

REPUBLIQUE DU CAMEROUN

\*\*\*\*\*

UNIVERSITE DE YAOUNDE I

\*\*\*\*\*

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

\*\*\*\*\*



REPUBLIC OF CAMEROON

\*\*\*\*\*

THE UNIVERSITY OF YAOUNDE I

\*\*\*\*\*

**POSTGRADUATE SCHOOL OF  
SCIENCE, TECHNOLOGY  
AND GEOSCIENCES**

\*\*\*\*\*

**DÉPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE**

*DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES*

**LABORATOIRE DE GÉOSCIENCES DES FORMATIONS PROFONDES ET APPLICATIONS**

*LABORATORY OF GEOSCIENCES OF INTERNAL FORMATIONS AND APPLICATIONS*

**PÉTROGENÈSE ET STRUCTUROGENÈSE DES FORMATIONS  
DE DENG-DENG (EST-CAMEROUN)**

**Thèse présentée et soutenue en vue de l'obtention du grade de  
Docteur/PhD en Sciences de la Terre**

**Parcours** Géosciences des Formations Profondes et Applications

**Option** Pétrologie et Géologie Structurale

Par

**FOSSI Donald Hermann**

Mle 08X0136

*Master ès-Sciences de la Terre*



Sous la direction de

**NZENTI Jean Paul**

*Professeur*

Année académique 2022-2023

REPUBLIQUE DU CAMEROUN  
\*\*\*\*\*  
UNIVERSITE DE YAOUNDE I  
\*\*\*\*\*  
CENTRE DE RECHERCHE ET  
DE FORMATION DOCTORALE  
EN SCIENCES TECHNOLOGIE  
ET GÉOSCIENCES  
\*\*\*\*\*



REPUBLIC OF CAMEROON  
\*\*\*\*\*  
THE UNIVERSITY OF YAOUNDE I  
\*\*\*\*\*  
POSTGRADUATE SCHOOL OF  
SCIENCE, TECHNOLOGY  
AND GEOSCIENCES  
\*\*\*\*\*

## ATTESTATION DE CORRECTION DE THESE DE DOCTORAT/PhD

\*\*\*\*\*

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

Option : **Pétrologie et Géologie Structurale**

Nom et Prénoms du candidat : **FOSSI Donald Hermann**

Matricule : **08X0136**

Titre de la thèse : « **Pétrogenèse et structurogenèse des formations de Deng-Deng (Est-Cameroun)** »

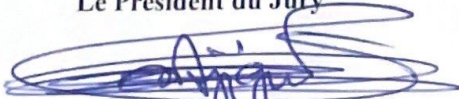
Date de soutenance : **Mercredi, le 03 mai 2023.**

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


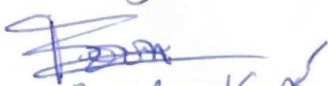
En foi de quoi, la présente **Attestation de correction** lui est délivrée, pour servir et valoir ce que de droit.

Fait à Yaoundé, le **14.05.2023**

Le Président du Jury

  
NOMINER P.D.

Les Membres

  
Bi. Njilah Isaac  
  
R. YONGUE

## DÉDICACES

*À ma mère, FOSSI TSINGANG Marie Noëlle ;*

*À ma tante, FOSSI MABE Anastasie ;*

*À mon frère TCHOUTHOUA FOSSI Donat Omer.*

## REMERCIEMENTS

Quelles que soient l'enthousiasme et la détermination, un travail comme celui-ci n'est possible que grâce à la collaboration et au soutien de nombreuses personnes à qui je tiens à marquer ma reconnaissance.

J'adresse ma profonde gratitude au Professeur Jean Paul NZENTI, mon directeur de thèse. C'est grâce à l'intérêt qu'il a toujours accordé à mes travaux de recherche, la confiance et le climat de complicité qu'il a su instaurer entre nous que j'ai pu aller jusqu'au bout de ce travail.

Mes remerciements les plus distingués vont à l'endroit du Professeur Sylvestre GANNO qui a fait preuve d'une disponibilité, d'une patience, d'un soutien au cours de mon initiation à la recherche. Sa rigueur au travail, ses conseils et critiques toujours appropriés m'ont permis d'évoluer rapidement dans le cadre de mes travaux de recherche.

J'exprime ma très grande reconnaissance au Professeur Timoléon NGNOTUE pour son aide lors de mes campagnes de terrain et au Drs Victor METANG et Jonas WAMBO TAKODJOU pour avoir guidé mes premiers pas dans la géomatique.

Je remercie le Professeur Paul Désiré NDJIGUI, Chef de Département des Sciences de la Terre, qui a su instaurer au Département un environnement paisible, stimulateur et favorable aux échanges ; permettant aux étudiants de s'épanouir et de prospérer dans la recherche.

J'exprime ma reconnaissance à tous les autres enseignants du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I, pour les enseignements et les conseils qu'ils n'ont cessés de nous prodiguer pendant mon parcours universitaire.

J'exprime ma gratitude à tous les membres et étudiants du LPGS. Je pense en particulier aux Professeurs : Gus Djibiril KOUANKAP NONO et Jean Lavenir NDEMA MBONGUE et aux docteurs : Boniface KANKEU, Evine Laure NJIOSSEU TANKO TCHUIMENI, Cyrile CHEBEU, Emmanuel NOMO NEGUE, Robinson Tchatchueng, Cyriel MOUDIOH, Marvine NZEPANG TANKWA, Philomène NGA ESSOMBA, Landry SOH TAMEHE. À mes amis et camarades dudit laboratoire notamment : Eric SEZINE DEASSOU, Guy Bertin TAKAM CHOUPE, Arnold Steven MBITA, Alex SEPWOULO, Roméo KOUAMEN, Hermine MVODO, Brice KAMGUIA, Isaac SWIFFA FAJONG, Arlette SOH, Lysiane KOUAYEP et Alex HAMDJA pour tous les moments de labeurs que nous avons passés en laboratoire pour la présente Thèse.

Je n'oublie pas mes compagnons de terrain Habib DADJO, Patrick AYONTA et Didas NKAMENI. Trouvez ici l'expression de ma profonde gratitude.

J'exprime ma totale reconnaissance à mes parents, mes frères et sœurs pour l'aide et les sacrifices consentis durant toutes les années de préparation de cette thèse.

Un merci particulier aux membres de la Jeune Equipe associée à l'IRD, je pense ici au Professeur Anicet BEAUVAIS et Docteur Mathieu MOMO.

Merci ne suffit pas pour témoigner ma reconnaissance envers ceux-là sans qui j'aurai sombré dans le désarroi. Je pense particulièrement à, Marc Aurèle DAPNET, Marlene TSAFFO, Gaëlle ASSOMO, Julien TOCHE, Yannick TEDOM, MANI Malgoire, Stéphane HAGBE, Maruis MABTCHOU, TSANE MOMO, Ornelle MBATCHANE et à tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à la réalisation de ce mémoire, et dont les noms ne sont pas énumérés, qu'ils trouvent ici l'expression de ma profonde reconnaissance.

## TABLE DES MATIÈRES

<b>DÉDICACES</b>	<b>i</b>
<b>REMERCIEMENTS</b>	<b>ii</b>
<b>TABLE DES MATIÈRES</b>	<b>iv</b>
<b>LISTES DES FIGURES</b>	<b>vii</b>
<b>LISTE DES TABLEAUX</b>	<b>x</b>
<b>LISTE DES ABRÉVIATIONS</b>	<b>xi</b>
<b>RÉSUMÉ</b>	<b>xii</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>xiii</b>
<b>INTRODUCTION GÉNÉRALE</b>	<b>1</b>
1. PROBLÉMATIQUE GLOBALE ET CONTEXTE DE L'ÉTUDE .....	2
2. OBJECTIFS .....	3
3. STRUCTURE DE LA THÈSE .....	3
<b>CHAPITRE I. CADRE NATUREL ET GÉNÉRALITÉS</b>	<b>5</b>
<b>I.1 CADRE GÉOGRAPHIQUE</b>	<b>6</b>
I.1.1 Localisation.....	6
I.1.2. Géomorphologie .....	7
I.1.2.1. Orographie .....	7
I.1.2.2. Hydrographie .....	9
I.1.3. Climat.....	10
I.1.4. Flore .....	11
I.1.5. Faune.....	11
I.1.6. Sols.....	12
I.1.7. Géographie humaine et économique.....	12
<b>I.2. CADRE GÉOLOGIQUE</b>	<b>12</b>
<b>I.3. SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE DE L'EST CAMEROUN</b>	<b>17</b>
<b>CHAPITRE II. MATÉRIEL ET MÉTHODES</b>	<b>19</b>
<b>II.1. TRAVAUX PRÉLIMINAIRES</b>	<b>20</b>
<b>II.2. TRAVAUX DE TERRAIN</b>	<b>20</b>

II.2.1 Matériel.....	20
II.2.2 Levées de terrain.....	21
<b>II.3 TRAVAUX EN LABORATOIRE-----</b>	<b>21</b>
II.3.1. Confection et étude des lames minces .....	22
II.3.2. Études pétrographique et microstructurale .....	22
II.3.2.1. Étude pétrographique .....	22
II.3.2.2. Étude microstructurale .....	23
II.3.3. Études géochimiques .....	23
II.3.4. Méthodes de télédétection .....	24
II.3.4.1. Prétraitement et amélioration de l'image.....	24
II.3.4.2. Traitement des données.....	25
II.3.4.3. Extraction des lineaments.....	27
II.3.4.4. Analyse géostatistique des linéaments .....	30
II.3.4.5. Extraction des paramètres morphométriques .....	31
<b>CHAPITRE III. INVENTAIRE LITHOLOGIQUE ET ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE</b> -----	<b>34</b>
<b>III.1. ENSEMBLE MAGMATIQUE -----</b>	<b>36</b>
III.1.1. Monzodiorites à quartz.....	36
III.1.2. Granodiorites .....	39
III.1.2. Monzogranites .....	41
<b>III.2. ENSEMBLE MÉTAMORPHIQUE -----</b>	<b>43</b>
III.2.1. Gneiss à silicates calciques .....	43
III.2.2. Gneiss à grenat et biotite .....	45
III.2.2. Amphibolites .....	47
<b>CHAPITRE IV. ÉTUDE STRUCTURALE-----</b>	<b>49</b>
<b>IV.1. ANALYSE MORPHO-STRUCTURALE -----</b>	<b>50</b>
<b>IV.2. ANALYSE STRUCTURALE -----</b>	<b>57</b>

IV.2.1. Analyse mésoscopique de la déformation.....	57
IV.2.1.1. Phase de déformation D <sub>1</sub> .....	57
IV.2.1.2. Phase de déformation D <sub>2</sub> .....	59
IV.2.1.3. Phase de déformation tardi-D <sub>2</sub> .....	61
IV.2.2. Analyse microstructurale .....	62
<b>CHAPITRE V. ÉTUDE GÉOCHIMIQUE</b> -----	<b>65</b>
<b>V.1 ENSEMBLE MAGMATIQUE</b> -----	<b>66</b>
V.1.1. Monzodiorite à quartz .....	67
V.1.2. Granodiorites .....	73
V.1.3. monzogranites .....	73
<b>V.2. ENSEMBLE MÉTAMORPHIQUE</b> -----	<b>74</b>
V.2.1. Nature du protolite.....	74
V.2.2. Gneiss à grenat et biotite .....	76
V.2.3 Gneiss à silicates calciques.....	80
<b>CHAPITRE VI. INTERPRÉTATION ET DISCUSSION</b> -----	<b>82</b>
<b>VI.1. ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE-MAGMATIQUE</b> -----	<b>83</b>
<b>VI.2. PÉTROGENÈSE ET CONTEXTE TECTONIQUE</b> -----	<b>84</b>
VI.2.1 Ensemble magmatique .....	84
VI.2.2. Ensemble métamorphique.....	87
<b>VI.3. STRUCTUROGENÈSE</b> -----	<b>92</b>
VI.3.1. Géomorphologie structurale.....	92
VI.3.2. Analyse structurale.....	92
VI.3.2.1. Évolution tectonique .....	92
VI.3.2.2. Conditions de déformation .....	93
<b>VI.4. MODÈLE GÉODYNAMIQUE</b> -----	<b>95</b>
<b>CONCLUSION GÉNÉRALE</b> -----	<b>97</b>
<b>REFERENCES</b> -----	<b>100</b>
<b>ANNEXES</b> -----	<b>A</b>



## LISTES DES FIGURES

Figure 1. Carte de localisation.....	6
Figure 2. Carte des unités géomorphologiques. ....	7
Figure 3. Bloc diagramme .....	8
Figure 4. Carte de pente. ....	9
Figure 5. Carte hydrographique. ....	10
Figure 6. Diagramme ombrothermique (Bagnouls et Gausson, 1957) appliqué aux données recueillies à la station de Bertoua. ....	11
Figure 7. Carte de reconstitution des domaines panafricains NE brésilien et Ouest africain montrant la continuité entre les chaîne de Sergipano et Nord Équatoriale (d’après Castaing et al., 1994, modifié).....	13
Figure 8. Carte géologique simplifiée du Cameroun (Kankeu et al., 2018) montrant la localisation de la région de Deng-Deng et les principaux domaines géodynamiques.....	16
Figure 9. Images satellitaires brutes.....	25
Figure 10. Représentation graphique du variogramme. ....	30
Figure 11. Méthodologie simplifiée de traitement des images satellitaires .....	32
Figure 12. Carte d’échantillonnage du secteur exploré.....	35
Figure 13. Diagramme de classification modale des roches magmatiques de Deng-Deng. ....	36
Figure 14. Aspects macroscopique et microscopique des monzodiorites à quartz de Manbaya. .....	38
Figure 15. Aspects macroscopique et microscopique des granodiotites de Deng-Deng. ....	40
Figure 16. Aspects macroscopique et microscopique des monzogranites de Deng-Deng.....	42
Figure 17. Aspects macroscopique et microscopique des gneiss à silicates calciques de Goyoum. ....	44
Figure 18. Aspects macroscopique et microscopique gneiss à grenat et biotite de Mbaki II..	46
Figure 19. Aspect macroscopique des amphibolites de Deng-Deng.....	47
Figure 20. Indice de végétation par différence normalisée (NDVI). ....	51
Figure 21. Images Landsat-8 Oli de la zone d’étude avec les principaux linéaments identifiés.. .....	52
Figure 22. Histogrammes montrant la distribution des linéaments par rapport à la longueur et leur pourcentage à partir des images Landsat et SRTM, respectivement.....	53
Figure 23. (a) Carte des lineaments superposés [Linéaments automatiques et manuels (Srtm et Landsat)] ; (b) Carte final des linéaments du secteur d’étude ; (c) Rosace montrant la distribution des linéaments de télédétection de la région de Deng-Deng.....	54

Figure 24. Carte de densité de linéaments dans le secteur de Deng-Deng.....	55
Figure 25. Variogramme des linéaments.....	56
Figure 26. Quelques structures de la phase D <sub>1</sub> .....	58
Figure 27. Diagramme cyclographique et pôle de la de la foliation S <sub>1</sub> de Mbaki II. ....	58
Figure 28. Quelques structures de la D <sub>2</sub> .....	60
Figure 29. Diagrammes cyclographiques et pôles de la schistosité mylonitique S <sub>2</sub> des affleurements de Deng-Deng (a), Mbaki II (b).....	60
Figure 30. Stéréogramme synthétique des pôles des plans de schistosité S <sub>2</sub> dans le secteur d'étude. ....	61
Figure 31: Plan de famille de diaclase tardi D <sub>2</sub> .....	61
Figure 32. Microstructures de déformation du secteur de Deng-Deng. ....	62
Figure 33. Esquisse géologique du secteur de Deng-Deng.....	64
Figure 34. Localisation des granitoïdes de Deng-Deng dans le diagramme millicationique de Debon et Le Fort (1983). ....	66
Figure 35. (a) Diagramme molaire $[Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)]$ en fonction de $[Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)]$ (Shand, 1951) ; (b) Diagramme K <sub>2</sub> O en fonction de SiO <sub>2</sub> (Peccerillo et Taylor, 1976). ....	67
Figure 36. Diagrammes de variation de quelques éléments majeurs en fonction de SiO <sub>2</sub> des granitoïdes de Deng-Deng. ....	70
Figure 37. Diagrammes de variation de quelques éléments en trace en fonction de SiO <sub>2</sub> des. ....	71
Figure 38. Spectres des terres rares normalisés par rapport à la chondrite (a, c, e) et multiéléments normalisés par rapport au manteau primitif (b, e, f) des granitoïdes de Deng-Deng.....	72
Figure 39. Diagramme de discrimination des protolites des roches métamorphiques de Deng-Deng.....	76
Figure 40. Diagramme binaires et corrélations élémentaires (Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - SiO <sub>2</sub> , MgO - SiO <sub>2</sub> , CaO - P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , NaO - CaO, P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> - Sr, TiO <sub>2</sub> -Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) dans les gneiss de Deng-Deng. ....	77
Figure 41. Spectres de terres rares et multiéléments normalisés des roches métamorphiques de Deng-Deng.....	79
Figure 42. (a) Diagramme molaire $Al_2O_3/(MgO + FeOt)$ (AFM) en fonction de $CaO/(MgO + FeOt)$ molaire (CFM) (Altherr et al., 2000) montrant la source des granitoïdes de Deng-Deng ; (b) Mg <sup>#</sup> en fonction de SiO <sub>2</sub> (Peng et al., 2019) ; (c) Diagrammes Zr en fonction de Zr/Nb et (d) La en fonction de La/Sm montrant que les granitoïdes de Deng-Deng sont contrôlés par une fusion partielle (Allègre et Minster, 1978).....	86

Figure 43. Diagrammes de discrimination tectonique montrant la mise en place des granitoides de Deng-Deng en contexte d'arc. ....	87
Figure 44. (a) Diagramme $TiO_2$ en fonction de $Al_2O_3$ (Ekosse, 2001); (b) Diagramme La/Th en fonction de Hf fonction de Zr/Sc (McLennan et al., 1993) ; (c) diagramme IVC en fonction de ICA (Nesbitt et Young, 1982); (d) Diagramme Th/Sc en fonction de Zr/Sc (McLennan et al., 1990). ....	90
Figure 45. Diagrammes de discrimination tectonique des roches métamorphiques de Deng-Deng.....	91
Figure 46. Modèle géodynamique du secteur d'étude (d'après Ngalamo et al., 2017). ....	96

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Relevés climatiques moyens de Bertoua pour une période de 20 ans (2001 - 2021). .....	11
Tableau 2. Les valeurs utilisées pour les paramètres du module LINE. ....	28
Tableau 3. Filtres directionnels appliqués avec des matrices de noyaux $7 \times 7$ .....	29
Tableau 4. Caractéristiques pétrographiques du secteur de Deng-Deng.....	48
Tableau 5. Composition chimique des éléments majeurs (%), traces et terres rares (ppm) des granitoïdes de Deng-Deng. ....	68
Tableau 6. Composition géochimique des éléments majeurs et en trace des métasédiments de Deng-Deng.....	75
Tableau 7. Composition géochimique des terres des métasédiments de Deng-Deng.....	78

## LISTE DES ABRÉVIATIONS

### ABRÉVIATION DES MINÉRAUX (Whitney et Evans, 2010)

Kfs	:	Feldspath potassique
Bt	:	Biotite
Sp	:	Sphène
Amp	:	Amphibole
Zr	:	Zircon
Op	:	Opaques
Myr	:	Myrmékite
Pl	:	Plagioclase
Qz	:	Quartz
Ser	:	Séricite
Cal	:	Calcite
Hbl	:	Hornblende
Px	:	Pyroxène
Cpx	:	Clinopyroxène
Cb	:	Carbonate
Scp	:	Scapolite
Grt	:	Grenat

### AUTRES ABRÉVIATIONS

CCC	:	Cisaillement Centre Camerounais
CPNE	:	Chaîne Panafricaine Nord Équatoriale
D <sub>1</sub>	:	Première phase de déformation
D <sub>2</sub>	:	Deuxième phase de déformation
DEM	:	Digital Elevation Model (Modèle digitale d'élévation)
Fig	:	Figure
GPS	:	Global Positioning System (Système mondial de positionnement)
LPA	:	Lumière Polarisée Analysée
LPNA	:	Lumière Polarisée Non Analysée
SRTM	:	Shuttle Radar Topographic Mission (Mission Topographique de la Navette Radar)

## RÉSUMÉ

L'objectif principal du présent travail mené dans le secteur de Deng-Deng, situé dans le Domaine centre de la Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale au Cameroun était de déterminer les mécanismes de formation et d'évolution de la croûte continentale à travers l'étude des roches magmatiques et métamorphiques. Pour y parvenir, une approche pluridisciplinaire regroupant les études détaillées de pétrographie, d'analyse structurale et géochimie combinées aux Systèmes d'Informations Géographiques (SIG) ont permis de mieux comprendre la pétrogenèse et le cadre tectonique des roches du complexe intrusif de Deng-Deng.

