 Petrographical evidence of anatexis melt and P–T conditions

The Lolodorf area and its surroundings display the meta-mafics rocks presenting partial melting evidences such as the presence of leucosome and melanosome at the mesoscopic scale (Fig. 3). On a microscopic scale, the presence of neosome and the residual phase (Fig. 4), significantly indicates the process of melt segregation [74]. Other evidences are the presence of quartzo-feldspathic beds hosting clinopyroxenes, orthopyroxenes and amphiboles; the dislocation of the garnet necklaces and the coalescence of the garnets in a broken chain scattered in the matrix (Fig. 4). The presence of aggregates of garnet and orthopyroxene in the neosome (Fig. 4), suggests grain migration, consistent with the presence of melt [75]. In addition, the reactive mineral aggregates in the residual phase and the quartz ribbon that cut the quartz-plagioclase aggregates in the neosome phase and the presence of the molten

edges of quartz and plagioclase along the grain boundaries further support this conclusion. The mineral recrystallization features on the studied rocks are also characterized by mantle and core microstructures and the neograins around the phenocrysts. All these microstructures occur at high temperature and are symptomatic of partial melting. The comparison of the studied meta-mafics rocks with migmatitic gneiss, TTG [37] and tonalitic gray gneiss where partial melting has been described in the NyC [47, 74] helps to reinforce the claim that the partial melting event was recorded on a regional scale.

The temperature and the pressure estimated by geothermobarometry are around $672\text{--}952\text{ }^\circ\text{C}$, and $2.7\text{--}14.89$ kbar for the FGM and $631\text{--}909\text{ }^\circ\text{C}$ and $1.5\text{--}16.09$ kbar for the CGM. The mineral assemblage of the studied meta-mafics rocks was stable at higher oxygen fugacities (LogO_2 varying from -15.67 to -12.47 atm for the FGM and -20.48 to -12.67 atm for the CGM). The above-mentioned metamorphic conditions of the studied meta-mafics rocks are nearly consistent with those from other mafic rocks from the Southwest Cameroon [20, 21, 76]. It is inferred that the amphibolite-granulite transition took place during a retrograde stage possibly related to a post-peak thermal overprint and/or fluid infiltration.

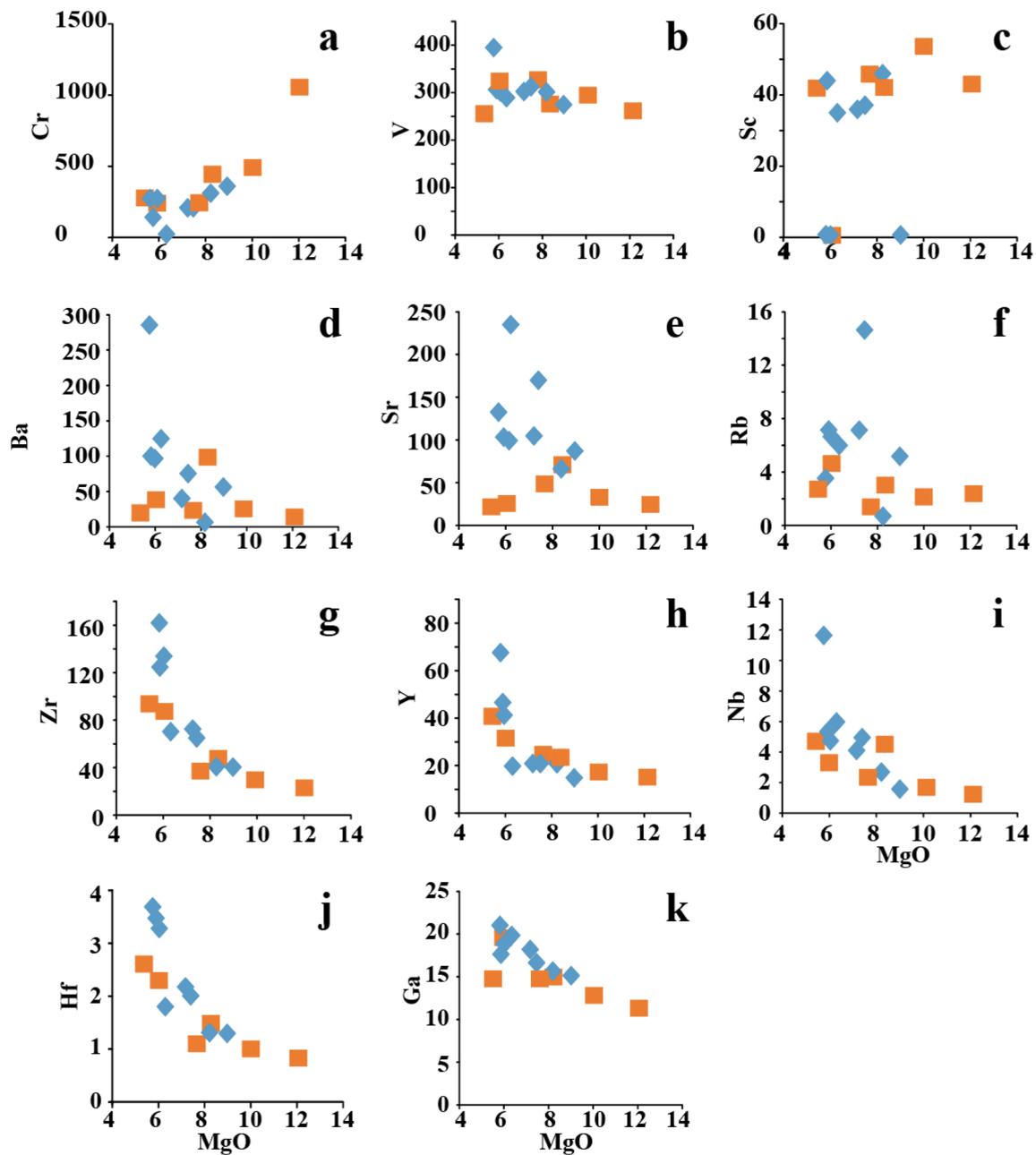


Fig. 11 Binary plots highlighting the HSFE relations with MgO. Symbols are the same as in Fig. 5

5.2 Origin and evolution of the granulites' protolith

The La/Th ratios are useful indicators of mafic or felsic source components, while Hf content generally reveals the degree of recycling. Hf (0.80–3.70 ppm) contents in

the studied meta-mafic rocks are very low suggesting the presence of intracratonic basin as it is the case in the previous works in the neighbouring NC [77]. The studied meta-mafic rocks display a wide range of La/Th ratios (0.00–22.27) that can be divided into two groups: below

Fig. 12 **a** Chondrite-normalized REE patterns of FGM after [73], **b** Chondrite-normalized REE patterns of the FGM after [73], **c** Primitive mantle normalized multi-element spider diagram for the studied CGM after [72], **d** Primitive mantle normalized multi-element spider diagram for the studied CCM [72]. Symbols are the same as in Fig. 5

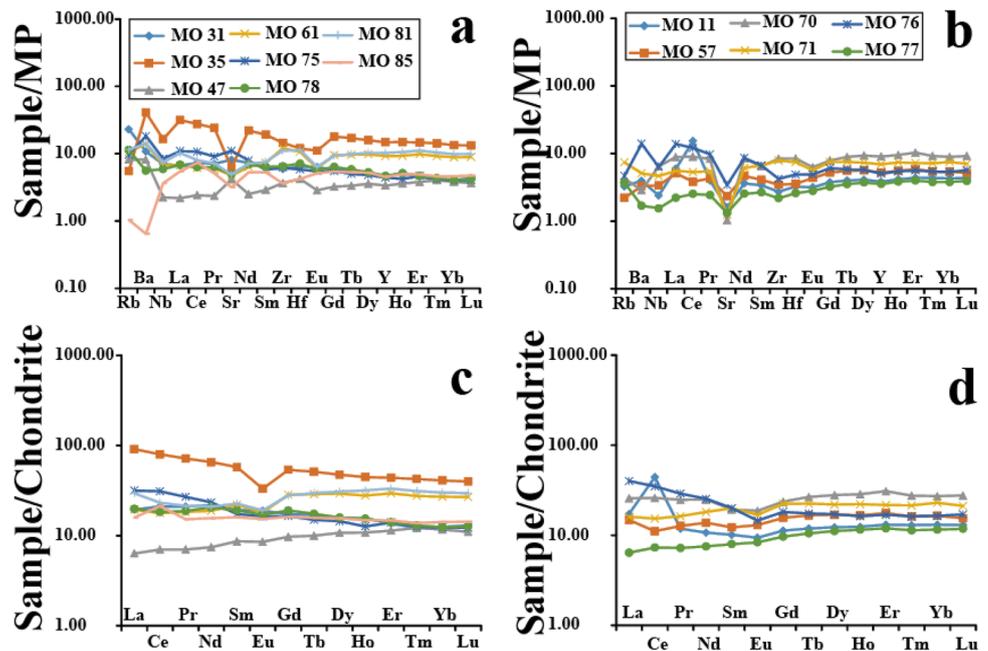
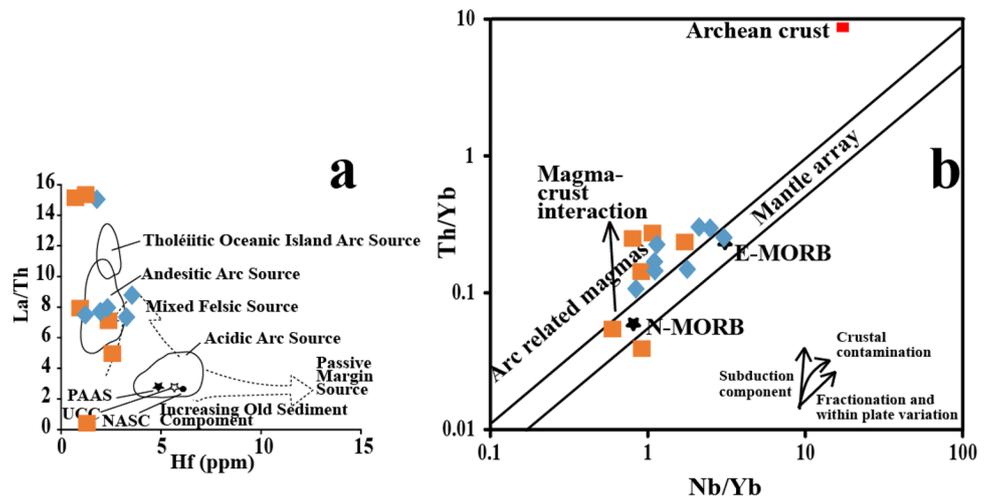


Fig. 13 **a** Binary diagram of La/Th vs. Hf showing the rock sources, **b** Th/Yb vs. Nb/Yb diagram (after [2, 90]) showing the plots of the majority of the meta-mafic rocks falling in the arc-related magmas area. Few samples fall in the field for N-MORB and E-MORB. Symbols are the same as in Fig. 5



and above of 15. The La/Th ratios below 15 suggest the input of crustal sources or the presence of the sedimentary basin while the ratios above 15 (obtained from three samples) indicate that the studied samples may probably have mantle connection. This is consistent with the high Mg# (40.85–69.70) and the low SiO₂ (46.68–50.70 wt%) contents of the studied samples indicating the basaltic nature of the meta-mafics rocks protolith.

Moreover, the studied samples display high Na₂O and low K₂O contents [78], which is indicative of the partial melting of mafic rocks from the lower part of thickened crust [79, 80]. On the binary La/Th versus Hf diagram [81], the samples display high La/Th ratios except the MO 57 sample (Fig. 13a), defining a trend which perhaps reflects affinities with evolved “mixed felsic-basic arc” and

“andesitic arc” sources. When plotted in the Th/Yb versus Nb/Yb diagram (Fig. 13b; [3]), few samples (2 samples FGM and 01 sample CGM) plot in the fields of N-MORB and E-MORB, while most of the samples are plotted above the mantle array precisely on the magmatic arc field following an oblique linear trend, indicating the influence of crustal contamination and the partial melting in their generation. These characteristics suggest a remobilization of the already crystallized mafic rocks (protolith) in the active continental margin context [82]. The trace elements ratios such as the Nb/Th and La/Nb are very useful for the discrimination of the origin of the magmas [72]. The La/Nb ratios of the samples are between 0.92 (< 1) and 2.41, (> 1.0), indicating both the participation of the crust and the mantle components in the generation of

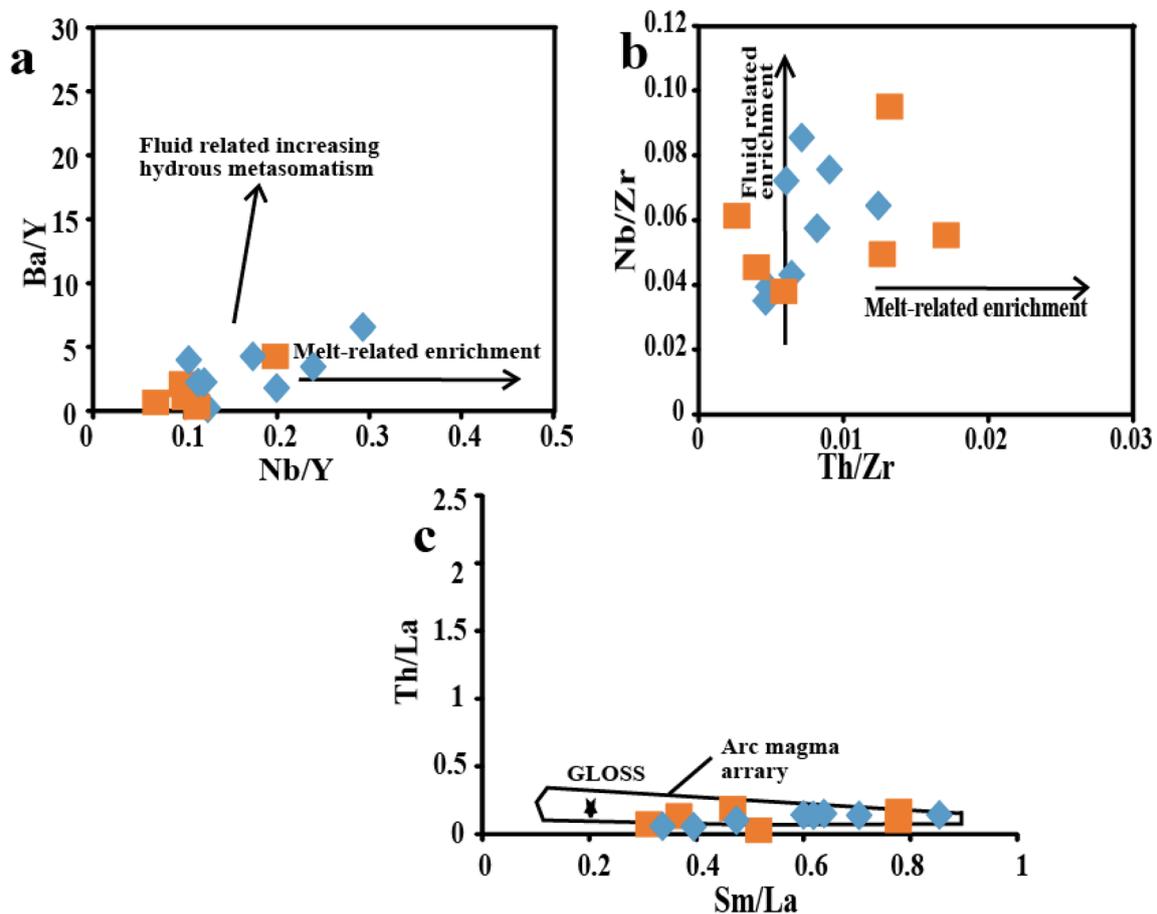


Fig. 14 **a** Nb/Y vs. Ba/Y (after [85]), **b** Nb/Zr vs. Th/Zr (after [84]) for the studied meta-mafic rocks, **c** Sm/La vs. Th/La (after [91, 92]) showing the composition of the meta-mafic rocks. Symbols are the same as in Fig. 5

the Lolodorf mafics rocks. Such geochemical imprints are most often found in sub-alkaline, alkaline and tholeiitic formations [82]. The variable content of elements such as Ba (4.49–286.00 ppm), Sr (0.50–232.00 ppm), Zr (24.40–162.00 ppm) and Th (0.10–1.20 ppm) may indicate the fractionation of feldspars and zircon [83]. The enrichment of Rb, Ba, Th, K and La in some samples suggest the probable addition of components like sediments and fluids to the original mantle rock [84] prior to melting. In the Nb/Y versus Ba/Y (Fig. 14a) and Nb/Zr versus Th/Zr diagrams (Fig. 14b), the studied meta-mafics rocks define a trend indicating the mantle source modified by fluid phases and melt [84, 85]. In the Sm/La vs. Th/La diagram (Fig. 14c), all the studied samples are plotted in the arc magma array with few samples plotted very close to the global subducting sediment (GLOSS) [86], indicating the influence of melt during the evolution of these rocks.

These behaviors indicate the contribution of the continental crust and mantle to the generation of the studied rocks [87]. The K_2O/P_2O_5 ratio (0.71 and 9) indicates a minimum to maximum involvement of the silicic component

of the crust. In general, the studied samples display $Eu/Eu^* > 0.6$, typical of source rocks affected by intracrustal differentiation processes [88]. Overall, a combination of these results suggests that the protolith of the studied rocks was mafic magma generated in an active continental margin (Fig. 13b). The presence of the melt segregation observed in macroscopic and microscopic scales suggests that the rocks may have been affected by high grade metamorphism associated with the migmatization or partial melting. Both the composition of the mantle source and the degree of partial melting that produced the parental magmas of the studied meta-mafic rocks can be determined using REE abundances and ratios. In the La/Sm vs. La diagram (Fig. 15a) the majority of the samples are plotted along the trend of partial melting and one sample along the fractional crystallization indicating the predominance high degree of partial melting during the generation of magma sources of these rocks. Moreover, the Sm versus Sm/Yb diagram after [89] point to the contribution of 4–68% melting of the spinel lherzolite source (Fig. 15b). Plotted on the Zr/4-2Nb-Y triangular diagram

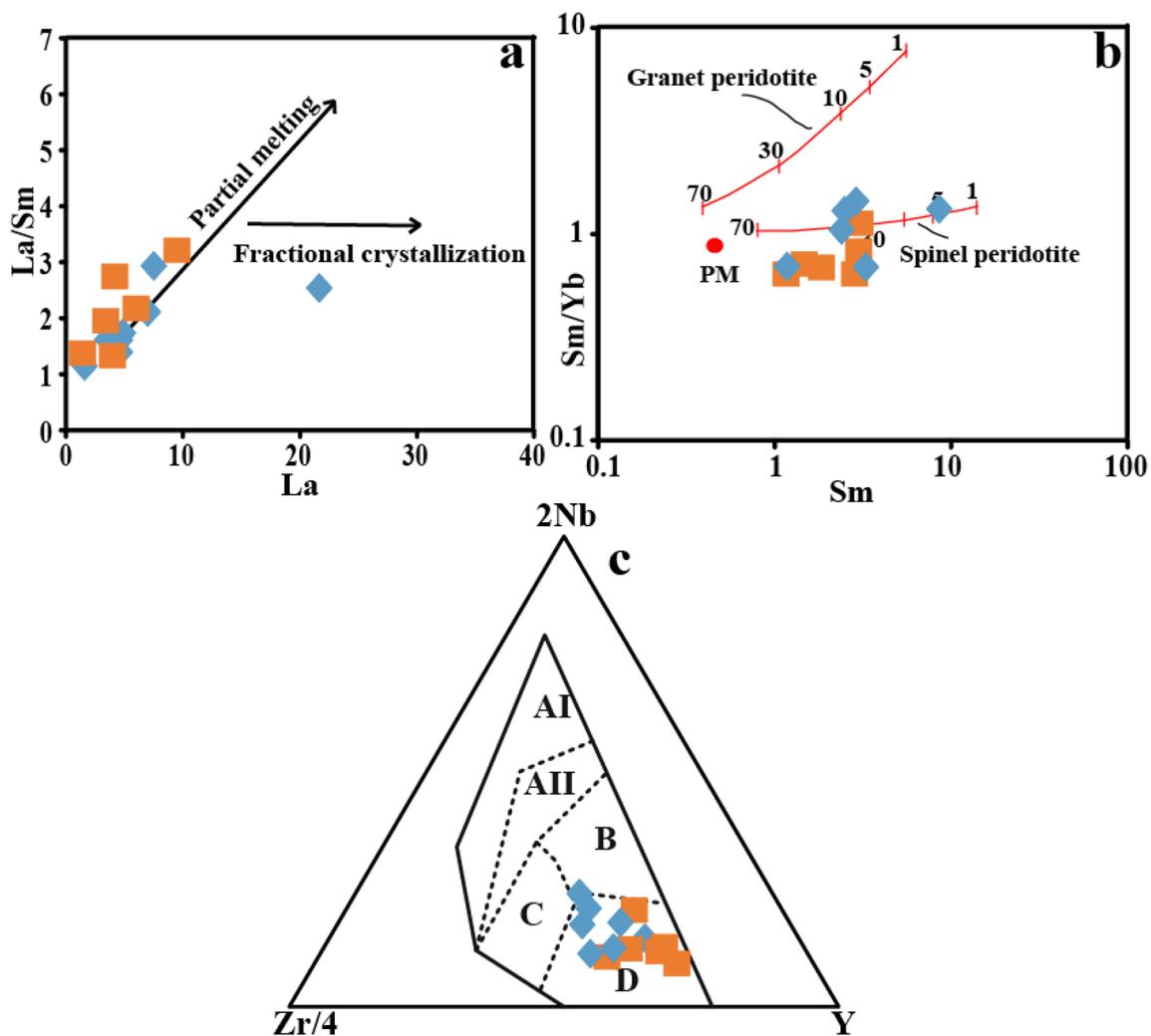


Fig. 15 **a** The La vs. La/Sm diagram of the meta-mafic rocks indicating mostly partial melting during evolution of the rocks, **b** Sm/Yb vs. Sm plot (after [89]) showing the degree of partial melting of the

studied rocks and **c** Zr/4-2Nb-Y triangular diagram of [90] showing the meta-mafics plotting in the field of N-MORB. Symbols are the same as in Fig. 5

of [90] indicating the geotectonic contexts of the basalts (Fig. 15c), the studied meta-mafics of Lolodorf and its surroundings fall on the N-MORB field.

The results from the studied meta-mafics rocks from the Lolodorf area are consistent with recent studies on the NyC mafic rocks that point to a conclusion that the protolith of eclogite are basaltic in compositions, with tholeiitic nature and MORB affinities [20, 21].

5.3 Relative emplacement ages

The studied fine-grained meta-mafic rocks (FGM) display the petrographical, mineralogical and geochemical characteristics of samples that went through partial melting and metamorphism (MO31, MO33, MO36 and MO47) while the Coarse-grained meta-mafic rocks (CGM) display

only metamorphic signature (MO57). The FGM displays banded patterns while the second does not. The features highlighted on the CGM are similar to those of previous studies in the NyC (dated at ca. 2.09 Ga) [20]. Then, the 2.09 Ga obtained in the NyC rocks could be assigned to the CGM [20]. The FGM (banded samples) were emplaced before the partial melting even, probably during Mesoarchean period while the CCM may have crystallized during Eburnean period [35, 46, 49].

The amphibolite-granulite facies transition observed on the Lolodorf meta-mafic rocks have been also recorded in the mafic and charnockitic rocks from the NyC in Cameroon (2.05 Ga, [20, 46]), in the migmatitic gneiss of Ivory Coast (2.05- 2.03 Ga, [93–95]) and in Brazil (2.10–2.07 Ga, [96]). The restricted range of ages observed in high grade metamorphic rocks

(2.10–2.03 Ga, [20, 93–95, 97]) and within the mafic rocks (2.09 Ga, [20]) suggest that the partial melting and the metamorphism may belong to the same event developed during the Eburnean orogeny at relatively limited time span. Overall, Mesoarchean high pressure mafic rocks (FGM protoliths) may have been reworked [35, 46, 49] coeval to the emplacement of juvenile meta-mafic rocks (CGM) during Eburnean period. This assumption is supported by previous works stipulating that the NC (which is an Archean nucleus crust) has interacted with juvenile Eburnean crust as described in other orogens (Thompson belt, Canada; Terre Adélie, Antarctica; Finland; Man Rise, Ivory Coast; [3, 14, 98].

6 Conclusion

In this study, mineralogical, geochemical and petrographical results of the Lolodorf mafic rocks studied disclose the following conclusions:

The Lolodorf area is made up of fine-grained and coarse-grained garnet meta-mafic rocks presenting granoblastic to granoporphyroblastic texture. They consist of quartz, plagioclase, garnet, orthopyroxene, clinopyroxene, amphibole, opaques, apatite and rutile.

The petrological study of the selected samples indicates that partial melting and peak of metamorphism occur under conditions close to amphibolite-granulite transition. The fine-grained garnet meta-mafic rocks emplaced under pressure estimated at around 2.7–14.89 kbar with temperature interval between 672 and 952 °C while the coarse-grained garnet meta-mafic rocks settled at around 1.5–16.09 kbar and temperature between 631 and 909 °C. The studied samples crystallized under high oxidizing conditions with low water content. The Mesoarchean fine-grained meta-mafic rocks protolith may have experienced Eburnean partial melting and metamorphic processes whereas the coarse-grained garnet meta-mafic rocks would have experienced only metamorphic process during Eburnean orogeny.

The geodynamic implications of the studied meta-mafic rocks suggest that an Eburnean convergence has implemented reworking and emplacement of the juvenile magmatic crust under high pressure and high temperature (HP-HT) conditions favoring intense partial melting. These processes have implied a crustal thickening and subsequent rapid exhumation of the studied meta-mafic rocks.

Acknowledgements The authors are grateful to Professor Sajeew Krishnan from the Indian Institute of Science, Bagalore for facilitating mineral chemistry analyses. We would like to thank anonymous reviewers, whose helpful comments and suggestions improved the quality of this manuscript.

Author contributions All authors contributed to the study conception and design. Material preparation, data collection and analysis were performed by EJMO, SMN, BN, RCMT, SBB, FNB and JMO. The first draft of the manuscript was written by EJMO and all authors commented on previous versions of the manuscript. All authors read and approved the final manuscript.

Funding The authors declare that no funds, grants, or other support were received during the preparation of this manuscript.

Data availability The whole-rock geochemical (major and trace element) and mineralogical data used in this manuscript are original and reported in the tables.

Declarations

Conflict of 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.

Open Access This article is licensed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License, which permits use, sharing, adaptation, distribution and reproduction in any medium or format, as long as you give appropriate credit to the original author(s) and the source, provide a link to the Creative Commons licence, and indicate if changes were made. The images or other third party material in this article are included in the article's Creative Commons licence, unless indicated otherwise in a credit line to the material. If material is not included in the article's Creative Commons licence and your intended use is not permitted by statutory regulation or exceeds the permitted use, you will need to obtain permission directly from the copyright holder. To view a copy of this licence, visit <http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>.

References

1. Condie KC (2005) High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos* 79:491–504
2. Pearce JA (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100:14–48
3. Pitra P, Kouamelan AN, Ballèvre M, Peucat JJ (2010) Palaeoproterozoic high-pressure granulite overprint of the Archean continental crust: evidence for homogeneous crustal thickening (Man Rise, Ivory Coast). *J Metamorph Geol* 28:41–58. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2009.00852.x>
4. Cook YA, Sanislav IV, Hammerli J, Blenkinsop TG, Dirks PHG (2016) A primitive mantle source for the Neoproterozoic mafic rocks from the Tanzania craton. *Geosci Front* 7:911–926
5. de Wit MJ, Hart RA, Hart RJ (1987) The Jamestown Ophiolite complex, Barberton Mountain Belt: a section through 3.5 Ga oceanic crust. *J Afr Earth Sci* 6(5):681–730
6. Bagas L, Kolb J, Fiorentini ML, Thebaud N, Owen J, Rennick S, Stensgaard BM (2016) On the processes that formed archaean Ni-Cu sulfide mineralisation in the deep continental crust, thrym complex, Southeastern Greenland. *Precamb Res* 277:68–86
7. Johnson TE, Brown M, Goodenough KM, Clark C, Kinny PD, White RW (2016) Subduction or sagduction? Ambiguity in constraining the origin of ultramafic-mafic bodies in the Archean crust of NW Scotland. *Precamb Res* 283:89–105

8. Szilas K, Van Hinsberg VJ, Creaser RA, Kisters AFMM, Hinsberg V, Van Kisters AFMM (2014) The geochemical composition of serpentinites in the MesoarchaeoanTartoq Group, SW Greenland: Harzburgitic cumulates or melt-modified mantle? *Lithos* 198–199(1):103–116
9. Szilas K, Van Hinsberg V, McDonald I, Næraa T, Rollinson H, Adetunji J, Bird D, Hinsberg V, Van McDonald I, Næraa T, Rollinson H, Adetunji J, Bird D (2018) Highly Refractory archaean peridotite cumulates: petrology and geochemistry of the Seqi Ultramafic complex, SW Greenland. *Geosci Front* 9(3):689–714
10. Vidal M, Delor C, Pouclet A, Siméon Y, Alric G (1996) Evolution géodynamique de l’Afrique de l’Ouest entre 2,2 Ga et 2 Ga: le style “archéen” des ceintures vertes et des ensembles sédimentaires birimiens du nord-est de la Côte-d’Ivoire. *Bull Soc Géol Fr* 167(3):307–319
11. Cagnard F, Gapais D, Barbey P (2007) Collision tectonics involving juvenile crust: the example of the southern Finnish Svecofennides. *Precambr Res* 154:125–141
12. McLaren S, Sandiford M, Powell R (2005) Contrasting styles of Proterozoic crustal evolution: a hot-plate tectonic model for Australian terranes. *Geology* 33:673–676
13. Cagnard F, Brun J-P, Gapais D (2006) Modes of thickening of analogue weak lithospheres. *Tectonophysics* 421:145–160
14. Gapais D, Pelletier A, Ménot R-P, Peucat JJ (2008) Paleoproterozoic tectonics in the Terre Adélie Craton (East Antarctica). *Precambr Res* 162(3–4):531–539
15. Möller A, Appel P, Mezger K, Schenk V (1995) Evidence for a 2 Ga subduction zone: eclogites in the Usagaran belt of Tanzania. *Geology* 23:1067–1070
16. Collins AS, Reddy SM, Buchan C, Mruma A (2004) Temporal constraints on Palaeoproterozoic eclogite formation and exhumation (Usagaran Orogen, Tanzania). *Earth Planet Sci Lett* 224:175–192
17. Pearce JA, Cann JR (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet Sci Lett* 19:290–300
18. Wang D, Guo J, Huang G, Scheltens M (2015) The Neoproterozoic Ultramafic-Mafic complex in the Yinshan block, North China Craton: magmatic monitor of development of archaic lithospheric mantle. *Precambr Res* 270:80–99
19. Guo R, Liu S, Bai X, Wang W (2017) A Neoproterozoic Subduction recorded by the Eastern Hebei Precambrian Basement, North China Craton: geochemical fingerprints from Metavolcanic Rocks of the Saheqiao-Shangying-Qinglong Supracrustal Belt. *J Asian Earth Sci* 135:347–369
20. Loose D, Schenk V (2018) 2.09 Ga old eclogites in the eburnean-transamazonian orogeny of southern Cameroon: Significance for Paleoproterozoic plate tectonics. *Precambr Res* 304:1–11
21. Houketchang Bouyo M, Penaye J, Mouri H, Toteu SF (2019) Eclogite facies metabasites from the Paleoproterozoic Nyong Group, SW Cameroon: mineralogical evidence and implications for a high-pressure metamorphism related to a subduction zone at the NW margin of the Archean Congo craton. *J Afr Earth Sc* 149:215–234
22. Nga Essomba TP, Ganno S, Tanko NE, Ndema MJ, Kamguia WB, Soh TL, Takoudjou WJ, Nzenti JP (2020) Geochemical constraints on the origin and tectonic setting of the serpentinized peridotites from the Paleoproterozoic Nyongderies, Eseka area SW Cameroon. *Acta Geochim* 39:404–422
23. Smith MP, Henderson P, Campbell LS (2000) Fractionation of the REE during hydrothermal processes: constraints from the Bayan Obo Fe-REE-Nb Deposit, Inner Mongolia, China. *Geochim Cosmochim Acta* 64(18):3141–3160
24. Rolland Y, Cox S, Boullier A, Pennacchioni G, Mancktelow N (2003) Rare earth and trace element mobility in mid-crustal shear zones: insights from the Mont Blanc Massif (Western Alps). *Earth Planet Sci Lett* 214:203–219
25. Powell W, Zhang M, Reilly SYO, Tiepolo M (2004) Mantle amphibole trace element and isotopic signatures trace multiple metasomatic episodes in Lithospheric Mantle, Western Victoria, Australia. *Lithos* 75:141–171
26. Štípská P, Schulmann K, Kröner A (2004) Vertical extrusion and middle crustal spreading of omphacite granulite: a model of syn-convergent exhumation (Bohemian Massif, Czech Republic). *J Metamorph Geol* 22:179–198
27. Schulmann K, Lexa O, Štípská P, Racek M, Tajčmanová L, Konopásek J, Edel JB, Peschler A, Lehmann J (2008) Vertical extrusion and horizontal channel flow of orogenic lower crust: key exhumation mechanisms in large hot orogens? *J Metamorph Geol* 26:273–297
28. Pearce JA (2014) Geochemical fingerprinting of the earth’s oldest rocks. *Geology* 42(2):175–176
29. Arndt N (1999) Why was flood volcanism on submerged continental platforms so common in the Precambrian? *Precambr Res* 97(3–4):155–164
30. Castaing C, Feybesse JL, Thieblemont D, Triboulet C, Chevremont P (1994) Paleogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks. *Precambr Res* 69:327–344
31. Trompette R (1994) Geology of western Gondwana (2000–500 Ma) Pan-African-Braziliano aggregation of South America and Africa. Rotterdam, A.A Balkema, p 350
32. de Wit MJ, Stankiewicz J, Reeves C (2008) Restoring Pan-African-Brasiliano connections: more Gondwana control, less Trans-Atlantic corruption. In: Pankurst RJ, Trouw RAJ, Brito Neves BB, de Wit MJ (eds) West Gondwana pre-cenozoic correlations across the South Atlantic region, vol 294. Geological Society London Special Publications, London, pp 399–412
33. Owona S, Mvondo Ondo J, Ratschbacher L, Mbola Ndzana SP, Tchoua MF, Ekdeck GE (2011) The geometry of the Archean, Paleoproterozoic tectonics in the Southwest Cameroon. *Comptes Rendus Geosci* 343:312–322
34. 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. *Precambr Res* 87:161–216
35. Penaye J, Toteu SF, Tchameni R, Van Schmus WR, Tchakounté J, Ganwa AA, Minyem D, Nsifa EN (2004) The 2.1 Ga West Central African Belt in Cameroon: extension and evolution. *J Afr Earth Sci* 39:159–164
36. Neves SP, Bruguier O, Vaucher A, Bosch D, Rangel Da Silva JM, Mariano G (2006) Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambr Res* 149:197–216
37. Lerouge C, Cocherie A, Toteu SF, Penaye J, Milesi JP, Tchameni R, Nsifa NE, Fanning CM, Deloule E (2006) SHRIMP U/Pb zircon age evidence for paleoproterozoic sedimentation and 2.05 Ga syntectonic plutonism in the Nyong Group, South-western Cameroon: consequences for the eburnean-transamazonian belt of NE Brazil and central Africa. *J Afr Earth Sc* 44:413–427
38. Boniface N, Schenk V, Appel P (2012) Paleoproterozoic eclogites of MORB-type chemistry and three Proterozoic orogenic cycles in the Ubendian Belt (Tanzania): evidence from monazite and zircon geochronology, and geochemistry. *Precambr Res* 192–195:16–33
39. Ntomba SM, Ndong BF, Messi OEJ, Goussi NFJ, Bisso D, Magnekou TCR, Mvondo OJ (2016) Phlogopite compositions as indicator of both the geodynamic context of granitoids and the