Le secteur d'étude est constitué de deux ensembles lithologiques (magmatique et métamorphique) affleurant en dalles, en dômes et en blocs. Les roches magmatiques (monzodiorites à quartz, granodiorites et monzogranites) sont caractérisées par des textures grenues et grenues à tendance protomylonitique et cataclastique. Les roches métamorphiques (gneiss à grenat et biotite, gneiss à silicates calciques et amphibolites) avec des textures granoblastiques hétérogranulaires caractérisés par des associations minérales typomorphiques du faciès granulite et amphibolite démontrant le caractère plurifacial du métamorphisme dans le secteur.

L'analyse structurale a révélé une déformation polyphasée à trois phases de déformation. La première phase de déformation est caractérisée par la foliation  $S_1$ , les boudins  $B_1$  et les linéations minérales  $Lm_1$ . La seconde phase, de tectonique transpressive est marquée par les structures S-C, les plis  $P_2$  et la schistosité  $S_2$ . La troisième phase ou phase tardi- $D_2$  est une tectonique cassante car marquée essentiellement par les fractures (diaclasses). L'étude microstructurale a permis de mettre en exergue deux domaines mylonitiques de faible et de moyen degré avec des caractéristiques indiquant des températures de déformation comprises entre 250 et 500°C.

Sur le plan géochimique les roches plutoniques de Deng-Deng sont calco-alkalines hyperpotassiques à shoshonitiques métalumineux à légèrement hyperalumineux ( $A/CNK : 0,98 - 1,04$ ) et de type I. Ces roches proviennent de la fusion partielle de la croûte inférieure et du manteau, avec un degré variable de cristallisation fractionnée, typique des granites d'arc continental. Des similitudes existent également entre ces roches et la plupart des granitoïdes documentées dans le domaine Centre de la Chaîne Panafricaine Nord Équatoriale au Cameroun et les plutons calco-alkalins hyperpotassiques du NE Brésil. Les caractères géochimiques des roches métamorphiques de Deng-Deng montrent que les protolites sont des grauwackes et marnes qui proviendraient d'anciens sédiments felsiques avec une contribution mineure de roches mafiques, déposés en contexte d'arc et de marge continentale active.

L'intégration des données pétrologiques, structurales et géochimiques permet de proposer que le secteur Deng-Deng correspond à une zone tectonique de collision oblique continent-continent impliquant le craton du Congo/Sao Francisco et le Bloc Est Saharien. Ces résultats sont en accord avec les précédentes hypothèses formulées pour l'évolution géodynamique du domaine centre de la CPNE au Cameroun.

**Mots clés :** Granitoïdes, fusion partielle, grauwackes, collision oblique continent-continent, Deng-Deng.

## ABSTRACT

The main objective of the present work carried out in the Deng-Deng area, located in the Central Domain of the North African Equatorial Range in Cameroon was to characterize the mechanisms of formation and crustal evolution through the study of magmatic and metamorphic rocks. To achieve this, a multidisciplinary approach combining detailed petrographical, structural and geochemical studies combined with Geographic Information Systems (GIS) have enabled to constraint the petrogenesis and tectonic setting of the Deng-Deng intrusive complex. The study area is made up of magmatic and metamorphic rocks which crop out as slabs, domes, and blocks. Magmatic rocks (quartz monzodiorites, granodiorites and monzogranites) display granular textures, and granular textures with protomylonite and cataclastic trends. Metamorphic rocks (garnet and biotite gneiss, calc-silicate gneiss and amphibolites) present granoblastic heterogranular microstructure characterized by typomorphic mineral associations of granulite and amphibolite facies indicating the plurifacial character of metamorphism in this region. The structural analysis revealed a polyphase deformation with three (03) deformation phases. The first deformation phase of compressional stress, is characterised by  $S_1$  foliation,  $\beta_1$  boudins, and  $Lm_1$  mineral lineations. The second phase of transpressional tectonic, is marked by S-C fabrics,  $P_2$  folds, and  $S_2$  schistosity. The third phase or late- $D_2$  phase is a brittle tectonics as it is mainly marked by fractures (diaclasses). The microstructural study highlighted two mylonitic domains of low and medium degree with features indicating deformation temperatures between 250°C and 500°C. Geochemically, the Deng-Deng plutonic rocks are High-K calc-alkaline to shoshonitic, metaluminous to slightly peraluminous (A/CNK: 0.98 - 1.04), and type I granitoids. They are derived from partial melting of the lower crust and the mantle, with variable degree of fractional crystallisation, typical of continental arc granites. Similarities also exist between these rocks and most granitoids reported within the Central Domain of the Pan-African North Equatorial Fold Belt, and the High-K calc-alkaline plutons of NE Brazil. Geochemical characters of the Deng-Deng metamorphic rocks show that the protoliths are greywackes and marls derived from old felsic sediments with minor mafic rocks contribution, deposited within an arc and active continental margin settings.

Combined petrological, structural and geochemical data show that the Deng-Deng area corresponds to a tectonic zone of oblique continent-continent collision involving the Congo-Sao Francisco Craton and the East Saharan Block. These results are in agreement with previous hypothesis formulated for the geodynamic evolution of the central domain of the Pan-African North Equatorial Fold Belt in Cameroon.

**Keywords:** Granitoid, partial melting, greywackes, oblique continent-continent collision, Deng-Deng.

## **INTRODUCTION GÉNÉRALE**



## 1. PROBLÉMATIQUE GLOBALE ET CONTEXTE DE L'ÉTUDE

La formation et l'évolution de la croûte continentale font intervenir des mécanismes qui doivent être considérés à l'échelle du système croûte-manteau. La nature de ces mécanismes, leur contexte tectonique et leurs variations (quantitatives et qualitatives) au cours de l'histoire de la Terre sont à la base de différents modèles de croissance crustale. La composition moyenne de la croûte continentale est granitique (Hans Wedepohl, 1995; Rudnick et Gao, 2003), et dans certaines ceintures orogéniques, ces granites constituent la majorité des affleurements rocheux. La compréhension de l'évolution de la lithosphère sous les ceintures orogéniques nécessite une connaissance approfondie des roches granitiques que ce soit à l'échelle régionale (par exemple, les ceintures magmatiques) ou à l'échelle plus locale (par exemple, les plutons). En général, les ceintures magmatiques sont constituées de nombreux corps individuels de taille et de complexité variables. La diversité pétrologique attendue au sein d'une même ceinture granitique est presque la même que celle entre les ceintures elles-mêmes (Cobbing, 2000). Les causes de ce phénomène restent énigmatiques et devraient être abordées en étudiant les intrusions granitiques individuelles au sein de la ceinture et en encadrant leur variabilité dans le contexte régional.

La Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale (CNPE : Nzenti et al., 1988; Ngnotué et al., 2000) encore appelée Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale (Penaye et al., 2006) est un vaste ensemble géologique limité à l'Ouest par la Chaîne Panafricaine Trans-Saharienne et au Sud par le craton du Congo. Elle se prolonge jusqu'au Nord-Est du Brésil (province de Borborema) où elle forme la Chaîne Néoprotérozoïque de Sergipano, l'ensemble formant la Chaîne Panafricano-Brésilienne (Almeida et al., 1981; Castaing et al., 1994; De Brito Neves et al., 2002). Elle est considérée comme une ceinture Néoprotérozoïque majeure, reliée à la Ceinture Transsaharienne de l'Afrique Occidentale et à la Ceinture brésilienne du nord-est du Brésil dans le cadre d'une reconstitution de l'ouverture pré-atlantique (Castaing et al., 1994). Par conséquent, l'étude des granitoïdes du CPNE peut être utile pour les reconstitutions paléogéographiques avec la croûte Néoprotérozoïque adjacente et la province de Borborema.

Le complexe intrusif de Deng-Deng (constitué de roches magmatique et métamorphique) est situé dans la partie sud-ouest de la série de Lom et fait partie intégrante du domaine Centre de la Chaîne Panafricaine Nord Équatoriale au Cameroun. Les travaux récents effectués jusqu'ici dans cette série se sont focalisés sur la caractérisation du cadre tectonique et la recherche de la source des minéralisations aurifères (Kankeu et al., 2009, 2010; Tata et al., 2019; Nguemhe Fils et al., 2020; Nomo Negue et al., 2021). Cependant, très peu de travaux s'intéressent aux processus de production et d'évolution des magmas, ce qui fait que la

pétrogenèse de cette série reste peu comprise. Par exemple, les travaux récents de [Hamdja Ngoniri et al. \(2021\)](#) ont révélé que les roches intrusives de la partie nord-est de la série de Lom dans la région de Mbondo Ngazi-Tina sont issues de la fusion partielle de la croûte et du manteau, et sont mises en place entre  $585,9 \pm 2,1$  et  $576,4 \pm 1,9$  Ma. Par ailleurs, [Fuh et al. \(2021\)](#) ont montré que les granitoïdes de Colomines résultent de la fusion de la croûte subductée et des sédiments associés au biseau mantellique. Cette diversité de modèle de mise en place des intrusions magmatiques dans la série du Lom montre que leur pétrogenèse reste d'actualité. Par conséquent, une cartographie géologique détaillée combinée à des études pétrographiques et géochimiques des zones inexplorées à l'instar du secteur de Deng-Deng pourrait fournir des informations capitales pour mieux appréhender les mécanismes de genèse et d'évolution des magmas dans la série du Lom.

## **2. OBJECTIFS**

Le présent travail a pour objectif général de déterminer les mécanismes de formation et d'évolution de la croûte continentale de la portion de la chaîne panafricaine situé au sud-ouest de la série du Lom à l'Est-Cameroun.

Les objectifs spécifiques visés sont :

- cartographier le secteur d'étude à travers un inventaire lithologique succinct et une étude pétrographique détaillée ;
- déceler les différents accidents géologiques ayant affecté affectés le secteur de Deng-Deng à travers le traitement des images satellitaires (Landsat 8 Oli et SRTM) ;
- reconstituer l'évolution tectono-magmatique et tectono-métamorphique dudit secteur à travers l'analyse géométrique, cinématique et chronologique de la déformation ;
- déterminer l'origine et l'évolution des matériaux crustaux à travers leurs caractères géochimiques et le contexte géotectonique de mise en place des différentes roches.

L'ensemble des résultats obtenus servira à dégager la nature de ce segment de croûte Néoprotérozoïque et sa signification dans la CPNE au Cameroun et les régions avoisinantes.

## **3. STRUCTURE DE LA THÈSE**

Outre l'introduction générale, le présent travail comporte six chapitres :

- le chapitre I présente les cadres géographique et géologique du secteur étudié ainsi que la revue des travaux antérieurs ;
- le chapitre II porte sur le matériel et les méthodes utilisées tant sur le terrain qu'en laboratoire ;

- le chapitre III traite de l'inventaire lithologique, ainsi que de l'étude pétrographique des différentes formations géologiques rencontrées à l'affleurement ;
- le chapitre IV aborde non seulement l'organisation morpho-structurale du secteur de Deng-Deng à travers l'analyse de l'imagerie satellitaire, mais aussi, il présente les résultats de l'étude de la déformation à travers l'analyse structurale aux échelles mésoscopique et microscopique;
- le chapitre V traite les caractères géochimiques, la nature des protolites et le paléo-environnement ;
- le chapitre VI est consacré à l'interprétation - discussion des résultats et corrélations régionales.

Le mémoire s'achève par une conclusion générale et les perspectives, suivi des annexes et articles publiés.

**CHAPITRE I.**  
**CADRE NATUREL ET GÉNÉRALITÉS**

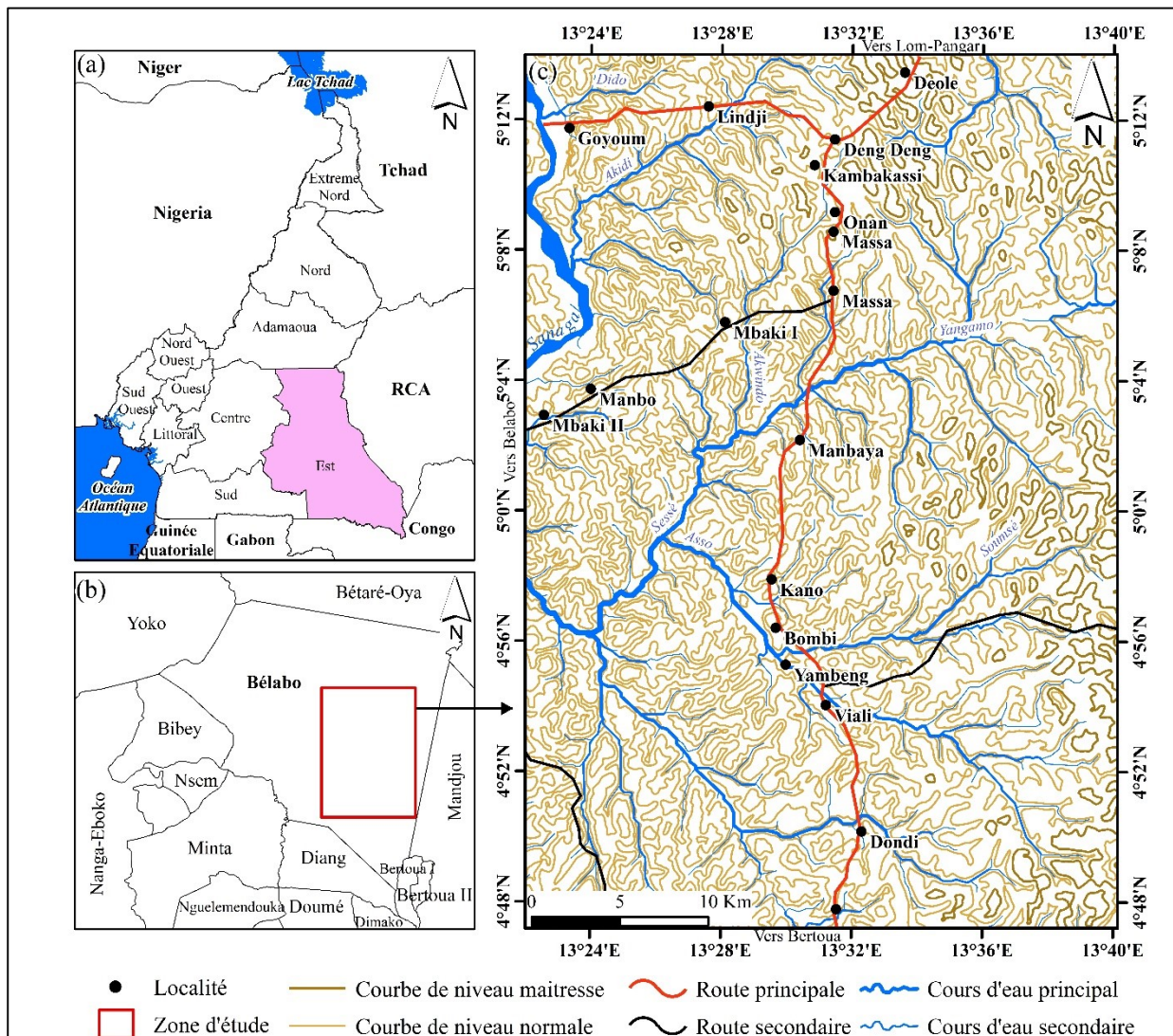
## Introduction

Le présent chapitre se propose de situer le secteur d'étude dans son milieu naturel à travers ses caractéristiques physiques telles que le climat, la végétation, les sols ; et présente son contexte humain et économique ainsi que le cadre géologique régional et local.

### I.1 CADRE GÉOGRAPHIQUE

#### I.1.1 Localisation

Le secteur d'étude est situé dans la région de l'Est Cameroun, département de Lom et Djerem, arrondissement de Belabo. Il comprend la ville de Deng-Deng et s'étend du village Nola-Mbeten au Sud à Déolé au Nord. Sur le plan géographique, ce secteur est compris entre les méridiens 13°24' et 13°40' Est et les parallèles 4°48' et 5°22' Nord et couvre une superficie d'environ 2300 km<sup>2</sup> (Fig. 1).



**Figure 1.** Carte de localisation. a) Carte administrative du Cameroun localisant la région de l'Est ; b) Localisation du secteur d'étude dans l'arrondissement de Bélabo ; c) Carte topographique de la zone d'étude. Extraite de la carte topographique de Deng-Deng (feuille NB33III2C) et de l'image SRTM N°f03\_n005e013.

## I.1.2. Géomorphologie

### I.1.2.1. Orographie

Segalen (1967) et Kamgang Kabeyene Beyala (1998) ont présenté une esquisse géomorphologique du Cameroun qui permet de distinguer les grandes unités caractéristiques à savoir : plateau Sud Camerounais (~700m), plateau de l'Adamaoua (~1100m), les hautes terres de l'ouest (~1600m), Cuvette du Congo (~200m). Le secteur d'étude avec les altitudes comprises entre 619 et 859m (Fig. 2), appartient au plateau sud-camerounais qui est une entité géomorphologique qui s'étend sur 600 m d'Ouest en Est jusqu'au-delà de Yokadouma (Segalen, 1967). Le plateau Sud Camerounais est voisin des altitudes de 800 m au Nord-Cameroun, tombe à 600 m au centre Cameroun qui remontent à 750 m au niveau Yaoundé et diminue par paliers vers le Sud.

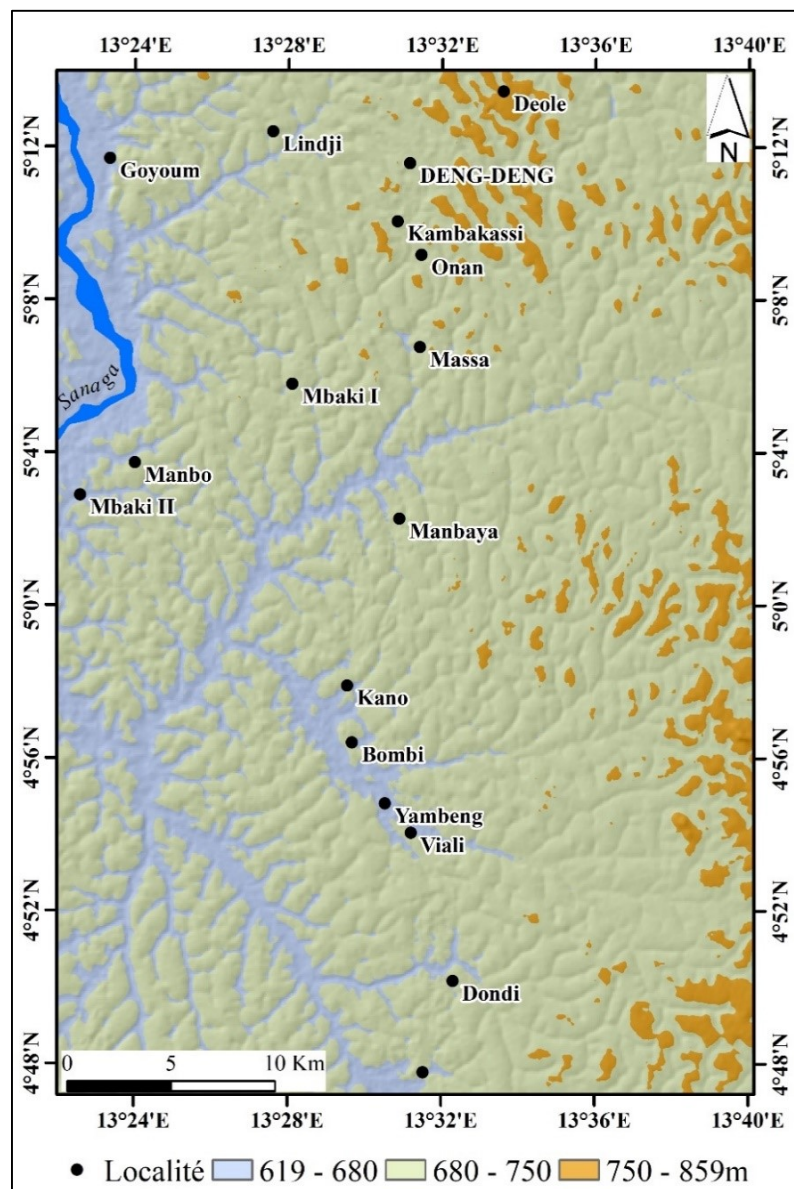
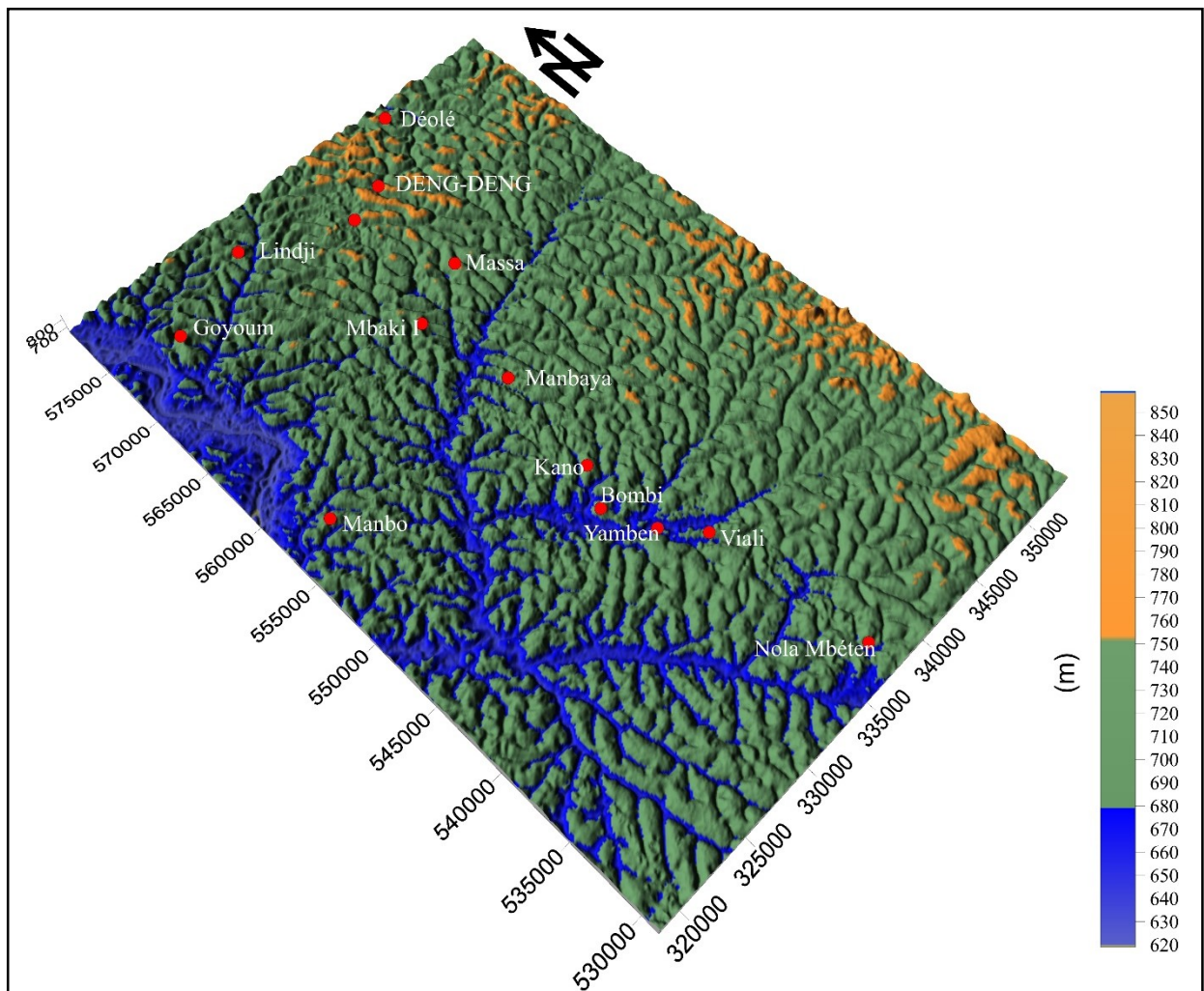


Figure 2. Carte des unités géomorphologiques (générée à partir de l'image SRTM).

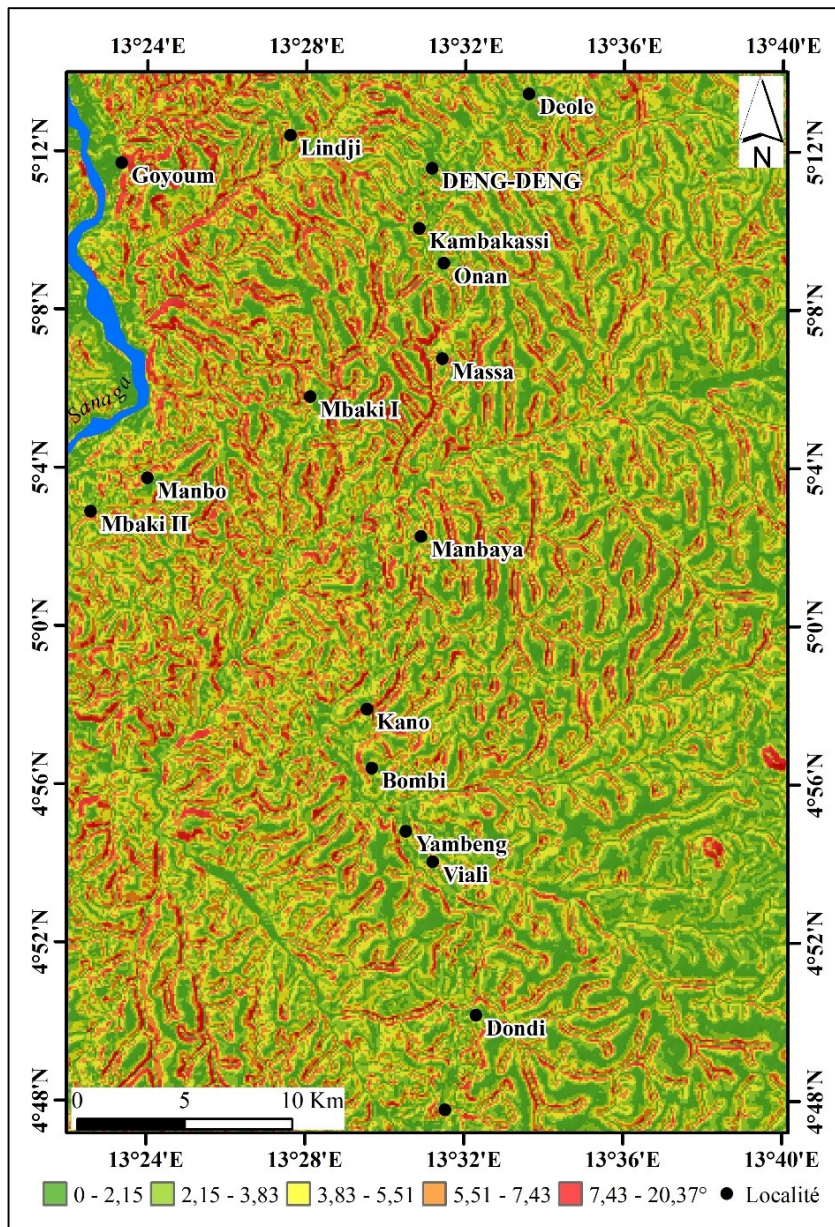
Les observations faites sur le terrain couplé aux analyses des cartes topographiques (Fig. 2) et du bloc diagramme (Fig. 3) permettent de distinguer trois unités géomorphologiques :

- l'unité morphologique de basse altitude (619 - 680 m) rencontrée principalement à l'Ouest ;
- l'unité morphologique d'altitude intermédiaire (682 - 750 m) qui couvre le Nord-Ouest ;
- l'unité morphologique haute altitude (750 - 859 m) qui couvre la partie Est du secteur d'étude. Dans cette unité, les altitudes varient très peu, et les interfluves très resserrés entre elles, ont des pentes raides.



**Figure 3.** Bloc diagramme (réalisé à partir de l'image SRTM).

Les valeurs de pente de la zone étudiée vont de 0 à 20,37°, la zone étant divisée en 05 familles : 0 - 2,15° (21%), 2,15 - 3,83° (28%), 3,83 - 5,51° (26%), 5,51 - 7,43° (18%), et 7,43 - 20,37° (6%) (Fig. 4).

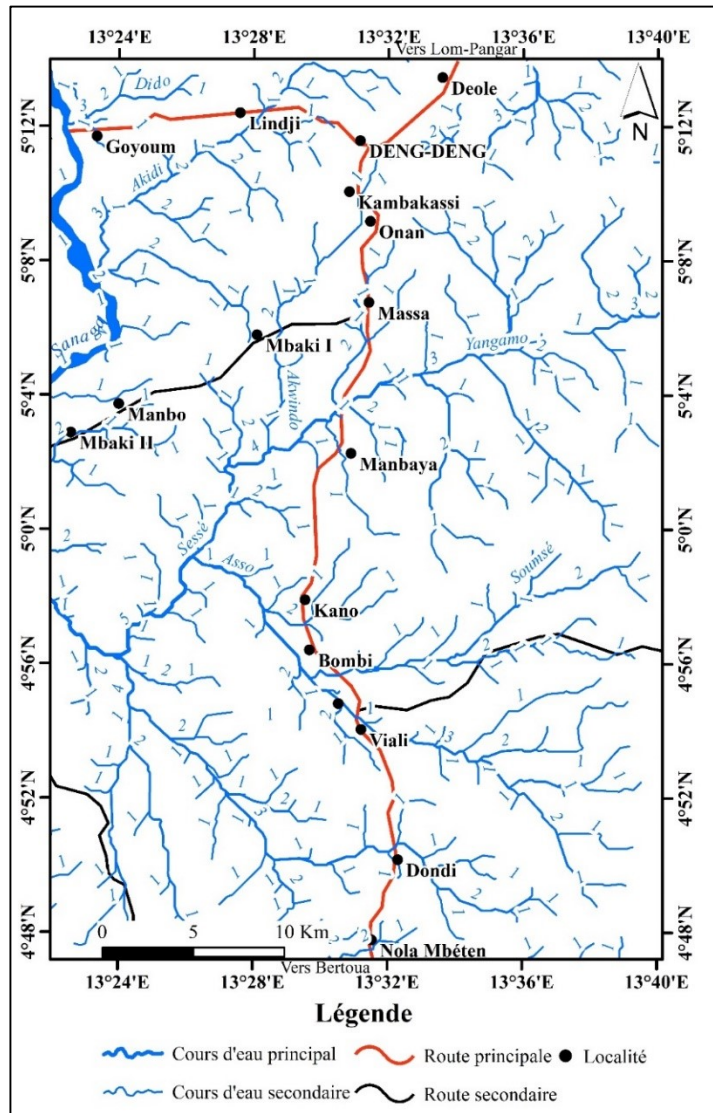


**Figure 4.** Carte de pente (réalisée à partir de l'image SRTM).

### ***1.1.2.2. Hydrographie***

Le secteur de Deng-Deng est situé dans le bassin versant de la Sanaga. Ce bassin se caractérise par un réseau hydrographique dense et dendritique constitué des cours d'eau orientés majoritairement NE-SW à NW-SE avec des ordres allant de 1 à 4 (Fig. 5). Les cours d'eau d'ordre 1 sont à régime saisonnier avec des lits pratiquement secs en période de sécheresse et en crue pendant la saison de pluie ; il s'agit de sources ou émergences. Les cours d'eau d'ordre allant de 2 à 4 ont un régime permanent ou annuel. Les principaux cours d'eaux sont *Sessé, Dido, Akidi, Asso, Akwindo, Yangamo, Soumsé* et *Sanaga* (Fig. 5).





**Figure 5.** Carte hydrographique (Cours d'eau digitalisés à partir de la carte topographique et de l'image SRTM).

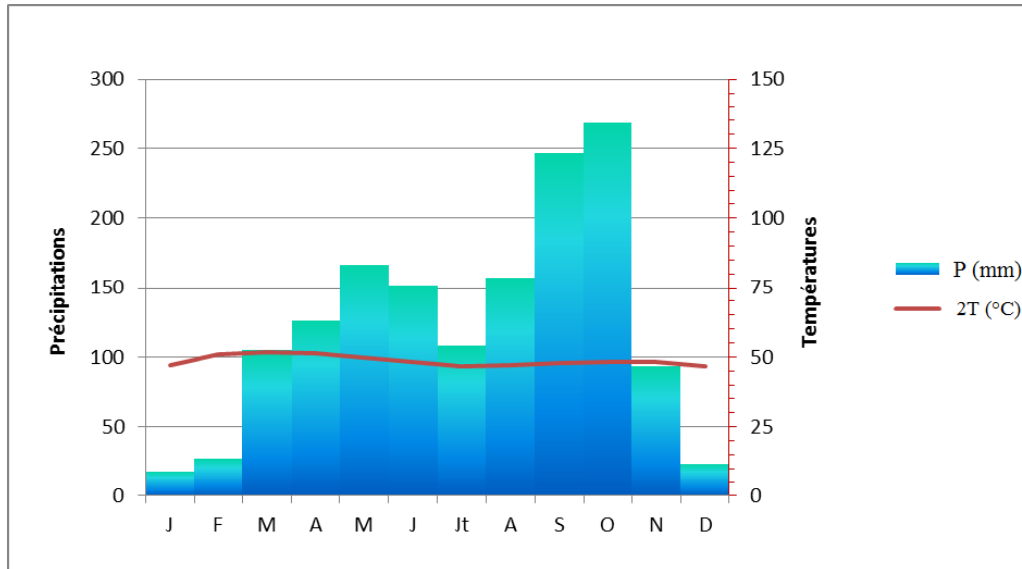
### I.1.3. Climat

Le climat soudano-guinéen qui règne dans la région de l'Est appartient au domaine qualifié de subéquatorial (Olivry, 1986; Sighomnou, 2004). Les données climatiques enregistrées à la station météorologique de Bertoua pour la période de 20 ans (2001-2021) sont consignées dans le tableau 1. Les précipitations moyennes annuelles s'élèvent à 1490,7 mm et la température oscille entre 23 et 25,5°C. La température moyenne annuelle est de 24,33°C. Les variations de température sont fortement influencées par la présence de la forêt équatoriale. L'analyse du diagramme ombrothermique (Fig. 6) montre que la région est soumise à un régime climatique à deux saisons :

- une saison humide (mars – octobre);
- une saison sèche (novembre – février).

**Tableau 1.** Relevés climatiques moyens de Bertoua pour une période de 20 ans (2001 - 2021).

Mois	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Moyenne
Précipitation (mm)	17,7	27,4	105,2	125,8	166,3	151,6	108,2	157,1	246,8	268,6	93	23	1490,7
Température (°C)	23,6	24,4	25,5	25,1	24,9	24,1	23	23,5	23,9	24,1	24,1	23,4	24,33



**Figure 6.** Diagramme ombrothermique (Bagnouls et Gausse, 1957) appliqué aux données recueillies à la station de Bertoua.

#### I.1.4. Flore

Letouzey (1985) souligne que la végétation du massif forestier de Deng-Deng est de type forêt dense humide semi-décidue à *Sterculiaceae* (dicotylédones). Ce massif forestier renferme de nombreuses essences commerciales telles que : *Triplochiton scleroxylon*, *Mansonia altissima*, *Terminalia superba*, *Meliaceae*, *Musanga* et *Albizia*. Dans la famille des *Ulmaceae*, les genres *Celtis* et *Trema* sont plus présents. Dans la famille des *Sterculiaceae*, les genres *Cola* et *Sterculia* prédominent dans ce secteur.

#### I.1.5. Faune

Vivien (1991) et Simo et al. (2020) ont fait état d'une faune assez nombreuse dans cette région. On note la présence des animaux tels que : *Gazella thomsoni* (antilope), *Manis tricuspis* (pangolin), *Chlorocebus aethiops* (singes), *Gorilla gorilla* (gorille), *Manis gigantea* (pangolin géant), *Pan troglodyte* (chimpanzé), *Ecdysozoa* (insecte), *Capra hircus* (chevre), *Equus caballus* (cheval), *Papio leucophaeus* (drill) et *Viverra civetta* (civette). De nombreux reptiles tels que : *Varanus niloticus* (varan), *Bitis gabonica* (vipère), *Crocodylus niloticus* (crocodile du nil) et *Python regius* (python) y vivent. Le secteur héberge aussi de nombreux rongeurs tels que : *Cricetomys gambianus* (rat de gambie), *Artherurus africanus* (arthéreur), *Thryonomys*

*swinderianus* (aulacode commun) et des poissons tels que : *Clarias sp* (silures), *Ciprinus carpio* (carpes), *Oreochromis niloticus* (tilapia), *Gymnarchus niloticus* (poisson vipère), *Barbus sp* et *Tilapia sp*.

#### **I.1.6. Sols**

Muller et Gavaud (1979) ont montré que les sols de cette zone sont latéritiques. Ils signalent aussi la présence des sols argilo-sableux au Nord de Deng-Deng. Quant-aux sols ferrallitiques typiquement hydromorphes, ils se rencontrent au bas des pentes voire dans les vallées où coulent de grands cours d'eaux tels que le *Lom* et la *Sanaga*. Des sols alluviaux riches sont présents dans les vallées.