- metallogeology aspect in Memvé/éle Archean area, north western Congo Craton. *J Afr Earth Sc* 118:231–244
40. Maurizot P, Abessolo A, Feybesse JL, Johan LP (1986) Etude de prospection minière du Sud-Ouest Cameroun. Synthèse des travaux de 1978 à 1985. Rapport BRGM 85:274p
 41. Vicat J-P, Moloto-A-Kenguemba G, Pouclet A (2001) Les granitoïdes de la couverture protérozoïque de la bordure nord du craton du Congo (Sud-Est du Cameroun et Sud-Ouest de la République centrafricaine), témoins d'une activité magmatique post-kibarienne à pré-panafricaine. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences. Paris, Sciences de la Terre et des Planètes/ Earth and Planetary Sciences* 332:235–242
 42. Ganwa AA, Klötzli US, Hauzenberger C (2016) Evidence for Archean inheritance in the pre-Panafrican crust of Central Cameroon: insight from zircon internal structure and LA-MC-ICP-MS U-Pb ages. *J Afr Earth Sc* 120:12–22
 43. Tchakounté Numbem J, Toteu SF, Van Schmus WR, Pénaye J, Deloule E, MvondoOndoua J, Houketchang Bouyo M, Ganwa AA, White WM (2007) Evidence of ca. 1.6-Ga detrital Zircon in the Bafia Group (Cameroon): implication for the chronostratigraphy of the Pan-African Belt north of the Congo craton. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 339:132–142
 44. Tchakounté J, Eglinger A, Toteu SF, Zeh A, Nkoumbou C, MvondoOndoua J, Pénaye J, De Wit M, Barbey P (2017) The Adamawa-Yadé domain, a piece of Archean crust in the Neoproterozoic Central Orogenic belt (Bafia area, Cameroon). *Precamb Res* 299:210–229
 45. Van Schmus WR, Toteu SF (1992) Where the Congo craton and the São Francisco craton joined during the fusion of Gondwanaland? *EOJ Abstr* 7:25
 46. Toteu SF, Van Schmus WR, Pénaye J, Nyobe JB (1994) U-Pb and Sm–Nd evidence for Eburnean and Pan-African high grade metamorphism in cratonic rocks of Southern Cameroon. *Precamb Res* 67:321–347
 47. Nédélec A, Minyem D, Barbey P (1993) High P-High T anatexis of archean tonalitic grey gneisses: the Esékamigmatites, Cameroon. *Precamb Res* 62:191–205
 48. KamguiaWoguia B, DjibrilKouankapNono G, Nga EssombaT-soungui PE, TankoNjiosseu EL, AyontaKenne P, Nzenti JP (2022) Geochemistry and U-Pb zircon age of the Paleoproterozoic metasedimentary rocks from the Bidou I, Nyong Series, Cameroon: implications for provenance and tectonic setting. *Arab J Geosci* 15:154. <https://doi.org/10.1007/s12517-022-09476-7>
 49. Tchameni R, Mezger K, Nsifa EN, Pouclet A (2001) Crustal origin of Early Proterozoic syenites in the Congo Craton (Ntem Complex), South Cameroon. *Lithos* 57:23–42
 50. Pinghua L, Fulai L, Hong Y, Fang W, Jianhui L (2012) Protolith ages and timing of peak and retrograde metamorphism of the high-pressure granulites in the Shandong Peninsula, eastern North China Craton. *Geosci Front* 3(6):923–943
 51. Shoujie L, Bor-ming J, Yusheng W, Hangqiang X, Shijin W, Shiven X, Chunyan D, Mingzhu M, Dunyi L (2015) Neoproterozoic to Paleoproterozoic high-pressure mafic granulite from the Jiaodong Terrain, North China Craton: petrology, zircon age determination and geological implications. *Gondwana Res* 28:493–508
 52. Ganno S, Ngnotue T, Kouankap NGD, Nzenti JP, Notsa FM (2015) Petrology and geochemistry of the banded iron-formations from Ntem complex greenstones belt, Elom area, Southern Cameroon: implications for the origin and depositional environment. *Geochemistry* 75:375–387
 53. Kurt Hollocher (2014) Excel spreadsheet for CIPW calculation. Geology Department, Union College Schenectady, NY, 12308, hollochk@union.edu
 54. Hawthorne FCR, Oberti GE, Harlow WV, Maresch RF, Martin JC, Schumacher M, Welch D (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *Am Miner* 97:2031–2048
 55. Morimoto N, Fabries J, Ferguson AK, Ginzburg IV, Ross M, Seifert FA, Zussman J, Aoki K, Gottardi G (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Am Mineral* 73:1123–1133
 56. Ellis DJ, Green DH (1979) An experimental study of the effect of Ca upon the Grt-Cpx Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib Mineral Petrol* 71:13–22
 57. Johnson CA, Bohlen SR, Essene EJ (1983) An evaluation of garnet-clinopyroxene geothermometry in granulites. *Contrib Mineral Petrol* 84:191–198
 58. Holland T, Blundy J (1994) Non ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib Mineral Petrol* 116:433–447
 59. Ravna K (2000) The Grt-Cpx Fe²⁺-Mg geothermometer: an update calibration. *J Metamorph Geol* 18:211–219
 60. Kohn S (1990) Two new geobarometers for garnet amphibolites with applications to Southeastern Vermont. *Am Miner* 75:89–96
 61. Schmidt MW (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-hornblende barometer. *Contrib Miner Petrol* 110:304–310
 62. Wones DR, Eugster HP (1965) Stability of biotite: experiment, theory, and application. *Am Mineral* 50:1228–1272
 63. Heier KS (1973) Geochemistry of granulite facies rocks and problems of their origin. *Phil Trans Roy Soc Lond Petrol* 55:279–292
 64. Anderson JL, Smith DR (1995) The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *Am Miner* 80:549–559
 65. Ridolfi F, Renzulli A, Puerini M (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanos. *Contrib Miner Petrol* 160:45–66
 66. Otten MT (1984) The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and doerite. *Contrib Miner Petrol* 86:189–199
 67. O'Neill HSC, Pownceby MI (1993) Thermodynamic data from redox reactions at high temperatures. An experimental and theoretical assessment of the electrochemical method using stabilized zirconia electrolytes, with revised values for the Fe–FeO, Co–CoO, Ni–NiO and Cu–Cu₂O oxygen buffers, and new data for the W–WO₂ buffer. *Contrib Miner Petrol* 114(3):296–314.72
 68. Irvine TN, Baragar WRA (1971) A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Can J Earth Sci* 8:53–548
 69. Middlemost EAK (1975) The basalt clan. *Earth-Sci Rev* 11:337–364
 70. Winchester J, Floyd P (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem Geol* 20:325–343
 71. Le Bas MJ, Le Maitre RW, Streckeisen A, Zanettin B (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J Petrol* 27(3):745–750
 72. Sun SS, McDonough WF (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD, Norry M (eds) *Magmatism in ocean basins*, vol 42. Geological Society of London Special Publication, London, pp 313–345
 73. McDonough WF, Sun S-S (1995) The composition of the earth. *Chem Geol* 120:223–253
 74. Sawyer EW (1991) Disequilibrium melting and the rate of melt-residuum separation during migmatization of mafic rocks from the Grenville Front, Quebec. *J Petrol* 32:701–738
 75. Jurewicz SR, Watson EB (1984) Distribution of partial melt in a felsic system: the importance of surface energy. *Contrib Mineral and Petrol* 85:25–29

76. Minyem D, Nédélec A (1990) Origine et évolution métamorphique des gneiss d'Eséka (SW Cameroun) 15th Colloquium or African Geology CIFEG, University of Nancy I
77. 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 Francivilian intracratonic basins: a review. *Compt Rendus Geosci* 348:572–586
78. Beard J, Lofgren G (1991) Partial melting of basaltic and andesitic green-stones and amphibolites under dehydration melting and water-saturated conditions at 1, 3, and 6.9 kilobars. *J Petrol* 32:365–401
79. Atherton MP, Petford N (1993) Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature* 362(6416):144–146
80. Xiong XL, Xian-Hua LI, Ji-Feng XU, Wu-Xian LI, Zhao ZH, Wang Q, Chen XM (2003) Extremely high-Na adakite-like magmas derived from alkali-rich basaltic underplate: the late cretaceous Zhantang Andesites in the Huichang Basin, SE China. *Geochemistry J* 37(2):233–252
81. Floyd P, Leveridge B (1987) Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin South Corn wall: framework mode and geochemical evidence from turbidic sandstones. *J Geol Soc Lond* 144(4):531. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.4.0531>
82. D'Orazio M, Innocenti F, Manetti P, Haller MJ (2004) Cenozoic back-arc magmatism of the southern extra-Andean Patagonia (44°30'–52°S): a review of geochemical data and geodynamic interpretations. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59:525–538
83. Thompson RN, Morrison MA, Hendry GL, Parry SJ (1984) An assessment of the relative role of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil Trans Roy Soc Lond A* 310:549–590
84. Kepezhinkas P, McDermott F, Defant MJ, Hochstaedter A, Drummond MS (1997) Trace element and Sr–Nd–Pb isotopic constraints on a three component model of Kamchatka Arc petrogenesis. *Geochim Cosmochim Acta* 61(3):577–600
85. La Flèche MR, Camire G, Jenner GA (1998) Geochemistry of post-Acadian, Carboniferous continental intraplate basalts from the Maritimes Basin, Magdalen islands, Quebec, Canada. *Chem Geol* 148:115–136
86. Plank T, Langmuir CH (1998) The geochemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem Geol* 145:325–394
87. Singh PK, Verma SK, Moreno JA, Singh VK, Malviya VP, Oliveira EP, Arima M (2019) Geochemistry and Sm–Nd isotope systematics of mafic-ultramafic rocks from the Babina and Mauranipur greenstone belts, Bundelkhand Craton, India: implications for tectonic setting and Paleoproterozoic mantle evolution. *Lithos* 330–331:90–107. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.02.010>
88. McLennan SM (2001) Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochem Geophys Geosyst* 2:1021–1045
89. Zhao JH, Zhou MF (2007) Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle. *Precamb Res* 152:27–47
90. Meschede M (1986) A method of discrimination between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chem Geol* 56:207–218
91. Szilas K, Tusch J, Hoffmann JE, Garde A, Munker C (2016) Hafnium isotope constraints on the origin of Mesoarchaeo-andesites in southern West Greenland, North Atlantic Craton. In: Halla J, Whitehouse MJ, Ahmad T, Bagai Z (eds) *Crust–mantle interactions and granitoid diversification Insights from archaeoan cratons*. Geological Society of London, London, p 449
92. Tommasini S, Avanzinelli R, Conticelli S (2011) The Th/La and Sm/La conundrum of the Tethyan realm lamproites; Earth planet. *Sci Lett* 301:469–478
93. Kouamelan AN, Delor C, Peucat JJ (1997) Geochronological evidence for reworking of Archean terrains during the early Proterozoic (2.1 Ga) in the western Côte d'Ivoire (Man Rise–West African Craton). *Precamb Res* 86:177–199
94. Cocherie A, Legendre O, Peucat JJ, Kouamelan AN (1998) Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe Th–U–total lead determination. Implications for lead behaviour in monazite. *Geochim Cosmochimica Acta* 62:2475–2497
95. Cocherie A, Albarède F (2001) An improved U–Th–Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite. *Geochim Cosmochimica Acta* 65:4509–4522
96. Aguilar C, Alkmim FF, Lana C, Farina F (2017) Paleoproterozoic assembly of the São Francisco craton, SE Brazil: new insights from U–Pb titanite and monazite dating. *Precamb Res* 289:95–115
97. Thiéblemont D, Goujou JC, Egal E, Cocherie A, Delor C, Lafon JM, Fanning CM (2004) Archean evolution of the Leo Rise and its Eburnean reworking. *J Afr Earth Sci* 39:97–104
98. Gapais D, Potrel A, Machado N, Hallot E (2005) Kinetics of long-lasting paleoproterozoic transpression within the Thompson Nickel Belt, Manitoba, Canada. *Tectonics* 24:1–16

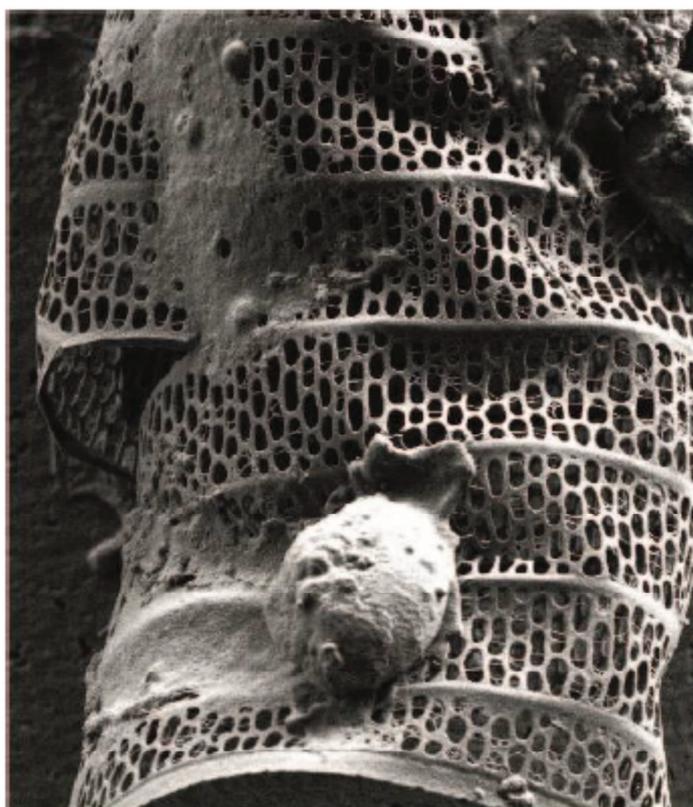
Publisher's Note Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

Provided for non-commercial research and education use.
Not for reproduction, distribution or commercial use.

SCIENCES, TECHNOLOGIES ET DEVELOPPEMENT



Revue scientifique de l'Université de Douala
BP 24157 Douala – Cameroun
Tél. : (237) 33-40-75-69 Fax : (237) 33-40-42-91
E-mail : infos.fs@univ-douala.com
ISSN 1029 - 2225



Volume 15, Février 2014

This article appeared in the journal Sciences, Technologies et Développement (STD) published by The University of Douala. The attached copy is furnished to the author for internal non-commercial research and education use, including for instruction at the authors institution and sharing with colleagues.

Other uses, including reproduction and distribution, or selling or licensing copies, or posting to personal, institutional or third party websites are prohibited.

In most cases authors are permitted to post their version of the article (e.g. in Word or Tex form) to their personal website or institutional repository.

Authors requiring further information regarding STD's archiving and manuscript policies are encouraged to visit:

<http://www.univ-douala.com/copyright>

Analyse morphotectonique par couplage d'un modèle numérique de terrain (MNT) et des données de terrain d'une portion de zone mobile paléoprotérozoïque de la région de Lolodorf (Complexe du Nyong, SW Cameroun)

Eric José Messi Ottou¹, Sébastien Owona², François Mvondo Owono², Sylvestre Martial Ntomba¹, Joseph Martial Akame¹, Moussa Nsangou Ngapna², Stéphane Koum², Joseph Mvondo Ondo^{1*}

¹Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences, Université de Yaoundé-1, BP 812, Yaoundé, Cameroun,

²Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences, Université de Douala, B.P. 24157 Douala – Cameroun.