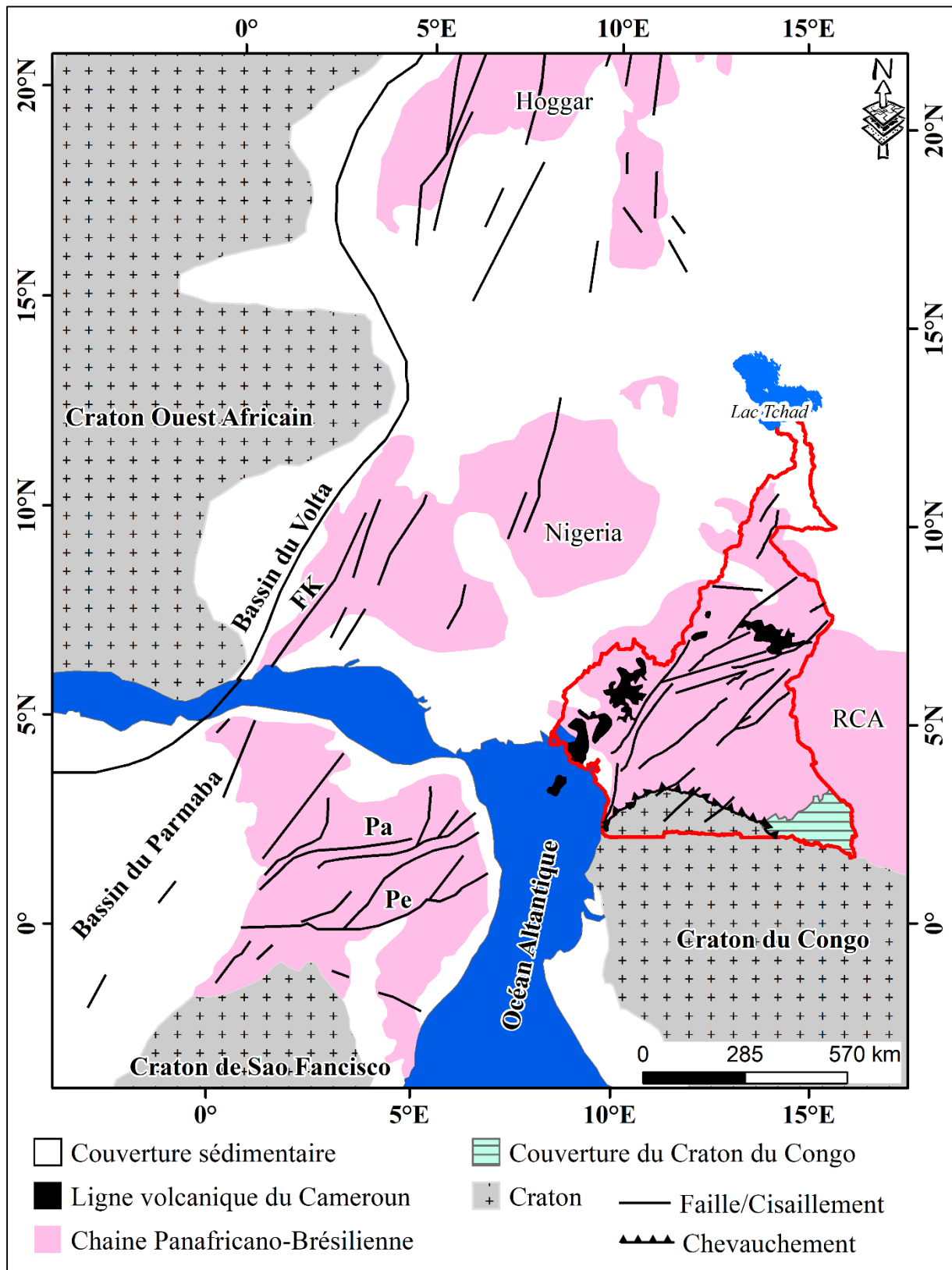
#### **I.1.7. Géographie humaine et économique**

La population du Cameroun est répartie en deux cents quarante ethnies (240) ethnies, dont la classification courante se fait essentiellement sur la base linguistique (Kamaha et al., 2022). À Deng-Deng, l'on rencontre essentiellement les populations autochtones composées des Képeré (plus de 50%). Les peuples allogènes (40%) sont représentés ici par les Bororos, les bamilékés et les Haoussa.

Les principaux secteurs d'activités dans cette région sont : l'agriculture, l'élevage, le commerce et l'exploitation du bois. Le commerce est l'activité prépondérante pratiquée majoritairement par les allogènes. La population locale pratique les cultures de rente comme le café et le cacao qui sont la plupart du temps exportés. L'on y pratique également des cultures vivrières pour la consommation locale. Il s'agit du manioc, du maïs, des arachides. La pisciculture et l'élevage du petit bétail y sont aussi pratiqués.

### **I.2. CADRE GÉOLOGIQUE**

La Chaîne Panafaricaine Nord Equatoriale ( Nzenti et al., 1988; Ngnotué et al., 2000) est une mégachaîne orientée E-W, d'une longueur supérieure à 5000 km sur une largeur de 300 km. Elle est limitée à l'Ouest par la Chaîne Panafricaine Trans-Saharienne et au Sud par le craton du Congo et se prolonge à l'Ouest au NE du Brésil (province du Borborema) par la chaîne de «Sergipano» formant ainsi la chaîne Panafricano-brésilienne (Almeida et al., 1981; Castaing et al., 1994; De Brito Neves et al., 2002). La CPNE résulte de l'orogénèse Néoprotérozoïque (Nzenti et al., 1988) et la situation du Cameroun au sein de cette chaîne (Fig. 7) est très importante parce qu'il constitue le lien entre la chaîne d'Afrique de l'Ouest, d'Afrique centrale et du NE du Brésil (Kankeu et al., 2009).



**Figure 7.** Carte de reconstitution des domaines panafricains NE brésilien et Ouest africain montrant la continuité entre les chaînes de Sergipano et Nord Équatoriale (d'après [Castaing et al., 1994](#), modifié). Pa : Cisaillement de Patos ; Pe : Cisaillement de Pernambuco ; FK : Faille de Kandi.

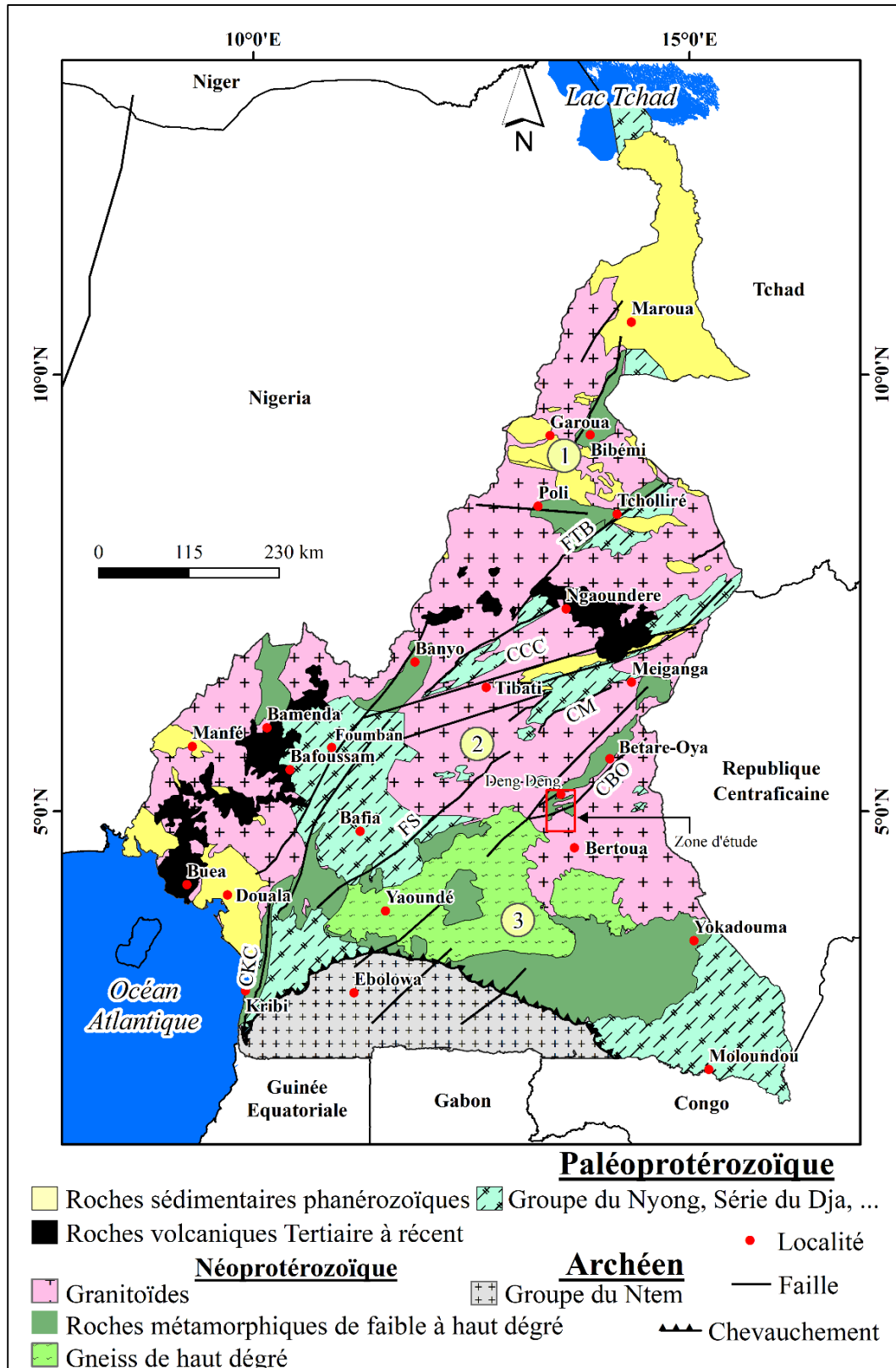
La CPNE au Cameroun a été subdivisée en domaine géodynamique (Nzenti, 1998; Nzenti et al., 1988, 1994, 2007; Ngnotué et al., 2000, 2012) ou en domaine géochronologique (Toteu et al., 2004, Nkoumbou et al., 2014). Etant donné que nous ne traitons pas de la géochronologie dans ce travail, nous allons travailler sur la base du domaine géodynamique subdivisé en trois (03) domaines distincts (Fig. 8) qui sont du Nord au Sud : (1) le domaine Nord ; (2) le domaine Centre ; (3) le domaine Sud.

**1- Le domaine Nord Cameroun** est un vaste domaine qui s'étend du Sud de Poli jusqu'à l'extrémité Nord du Cameroun. Il est dominé par des batholites orientés majoritairement NE et contient des bassins intracontinentaux (Poli, Rey Bouba et Bibemi Zalbi). Ces batholites sont constitués de granitoïdes (gabbro, diorite, tonalite, trondhjémite, granodiorite et monzodiorite panafricains) pré-, syn- et post-tectoniques, (Penaye et al., 2006; Houketchang Bouyo et al., 2016; Nomo Negue et al., 2017, Ngounouno et al., 2022). L'âge de mise en place est situé entre 735 et 670 Ma, 660 et 610 Ma et 600 et 560 Ma respectivement pour les granitoïdes pré-, syn- et post-tectoniques (Penaye et al., 2006; Houketchang Bouyo et al., 2016; Nomo Negue et al., 2017; Hamdja Ngoniri et al., 2021). Les bassins intracontinentaux sont constitués de schistes et de gneiss, d'origine volcanique et sédimentaire Néoprotérozoïque, datés d'environ 830 à 665 (bassin de Poli), 670 à 634 (bassin de Rey Bouba) et 777-700 Ma (bassins de Bibemi Zalbi) (Toteu et al., 2006; Houketchang Bouyo et al., 2015; Nlomngan et al., 2019). Les isotopes Sm-Nd et Lu-Hf des gneiss et des roches plutoniques ont donné des âges modèles  $Nd_{TDM}$  et  $Hf_{TDM}$  de 0,7 à 2,0 Ga et de 1,9 à 2,0 Ga, respectivement. Du point de vue structural, une évolution polyphasée marquée par une chronologie à trois à quatre phases de déformations est fréquemment décrite dans ce domaine (Nzenti et al., 1992, 1999; Ngako et al., 2003; Sep Nlomngan et al., 2021, Ngounouno et al., 2022).

**2- Le domaine Centre Cameroun** intermédiaire entre les domaines Nord et Sud, est un vaste domaine qui s'étend du Sud de Bafia au Sud de Poli. Il comporte des roches plutoniques syn- à post-tectoniques, riches en potassium, calco-alcalines, mises en place à environ 660-540 Ma, du bassin syn-tectonique Néoprotérozoïque du Lom, composé de roches métavolcaniques-métasédimentaires de faciès schistes vert de faible à moyen degré, et de roches de socle résiduelles (Soba, 1989; Toteu et al., 2001; Ngako et al., 2003; Ganwa et al., 2008, 2016; Tchakounté et al., 2017, Kwékam et al., 2020). Cependant, de nombreux travaux (Nzenti et al., 1988, 2006; Ganwa et al., 2016, 2018) mettent en exergue dans ce domaine, des gneiss de haut degré, d'âge Archéen (2551Ma) et Paléoprotérozoïque (2100 Ma) intrudés par des plutonites Néoprotérozoïques ( $550 \pm 50$  Ma) syn-tectoniques. Les âges modèles  $Nd_{TDM}$  (1,8-2,7 Ga) et

HfTDM (1,2-2,6 Ga) indiquent que les roches du domaine central sont issues de la remobilisation de la croûte archéenne à paléoprotérozoïque avec un apport local de magma juvénile (Ganwa et al., 2008; Kamguia Kamani et al., 2021; Kwékam et al., 2021). Ces formations sont affectées par quatre principales phases de déformation (Ganno et al., 2010; Saha-Fouotsa et al., 2019; Toteu et al., 2022) accompagnées de grands décrochements à savoir: (i) le Cisaillement Centre Camerounais ou CCC (Nzenti et al., 1988; Ngako et al., 1991), (ii) la faille de Bétaré-Oya (Kankeu et al., 2010) et (iii) la faille de la Sanaga (Dumont, 1986). La phase D<sub>1</sub>, de tectonique compressive est dominée par une foliation subhorizontale et des plis intrafoliaux P<sub>1</sub>. Le métamorphisme associé à cette phase est caractérisé par des assemblages du faciès amphibolite. La phase D<sub>2</sub> est caractérisée par des assemblages du faciès amphibolite de haut degré. Ici, les éléments structuraux dominant comme les cisaillements C<sub>2</sub>, les plis P<sub>2</sub>, et la schistosité de plan axial S<sub>2</sub> indiquent une tectonique transcurente avec une cinématique sénestre dans la partie nord du domaine, en relation avec la faille de Tchollire- Banyo et dextre dans sa partie sud, en relation avec le CCC et la faille de l'Adamaoua (Nzenti et al., 2006). La phase D<sub>3</sub> tout comme la D<sub>2</sub> est de tectonique transcurente, mais marquée par des mouvements de transpression dextre et senestre. Enfin, la phase D<sub>4</sub> est de tectonique fragile et responsable de la mise en place des veines granitiques et des fractures diverses.

**3- Le domaine Sud** est essentiellement représenté par le groupe de Yaoundé qui est limité dans sa partie australe par le craton du Congo. Le groupe de Yaoundé est d'un ensemble faiblement métamorphisé composé de schistes et de quartzites (les séries de Ayos-Mbalmayo-Bengbis et Yokadouma) et un ensemble de haut degré métamorphique, composé de gneiss, de migmatites, de micaschistes, d'amphibolites et de roches à silicate calcite (séries de Yaoundé, de Ntui-Betamba et de Bafia) (Nedelec et al., 1986; Nzenti et al., 1988; Nkoumbou et al., 2014; Fuh et al., 2021). Quelques roches magmatiques sont signalées dans la ceinture de plis de Yaoundé. Les formations du domaine Sud ont subi une évolution polyphasée et monocyclique (Nzenti et al., 1988; Ngnotué et al., 2012). L'évolution tectonique dans le Groupe de Yaoundé est caractérisée par : (i) quatre épisodes métamorphiques néoprotérozoïques datés à 719±32 Ma, 661±21Ma, 630±6Ma et 561±8 Ma (Betsi et al., 2020) et (ii) quatre stades principaux (D<sub>1</sub>-D<sub>4</sub>) de déformation ductile (Mvondo et al., 2003, 2007). Les stades D<sub>1</sub>-D<sub>3</sub> correspondent à un raccourcissement Est-Ouest à Nord-Ouest-Sud-Est et à un épaissement crustal par empilement de nappes. Le stade D<sub>2</sub> correspond à une extension Nord-Sud à Nord-Est-Sud-Ouest se produisant pendant l'effondrement orogénique et l'exhumation de la série de Yaoundé.



**Figure 8.** Carte géologique simplifiée du Cameroun (Kankeu et al., 2018) montrant la localisation de la région de Deng-Deng et les principaux domaines géodynamiques. CM: Cisaillement de Meiganga ; FS: Faille de la Sanaga; CTB: Cisaillement de Tibati-Banyo; CBO: Cisaillement de Bétaré Oya; CKC: Cisaillement de Kribi-Campo; CCC : Cisaillement Centre Camerounais. (1) domaine nord, (2) domaine centre, (3) domaine sud.

La phase D<sub>1</sub> représente le stade d'empilement des nappes associé à un métamorphisme prograde qui culmine dans des conditions de granulite à haute pression. À l'inverse, la phase D<sub>2</sub> représente un stade de décompression qui s'est produit lors de l'extension. Elle a été associée à un magmatisme basique et à un boudinage de la foliation à grande échelle. Ce dernier a été replissé par la déformation D<sub>3</sub> en plis F<sub>3</sub> représentant le modèle de déformation régional développé de manière cohérente avec le système convergent transaharien Est-Ouest. La phase D<sub>4</sub> est provisoirement attribuée à un écoulement latéral consécutif à une extension crustale diachronique.

En résumé, la CPNE est faite de formations panafricaines comportant des formations juvéniles néoprotérozoïques et des formations paléoprotérozoïques recyclées (Ganwa et al., 2008). Elle s'intègre dans un modèle tectonique transpressif au cours de la convergence oblique entre le craton du Congo/São Francisco et le bloc Est Saharien (Nzenti et al., 1994; Kankeu et al., 2009).

### **I.3. SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE DE L'EST CAMEROUN**

La région de l'Est-Cameroun a fait l'objet de levées géologiques de reconnaissance au 1/500.000 (Gazel et Gérard, 1954) et de travaux de cartographies géologiques partiels (Soba, 1989; Kankeu et al., 2009, 2010). Les travaux de Soba (1989) dans la série du Lom ont mis en exergue trois ensembles lithologiques à savoir : 1- les métavolcanoclastites, volcanites basiques et schistes tuffacés ; 2- les métasédiments ; 3- les leucogranites, diorites et granites syn-D<sub>2</sub>. Ces formations ont été affectées par deux phases de déformation dont la première est mal connue car totalement transposée par la phase D<sub>2</sub>. Cette dernière est caractérisée par une S<sub>2</sub> orientée NE-SW.

Les travaux récents (Kankeu et al., 2009) à la suite de ceux de Soba (1989) mettent en évidence l'existence au Sud dans la région de Garga-Sarali et au Nord de Bétaré-Oya des terrains granitiques et des gneiss para- et orthodérivés dont l'origine est difficilement reconnaissable et des unités volcano-sédimentaires confinées dans la vallée du Lom. Ces roches ont été affectées par un métamorphisme de degré faible à moyen.

Du point de vue structural, les travaux de Kankeu et al. (2009) montrent que les secteurs de Garga-Sarali et Bétaré-Oya ont été affectés par 03 phases de déformations dont la première D<sub>1</sub> précoce telle que définie par Soba (1989) est mal connue, car les structures associées sont oblitérées et transposées par la phase D<sub>2</sub>, tandis que les travaux de Takodjou Wambo (2021) dans le secteur de Ngoura-Colomines mettent en évidence une chronologie à quatre (04) phases de déformation dont une phase D<sub>1</sub> de tectonique compressive, une phase D<sub>2</sub> de tectonique



transcurrente en transpression, une phase D<sub>3</sub> de superposition tectonique et une dernière phase de déformation D<sub>4</sub> dite de tectonique cassante. En outre, l'approche structurale a permis la mise en évidence d'une zone de cisaillement ductilo-fragile dextre d'envergure régionale globalement orientée NE-SW.

Sur le plan géochimique, Les roches plutoniques de l'Est Cameroun sont hyperalumineuses de type-I et appartiennent aux séries calco-alcalines hyperpotassiques et shoshonitiques (Ateh et al., 2017; Ngatcha et al., 2019; Takodjou Wambo, 2021; Fuh et al., 2021; Azeuda Ndonfack et al., 2022). Leurs caractères chimiques sont semblables à ceux des séries calco-alcalines hyperpotassiques.

L'étude géochronologique (U/Pb sur zircon) montre que cette série est d'âge protérozoïque supérieur et que les granites sont datés à 614 et 648 Ma (Soba et al., 1991; Ateh et al., 2017; Azeuda Ndonfack et al., 2022). Les données isotopiques Sm-Nd montrent que les schistes sont constitués de matériaux provenant du démantèlement d'un vieux socle et volcanites mises en place vers 700Ma (Soba, 1989). Les zircons détritiques provenant des métasédiments comprennent trois groupes d'âge principaux, à savoir Archéen (~2500 Ma), Mésoprotérozoïque (~1100 Ma), et Néoprotérozoïque (~735 - 613 Ma) (Soba et al., 1991; Toteu et al., 2006).

## **Conclusion**

Le secteur d'étude est situé dans la région de l'Est Cameroun, département de Lom et Djerem. La topographie est marquée par les altitudes qui varient entre 619 m et 859 m, organisée en trois principales unités géomorphologiques dont l'unité basse (619 - 680 m) couvre plus de 60% de la zone, l'unité intermédiaire (680 - 750 m) et l'unité haute (750 – 859) qui forme des interfluves orientées NNE-SSW. Le climat est de type subéquatorial et le régime hydrologique est vaste et dendritique à parallèle.

Sur le plan géologique, le secteur de Deng-Deng appartient au domaine centre de la Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale.

**CHAPITRE II.**  
**MATÉRIEL ET MÉTHODES**

## **Introduction**

Pour atteindre les objectifs fixés dans le cadre de ce travail, les travaux ont été menés aussi bien sur le terrain qu'en laboratoire. Ce chapitre présente le matériel et les différentes méthodes utilisées.

### **II.1. TRAVAUX PRÉLIMINAIRES**

Tout travail de recherche commence par la revue de littérature en relation à la thématique à développer. Dans ce cas précis, une synthèse des travaux sur la Chaîne Panafricaine en général et sur la zone d'étude en particulier a été effectuée. La recherche bibliographique s'est poursuivie par l'acquisition des cartes, plus précisément des cartes topographiques (feuille NB33III2C), géologique de reconnaissance (feuille NB33\_SO\_030 ; [Gazel et Gérard, 1954](#)) et des images satellitaires (Landsat 8 Oli et SRTM).

### **II.2. TRAVAUX DE TERRAIN**

Dans le cadre de ces travaux, trois campagnes de terrain d'une durée de 30 jours chacune ont été organisées entre 2016 et 2020. Le choix de la période et de la durée tient compte de la saison et des moyens financiers disponibles. S'il est vivement recommandé d'effectuer les travaux de terrain pendant la saison sèche, il n'en demeure pas moins que, limité par les moyens (manque de moyens au moment opportun), l'on soit contraint de faire son terrain pendant la saison de pluies, malgré d'énormes difficultés et le travail plus fastidieux.

#### **II.2.1 Matériel**

Le travail de terrain a été rendu possible grâce aux outils tels :

(1) **les cartes topographiques** ont permis entre autres à localiser le secteur d'étude par ses coordonnées géographiques et à apprécier l'orographie ainsi que le réseau routier. Ces cartes ont aussi servi au report des informations géologiques et au tracé des itinéraires ;

(2) **la boussole** munie du clinomètre a été utilisée aussi bien pour prélever les échantillons orientés que pour la prise des mesures des différents éléments structuraux ;

(3) **le GPS** est un appareil électronique assez récent qui communique avec les satellites et donne de manière instantanée, la position (latitude, longitude et altitude) de tout point sur le globe. Sur le terrain, nous avons relevé les coordonnées GPS de chaque point d'affleurement, ce qui a facilité la projection desdits points sur la carte topographique en vue d'établir la carte géologique ;

(4) **la loupe de minéralogiste ou loupe de terrain** a servi à mieux identifier les minéraux sur le terrain ;

**(5) la masse et le marteau du géologue** ont été utilisés pour prélever les échantillons frais pour la confection des lames minces d'une part et les analyses géochimiques d'autre part ;

**(6) l'appareil de photos numériques** a servi aux prises de vue des affleurements et des éléments structuraux. Il faut indiquer ici qu'un objet de dimension standard (stylo, marteau, pièce de monnaie) a été utilisé pour servir d'échelle à chaque prise de vue ;

**(7) le marqueur indélébile, carnet de terrain et le sac du géologue** : l'étiquetage des différents échantillons a été fait à l'aide d'un marqueur à encre indélébile. Les observations de terrain ont été consignées dans le carnet de terrain. Les sacs à dos adaptés au transport des matériaux lourds ont été utilisés pour transporter les échantillons.

### **II.2.2 Levés de terrain**

Une fois sur le terrain, le premier travail a consisté à la recherche et à la localisation des affleurements. Pour ce faire, coupes successives ont été faites après avoir subdivisé le secteur d'étude en secteurs d'exploration. Les lits des cours d'eau étant le lieu par excellence d'affleurement du socle, les directions des coupes ont été choisies en fonction des directions des principaux cours d'eau. Dans l'ensemble, les explorations se sont effectuées suivant les directions : NNE-SSW, E-W, NW-SE et NE-SW. Le principe est de s'assurer que tout le secteur délimité est effectivement exploré. C'est ainsi que l'exploration secteur après secteur jusqu'à la couverture complète de la zone d'étude a été faite permettant de localiser les principaux affleurements.

Chaque affleurement a été ensuite étudié sous les aspects pétrographiques et structuraux :

- sur le plan pétrographique, il a été question de prélever et de décrire les échantillons représentatifs de tous les types lithologiques que renferme chaque affleurement ;

- sur le plan structural, il a été question d'identifier, décrire et mesurer les objets géologiques visibles sur les affleurements. Les mesures tiennent essentiellement compte de l'orientation des différents éléments structuraux et en se servant des marqueurs de la déformation un ordre chronologique relative de mise en place de différentes structures a été proposer.

### **II.3 TRAVAUX EN LABORATOIRE**

Le matériel et les techniques utilisés dépendent du type d'analyse et de l'objectif poursuivi. Dans le cadre de ce travail, des lames minces confectionnées pour les études pétrographiques et microstructurale et les méthodes d'analyse géochimique ont été utilisés pour la détermination des caractères géochimiques de nos roches, la nature de leur protolite et le paléo-environnement.

### **II.3.1. Confection et étude des lames minces**

Le travail de laboratoire a consisté à la confection et à l'analyse des lames minces de roches au microscope polarisant. Pour ce faire, cinquante (50) lames minces (granodiorites : 15, monzodiorites à quartz : 10, monzogranites : 10 gneiss à grenat et biotite : 10, les gneiss à silicates calciques) ont été confectionnées au Laboratoire Geotech Lab à Vancouver au Canada. Ces lames ont été observées au microscope polarisant du Laboratoire de Géosciences des Formations Profondes et Applications de l'Université de Yaoundé I. Les observations microscopiques ont permis de déterminer les microstructures, les compositions minéralogiques et les associations minérales. Des prises de vue au microscope y ont également été réalisées.

### **II.3.2. Études pétrographique et microstructurale**

#### ***II.3.2.1. Étude pétrographique***

Elle a commencé sur le terrain par la reconnaissance macroscopique des minéraux et des roches. Ensuite, elle a été complétée au Laboratoire de Géosciences des formations profondes et applications du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I, grâce au microscope binoculaire de marque *OPTIC IVYMEM SYSTEM* qui a permis de déterminer sur les lames minces, les principaux minéraux, les principales phases minérales en équilibre (paragenèse) et d'identifier les minéraux anté, syn ou post en rapport avec les événements magmatiques ou métamorphiques. Au microscope, les observations ont été faites successivement en lumière naturelle ou lumière polarisée non analysée (LPNA) et en lumière polarisée analysée (LPA). En LPNA, les minéraux ont été distingués grâce à leur forme, leur relief, leur clivage, leur couleur et par leur pléochroïsme. En LPA, les minéraux sont distingués avec plus de précision grâce à leurs macles, à leurs teintes de polarisation et à leurs angles d'extinction. Les roches plutoniques sont classées principalement en fonction de leur composition modale et cette classification est centrée sur le diagramme QAPF (Figure 13), développé par Streckeisen (1973). Pour utiliser ce diagramme, il est nécessaire d'établir la teneur modale (% en volume) de cinq groupes de minéraux dans une roche plutonique : Q = quartz et ses polymorphes ; A = feldspath alcalin (ce paramètre comprend tous les feldspaths potassique et sodique, y compris le plagioclase albite avec 0 à 5% d'anorthite) ; P = plagioclase (5 à 100% d'anorthite) et scapolite ; F = feldspathoïdes ou foïdes ; M = minéraux mafiques ou apparentés (les micas, les pyroxènes, les amphiboles, les oxydes, les hydroxydes et toutes les autres phases). La somme de Q + A + P + F + M doit toujours être proche de 100%. De plus, Q et F ne peuvent être présents ensemble dans la même roche (le quartz se forme dans les roches sursaturées en silice, les feuilles dans les roches sous-saturées en silice).

### ***II.3.2.2. Étude microstructurale***

L'étude microstructurale a été menée sur les roches magmatiques. Cette étude a pour but de mettre en évidence les marqueurs de la déformation à l'échelle microscopique et leur apport dans la reconstitution du contexte de mise en place des roches. L'analyse porte sur le comportement des minéraux au cours de la cristallisation du magma. Cela permettra de distinguer les différents stades d'évolution subie par le magma depuis l'état magmatique jusqu'à l'état solide en passant par l'état transitoire dit submagmatique. Les analyses microstructurales ont été réalisées sur des coupes de lames minces en utilisant les techniques de pétrographie et la terminologie standard (Passchier et Trouw, 2005; Trouw et al., 2009). D'après Tommasi et al. (1994) une déformation à l'état magmatique est celle que subit un bain silicaté contenant des cristaux et où la quantité du liquide est suffisamment grande pour minimiser l'interaction entre les grains et empêcher la formation des charpentes solides, ceci se traduisant par des fluidalités. Une déformation à l'état submagmatique permet une interaction entre les grains en présence d'une quantité de liquide, suffisante pour éviter la formation des charpentes solides continues. À l'état submagmatique, le magma n'est pas encore entièrement cristallisé. Ce stade marque une transition entre l'état magmatique et l'état solide (Van der Molen et Paterson, 1979). Une déformation à l'état solide est celle qui affecte la roche entièrement cristallisée et qui par son comportement rhéologique peut subir une mylonitisation. Les études pétrographique et microstructurale sont illustrées par des prises de vue sur des sections suffisamment représentatives des associations minérales et des microstructures. Des photographies ont été faites en tenant compte de l'échelle d'observation.

### **II.3.3. Études géochimiques**

Au terme des travaux de terrain et des études pétrographiques, Trente-un (31) échantillons (19 granitoïdes et 12 gneiss) ont été apprêtés et expédiés au laboratoire Acme Lab Vancouver (Canada) suivant le code analytique LF200. Après analyse des données, 29 échantillons (03 monzodiorite à quartz, 05 monzogranite, 09 granodiorites, 06 gneiss à grenat et biotite, 06 gneiss à silicate calcique) ont été sélectionnés pour les études géochimiques. Les analyses géochimiques multiéléments ont été réalisées sur. Les éléments majeurs ont été analysés par l'ICP-MS (Plasma à couplage inductif - Spectroscopie de Masse) à partir de 0,2 gramme de poudre de la roche fondue avec 0,9 gramme de LiBO<sub>2</sub>, l'ensemble a été bien mélangé et fondu dans un fourneau à 1000°C, ensuite dissout dans 100 mm<sup>3</sup> de HNO<sub>3</sub> à 4%. Les résultats ont été corrigés pour réduire les interférences spectrales inter-éléments. Les concentrations des terres rares ont été déterminées par l'ICP-MS à partir de 0,25 gramme de poudre de la roche préalablement dissout dans 4 gramme d'acides de digestion. Les incertitudes

des analyses varient entre 0,1 à 0,04% pour les éléments majeurs, entre 0,1 à 0,5% pour les éléments traces et entre 0,01 à 0,5 ppm pour les terres rares.

Pour cette étude, le diagramme de millicationique de [Debon et Le Fort \(1983\)](#) a été utilisé pour classer les granitoïdes de Deng-Deng, car il est fortement recommandé par l'IUGS (2002) pour les roches plutoniques déformés ce qui est le cas des roches étudiés dans ce travail. Les Terres Rares (TR) sont normalisées par rapport aux chondrites d'[Evensen et al. \(1978\)](#), aux PAAS de [Taylor et McLennan \(1988\)](#) tandis que les éléments des diagrammes multiéléments sont normalisés par rapport aux valeurs de [Thompson et al. \(1984\)](#) et [McDonough et Sun \(1995\)](#). Les formules utilisées dans le cadre de ce travail sont les suivantes:  $\text{Eu/Eu}^* = \text{Eu}_N / (\text{Sm}_N \times \text{Gd}_N)^{1/2}$ ;  $\text{Fe}^* = \text{FeO} / (\text{FeO} + \text{MgO})$ ;  $\text{Mg\#} = 100 \times (\text{MgO} / 40,31) / ((\text{MgO} / 40,31) + (\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0,8998 / 71,85))$ ;  $\text{A/CNK} = (\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  molaire;  $\text{A/NK} = (\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  molaire;  $\text{ICA} = 100 \times [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$  molaire;  $\text{ICV} = [(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2) / \text{Al}_2\text{O}_3]$  molaire.

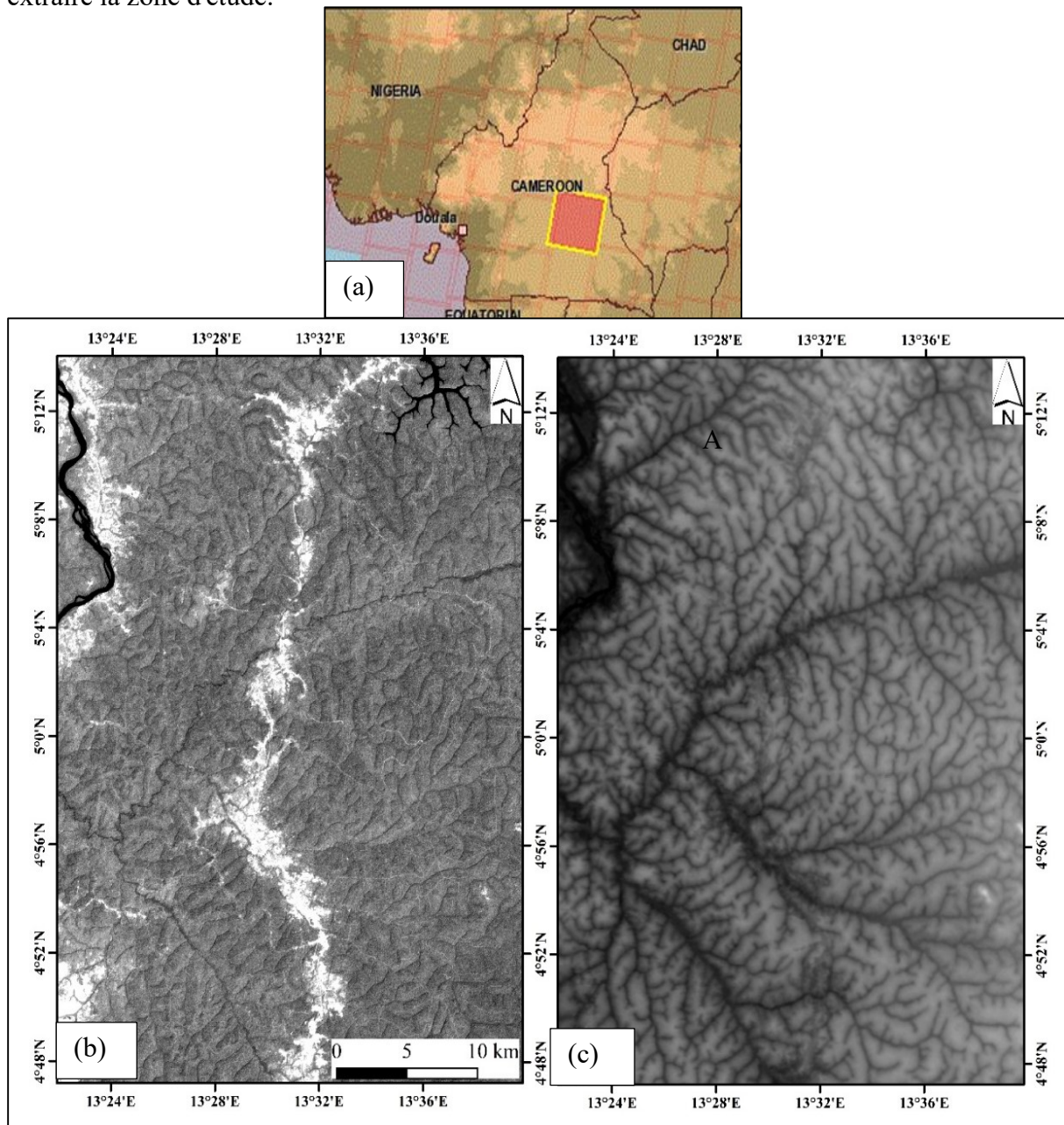
### II.3.4. Méthodes de télédétection

L'approche par télédétection a été abordée dans ce travail pour la cartographie des accidents tectoniques régionaux à travers les linéaments en se servant des images satellitaires ([Fig. 9](#)). Les images Landsat 8 Oli (trajectoire/rangée = 184/56) de niveau 1T (relief corrigé) ont été acquises le 21 janvier 2020 avec une couverture en nuages de 5% couvrant la zone d'étude sur la plateforme du Centre d'Observation et de Science des Ressources Terrestres des États-Unis (EROS) (<http://earthexplorer.usgs.gov>). L'image Landsat-8 Oli dans le visible et le proche infrarouge et moyen infrarouge (bandes 1-7) ont été utilisée avec une résolution spatiale de 30 m. De plus, un produit de données d'élévation de 1 seconde d'arc SRTM (SRTM\_f03\_n005e013) a été utilisé pour l'ortho-rectification de l'image radar ainsi que pour une analyse du relief ombré.

#### II.3.4.1. Prétraitement et amélioration de l'image

Les étapes de prétraitement numérique des images ont été réalisées sur les données multispectrales du Landsat-8 Oli afin de réduire les effets atmosphériques. Le prétraitement des données brutes de Landsat-8 Oli, y compris la correction atmosphérique, l'étalonnage radiométrique et la normalisation des images, a d'abord été effectué sur le jeu de données avant tout autre traitement. L'étalonnage radiométrique et le modèle de Correction Atmosphérique et Topographique (ATCOR) ont été mis en œuvre en utilisant l'environnement de visualisation d'images Erdas Images 2014. Dans le même environnement, une normalisation de l'image a

été effectuée sur cet ensemble de données, et un sous-réglage supplémentaire a été effectué pour extraire la zone d'étude.



**Figure 9.** Images satellitaires brutes. (a) Localisation ; (b) Landsat 8 Oli ; (b) SRTM.

#### **II.3.4.2. Traitement des données**

- *Suppression de la végétation par la méthode de l'invariance forcée*

Selon [Crippen et Blom \(2001\)](#), la suppression de la réflectance de la végétation dans les images de télédétection est finalement basée sur le démixage spectral. Cela implique la modélisation du spectre observé (mêlé) à un pixel d'image en termes de combinaisons linéaires ou non linéaires de composantes spectrales pures individuelles. Les algorithmes de Crippen et Blom ont été utilisés dans les étapes séquentielles suivantes : i) la correction du pixel sombre ; ii) le



calcul de l'indice de végétation ; iii) l'estimation du rapport statistique entre l'indice de végétation et les valeurs du nombre numérique (dn) de chaque bande ; iv) le calcul de la courbe lisse la mieux ajustée pour les rapports ci-dessus et enfin v) la sélection d'une valeur DN moyenne cible et la mise à l'échelle de tous les pixels à chaque niveau d'indice de végétation. Une description détaillée de l'algorithme est décrite dans [Crippen et Blom \(2001\)](#).

- *Analyse en Composante Principale*

L'ACP est une technique efficace pour améliorer les images multispectrales afin d'interprétation géologique ([Adiri et al., 2017](#); [Gabr et al., 2010](#); [Pour et Hashim, 2011](#); [Takodjou Wambo et al., 2016](#)). Il réduit les informations de plusieurs bandes, parfois fortement corrélées, montrant des informations redondantes en un nombre de composants plus réduit. Le calcul de la composante principale (PCT) effectué par une transformation linéaire des données utilise des vecteurs propres et des valeurs propres dérivées mathématiquement de la matrice de covariance (Eq. (1)), puis les valeurs du fichier de données original sont transformées en valeurs de la composante principale (Eq. (2))([Gonzalez et Wintz, 1977](#); [Jensen, 1996](#)).

$$\begin{bmatrix} V_1 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & V_2 & 0 & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & 0 & \dots & V_n \end{bmatrix} V = E_e \text{Cov}(E_e) \quad (1)$$

Où : Cov = matrices de covariance ;  $E_e$  = matrice des vecteurs propres ; T = fonction de transposition ; V = La matrice diagonale des valeurs propres (les éléments non diagonaux sont des zéros).

$$P_e = \sum_{k=1}^n (d_k E_{ke}) \quad (2)$$

Où : e = premier et deuxième numéro de la composante principale ;  $P_e$  = valeur de la production de l'élément principal du nombre (e) ; k = bande d'entrée ; n = nombre de bandes (total) ;  $d_k$  = valeur (entrée) dans la bande k ;  $E_{ke}$  = élément de la matrice des vecteurs propres à k et e (ligne, colonne).