Reçu : Avril 2013

Révisé : Aout 2013

Accepté : Septembre 2013

Mise en ligne : Février 2014

Résumé

La région de Lolodorf est une portion de la zone mobile éburnéenne appartenant au complexe du Nyong d'âge paléoprotérozoïque. Elle est située entre 3°10' et 3°25' N et 10°40' et 10°55' E faisant partie du bassin versant de la Lokoundjé. L'étude morphotectonique réalisée dans cette zone est fondée sur un MNT au pas de 90 m et des données de terrain croisés à travers un système d'information géographique (SIG). L'objectif est de comprendre la part des contrôles géologique et climatique sur l'évolution morphologique de ce bassin. Les résultats obtenus montrent que les grands accidents structuraux orientés NNE-SSW à NE-SW et NW-SE à NNW-SSE et leurs réactivations au cours du temps, conjuguées au drainage concentré et violent constituent les principaux facteurs qui contrôlent les processus morphogénétiques de cette région. Le climat quant à lui, semble contrôler l'incision fluviale et la sculpture des éléments de la morphologie en rapport avec la variation de la lithologie et la pente créée par la tectonique.

ISSN 1029-2225©2014 Sciences, Technologies et Développement.

Mots clés : Morphotectonique, MNT, Lolodorf, Complexe du Nyong, SW Cameroun.

Abstract

The region Lolodorf is a portion of the movable area Eburnean owned unit of the Nyong Complex of Paleoproterozoic age. It is located between 3°10' and 3°25' N and 10°40' et 10°55' E and is part of Lokoundjé watershed. The morphotectonic study in this area is based on a DEM to 90 m and no field data crossed through a geographic information system (GIS). The goal is to understand geological and climate controls of on the morphological evolution of that basin. Results show that major structural accidents oriented NNE-SSW to NE-SW and NW-SE to NNW-SSE and reactivation over time, combined with focused and violent drainage are the main factors that control these regional morphogenetic processes. Climate meanwhile, seems to control the fluvial incision and sculpture elements morphology related to changes in lithology and slope created by tectonics.

ISSN 1029-2225©2014 Sciences, Technologies et Développement.

Key words : Morphotectonic, DEM, Lolodorf, Nyong Complex, SW Cameroon.

1. Introduction

La région de Lolodorf fait partie de la zone mobile éburnéenne appartenant au complexe du Nyong d'âge paléoprotérozoïque (Owona et al., 2011, 2013). Délimitée par les longitudes 10°40' à 10°55' Est et les latitudes 3°10' à 3°25' Nord (Fig. 1 et 2), cette région reste grossièrement connue dans le cadre général des travaux de reconnaissance géologique du Sud Cameroun, faits sur la base des levés géologiques (Korableff, 1940 ; Haugou et Koretzky, 1943 ; Nicklès et Haugou, 1952 ; Champetier de Ribes et Aubague, 1956 ; Gazel et al., 1956 ; Maurizot et al., 1986), complétés récemment par quelques travaux locaux, spécialisés en tectonique, géothermobarométrie et géochronologie (Feybesse et al., 1988 ; Tchameni et al., 2001 ; Pénaye et al., 2004 ; Lerouge et al., 2006 ; Owona et al., 2011, 2012a). A l'image des autres régions du globe, ces études préliminaires ont porté sur l'élaboration des

premières cartes géologiques de reconnaissance et ont permis de définir deux unités lithostratigraphiques majeures : le craton du Congo et la zone mobile à laquelle appartient la zone d'étude. Faits à des échelles très petites (1/500.000, 1/1.000.000), sous un couvert pédovégétal équatorial avec des affleurements discontinus et rares, ces travaux sont aujourd'hui marqués par un certain nombre d'imprécisions inhérentes aux outils et méthodes des années 1950. Ils ne fournissent que quelques données de lithologie et de tectonique, mais, n'apportent presque pas d'informations à l'échelle des bassins versants, sur les rapports entre la morphologie et la géologie (lithologie et tectonique). Pourtant, les données de terrain et satellitaires de la région semblent révéler une morphologie particulière. L'objectif de cette étude est donc de combiner les outils et technologies modernes tels que les Systèmes d'Information Géographique (SIG), la géomorphologie quantitative sur MNT à l'analyse de terrain pour évaluer avec plus de détails le contrôle structural de la morphologie de Lolodorf fortement influencée par un climat équatorial de type guinéen (Sighomnou, 2004).

Auteur de correspondance : jmvondo_2005@yahoo.fr

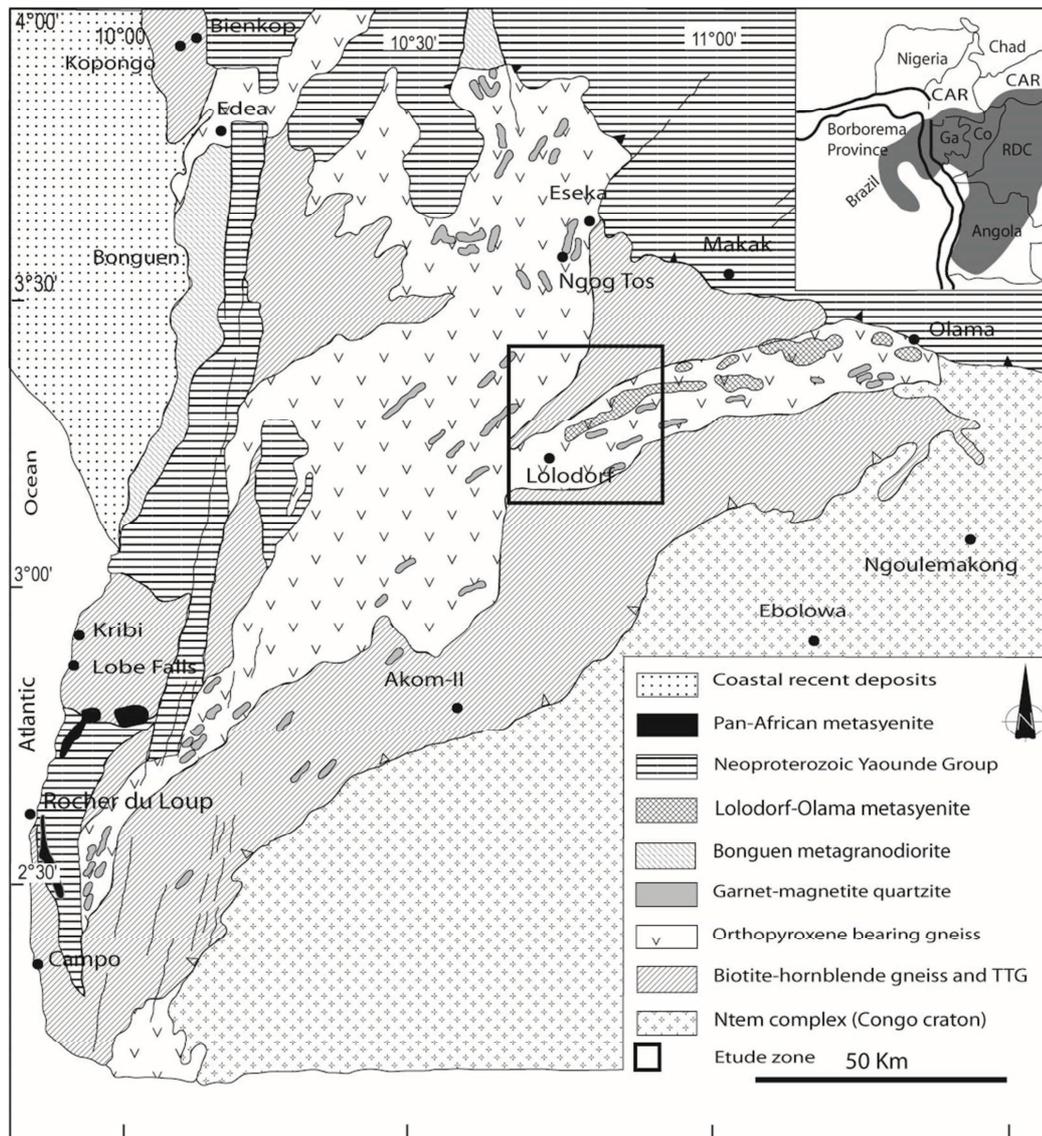


Figure 1. Carte géologique simplifiée du Complexe du Nyong (modifiée après Lerouge et al., 2006) indiquant la zone d'étude (carré noir).

2. Contexte géologique

Le Sud Cameroun est constitué de deux Complexes (Fig. 1): le Complexe du Ntem et le Complexe du Nyong (Owona et al., 2011, 2012, 2013a; Boniface et al., 2012) antérieurement dénommés unités du Ntem et du Bas Nyong (Maurizot et al., 1986; Tchameni et al., 2001; Shang et al., 2004a, b; Lerouge et al., 2006).

Le Complexe du Ntem (>2500 Ma), portion camerounaise du craton du Congo, est constitué de charnockites, monzogranites, syénogranites, TTG (tonalites, trondhjemitites, granodiorites), syénites, *Banded Iron Formation* (BIF), roches vertes, migmatites et gneiss. Les charnockites et TTG forment une suite, dont la mise en place s'est faite entre 3300 et 2700 Ma (U/Pb sur zircon, Caen-Vachette, 1988; Toteu et al., 1994; Tchameni et al., 2000; Tchameni et al., 2001; Shang et al., 2004a, b, 2010; Pb/Pb sur zircon, Owona et al., 2012). Malgré sa renommée d'entité stable, le

Complexe du Ntem a été affecté par la déformation libérienne en régime cisailant, associée à un métamorphisme du faciès granulites. Il a également variablement subi les influences des orogènes éburnéenne/transamazonienne et panafricaine (Tchameni et al., 2001; Pénaye et al., 2004; Shang et al., 2004a, b; Owona et al., 2011, 2013b).

Le Complexe du Nyong quant à lui représente la partie camerounaise de la chaîne ouest-centre-africaine décrite par Feybesse et al. (1998). Il est constitué de TTG, anorthosites, charnockites, gneiss, migmatites, écoligites, métagabbros, quartzites et BIF. Les magmatites, d'origine archéenne ont été mises en place vers 2400 - 2100 Ma (U/Pb et Pb/Pb sur zircon, Toteu et al., 1994; Tchameni et Nsifa, 1998; Tchameni et al., 2001; Shang et al., 2004a, b; Lerouge et al., 2006). Le Complexe du Nyong correspond à la bordure ouest du Complexe du Ntem remobilisées lors de l'orogénèse

éburnéenne/transamazonienne (2400-1800 Ma) associée à la collision entre les cratons du Congo et de São Francisco (Feybesse et al., 1998; Pénaye et al., 2004; Neves et al., 2006). Il a été affecté par une déformation polyphasée associée à la réorientation SW-NE des structures et de la

mise en place de la nappe du Nyong transportée vers l'Est sur le craton du Congo (Feybesse et al., 1998; Pénaye et al., 2004; Owona et al., 2011). Il a fait l'objet d'une fracturation post-éburnéenne/transamazonienne réactivée durant l'orogénèse panafricaine (Pénaye et al., 2004).

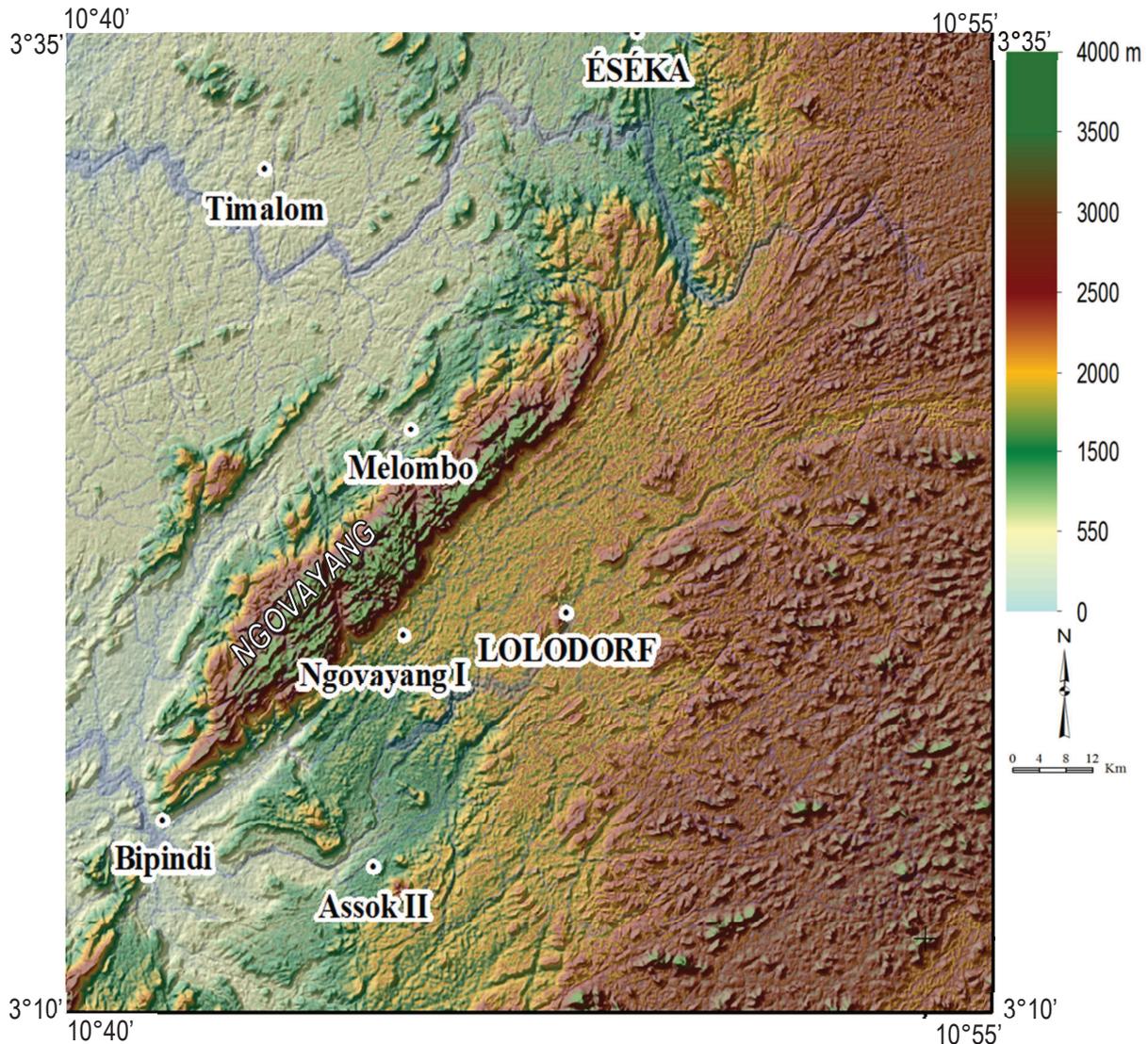


Figure 2. Carte topographique de la région de Lolodorf (Modifiée après Etamé et al., 2013). Noter la prédominance de l'orientation NE-SW des reliefs et les vallées profondes NE-SW et SE-NW indicateurs des failles contrôlant aussi bien l'orographie que l'hydrographie à l'instar du fleuve Nyong au Sud d'Eséka et de Timalom.

Sur le plan géomorphologique, la zone d'étude appartient au bas plateau camerounais (Fig. 2), en comparaison à la plaine côtière, les hauts plateaux de l'Ouest, le plateau de l'Adamaoua, la vallée de la Bénoué et le bassin du Lac Tchad (Ségalen, 1967 ; Olivry, 1986). Dans le bas plateau du Sud Cameroun, situé en pleine forêt dense où règne un climat équatorial de type guinéen à quatre saisons contrastées, trois entités majeures, développées sur les complexes du Ntem, du Nyong et des Oubanguides (équivalent de la chaîne panafricaine nord équatoriale d'âge néoproterozoïque), ont été discriminées sur la base des critères morphogénétiques sous contrôle géologique (Owona

et al., 2013a). La première sculptée sur le complexe du Ntem définit un moutonnement de collines dominant un vaste plateau. La seconde explorée dans la région de Lolodorf, a été façonnée sur le complexe du Nyong fait de reliefs dissymétriques NNE-SSW à SW-NE entaillés par des vallées profondes. La dernière entité, développée sur la chaîne panafricaine nord équatoriale constitue un plateau dominé par des inselbergs et collines.

3. Matériels et méthodes

Cette étude est fondée sur deux types de données : le MNT et les données de terrain.