Les ACP forment un nouvel ensemble d'axes orthogonaux qui ont leur origine à la moyenne et qui tournent afin d'optimiser la variance des données ([Pour et Hashim, 2011](#)). De nombreuses études à l'instar de ceux de [Takodjou Wambo et al. \(2016\)](#), [Adiri et al. \(2017\)](#); [Binam Mandeng et al. \(2018\)](#) ont été utilisées à l'ACP pour la détection des linéaments. Dans cette étude, le PC2 a été utilisé pour la cartographie des linéaments ([Adiri et al., 2017](#)).

- *Filtrage directionnel*

Le filtrage directionnel est une technique de filtrage dans le domaine spatial d'amélioration des contours, qui améliore sélectivement les caractéristiques de l'image ayant des gradients de direction spécifiques et qui consiste à modifier la valeur des pixels en fonction de celle de son voisin. Le filtrage directionnel est très utile dans le traitement des images (radar et optique) pour l'interprétation visuelle, l'amélioration des bords et l'extraction manuelle des structures géologiques (Amri et al., 2011). L'objectif principal de ce processus est de trouver la meilleure façon d'identifier les linéaments et d'améliorer les informations géo-structurelles dans les images correspondant aux discontinuités structurelles. L'algorithme de filtrage directionnel produit la première différence de l'entrée de l'image dans les directions verticale, horizontale et diagonale. De ce fait, de nombreux bords supplémentaires d'orientations diverses sont mis en valeur. L'amélioration des bords est réalisée en convoluant les données originales avec un masque ou un noyau pondéré (Pirasteh et al., 2013; Pour et Hashim, 2015).

- *Relief Ombragé*

Les cartes ombrées sont des représentations du relief suite à une illumination du terrain par une source artificielle ponctuelle (Kennelly et Stewart, 2006), simulant l'éclairage du soleil. En fonction des paramètres angulaires d'azimut, d'élévation de la source lumineuse et de l'exagération verticale, on obtient une carte de luminance différente. Dans carte de luminance, l'estompage est représenté par des niveaux de gris, en fonction de la quantité d'énergie reçue : un pixel noir correspond à l'absence d'énergie, alors qu'un pixel clair met en évidence un maximum de réflexion (cas d'une pente exposée face à la lumière). Les limites entre les zones non ombragées et les zones ombragées peuvent indiquer la présence de linéaments (Saadi et al., 2011). Pour ce travail, l'azimut de 0° (nord), qui indique la position relative du soleil le long de l'horizon, a été choisi car il permet d'exposer les zones non ombragées et ombragées mieux que d'autres valeurs (Aminov et al., 2019). L'angle d'altitude de 45°, indiquant l'angle d'élévation du soleil au-dessus de l'horizon, a été choisi. La tâche a été réalisée à l'aide de l'outil d'analyse spatiale hillshade implémenté dans le logiciel Arcmap.

### ***II.3.4.3. Extraction des linéaments***

- *Module LINE*

Dans cette étude, l'extraction automatique des linéaments a été effectuée en suivant deux étapes de traitement principales, à savoir (1) : la détection des bords principalement liés aux contours qui donnent des informations sur les zones de changements brusques dans les valeurs du pixel voisin, tandis que la deuxième étape (2) : est la détection des lignes (Adiri et al., 2017).

Ces étapes sont souvent réalisées à l'aide du module LINE pour l'extraction automatique des linéaments du logiciel PCI Geomatica (Qari, 2011). Il existe deux catégories de paramètres appliqués par ce module (Hung et al., 2005) : principalement la détection des arêtes (RADI : rayon du filtre, GTHR : seuil du gradient d'arêtes) et les étapes d'extraction de la courbe (LTHR : Seuil de longueur de courbe, FTHR : Seuil d'ajustement de la ligne, ATHR : Seuil de différence angulaire, DTHR : Linking Distance Threshold) de la procédure d'extraction automatique des linéaments (Adiri et al., 2017).

Dans un premier temps, l'algorithme de détection des contours de Canny a été appliqué pour produire une image pour la détection des contours et est reconnu pour ses bons résultats (Corgne et al., 2010). Cette étape est réalisée en utilisant le rayon fourni par le paramètre RADI. Dans la deuxième étape, des images binaires ont été obtenues en utilisant le gradient de l'image filtrée avec la valeur fournie par le paramètre GTHR. Dans la troisième étape, les courbes sont extraites de l'image binaire des bords. Selon la valeur attribuée dans le paramètre LTHR, toute courbe dont le nombre de pixels est inférieur à la valeur fournie dans ce paramètre n'est pas prise en considération pour un traitement ultérieur. Les courbes extraites sont ensuite converties en une forme vectorielle en y ajustant des segments de ligne. Suit l'extraction des polygones conformément à la valeur de tolérance définie dans le paramètre FTHR.

- *Extraction Automatique des linéaments*

L'extraction automatique de linéaments a été effectuée en testant différentes combinaisons de valeurs pour le paramètre de chaque module LINE (Adiri et al., 2017). Le processus a été effectué sur l'ensemble des ensembles de données afin de sélectionner les paramètres optimaux qui ont produit des informations de sortie appropriées sur les linéaments extraits. L'application de ces paramètres sur les données utilisées a été réalisée en respectant la littérature et validée par une interprétation visuelle. Les valeurs par défaut, les valeurs proposées et les valeurs définies pour les paramètres du module LINE dans cette étude sont présentées dans le [tableau 2](#).

**Tableau 2.** Les valeurs utilisées pour les paramètres du module LINE.

Paramètres et unités	Valeur		
	Défaut	Proposé	Défini
RADI (pixels)	10	3–8	6
GTHR (pixels)	100	10–70	54
LTHR (pixels)	30	10–50	15
FTHR (pixels)	3	2–5	3
ATHR (dégrée)	30	3–20	15
DTHR (pixels)	20	10–50	20

La deuxième étape a consisté à sélectionner les bandes optimales de Landsat-8 qui devraient être utilisées pour l'extraction des linéaments (Hung et al., 2005). Chacune des bandes individuelles de ces ensembles de données a été testée pour l'extraction automatique de linéaments basée sur la capacité à identifier les segments et les caractéristiques linéaires sur la zone d'étude en utilisant les valeurs optimales définies des paramètres.

- *Extraction manuelle des linéaments*

Afin d'évaluer les linéaments extraits automatiquement par le module LINE, une carte de linéaments de référence de la zone d'étude a été créée sur la base de l'extraction manuelle des linéaments (Suzen et Toprak, 1998). Le principal avantage de l'extraction manuelle est qu'il est facile de distinguer le type de linéaments, que les linéaments soient d'origine tectonique ou artificielle. Six bandes de l'image Landsat -8 OLI (VNIR et SWIR) auquel a été appliqué le filtrage directionnel ont été sélectionnées pour l'étude afin d'améliorer les informations structurelles géologiques et mettre en évidence les linéaments. La tâche a été réalisée à l'aide du logiciel Erdas imagine. Quatre principaux filtres directionnels : N-S par 0, NE-SO par 45, E-O par 90, et NO-SE par 135 avec une taille de noyau de  $7 \times 7$  ont été appliqués (Tableau 3). La taille du noyau sélectionnée dans cette étude a été suggérée comme taille optimale du noyau généralement utilisée pour l'amélioration des bords (Chavez et Bauer, 1982). Enfin, après l'opération de filtrage, les linéaments ont été délimités manuellement avec Arcmap.

**Tableau 3.** Filtres directionnels appliqués avec des matrices de noyaux  $7 \times 7$

N-S							E-W						
1	1	1	2	1	1	1	-1	-1	-1	0	1	1	1
1	1	2	3	2	1	1	-1	-1	-2	0	2	1	1
1	2	3	4	3	2	1	-1	-2	-3	0	3	2	1
0	0	0	0	0	0	0	-2	-3	-4	0	4	3	2
-1	-2	-3	-4	-3	-2	-1	-1	-2	-3	0	3	2	1
-1	-1	-2	-3	-2	-1	-1	-1	-1	-2	0	2	1	1
-1	-1	-1	-2	-1	-1	-1	-1	-1	-1	0	1	1	1
NE-SO							NO-SE						
0	1	1	1	1	1	2	2	1	1	1	1	1	0
-1	0	2	2	2	3	1	1	3	2	2	2	0	-1
-1	-2	0	3	4	2	1	1	2	4	3	0	-2	-1
-1	-2	-3	0	3	2	1	1	2	3	0	-3	-2	-1
-1	-2	-4	-3	0	2	1	1	2	0	-3	-4	-2	-1
-1	-3	-2	-2	2	0	1	1	0	2	-2	-2	-3	-1
-2	-1	-1	-1	-1	-1	0	0	-1	-1	-1	-1	-1	-2

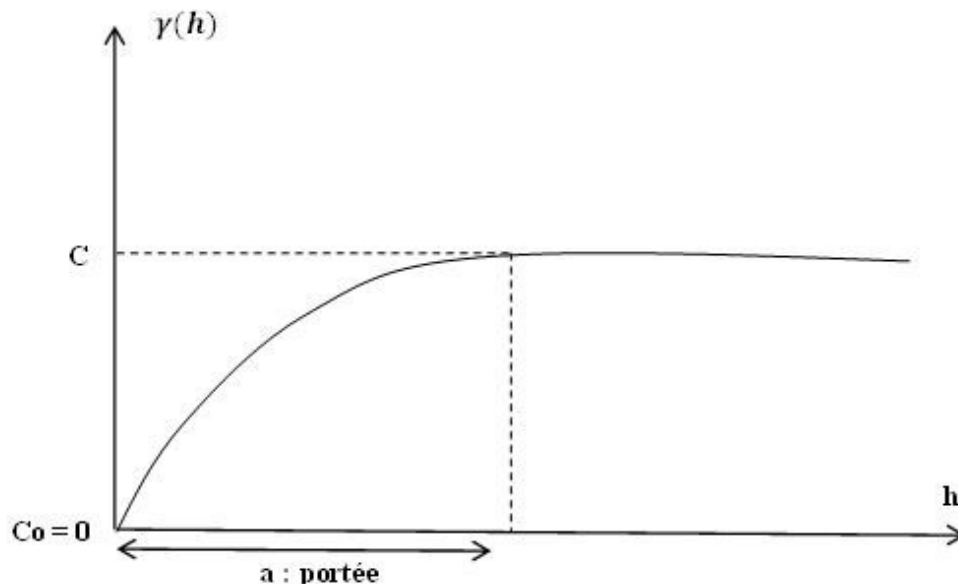
#### II.3.4.4. Analyse géostatistique des linéaments

Les techniques linéaires d'interpolation d'un paramètre avec une référence géographique peuvent être regroupées en (1) méthodes déterministes (méthodes à poids fixes, fenêtre polygonale) et (2) méthodes stochastiques (géostatistiques, krigeage). La géostatistique est généralement considérée comme une analyse appropriée pour analyser la variabilité spatiale d'une variable d'interpolation continue qui donne des valeurs estimées marginales avec une variance d'erreur minimale (David, 1988). Les bases théoriques des géostatistiques utilisées peuvent être consultées dans les ouvrages de référence de (David, 1988). L'analyse géostatistique est basée sur la théorie des variables régionalisées. Elle est liée à l'analyse des données spatiales. Le variogramme expérimental qui est son outil mathématique est défini par la relation (3) :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i) - Z(x_i + h)] \quad (3)$$

$Z(x)$  et  $Z(x_i+h)$  : valeurs de la variable  $Z$  aux positions  $x_i$  et  $x_i + h$  respectivement ;  $N(h)$  : nombre de paires séparées par la distance  $h$ . Idéalement,  $N(h) \geq 30$  est le seuil de validité.

La figure 10 illustre la représentation graphique du variogramme théorique. Les paramètres de régionalisation des variogrammes expérimentaux ont été déterminés après ajustement des modèles théoriques (linéaire, sphérique, exponentiel, cubique, gaussien et logarithmique).



**Figure 10.** Représentation graphique du variogramme.

Où  $C_0$  est l'effet de portée pratique, c'est-à-dire la discontinuité à l'origine ;  $C = C_0 + C_1$  est le plateau ;  $a$  est la portée pratique (distance à partir de laquelle 95% du plateau est atteint) ;  $h$  est la distance entre deux points d'appui.

La modélisation variographique des orientations des linéaments dans toutes les directions nous a permis de retenir le modèle exponentiel qui présentera le moins de résidus après la validation croisée ; l'expression générale est donnée par l'équation (4) ci-dessous :

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \left[ 1 - \exp\left(\frac{-3h}{a}\right) \right] \quad (4)$$

Dans le cadre de cette étude, l'ensemble des linéaments qui représente la fracturation est considéré indépendamment de son contexte cinématique. Il s'agit donc d'une approche purement quantitative où les linéaments ont été différenciés uniquement en fonction de leur direction.

#### ***II.3.4.5. Extraction des paramètres morphométriques***

Le façonnage du relief est le résultat de l'action de phénomènes exogènes et endogènes à savoir la tectonique, l'érosion et la sédimentation. Les paramètres géomorphométriques extraits à partir du MNT permettent de décrire la surface topographique et d'analyser, par étude morphostructurale, la déformation néotectonique qu'a pu subir la surface topographique et de reconstituer, par conséquent, l'histoire de cette déformation. Ainsi, la géomorphométrie, qui s'intéresse à la description et la quantification du relief en se basant sur le calcul des paramètres géomorphométriques, permet de dégager les interactions entre les phénomènes géologique, morphologique (pente, altitude...) et climatique (érosion...). Les indices morphométriques, dérivés de l'équation de la surface, peuvent être classés en 3 ordres :

- les attributs topographiques de 1<sup>er</sup> ordre, dont l'extraction à partir du MNT est basée sur une analyse spatiale simple. Ils regroupent l'altitude, la pente, le relief ombré ;
- les attributs de 2<sup>ième</sup> et 3<sup>ième</sup> ordre nécessitent des procédures analytiques complexes, dont la rugosité, la surface enveloppe, la courbure du relief, la surface hypsométrique, la tendance topographique ;
- le support le plus fréquemment exploité pour décrire, quantifier et interpréter le relief est le Modèle Numérique du Terrain (MNT) et les paramètres géomorphologiques dérivés sont l'altitude, la pente, l'exposition et le relief ombré suffisant pour une description de la surface topographique. Le reste des indices géomorphométriques sont calculés à partir des paramètres géomorphologiques de base ([Depraetere, 1984](#)).

Dans le cadre de cette étude, nous nous attarderons sur les attributs topographiques de 1<sup>er</sup> ordre à savoir l'altitude, la pente, le relief ombré.

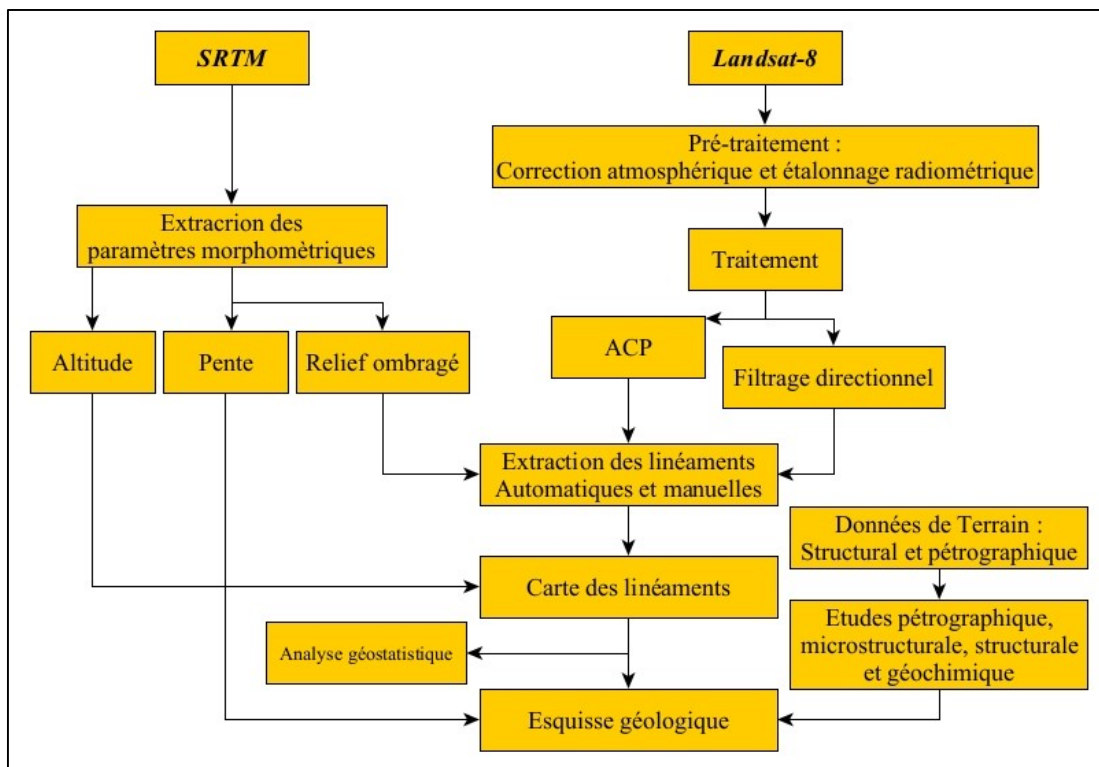
- *Altitude*

L'altitude constitue le paramètre de base d'un modèle numérique de terrain. Elle décrit la distance verticale d'un point à une surface de référence et exprimée par une fonction de x et y à valeurs discrètes ou continues (Lammali, 1989).  $Z_{x,y} = f(x,y)$  Avec x, y les coordonnées d'un point O. Les données d'altitude du secteur d'étude ont été obtenues de l'image SRTM\_f03\_n005e013 grâce à l'outil extraction présent dans le logiciel Arcmap 10.7

- *Pente*

C'est l'aspect le plus important dans la description d'une surface topographique. Elle est caractérisée par le vecteur  $P = \text{grad}(z)$ , dirigé selon la ligne de plus grande pente au point O avec z l'altitude en chaque point de coordonnées x, y. La pente du secteur de Deng-Deng a été obtenue en utilisant l'extension **slope** présent dans le logiciel ArcMap.

Afin de présenter la suite logique des travaux décrits tout au long de ce travail, un schéma simplifié est proposé ci-dessous à travers la [figure 11](#).



**Figure 11.** Méthodologie simplifiée de traitement des images satellitaires.

## Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons présenté les différentes techniques utilisées sur le terrain et en laboratoire pour l'acquisition des données. Il en ressort que nous avons utilisé le traitement

d'images satellitaire couplé à la méthode classique d'investigation en Géosciences comprenant la cartographie au marteau, la description des affleurements et la récolte des échantillons représentatifs suivie des analyses pétrographiques (confection et observation des lames minces), géochimique sur roche totale.



**CHAPITRE III.**  
**INVENTAIRE LITHOLOGIQUE ET ÉTUDE**  
**PÉTROGRAPHIQUE**

## Introduction

Le présent chapitre a pour but de reconnaître les différentes roches, d'établir les relations entre elles et de préciser les principales phases minérales à travers un inventaire lithologique, la caractérisation pétrographique et minéralogique des différentes formations géologiques qui affleurent dans le secteur d'étude. Les travaux de terrain et les études pétrographiques révèlent la présence de deux (02) ensembles lithologiques distincts à savoir : un ensemble magmatique dominant (70% en volume) et un ensemble métamorphique moins représenté (30%).