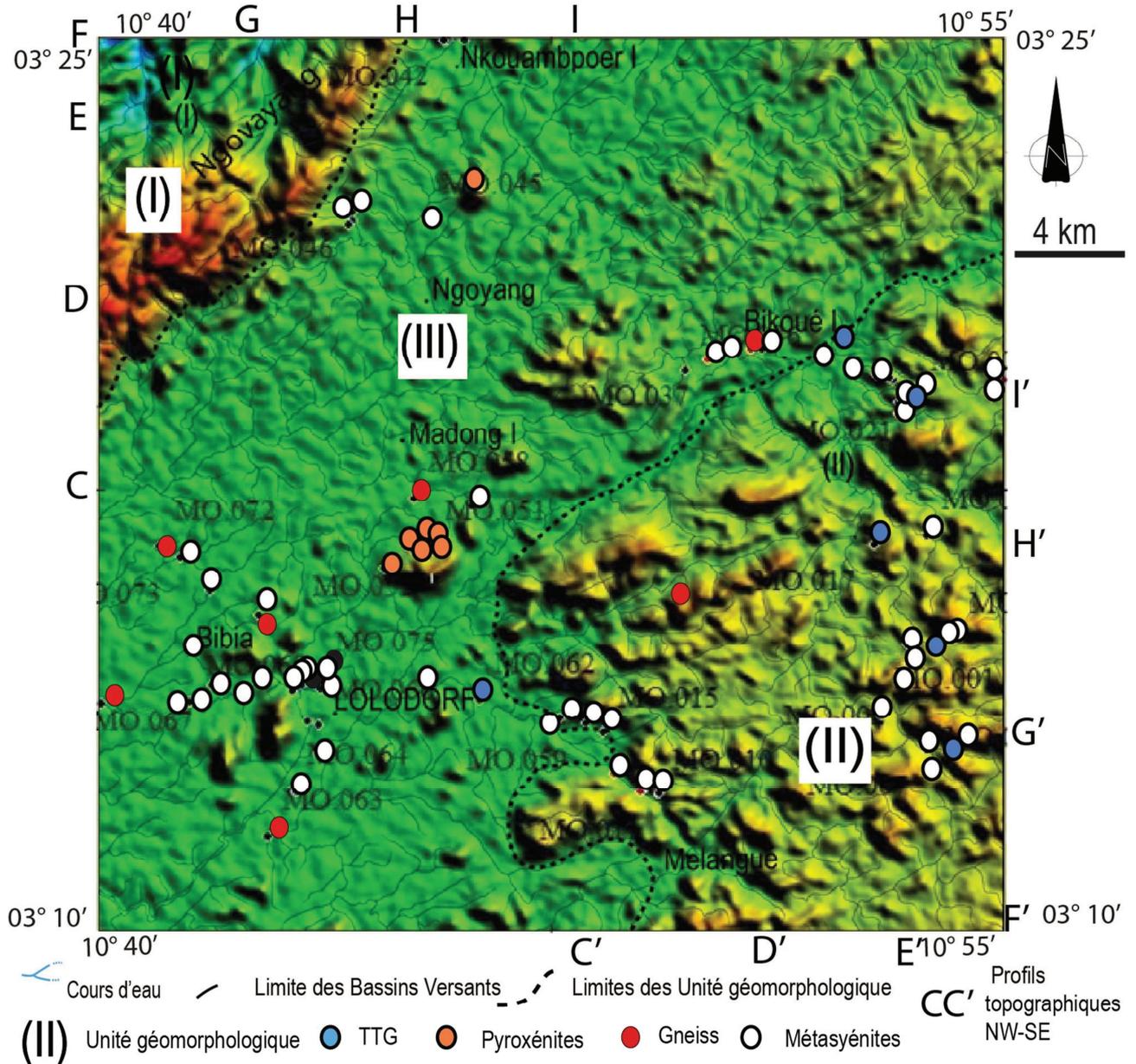


Figure 3. Carte d'affleurement sur fond 3D de la région de Lolodorf mettant en relation les unités morphologiques et la lithologie. Noter la distribution de la lithologie indépendante de celle des unités morphologiques indicatrices de sa faible influence sur la morphologie.

Le MNT est obtenu sous ArcGis, à partir des données SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) au pas de 90 m. En plus des informations générales sur la morphologie de la région, il a permis de générer de nombreuses cartes thématiques (ombrage, pentes, réseau hydrographique...) qui ont facilité la lecture morphologique détaillée de la structure. Cette lecture à la fois qualitative et quantitative est basée sur le principe de Tricat et al. (1963) suivant lequel, toute déformation du substratum rocheux a une signature morphologique superficielle. Qualitativement, nous analysons : la géométrie des réseaux de drainage et les linéarités hydrographiques pour marquer toutes les discontinuités liées soit à la déformation ductile soit à la déformation cassante ; les contrastes topographiques (variations brusques d'altitude, basculement d'une surface

d'aplanissement, variation brusque de pentes, etc...) pour mettre en évidence l'existence des failles ou d'escarpements de failles et l'incision pour discriminer une simple érosion d'une surrection. Par approche quantitative, nous interprétons d'une part, les courbes hypsométriques et l'hypsométrie intégrale et d'autre part, les profils de rivière (profil en long et profil théorique d'équilibre). La géométrie de ces courbes, les ressauts brusques et les *knick-points* (Kp) qu'elles reflètent sont le plus souvent révélateurs de la tectonique ou d'une variation de la lithologie.

Les données d'analyse de terrain sont constituées de foliations, fractures et lithologies. Elles ont été obtenues lors d'une série de campagnes de terrain organisée dans la région. Elles sont analysées à travers des rosaces de

direction et synthétisées sous formes de cartes (structurale, lithologique et géologique). Les deux types de données sont intégrés sous ArcGis, un logiciel de type SIG; ce qui permet de les croiser et de mieux

les interpréter afin de comprendre le contrôle exercée par la structure sur la morphogénèse de la région de Lolodorf.

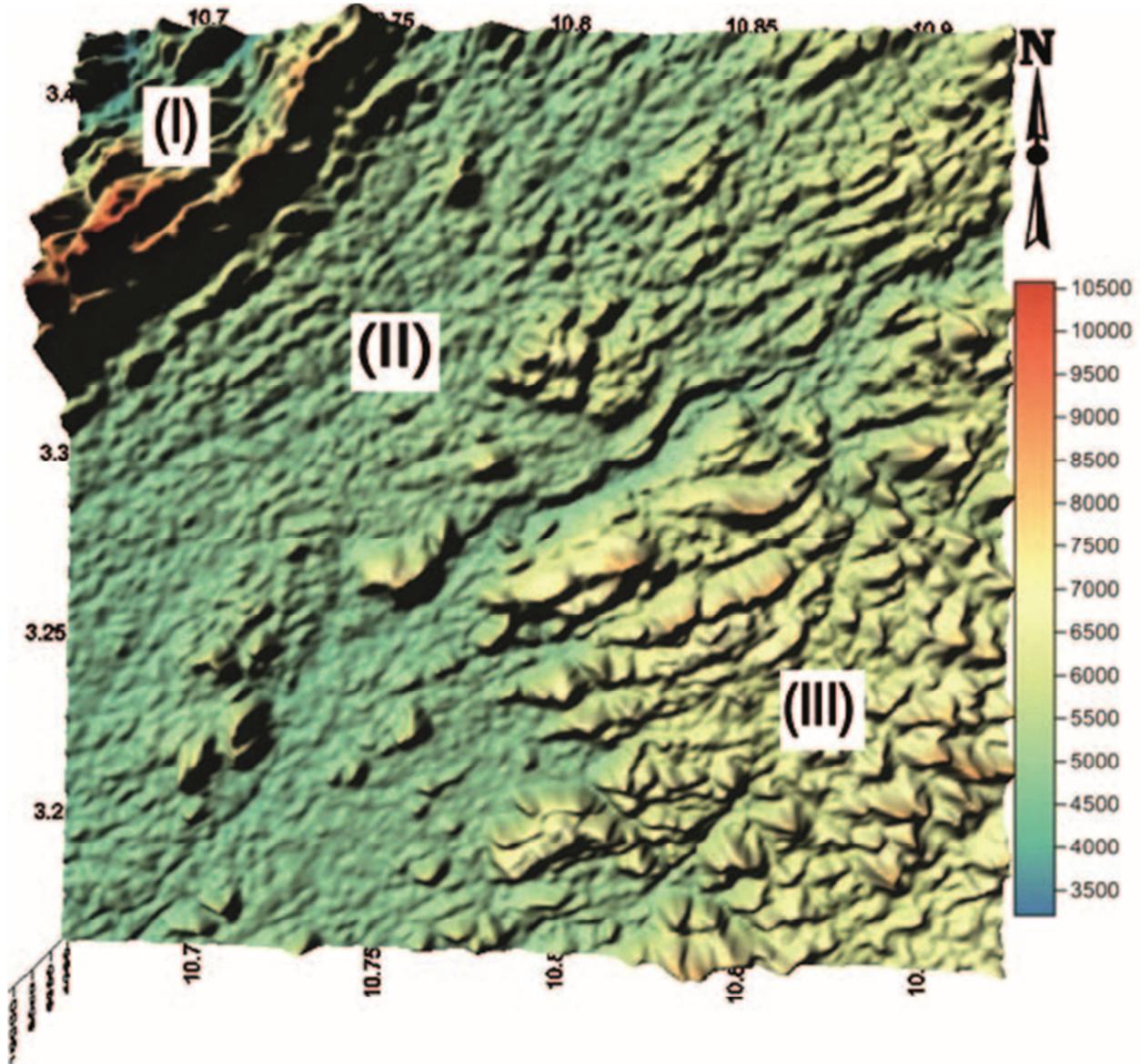


Figure 4. Bloc diagramme (MNT) de la région de Lolodorf. Noter l'étagement du relief et le ravinement qui mettent en relief les trois unités morphologiques présentées à la figure 2.

4. Résultats

4.1. Orographie

4.1.1. Unités géomorphologiques

La surface topographique de la région de Lolodorf présentée par les cartes MNT en 2D et 3D (Fig. 2, 3, 4), définit sur la base du degré d'incision et la rugosité, l'étagement et l'agencement spatial du relief aussi bien N-S qu'E-W, trois (03) unités morphologiques toutes globalement orientées NE-SW : les unités I, II et III. Le tableau 1 résume leurs principaux paramètres orographiques. L'unité I au NW du secteur d'étude correspond au chaînon du Ngovayang vue dans son entièreté à la figure 2. Elle se caractérise par des

altitudes qui varient de 190 à 1061 m. Sa limite avec l'unité est un escarpement NE-SW doublée d'une vallée profonde qui suggèrent une action tectonique majeure. Elle pourrait être liée à une surrection continentale NE-SW. L'unité II au Centre, constitue le fossé d'effondrement plurikilométrique de Lolodorf orienté NE-SW. Ses altitudes sont comprise entre 432 à 940 m. Elle pourrait correspondre à un affaissement continental suivant la même direction. L'unité III représente les collines de Mvengué qui couvrent la partie SE. Elle est dominée par des petites collines dont la plus haute culmine à 834 m.

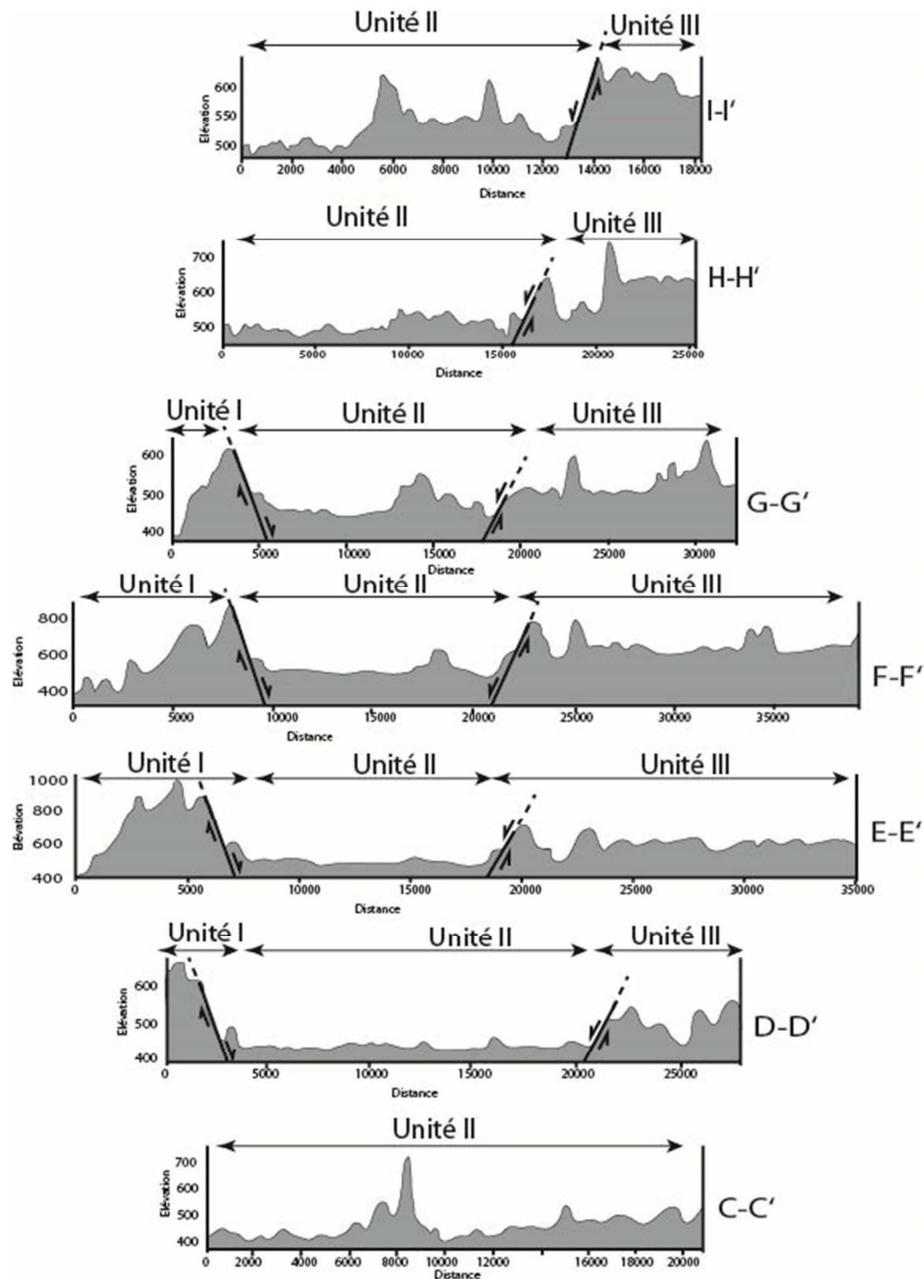


Figure 5. Profils topographiques sériés NW-SE perpendiculaires à l'allongement maximal des unités morphologiques I, II et III. Noter les failles normales majeures responsables du fossé d'effondrement de Lolodorf et le caractère émoussé des reliefs.

Tableau 1. Paramètres orographiques de la région de Lolodorf.

		Unité I	Unité II	Unité III
Relief	Altitude	190 m < Z < 1061 m	432 m < Z < 940 m	190 m < Z < 834 m
	Etagement	Haut relief	Vallée NE-SW	Haut relief
	Pente moyenne	Forte (25° - 48°)	Faible (0° - 15°)	Moyenne à forte (15° - 35°)
	Typologie	Chainon du Ngovayang Sommets et vallons NE-SW	Dépression de Lolodorf Collines dissymétriques isolées au Centre et au NE	Collines de Mvengué Collines NE-SW séparées par des vallées
Erosion différentielle	Rugosité	Forte	Faible	Forte
	Incision	Moyenne confinée dans les vallées avec des escarpements	Moyenne	Forte avec des escarpements
	Erosion	Forte avec des sommets émoussés	Faible dans la dépression	Forte avec des sommets émoussés

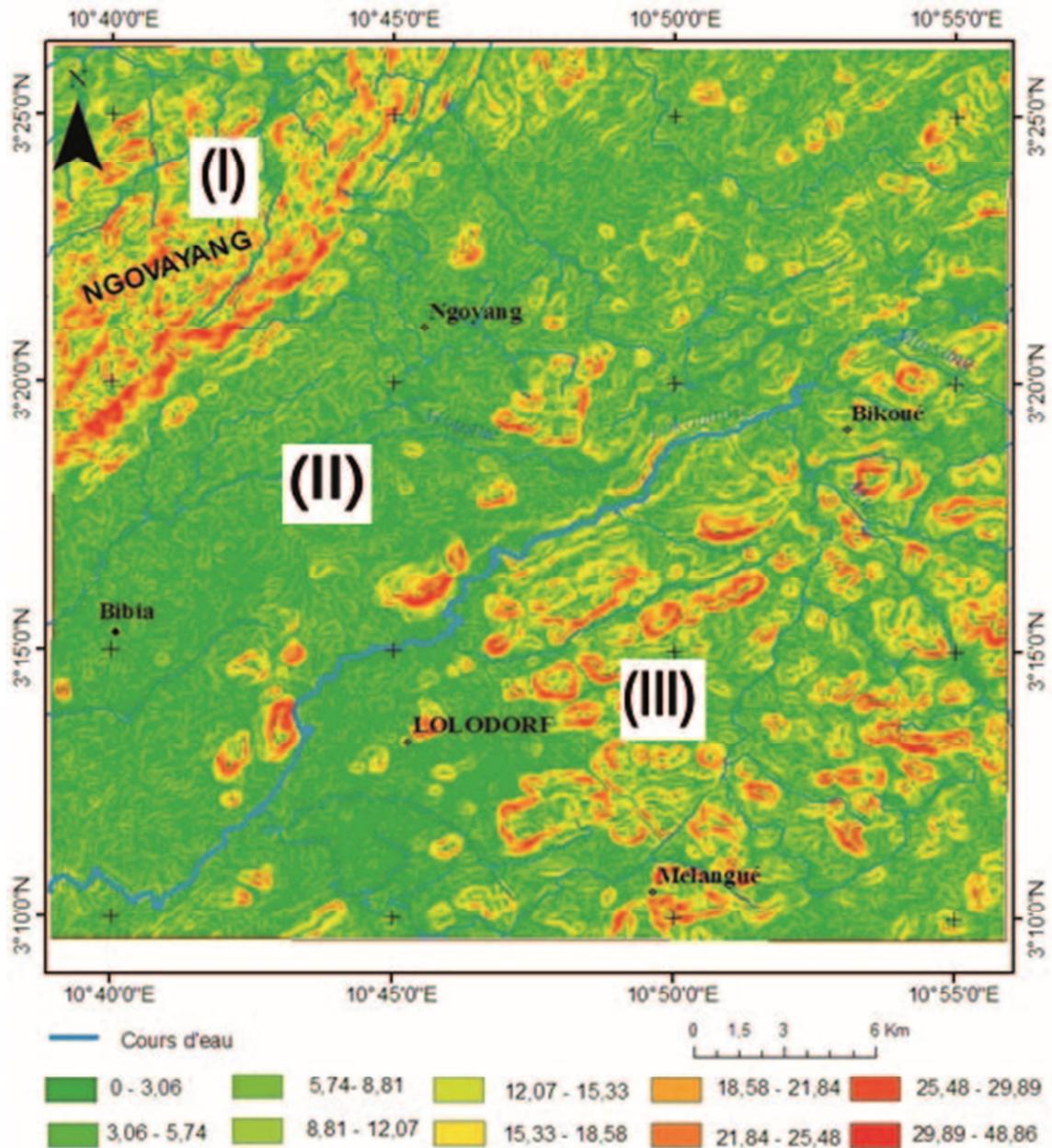


Figure 6. Carte des pentes (degrés) de la région Lolodorf. Noter la confirmation des trois unités morphologiques.