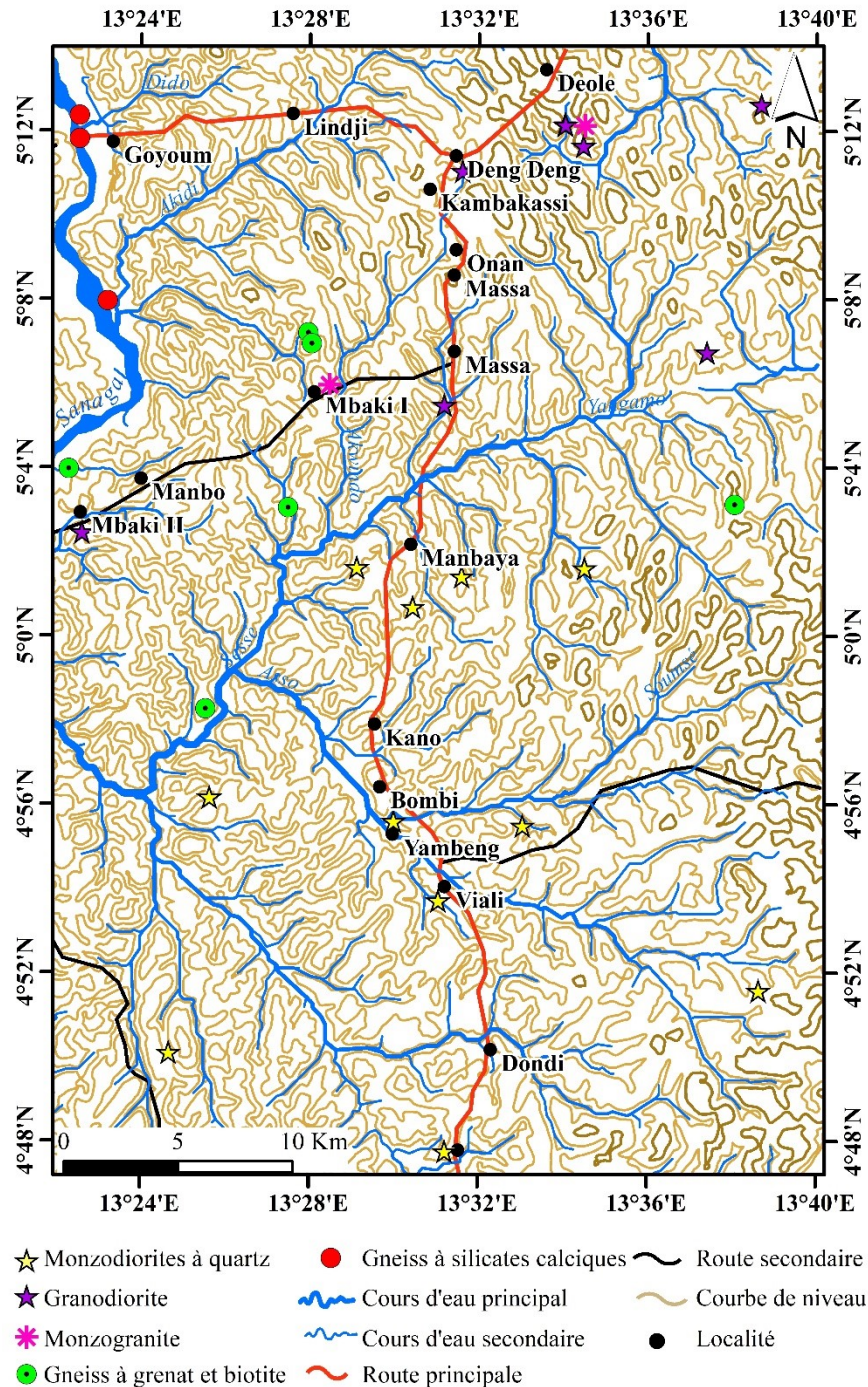
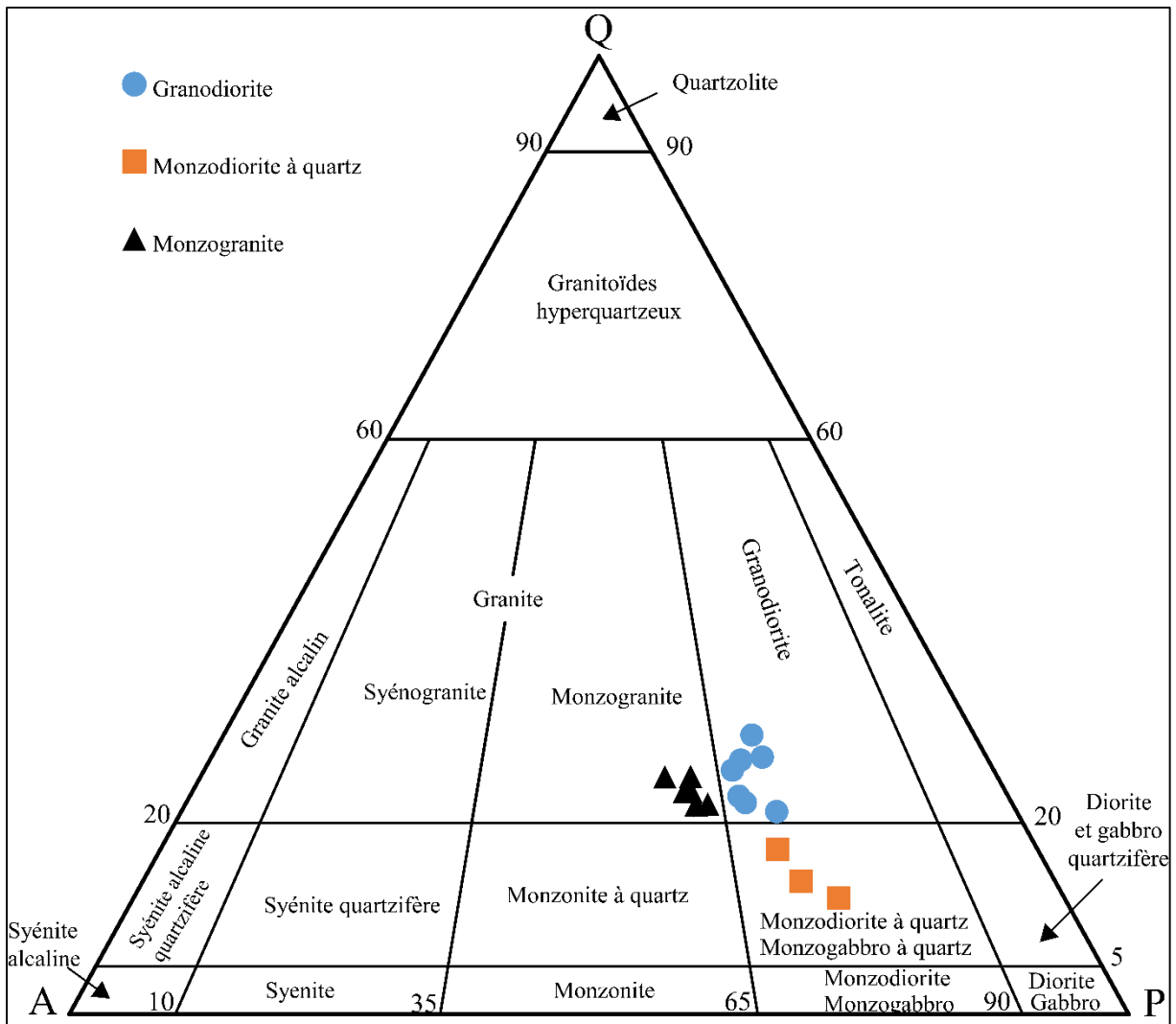


Figure 12. Carte d'échantillonnage du secteur exploré.

### III.1. ENSEMBLE MAGMATIQUE

L'ensemble magmatique est majoritairement représenté à l'affleurement dans la quasi-totalité du secteur d'étude. D'après la classification modale de [Streckeisen \(1976\)](#), ces granitoïdes ont la composition de granodiorites, des monzodiorites à quartz et des monzogranites ([Fig. 13](#)). Les données modales utilisées pour réalisées ce diagramme sont consignés dans à l'annexe 1.



**Figure 13.** Diagramme de classification modale des roches magmatiques de Deng-Deng. A-P (feldspaths alcalins - plagioclase), Quartz (Q).

#### III.1.1. Monzodiorites à quartz

Les monzodiorites à quartz affleurent en dalles, en dômes et en bloc dans les localités de Mambaya, viali et Bombi ([Fig. 12](#)). A l'œil nu, la roche est de couleur grise et est composée de quartz, de feldspath et de biotite ([Fig. 14a](#)). La biotite est en quantité notable dans la roche.

L'étude microscopique montre un cortège minéralogique composé de quartz, de feldspath potassique, de plagioclase et de biotite présentant une texture grenue (Fig. 14b). Le sphène et les oxydes opaques forment la phase accessoire.

- **Le plagioclase (35-40%)** est subautomorphe à xénomorphe avec plusieurs habitus. Certains cristaux sont sous forme de larges plages de longueur supérieure à 4 mm et les petits cristaux de taille comprise entre 1 et 2 mm. Certains cristaux sont fracturés et présentent des macles en Kink (Fig. 14e). Il est en association fréquente avec les feldspaths potassiques et le quartz et renferme des inclusions d'oxydes opaques (Fig. 14c). On note un début d'altération en séricite de certains cristaux (Fig. 14f).

- **Le feldspath potassique (20-25%)** est représenté par l'orthose. Ils sont sous forme de larges plages subautomorphes à automorphes de 5 mm de Long. Certains cristaux de feldspath potassique présentent des granulations de quartz en bordure, tandis que d'autres sont perthitiques.

- **La biotite (5-10%)** est le minéral ferromagnésien le plus représenté et est sous forme de paillettes (Fig. 14d). Ces paillettes sont enchevêtrées (Fig. 14d) et de taille de variable, comprise entre 0,5 et 2 mm suivant le grand axe. Certaines paillettes renferment des inclusions de zircon (Fig. 14d) tandis que d'autres sont en inclusions dans le plagioclase. Il est en association fréquente avec le plagioclase et le feldspath et certaines plages montrent des signes de déstabilisation (Fig. 14e).

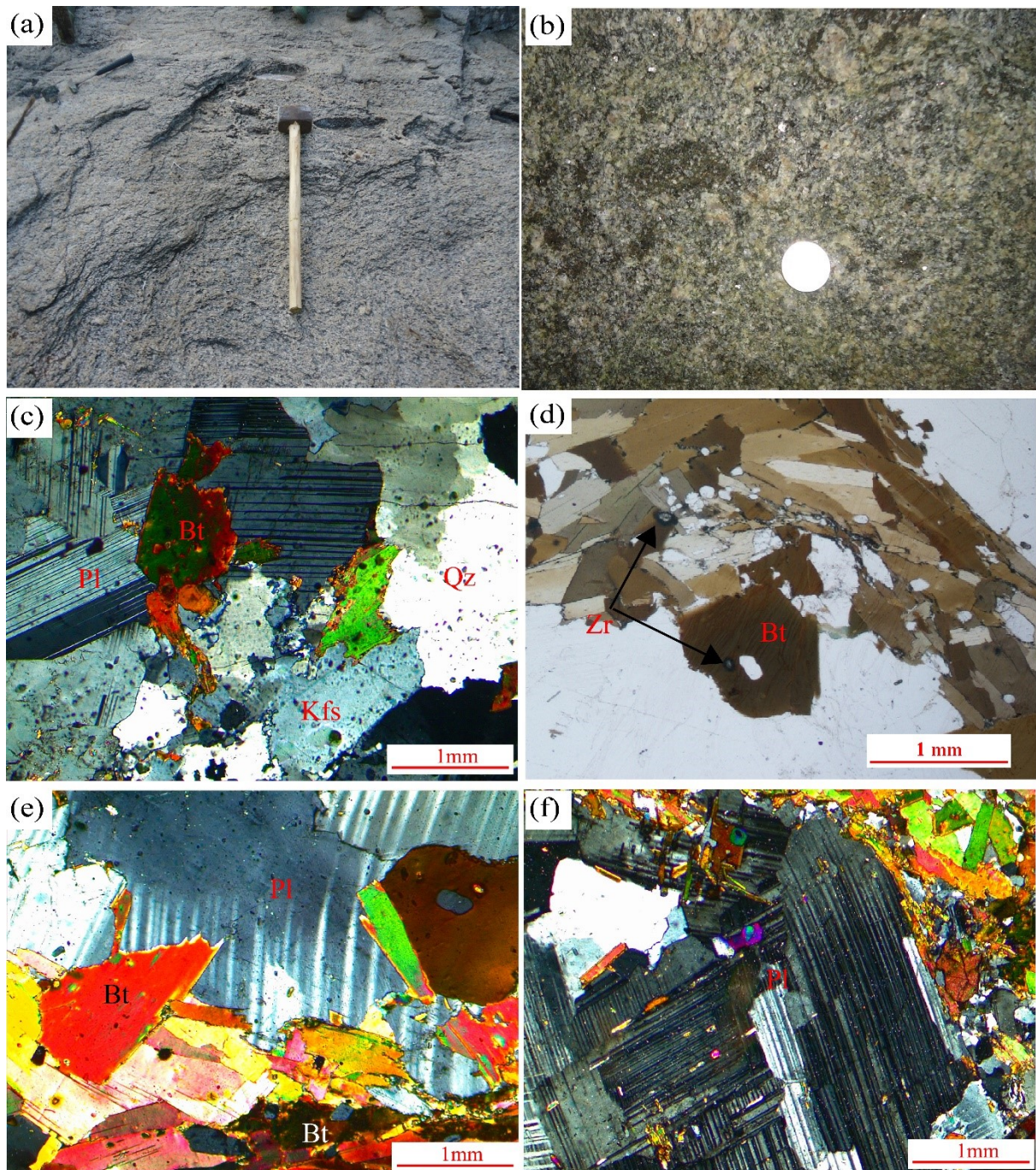
- **Le quartz (20-25%)** est subautomorphe et xénomorphe de taille comprise entre 1,3 x 1,8 mm et 2 x 2,2 mm. Certains de ces cristaux se rencontrent en inclusion dans le plagioclase et en association fréquente avec la biotite (Fig. 14f).

- **Les minéraux accessoires** sont représentés par le zircon et les minéraux opaques. Ces minéraux sont en inclusion dans d'autres minéraux (zircon dans la biotite, Fig. 14d), disséminés dans la matrice.

- **Le sphène** est en cristaux sub-losangiques et généralement associé à la biotite. Il s'observe également en inclusion dans la biotite.

- **L'apatite** est en cristaux automorphes et subautomorphes. Il est régulièrement en inclusion dans le feldspath.

- **Le zircon** est en petits cristaux automorphe.



**Figure 14.** Aspects macroscopique et microscopique des monzodiorites à quartz de Manbaya.  
 a) Affleurement en dalle ; b) Détail d'un échantillon ; c) texture grenue ; d) Inclusion de zircon dans la biotite, notez l'auréole radioactive ; e) Plagioclase fracturé et en Kink band ; f) Phénocristal de plagioclase montrant un début d'altération en séricite, notez les inclusions de biotite. L'association minérale principale est :  $Qz+Kfs+Pl+Bt$

### III.1.2. Granodiorites

Les granodiorites ont un caractère plus ou moins déformé, caractère qui est lié à l'organisation mécanique des minéraux. Ils affleurent soit sous de blocs, de boules et de dômes à Nola Mbéten et Deng-Deng dans les lits du cours d'eau *Nyamdoé et Koumti* respectivement (Fig. 12). L'affleurement de Deng-Deng est un vaste dôme de plus de 200 m de diamètre (Fig. 15a). Cet affleurement est en cours d'exploitation pour la production de granulats par une société chinoise. À l'affleurement, le caractère distinctif de la roche est la prédominance des grands cristaux de feldspaths pouvant atteindre 20cm de long (Fig. 13b). Les cristaux de feldspaths sont déformés donnant lieu au marqueur cinématique (sigmoïde  $\sigma$  et  $\delta$  ; Figs. 15 a-b). L'on y observe une orientation préférentielle des cristaux de quartz et de feldspaths (Fig. 15a).

Au microscope, les granodiorites sont caractérisés par une texture protomylonitique (Fig. 15c). La roche est composée de quartz, de feldspath potassique, de biotite, de plagioclase, amphiboles et d'oxydes opaques.

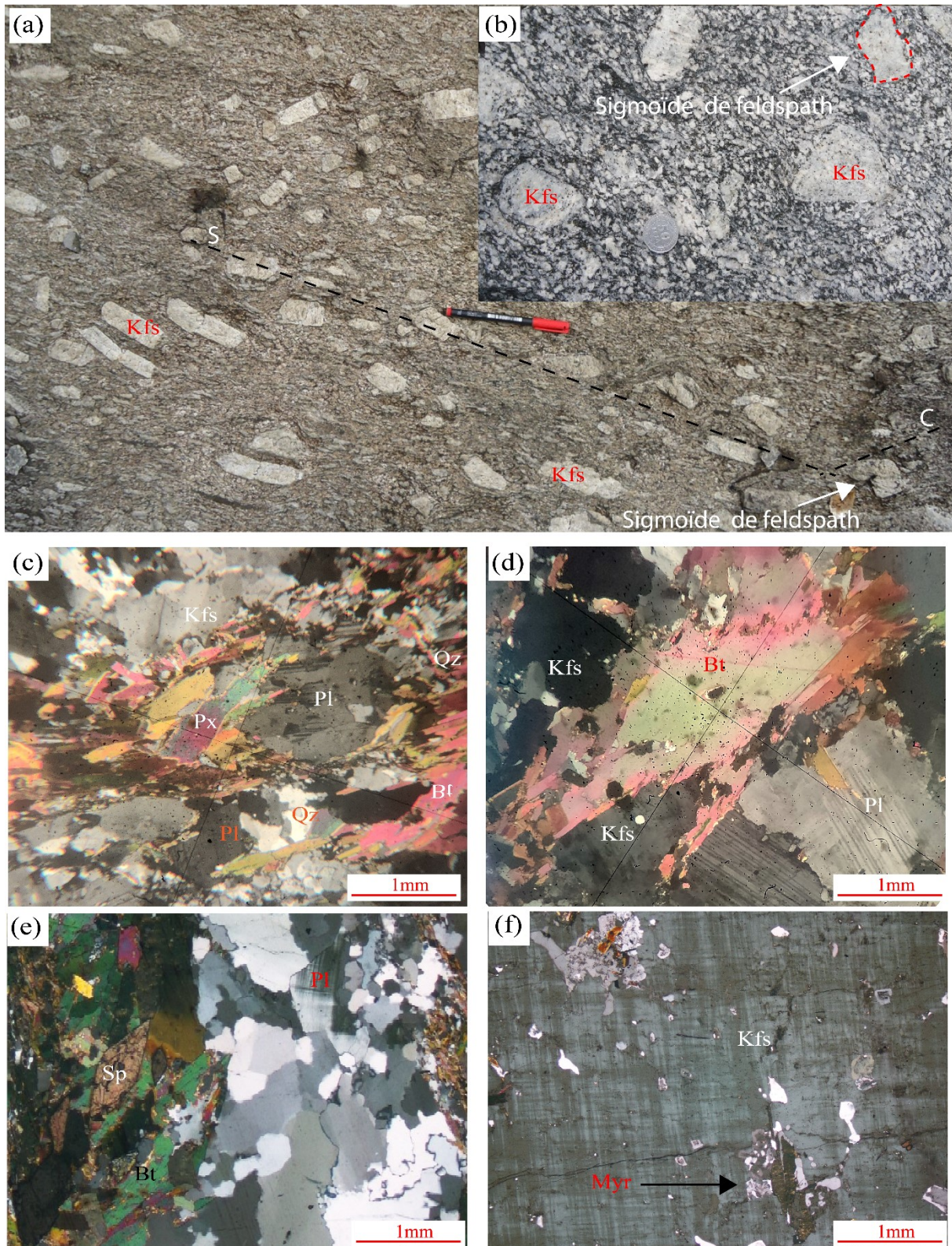
- **Le plagioclase (40-45%)** est subatomorphe de dimension moyenne 1 mm de long. Il est en association fréquente avec les feldspaths potassiques et le quartz et renferme des inclusions d'oxydes opaques. Tout comme les feldspaths alcalins, les phénocristaux de plagioclase présentent des granulations de bordures.