4.1.2. Typologie du relief

La région de Lolodorf se caractérise par des reliefs dont la typologie varie d'une unité géomorphologique à l'autre (Fig. 2, 3, 4, 5).

L'unité I ou le chaînon du Govayang est une colline elliptique dont le grand axe est orienté NE-SW. La carte 3D et le MNT y montrent un plateau sommital marqué des sommets et vallons également orientés NE-SW. L'unité II constitue la vaste dépression de Lolodorf, dominée par collines dissymétriques isolées au Centre et resserrées au NE. L'unité III un haut plateau disséqué par des vallées profondes qui individualisent des collines de Mvengué orientées NE-SW à E-W.

4.1.3. Pentés

La pente définit sur la base de sa raideur ou non, trois zones correspondant aux trois unités géomorphologique (Fig. 6). Au sein de l'unité I, la pente moyenne a une valeur comprise entre 15 et 30%. Les valeurs supérieures à 30% indiquent la présence de nombreux escarpements dont le plus vif (>45%), marque la limite avec l'unité II dont la pente moyenne est inférieure à 10%. Seules ses collines isolées du Centre ont des pentes qui dépassent 30%. La distribution des pentes faibles (<10%), moyennes (10-20%) et fortes (>20%) définit au sein de l'unité III, trois niveaux orographiques décrivant l'étagement du relief. L'alignement et l'agencement spatial des escarpements à pentes raides ainsi que celle des pentes faibles suggèrent aussi bien leur contrôle tectonique qu'une résistance variable à l'érosion.

4.1.4. Erosion différentielle

En plus de l'étagement du relief, la surface topographique de la région de Lolodorf présente une rugosité et une incision localement variables (Fig. 2, 3, 4). Cette érosion est accentuée principalement dans les vallées NE-SW marquant les limites entre les trois unités et secondairement, dans les NE-SW, E-W et SE-NW au sein de chaque unité. Cette incision pluridirectionnelle suivrait le réseau de fracture qui a

jadis affecté le socle de la région de Lolodorf. A l'inverse, les collines certes émoussées, avec des flancs abrupts, sont omniprésentes dans les unités I, III et dans une moindre mesure, dans l'unité II où les crêtes sont localisées au Centre et au Nord-Est. La présence de ces rugosités développées sur un relief déjà étagé, indiquerait que l'érosion différentielle observée ici, serait contrôlée aussi bien par la tectonique que la lithologie.

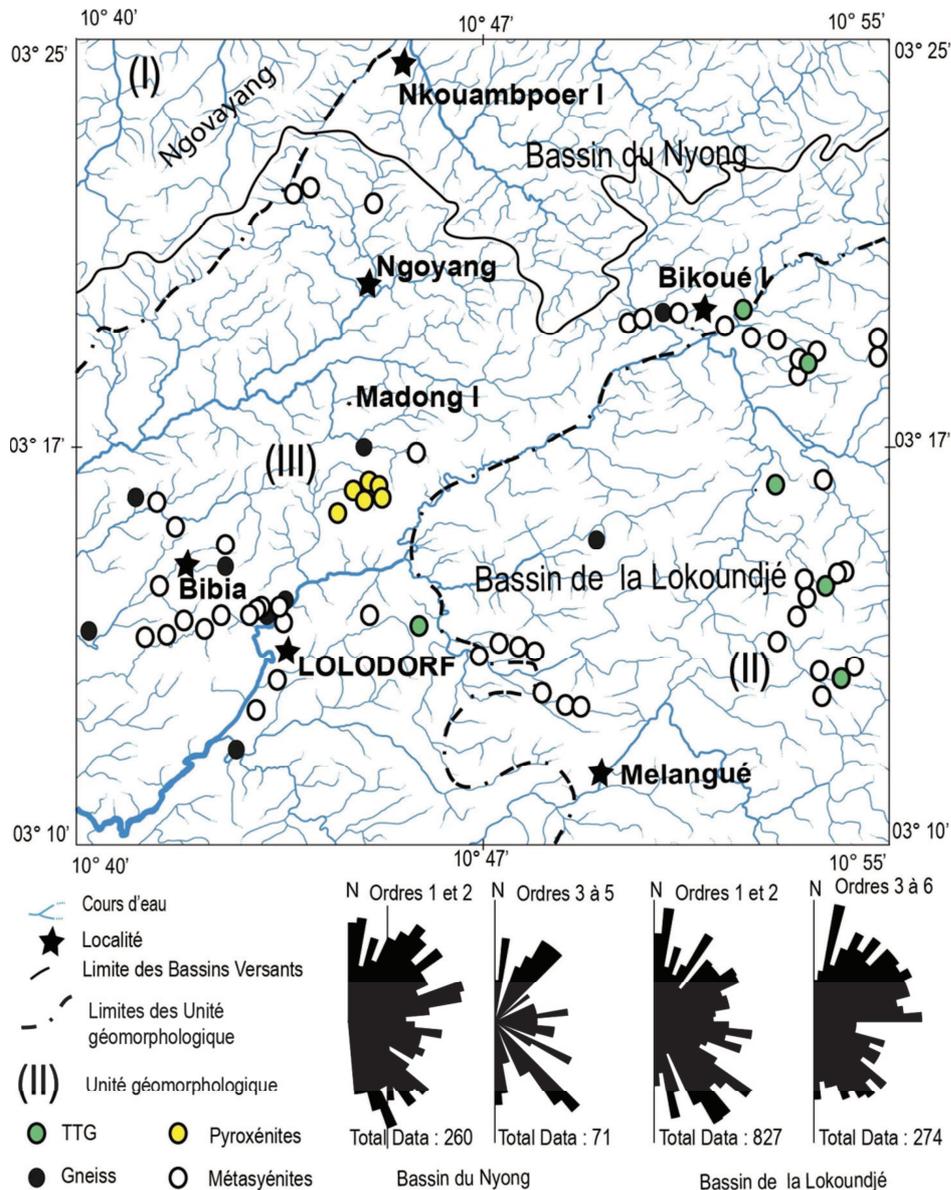


Figure 7. Réseau hydrographique de la région de Lolodorf et ses rapports avec la lithologie. Noter les écoulements majeurs NE-SW, SE-NW et E-W des principaux collecteurs dans les bassins versants de la Lokoundjé et du Nyong; la distribution des affleurements indépendante du réseau hydrographique indicateur du faible contrôle de la lithologie sur ledit réseau hydrographique.

4.2. Hydrographique

4.2.1. Typologie

Le réseau hydrographique de la région de Lolodorf est globalement dendritique (Fig. 7). Il présente toutefois des tendances angulaires et parallèles. Il appartient aux bassins

versants de la Lokoundjé et du Nyong. Ses principaux paramètres sont consignés dans le Tableau 2.

Le bassin versant de la Lokoundjé représente les 4/5^e du réseau hydrographique du secteur d'étude. Il peut être subdivisé en en trois (03) sous-bassins versants de la Lokoundjé, de la Mougoué et de la Melangué dont les eaux

coulent globalement du NE vers le SW à l'image du collecteur régional la Lokoundjé. Ses affluents et les sources qui les alimentent coulent dans toutes les directions à l'instar des cours d'eaux d'ordres 1 et 2. Les écoulements de ces affluents et pour tous les cours d'eaux d'ordres supérieurs s'uniformisent suivant la direction NE-SW et secondairement, suivant les directions N-S, NW-SE et E-W (Fig. 7).

Le bassin versant du Nyong occupe 1/5^e du réseau hydrographique du secteur d'étude. Il peut être subdivisé en en trois (03) sous-bassins versants de la Mvoule, de la Mboulé et de la Mvilé dont les eaux coulent globalement du Sud vers le Nord pour se jeter dans le Nyong, collecteur régional qui lui-même coule d'Est en Ouest. Ses affluents et les sources (cours d'eaux d'ordres 1 et 2) coulent globalement suivant les directions E-W, NE-SW et N-S. Les

écoulements de ces affluents, cours d'eaux d'ordres supérieurs s'uniformisent suivant les directions NW-SE et N-S (Fig. 7).

La configuration du réseau hydrographique et les écoulements suivant les directions NE-SW N-S, NW-SE et E-W dans les deux bassins versants de la Lokoundjé et du Nyong suggèrent leur parallélisme avec l'alignement des escarpements, les vallées et la distribution des pentes mentionnés plus haut. La nature dendritique de ce réseau indiquerait son développement sur un socle imperméable. Ses tendances parallèle et angulaire témoigneraient de son contrôle tectonique. Le caractère profond des vallées qui abritent ce réseau hydrographique semble indiquer le rôle majeur des eaux de ruissellements dans leur dégradation.

Tableau 1. Paramètres hydrographiques des principaux collecteurs.

Bassins versants	Lokoundjé	Nyong
Sous bassins versants	Lokoundjé, Mougoué et Melangué	Mvoule, Mboulé et Mvilé
Typologie	Dendritique avec des tendances parallèle et angulaire	Dendritique avec des tendances parallèle et angulaire
Sens et directions des écoulements	Majeurs NE → SW Secondaires E → W, NE → SW et N → S	E → W E → W, NE → SW et N → S
Hypsométrie	Courbe atypique malgré sa maturité (HI = 0,5)	Courbe atypique malgré sa maturité (HI = 0,5)
Profil d'équilibre	En marche d'escaliers avec des ruptures de pentes ressauts (Kp)	En marche d'escaliers avec des ruptures de pentes ressauts (Kp)

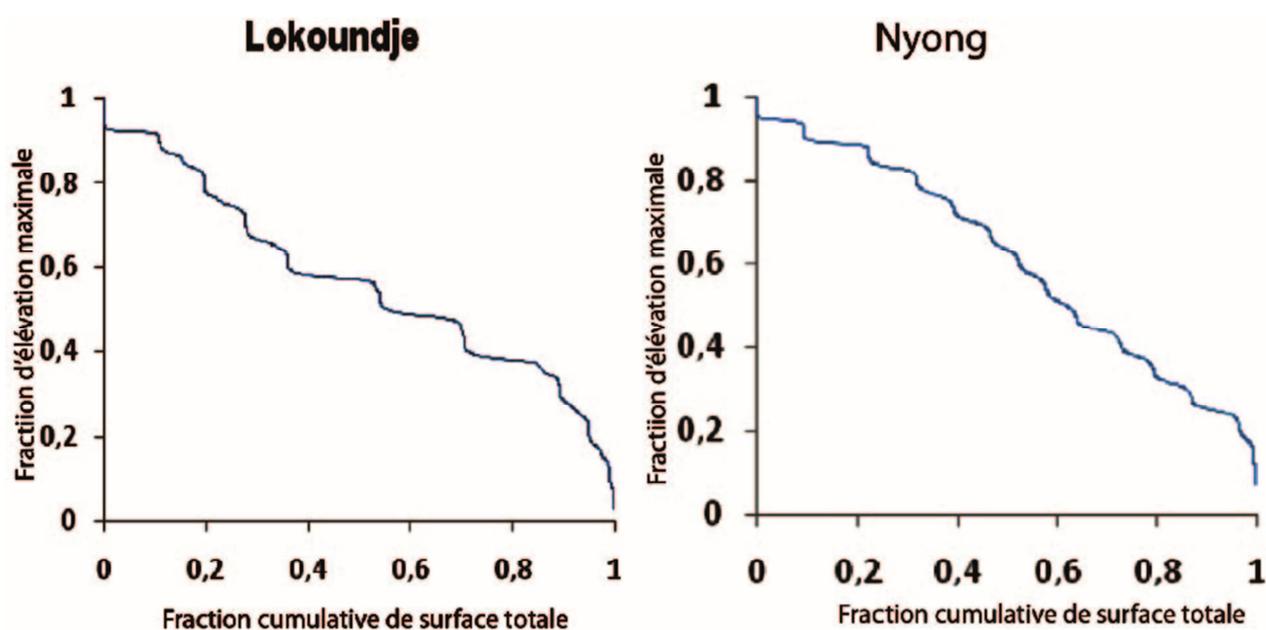


Figure 8. Courbes hypsométriques des bassins de la Lokoundjé et du Nyong montrant des formes atypiques indicatrices de leurs réactivations.

4.2.2. Hypsométrie

Les courbes hypsométriques réalisées dans les deux principaux bassins (Lokoundjé et Nyong) qui constituent la zone d'étude ne sont pas linéaires, mais plutôt marquées par de nombreux changements de concavité. La courbe du Nyong montre une tendance globalement convexe, alors que

celle de la Lokoundjé associe des formes concave et convexe (Fig. 8). L'hypsométrie intégrale (HI) permet de déterminer le volume du matériau non érodé par rapport au volume original du bassin (Ritter et al., 2002). D'après Strahler (1952), $HI < 0,3$ indique les pénéplaines, $0,3 < HI < 0,6$ indique les bassins mûrs et $HI > 0,6$ indique les terrains

jeunes. Dans le secteur d'étude, $HI = 0,5$ pour les deux bassins. Un tel résultat traduit la maturité des bassins, mais est incompatible avec la morphologie des courbes hypsométriques qui devraient être en « S ». Ces différentes géométries sont la preuve d'une instabilité tectonique que l'on peut expliquer par le fait que, chaque fois que le bassin tend vers la maturité, il est rajeuni par la tectonique (mise en

place d'une faille ou réactivation d'une ancienne faille) qui crée la pente et réinitialise par le fait même le travail de l'érosion. A cela, il faut ajouter la composante lithologique car, la compétence contrastée des formations pétrographiques de la région influence l'érosion différentielle.

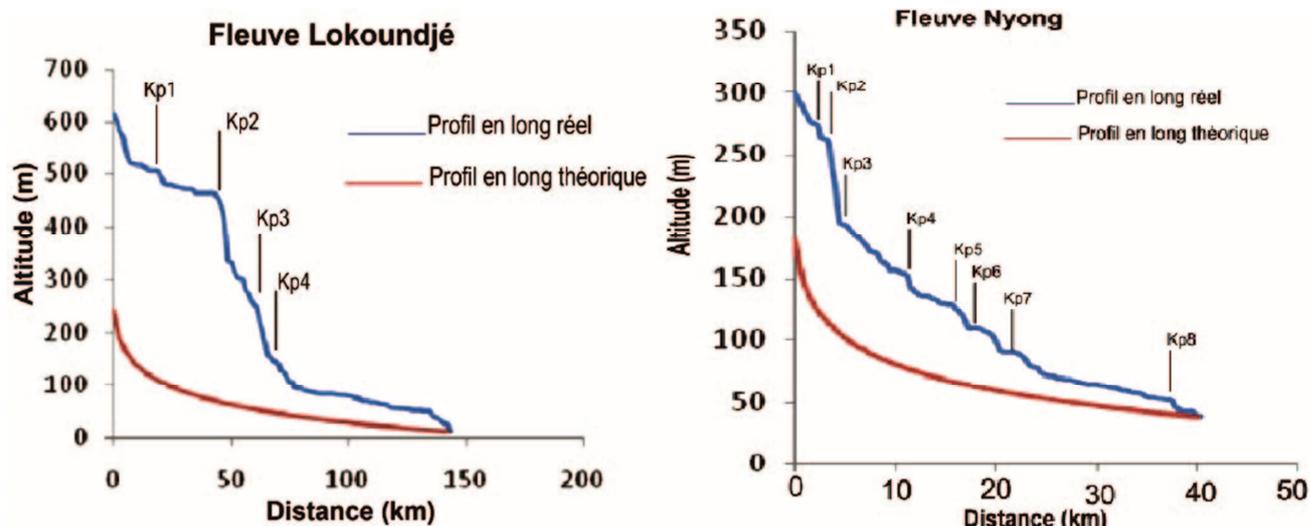


Figure 9. Profils en long des fleuves Lokoundjé et Nyong comparés (au-dessus et en bleu) aux profils théoriques d'équilibre (en dessous et en rouge). Leur géométrie en marches d'escalier et la présence de nombreuses ruptures de pente (*knick point* -Kp-) sont la preuve d'un fort contrôle tectonique dans leur guidage et leur incision du socle.

4.2.3. Profils longitudinaux

L'analyse des profils des rivières montre que le réseau hydrographique du secteur d'étude bien qu'ancien (au moins Crétacé supérieur) n'a pas encore atteint son état d'équilibre dynamique (Fig. 9). Le profil en long de la Lokoundjé est partiellement concave et présente de nombreux ressauts importants dépassant par endroits 100 m. Celui du Nyong bien que globalement concave présente les mêmes caractéristiques. Dans les deux cas, la morphologie dominante est celle des marches d'escalier avec de nombreuses ruptures de pente (Fig. 9). Cette évolution peut être interprétée comme l'enregistrement par les cours d'eau d'une série de réactivations d'un système partiellement en équilibre. Les ruptures de pente (*knick points* -kp-) sont dues soit à une variation de la lithologie (Hack, 1973 ; Holland et Pickup, 1976 ; Miller, 1991 ; Goldrich et Bishop, 1993), soit à un déséquilibre érosif consécutif d'une chute de niveau de base (Hack, 1973 ; Gardner, 1983 ; Seidl et Dietrich, 1992 ; Goldrich et Bishop, 1993), soit à la présence d'un escarpement de faille active ou simplement une zone de déformation active (Reed, 1981 ; Seeber et Gornitz, 1983) ou à une augmentation de la capacité érosive à la jonction des affluents (Seidl et Dietrich, 1992). Dans la zone d'étude, la

plupart des kp sont l'expression conjuguée de failles et de changement lithologique.

4.2.4. Linéaments

La carte de structurale (Fig. 10) extraite des cartes des linéaments issues du MNT et de la carte topographique montre des linéaments, équivalents à des trajectoires de foliation et des failles, parallèles aux escarpements, aux lignes de crête, aux vallées et à certaines portions du réseau hydrographique (Fig. 2, 3, 4, 5, 6, 7). La densité de ces linéaments inégalement répartie dans le secteur d'étude, définit trois secteurs différents au Nord-Ouest, Centre et Sud-Est ; équivalent aux unités I, II et III. L'unité I est faiblement traversé par quelques linéaments NE-SW et N-S. L'Unité II est traversé par linéaments NE-SW dont deux d'entre-eux constituent ses limites NW et SE. Ils sont orientés NE-SW, ENE-WSW, NW-SE et E-W dans l'unité III. Dans chacune des unités, les linéaments correspondent aux lignes d'escarpement, aux vallées, aux portions rectilignes des cours d'eaux, aux crêtes rectilignes et aux zones de forte incision. Leur orientation à dominance parallèle aux reliefs et cours d'eaux suggère aussi que leur origine serait géologique.

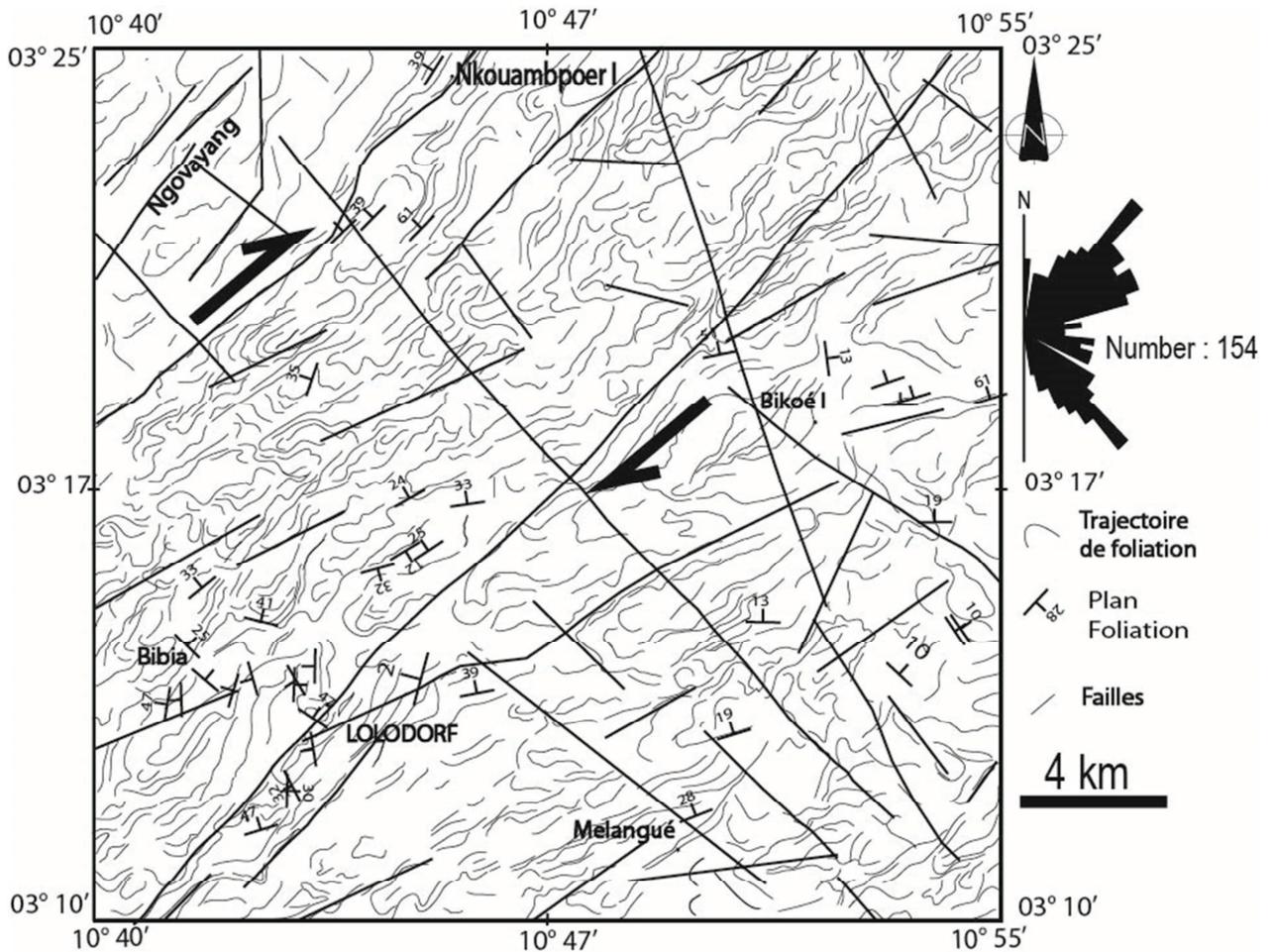


Figure 10. Esquisse structurale obtenue par couplage des linéaments et des observations de terrain. Noter la dominance de l'orientation NE-SW des trajectoires de foliation parallèles aussi bien aux lignes de crête et aux cours d'eaux observés dans les figures 2, 3, 4, 6, 7 ; la prépondérance des failles NW-SE et SE-NW indiquée par la rosace de direction, le couloir de cisaillement dextre rappelant le cisaillement centre camerounais, les failles de la Sanaga et de la Dibamba (Ngako et al., 2003 ; Njongfang et al., 2008).

4.3. Lithologie

La région de Lolodorf est constituée sur le plan lithologique des roches para- et orthodérivées, différenciées respectivement en paragneiss, quartzites et ; pyroxénites, pyroxéno-amphibolites, métagranodiorites, syénites et mylonites (Fig. 11, 12). Les paragneiss sont sombres, foliés, composés alternativement de niveaux riches en biotite-grenat-pyroxène, biotite-pyroxène-grenat-amphibole et grenat reconnaissable à l'échelle de l'échantillon. Ils sont constitués accessoirement d'apatite, de zircon, titanite et monazite, épidote, sericite et calcite. Les quartzites sont rouges, foliés et forment des massifs discontinus NNE-SSW. Ils sont constitués essentiellement de quartz et de magnétite. Leur phase mineure est constituée d'orthopyroxène, de grenat et de zircon. Les pyroxénites sont des gneiss constitués principalement d'orthopyroxène et secondairement d'amphibole. Les syénites forment des intrusions allongées SW-NE. Elles sont roses, alternativement foliées et massives. Elles peuvent être différenciées en accord avec Tchameni et al. (2001), en syénites à ortho- et clinopyroxène constituées

principalement de microcline, albite, quartz et biotite ; en syénites à clinopyroxène variant entre les mélanosyénites et leucosyénites. Les mélanosyénites sont constituées de diopside, microcline, amphibole, biotite et albite. Les leucosyénites sont constituées essentiellement de microcline et secondairement, de diopside. Les deux types de syénites contiennent accessoirement, l'apatite, la titanite, le zircon, l'épidote et la séricite. Les métagranodiorites apparaissent sous forme de massif composés de K-feldspath, plagioclase, hornblende, biotite, quartz, zircon et oxydes comme phase primaire.

4.4. Tectonique

La région de Lolodorf est constituée de formations cristallophylliennes globalement orientées SW-NE (~N70), parallèle à la foliation régionale. Cette foliation peut être différenciée en $S_{0/1/2}$ et S_2 (Fig. 10, 12). La première résulte de la transposition de la stratification originelle S_0 en $S_{0/1}$ et $S_{0/1/2}$ durant les déformations D_{1-2} dans l'encaissant métasédimentaire. La foliation S_2 est propre aux magmatites syntectoniques que sont les syénites et métagranodiorites.

Ces deux foliations portent une linéation L_2 regroupant les linéations de transport et d'amphibole parallèle, orientée NE-SW. La foliation est plissée de l'échelle mésostructurale à l'échelle régionale, définissant les plis intrafoliaux P_3 . Cette zone a été disséquée par des zones de cisaillement

blastomylonitiques SSW-NNE à SW-NE associées aux structures C-S et d'autres plis P_3 . La région de Lolodorf est enfin affectée par des familles de failles SW-NE, NW-SE et ~E-W (Fig. 8, 9, 10).

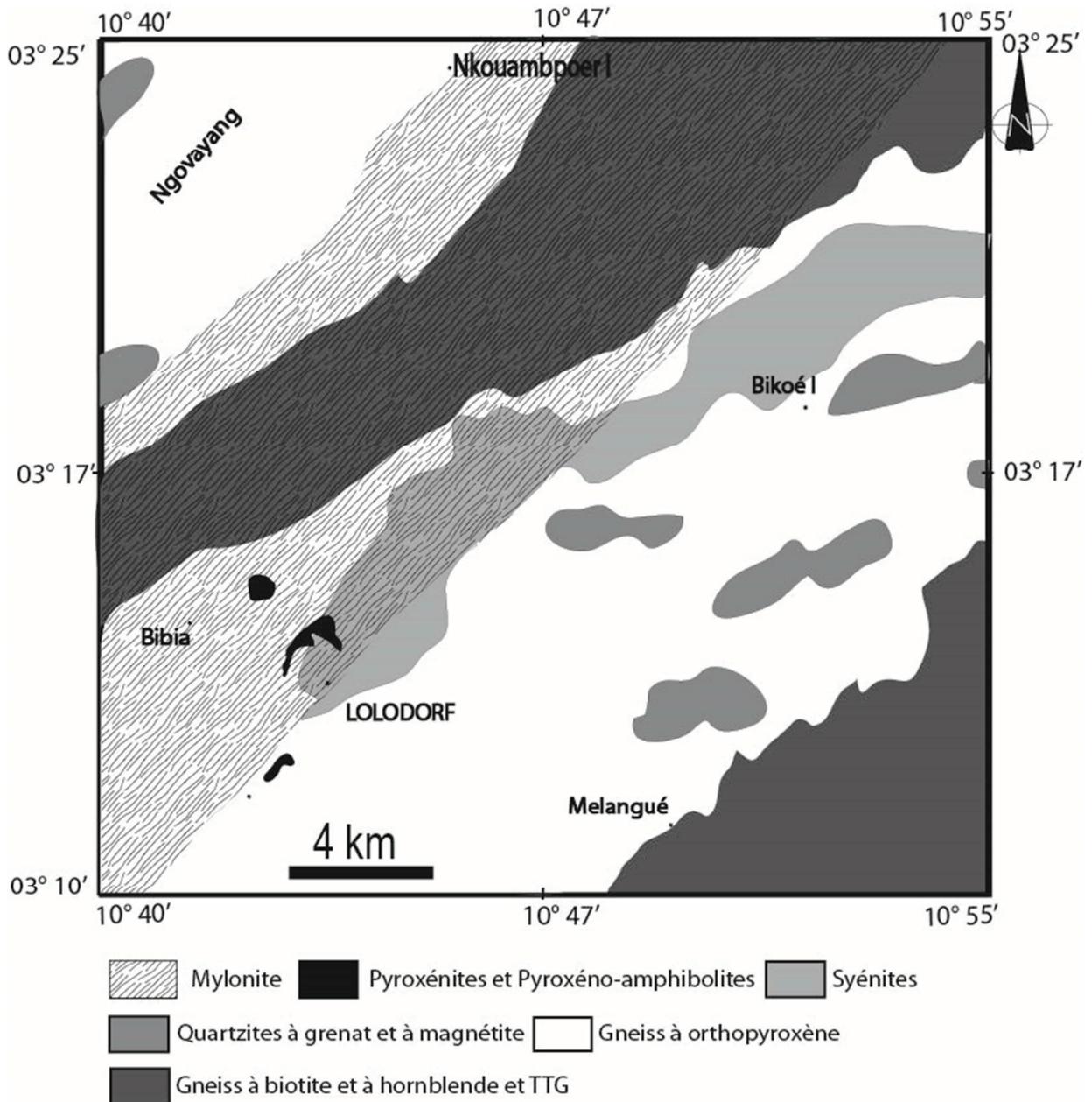


Figure 12. Carte lithologique de la région de Lolodorf. Noter le couloir de mylonitisation NE-SW correspondant à l'unité II et indicateur du contrôle tectonique majeur de la morphologie.

5. Discussions

Le bassin d'étude est une vaste dépression regorgeant des vallées érodées et bordée par deux plateaux d'amplitude différente : au Nord le chaînon du Ngovayang qui culmine à 1061 m d'altitude et au sud, les collines de Mvengué dont l'altitude maximale est de 834 m. Les contacts respectifs entre les deux entités morphologiques (plateau et dépression) sont des failles visibles aussi bien sur le terrain

que les images satellitaires: la faille du Ngovayang et la faille de la Lokoundjé.

La faille de la Lokoundjé assure le guidage du cours d'eau dont elle porte le nom. Les deux failles (parallèles) et les entités qu'elles délimitent ont une orientation NE-SW, rappelant celle de la faille de la Sanaga ou du fossé de la Bénoué. Elles affectent au même titre que la faille de la Sanaga, des formations très anciennes (> 600 Ma), elles

sont toutes au moins post-éburnéennes et précambriennes. La morphologie et la disposition spatiales des trois unités morphologiques I, II et III d'une part, l'opposition des escarpements des failles du Ngovayang et de Lokoundjé d'autre part, indiquent que la région de Lolodorf est un grabben/fossé d'effondrement qui se serait mis en place desdites failles majeures, elles-mêmes consécutives à une phase de surrection continentale. Tout comme la faille de la Sanaga ou le fossé de la Bénoué, elles ont été réactivées plusieurs fois au cours du temps (Ngako et al., 2003 ; Njonfang et al., 2008). Les archéennes (SHRIMP U/Pb-zircon, Lerouge et al., 2006). Les âges jeunes obtenus sur ces syénites autour de 782 Ma (SHRIMP U/Pb-zircon, Lerouge et al., 2006) correspondraient à une première

phases de réactivation, antérieure celles jusque là liées à l'orogénèse panafricaine (Pénaye et al., 2004). Lors de la formation des rifts continentaux bordant les cratons du Congo et ouest-africain et des grands décrochements continentaux de Kandi et de Permambuco/Centre-Cameroun (Castaing et al., 1993 ; 1994), les déformations panafricaines en Afrique centrale (failles de la Sanaga) auxquelles nous associons les failles du Ngovayang et de la Lokoundjé seraient dues au rejeu dextre de ces grands décrochements accompagnées d'une blastomylonitisation du fossé d'effondrement sur lequel s'est forgé l'Unité II (Fig. 10). Cette mylonitisation peut être associée à celles des autres zones de cisaillement du complexe du Nyong dans les conditions amphibolitiques à granulitiques (Owona et al., 2013c).

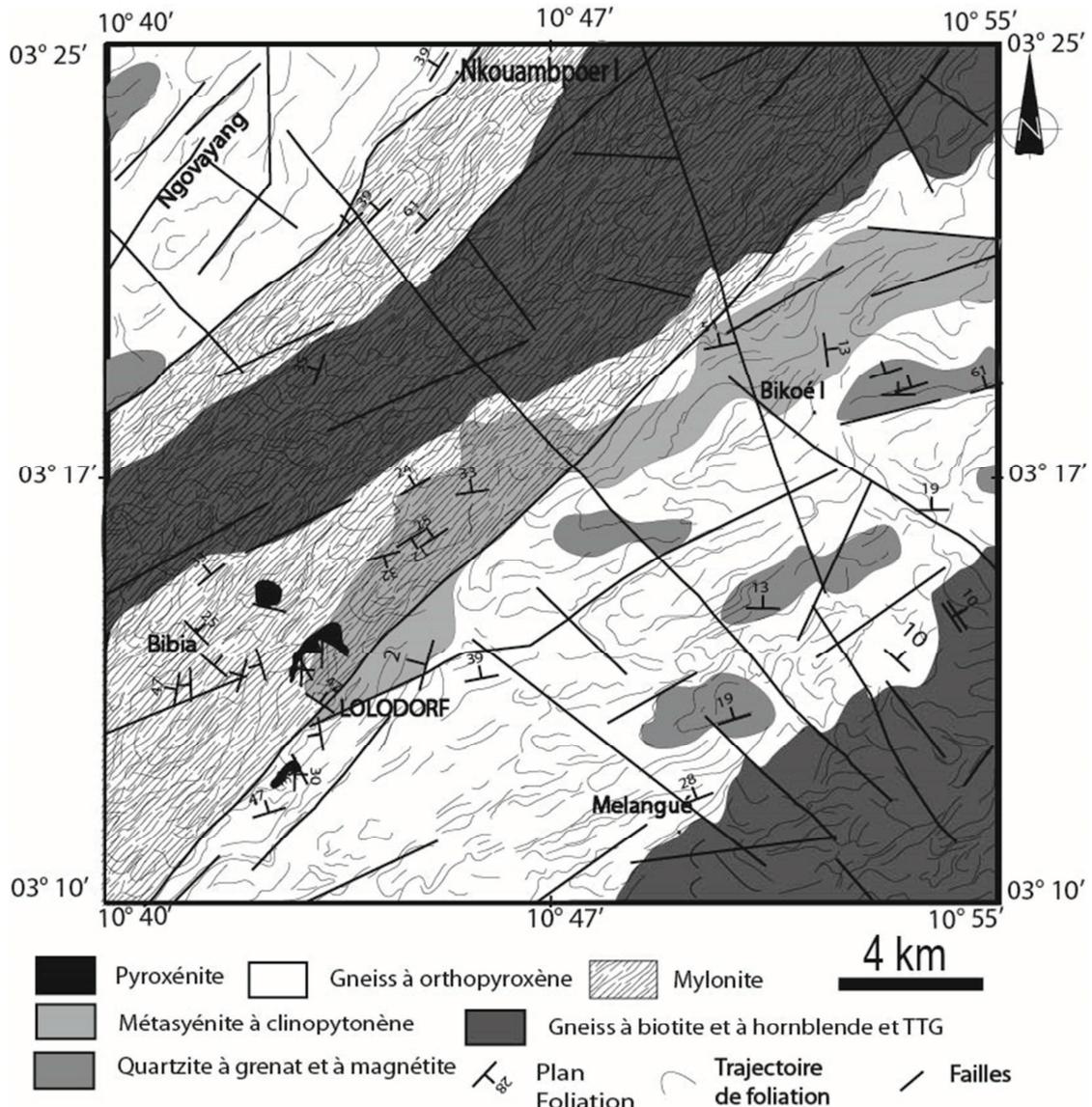


Figure 10. Esquisse géologique de la région de Lolodorf. Noter la correspondance d'unités morphologiques (Figures 2, 3, 4, 6) et les zones délimitées par le couloir de cisaillement central NE-SW (Figures 7, 8).

A l'Aptien, la séparation des cratons africains et sud-américain se réalise par une réactivation sélective des fractures préexistantes héritées de l'orogénèse panafricaine

dont l'un des réseaux privilégiés est constitué des failles orientées N30 à N60 (Allix et Popoff, 1983 ; Regnault, 1983 et Benkhelil, 1988) auquel appartiennent les failles du

Ngovayang et de la Lokoundjé. A l'Albien moyen, on note un rejeu en failles de transfert des failles NE-SW des réseaux Fang et de l'Adamaoua. A l'Albien supérieur, la réactivation des accidents N50-N60 est accompagnée d'une importante phase de bréchification (« mylonites ») (Guiraud, 1991). On pense que c'est à cette période que la dépression centrale de la zone d'étude s'est mylonitisée. Par ailleurs, la mise en place de la ligne volcanique du Cameroun au Crétacé supérieur a également contribué au rejeu des failles post-panafricaines (Koum et al., 2013). La morphologie de la zone d'étude et la structure du bassin semblent donc avoir été imprimées par ce couloir de cisaillement formé par les failles du Ngovayang et de la Lokoundjé. Le réseau de failles secondaires qui s'est développé a guidé le réseau hydrographique plus jeune (post panafricain). Il est sans doute la conséquence du rejeu des failles principales. Cette réactivation traduit une activité tectonique continue depuis la mise en place de ces failles. Dans les formations récentes, cette néotectonique est localement exprimée par un réseau linéaire discret.

La morphologie de la zone d'étude traduit aussi l'hétérogénéité de la lithologie à l'image du complexe du Nyong (Owona et al., 2013a). En effet, dans le chaînon du Ngovayang et les collines de Mvengué, qui représentent respectivement les compartiments soulevés NW et SE, affleurent des BIF et des gneiss datés entre 2776 et 2126 Ma (SHRIMP U/Pb-zircon, Lerouge et al., 2006) alors que dans la grande dépression centrale, apparaissent les faciès mylonitisés dans des syénites datées ~2055 Ma d'origine archéennes (SHRIMP U/Pb-zircon, Lerouge et al., 2006). Les âges jeunes obtenus sur ces syénites par ces mêmes auteurs autour de 782 Ma correspondraient à l'une des phases de mylonitisation/réactivation suscitées. Les failles du Ngovayang et de Lokoundjé marquent ainsi les limites entre les BIF et gneiss d'une part et, les pyroxéno-amphibolites et syénites mylonitisées d'autre part. L'altération et l'érosion n'ont pas la même ampleur en tout point. La forte compétence des BIF et des gneiss du chaînon du Ngovayang et des collines de Mvengué rend les talwegs des affluents qui le traversent étroits et profonds par endroits. Dans la dépression par contre, où affleurent les pyroxéno-amphibolites, syénites et mylonites, la surface topographique bien que moins incisée, est fortement émoussée du fait de la faible résistance à l'altération. La susceptibilité des versants à l'érosion varie elle aussi en fonction de la compétence roches (gneiss, BIF, pyroxéno-amphibolites, syénites) tout comme leur taux de fracturation et la pente (Fig. 2, 3, 4). Les sommets des collines étant fracturés et nus deviennent fragiles. Les précipitations orageuses violentes dans la région accélèrent l'évacuation mécanique des matériaux érodés.

Conclusion

L'évolution morphotectonique du bassin de la Lokoundjé a été contrainte à travers le couplage de deux types d'investigations: la géomorphologie quantitative sur MNT et les données de terrain croisées au travers d'un SIG. Les résultats obtenus montrent que le système géomorphologique de la Lokoundjé comprend deux plateaux d'inégale importance séparés par une large dépression : le chaînon du Ngovayang et les collines de Mvengué. Cette dépression constitue le réceptacle des produits de démantèlement de ces deux plateaux. Deux grandes failles : la faille du Ngovayang et la faille de la Lokoundjé probablement post-éburnéennes constituent les bordures NW et SE de la dépression. Il s'agit des failles actives, de même direction que la faille de la Sanaga, de l'Adamaoua et la LVC, bien marquées sur l'imagerie satellitaire. Elles ont été réactivées durant les phases post-orogéniques éburnéenne et panafricaine et au cours de la formation des bassins de la marge camerounaise ou de la mise en place de la LVC au Crétacé imprimant au bassin sa morphologie actuelle. La lithologie impose sa marque sur la morphologie au travers d'une érosion différentielle. Le facteur pente créé par la tectonique conjugué au climat semble contrôler l'incision fluviale et la sculpture des éléments de la morphologie.

Remerciements

Les auteurs remercient vivement les experts anonymes qui ont rehaussés la qualité de cet article.

Références

- Allix, P. & Popoff, M. 1983. Approche géodynamique du fossé de la Bénoué (NE Nigéria) à partir des données de terrain et de télédétection. *BCREDP-ELF AQUITAINE* 7 (1): 323-337.
- Benkheilil, J. 1988. Structure et évolution géodynamique du bassin intracontinental de la Bénoué (Nigeria). *Bulletin Centres Recherche Exploration Production Elf-Aquitaine* 12 : 29-128.
- Boniface, N. Schenk, V. & Appel, P. 2012. Paleoproterozoic eclogites of MORB-type chemistry and three Proterozoic orogenic cycles in the Ubendian Belt (Tanzania): Evidence from monazite and zircon geochronology, and geochemistry. *Precambrian Research* 192 - 195: 16– 33.
- Caen-Vachette, M., Vialette, Y., Bassot, J.P. & Vidal, P. 1988. Apport de la géochronologie à la connaissance de la géologie gabonaise. *Chronique de Recherche Minière* 491 : 35-54.
- Castaing, C. Triboulet, C. Feybesse, J.L & Chèvremont, P. 1993. Tectonometamorphic evolution of Ghana,

- Togo, Benin in the light of the Pan-African/ Brasiliano orogeny. *Tectonophysics* 218, 323-342.
- Castaing, C. Feybesse, J.L. Thieblemont, D. Triboulet, C. & Chevremont, P. 1994. Palaeogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks? *Precambrian Research* 67: 327-344.
- Champétier de Ribes & Aubague, M. 1956. Carte géologique de reconnaissance du Cameroun à l'échelle 1/500.000, feuille Yaoundé Est, avec notice explicative. *Direction des Mines et Géologie, Cameroun*, 35p.
- Etame, J. Tchameni Ngouabe, E.G. Ngon Ngon, G.F. Ntamak-Nida, M.J. Suh, E.C. Gerard, G. & Bilong, B. 2013. Mineralogy and geochemistry of active stream sediments from the Kélé River drainage system (Pouma, Cameroon). *Sciences, Technologies et Développement* 14 : 35-47.
- Feybesse, J.L., Johan, V., Triboulet, C., Guerrot, C., Mayaga-Minkolo, F., Boucho, V. & Eko N'dong, J. 1998. The West Central African belt: a model of 2.5-2.0 Ma accretion and two-phase orogenic evolution. *Precambrian Research* 87: 161-216.
- Gardner, T.W. 1983. Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 664-672.
- Gazel, J., Hourocq, C.Q.V. & Nicklès, M. 1956. Notice explicative de la carte géologique au 1/1000000 du Cameroun, avec notice explicative. *Bulletin de la Direction des Mines et Géologie, Cameroun* 2.
- Goldrich, G. & Bishop, G. 1993. Differentiating the roles of lithology and uplift in the steepening of bedrock river long profiles: an example from southeastern Australia. *Journal of Geology*, 103: 227-231.
- Guiraud, M. 1991. Mécanisme de formation du bassin créacé sur décrochements multiples de la Haute-Bénoué (Nigéria). *BCREDP ELF AQUITAINE* 15(1): 11-67.
- Hack, J.T. 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, 1: 421-429.
- Haugou, P. & Koretzky, N. 1943. Carte géologique du Cameroun n°3 à 1/500.000 avec notice explicative. Service des Mines Cameroun, Yaoundé.
- Holland, W. N. & Pickup, G. 1976. Flume study of knickpoint development in stratified sediment. *Geological Society of America Bulletin* 87: 76-82.
- Korableff. 1940. Contribution à l'étude de la géologie appliquée de l'Oubangui Chari Oriental et du Cameroun sous mandat français. Thèse. Lib. Soc. Et Econ., Paris, 192p.
- Koum, K. Mvondo Owono, F. Ntamak-Nida, M.J. Njom, J. Belinga Essama Boum, R. 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* 14 : 59-69.
- Lerouge, C. Coherie A. Toteu S.F. Pénaye, J. Milesi, J.P. Tchameni, R. Nsifa, N.E. Fanny, M.C. & Deloule, E. 2006. Shrimp U-Pb zircon age evidence for Paleoproterozoic sedimentation and 2.05 Ga syntectonic plutonism in the Nyong Group, south-western Cameroon: consequences for the Eburnean-Transamazonian belt of NE Brazil and Central Africa. *Journal of African Earth Sciences* 44 (4-5) : 413-427.
- Maurizot, P. Abessolo, A. Feybesse, J.L. & Johan Lecomte P. 1986. Etude de prospection minière du Sud-Ouest Cameroun. Synthèse des travaux de 1978 à 1985. Rapport de BRGM 85 : 274p.
- Miller, J.R. 1991. The influence of bedrock geology on knickpoint development and channel-bed degradation along downcutting streams in South-Central Indiana. *Journal of Geology* 99: 591-605.
- Neves, S.P. Bruguiere, O. Vauchez, A. Bosch, D. Rangel da Silva, J.M. & Mariano, G. 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borboréma Province, NE Brazil): Implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research* 149: 197-216.
- Ngako, V. Affaton, P. Nnangue, J.M. & Njanko, Th. 2003. Pan-African tectonic evolution in central and southern Cameroon: transpression and transtension during sinistral shear movements. *Journal of African Earth Sciences* 36: 207-214.
- Nicklès, M et Haugou, P. (1952), Carte géologique de l'AEF et du Cameroun à 1/200000. *Publication Direction des Mines et Géologie. Afrique Equatoriale Francaise et Service des Mines Cameroun*.
- Njonfang, E. Ngako, V. Moreau, Ch. Affaton, P. & Diot, H. 2008. Restraining bends in high temperature shear zones: The "Central Cameroon Shear Zone", Central Africa. *Journal of African Earth Sciences* 52: 9-20.
- Olivry, J.C. 1986. Fleuves et rivières du Cameroun : Collection Monographie Hydrographique. RSTOM 9, Paris: 133p.

- Owona, S. Mvondo Ondo, J. Ratschbacher, L. Mbola Ndzana, S.P. Tchoua, M.F. & Ekodeck, G.E. 2011. The geometry of the Archean, Paleo- and Neoproterozoic tectonics in the Southwest Cameroon. *Comptes Rendus Geosciences*, 343: 312–322.
- Owona, S. Mvondo Ondo, J. Tichomirowa, M. Ratschbacher, L. Tchoua, M.F. & Ekodeck, G.E. 2012. New $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Zr evaporation, metamorphic $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -WR-Bt ages and tectonic imprints in the Archean So'o Group (Ntem Complex/Congo Craton, SW Cameroon). *Global Journal of Geological Science* 10(1): 99-109.
- Owona, S. Mbola Ndzana, S.P. Mvondo Ondo, J. Nsangou Ngapna, M. Nkabsaah, C. Ratschbacher, L. & Ekodeck, G.E. 2013a. Geological control of geomorphologic units in the Southwest (SW) Cameroon (Central Africa). *Journal of Geology and Mining Research* 4,7: 152-167.
- Owona, S. Mvondo Ondo, J. Ratschbacher, L. Ekodeck, G.E. 2013b. Evidence of quartz dynamic recrystallizations in SW Cameroon: Implications on late-archean, -eburnean and -panafrican deformations over 250-750°C. *Sciences, Technologies et Développement* 15: 48-58.
- Owona, S. Mvondo Ondo, J. & Ekodeck, G.E. 2013c. Evidence of quartz, feldspar and amphibole crystal plastic deformations in the Paleoproterozoic Nyong Complex shear zones under amphibolite to granulite conditions (West Central African Fold Belt, SW Cameroon). *Journal of Geography and Geology* 5, 3: 186-204.
- Penaye, J. Toteu, S.F. Tchameni, R. Van Schmus, W.R. Tchakounté, J. Ganwa, A.A. Minyem, D. & Nsifa, E.N. 2004. The 2.1 Ma West Central African Belt in Cameroon: extension and evolution. *Journal of African Earth Sciences* 39: 159-164.
- Reed, J.C. 1981. Disequilibrium profile of the Potomac River near Washington D.C. - A result of lowered base level or Quaternary tectonics along the Fall line. *Geology* 9: 445-450.
- Regnault, J.M. 1983. Synthèse géologique du Cameroun: carte télé-interprétative des linéaments de la République Unie du Cameroun au Nord du 4e parallèle, Direction des Mines et de la Géologie, Yaoundé.
- Ritter, D.F. Kochel, R.C. Miller, R. 2002. *Process Geomorphology*. Boston: McGraw-Hill, 560 p.
- Seeber, L. & Gornitz, V. 1983. River profiles along the Hymalayan arc as indicators of active tectonics. *Tectonophysics*, 92: 335-367.
- Ségalen, P. 1967. Les sols et la géomorphologie du Cameroun. Cahier ORSTROM, Série pédologie 2:187-203.
- Seidl, M.A. & Dietrich, W.E. 1992. The problem of channel erosion into bedrock. *Catena* 23:101-124.
- Shang, C.K. Satir, M. Siebel, W. Nsifa, E.N., Taubald, H. Liégeois, J.P. & Tchoua, F.M. 2004a. Major and trace element geochemistry, Rb-Sr and Sm-Nd systematics of TTG magmatism in the Congo craton: case of the Sangmelima region, Ntem complex, southern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 40: 61-79.
- Shang, C.K. Siebel, W. Satir, M. Chen, F. & Mvondo Ondo, J. 2004b. Zircon Pb-Pb and U-Pb systematics of TTG rocks in the Congo craton: constraints of crustal formation, crystallization and Pan-African lead loss. *Bulletin of Geosciences* 79:205-219.
- Sighomnou, D. 2004. Analyse et redéfinition des régimes climatiques et hydrologiques du Cameroun : Perspectives d'évolution des ressources en eau, Thèse Doctorat d'Etat Université de Yaoundé I, 290p.
- Strahler, A.N. 1957. "Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology." *American Geophysical Union Trans.* 38(6): 913-920.
- Tchameni, R., Mezger, K., Nsifa, E. N. and Pouclet, A., (2000). Neoproterozoic evolution in the Congo craton: evidence from K-rich granitoids of the Ntem complex, Southern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 30 (1): 133-147.
- 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.
- Toteu, S.F. Van Schmus, W.R. Penaye, J. & Nyobe, J.B. 1994. U-Pb and Sm-Nd evidence for eburnian and panafrican high grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. *Precambrian Research*, 67, 321-347.
- Tricart, J. & Cailleux, A. 1963. Première partie : Géomorphologie structurale, cicule II type de bordure de massifs anciens avec travaux pratiques. Documentation Universitaire 5, Place de la Sorbonne. Paris V.