- **Le feldspath potassique (15-20%)** est l'orthose. Il est subautomorphe à xénomorphe taille variable. Les cristaux de feldspath sont fréquemment perthitiques et renferment des inclusions de biotite et de quartz. Certains mégacristaux de feldspath présentent des granulations de bordure constitué de quartz en tandis que d'autres sont fracturés, et ces fractures sont remplies de petits grains de quartz (Fig. 15d). Au contact du quartz, les cristaux de feldspaths alcalins montrent le développement des myrmékites (Fig. 15f).

- **Le quartz (15 - 25%)** est xénomorphe présentant deux habitus. Il s'agit du quartz en rubans et en grains. Les rubans sont de taille variable, comprise entre 1 et 3 mm de grand axe et sont plus représentés dans la roche comparativement aux cristaux en grains (Fig. 13d). Le quartz en grains est infra-millimétrique et se rencontre de préférence à la bordure des mégacristaux de feldspath formant ainsi les granulations de bordure. Certains cristaux de quartz se rencontrent en inclusion dans les feldspaths tandis que d'autres colmatent les microfractures intracristallins (Fig. 15d).

- **La biotite (5%)** apparaît dans la roche sous forme de cristaux de taille variable. Les petits cristaux sont de taille micrométrique (3  $\mu\text{m}$ ) et les gros cristaux sont millimétriques (0,5–

1 mm). La biotite est en association fréquente avec l'amphibole et certains cristaux forment des granulations de bordure autour des cristaux de feldspath alcalin.



**Figure 15.** Aspects macroscopique et microscopique des granodiorites de Deng-Deng. a) Affleurement en dalles. Notez l'abondance des phénocristaux de feldspath ; b) Détail de l'échantillon ; c) texture protomylonitique ; d) Association minérale Kfs+Pl+Bt. e) Cristaux automorphes de sphène ; f) Développement des myrmekites au contact des feldspaths alcalins.

- *L'amphibole (<2%)* est une hornblende verte. Elle est xénomorphe de taille atteignant parfois 2 x 2 mm et en association fréquente avec la biotite et le plagioclase.

- *Le pyroxène (<2%)* est xénomorphe et subautomorphe. La taille des cristaux est comprise entre 0,5 et 1mm de long. Certains cristaux montrent par endroit un début d'altération en hornblende et couramment en inclusion dans le feldspath potassique. Les cristaux de pyroxène sont disséminés dans la roche et sont en association avec le plagioclase et les minéraux opaques.

- *Le sphène* est sub-losangique de taille est comprise entre 0,1 et 1 mm (Fig. 15e). Certains cristaux de sphène renferment des minéraux opaques tandis que d'autres sont généralement en inclusion.

- *Les minéraux opaques* sont des petits cristaux automorphes en inclusion dans d'autres minéraux.

### III.1.2. Monzogranites

Les monzogranites affleurent en dalles dans la localité de Deng-Deng. La roche est grenue et finement cristallisée. À l'affleurement, la roche est de couleur gris claire et présentent des grands cristaux de feldspaths. Ces feldspaths sont soit ovoïdes, sigmoïdes ou encore en poisson et sont allongés et préférentiellement. Les ferromagnésiens sont de taille millimétrique. Les minéraux visibles sont les feldspaths, le quartz et la biotite (Fig. 16a).

Au microscope, la roche présente une texture grenue à tendance cataclastique composée de quartz, de feldspath alcalin, de plagioclase et de biotite (Fig. 16b). À ces minéraux essentiels s'ajoutent le sphène et les minéraux opaques représentant la phase accessoire.

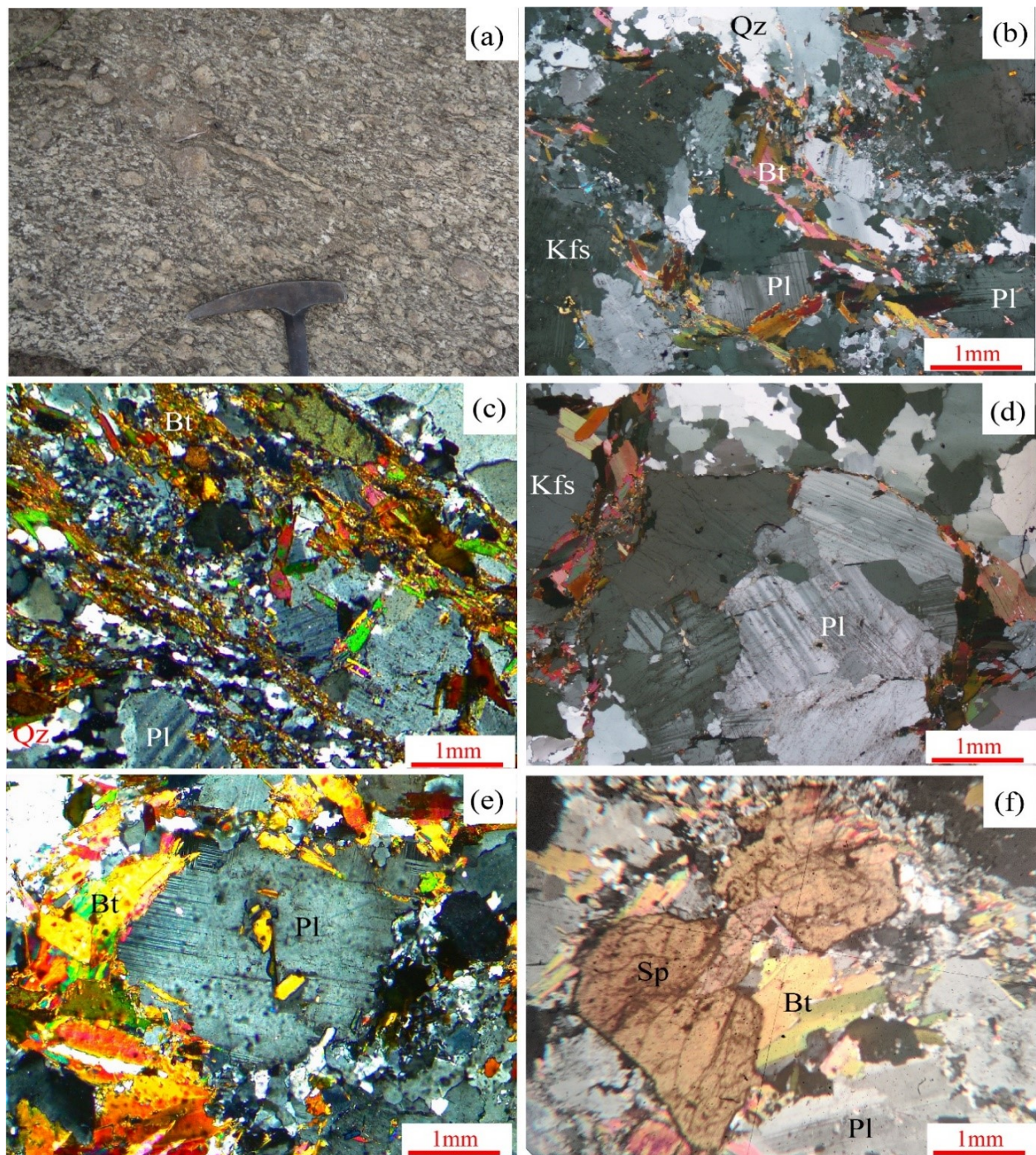
- *Le quartz (10-15 %)* est subautomorphe à xénomorphe de taille pouvant atteindre 1,6 mm de grand axe. Les grands cristaux de quartz sont fréquemment associés aux feldspaths, tandis que les petits cristaux sub-automorphes sont souvent regroupés autour du plagioclase. Ils sont pour la plupart à extinction roulante (Fig. 16b).

- *Le feldspath alcalin (15-20%)* est représenté ici par l'orthose se présente sous forme de larges plages subautomorphes à automorphes, associés au quartz. Les plus gros atteignent parfois 1,5 mm de long et dépassent parfois 0,93 mm de petit axe. Certains cristaux de feldspaths potassiques renferment des inclusions de minéraux opaques (Fig. 16b).

- *Le plagioclase (40-45%)* est sub-automorphes de taille variable comprise entre 1 x 0,5 mm et 1,25 x 1,8 mm. Certains cristaux de feldspaths potassiques présentent macles mécaniques en biseau (Fig. 16d) tandis que d'autres se présentent des exsolutions de quartz en vermicules



ou en tâches sous forme de myrmékites. Certains cristaux de plagioclases sont sous forme de sigmoïdes indiquant que la roche a subi une déformation (Fig. 16d).



**Figure 16.** Aspects macroscopique et microscopique des monzogranites de Deng-Deng. a) Affleurement en dalles. Notez l'abondance des sigmoïdes de feldspath ; b et c) Texture grenue à tendance cataclastique ; d) Macle polysynthétique du plagioclase ; e) Amande de plagioclase de forme sigmoïde ; f) Cristaux xénomorphes de sphène

- **La biotite (10-15%)** se présente en lamelles de dimensions supérieures à 0,93 mm x 0,5 mm. Les lamelles de biotite sont dispersées dans la roche et sont fréquemment associées aux cristaux de quartz, de feldspath alcalin et de plagioclase (Figs. 16 c - d).

- **L'amphibole (<5%)** est subautomorphe et xénomorphe et peu abondants dans la roche. Certains cristaux d'amphiboles présentent des inclusions de biotite, de sphène, d'apatite et des minéraux opaques et montrent des déstabilisations en biotite

- **Le sphène** se présente sous forme ovoïdale ou losangique. Ce minéral est en association avec l'amphibole et la biotite. Quelques sections montrent des transformations en opaques. Il est aussi en inclusion dans la biotite et les plagioclases (Fig. 16f).

- **La séricite** est observé dans la roche sous forme xénomorphes de taille infra-millimétrique. Elle provient de l'altération du plagioclase le long des plans de macles.

## III.2. ENSEMBLE MÉTAMORPHIQUE

L'ensemble métamorphique est le moins représenté des deux ensembles lithologiques du secteur d'étude et comprend les gneiss à grenat et biotite, les gneiss à silicates calciques et les amphibolites.

### III.2.1. Gneiss à silicates calciques

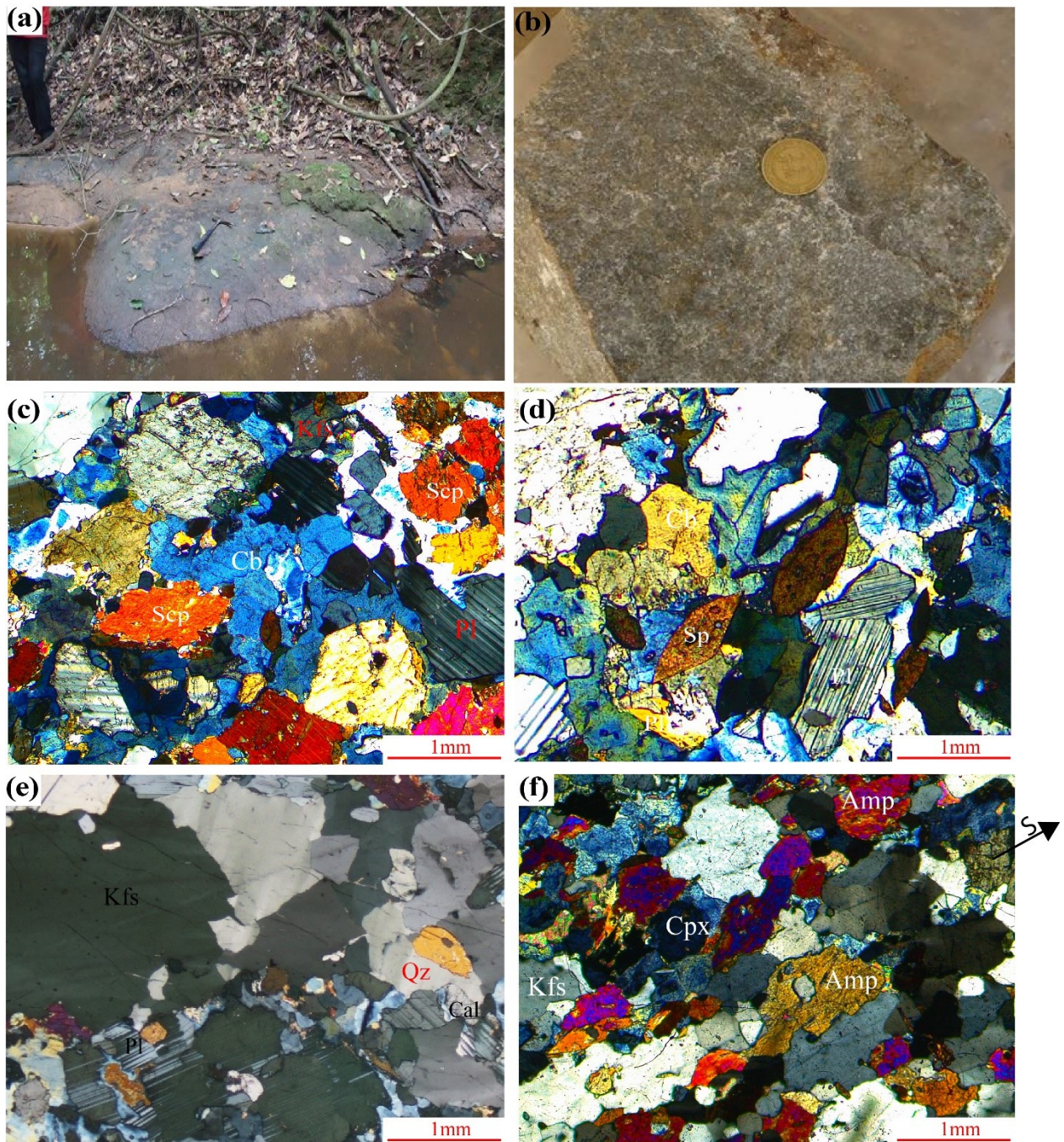
Les gneiss à silicates calciques affleurent en blocs d'environ 10 m de diamètre dans la localité de Goyoum (Fig. 17a), en bordure du fleuve Sanaga dans la localité de Deng-Deng (Fig. 12). La roche est massive et d'aspect gris sombre. Les minéraux visibles à l'œil nu sont le quartz et la biotite (Fig. 17b).

Au microscope, la roche présente une texture granoblastique hétérogranulaire composée de pyroxène, scapolite, quartz, feldspath, plagioclase, biotite, calcite, amphibole, sphène, zircon et de minéraux opaques (Fig. 17c).

- **La scapolite** forme de grands cristaux prismatiques (jusqu'à 3mm) occupant pour la plupart les espaces interstitiels entre les pyroxènes. Dans certains endroits, la scapolite est remplacée par du plagioclase, de la calcite et de petites quantités de quartz (Fig. 17d).

- **Le quartz** forme des individus polycristallins, sub-automorphes et de taille variable (0,5 à 1,17 mm).

- **Le feldspath potassique** est représenté par l'orthose. Il est subautomorphe et xénomorphe (Fig. 17e). Elle est en association fréquente avec le plagioclase.



**Figure 17. Aspects macroscopique et microscopique des gneiss à silicates calciques de Goyoum.** a) Affleurement en dalle ; b) Détail d'échantillon ; c & d) Microstructure granoblastique hétérogranulaire typique ; e) Transformation du plagioclase en scapolite ; f) Déstabilisation du pyroxène en amphibole.

- *Le plagioclase* est subautomorphes de taille comprise entre 0,20 mm et 1mm. Certains cristaux de plagioclase présentent des macles de Kink et d'autres se montrent des transformations partielles en scapolite (Fig. 17e). La plupart des sections sont perthitiques.

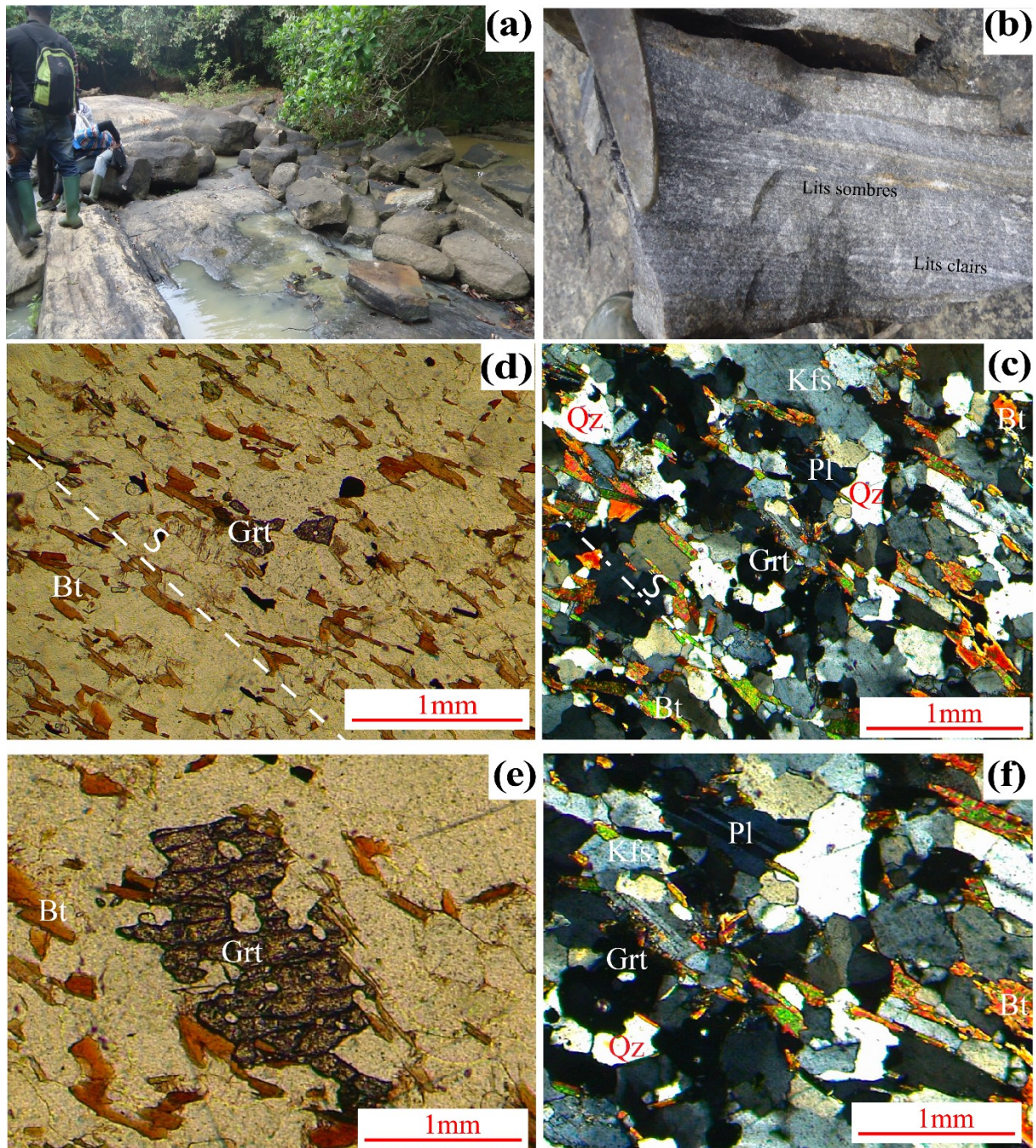
- **La biotite** se présente sous forme de lamelles millimétriques souvent en interstice entre les autres minéraux. Ces lamelles sont enchevêtrées entre elles et s'associent à la hornblende pour former de fins niveaux ferromagnésiens (Fig. 17e).
- **Le pyroxène** est représenté par le clinopyroxène (diopside). Elle se présente sous forme de cristaux xénomorphes de dimensions variables (0,6 mm × 0,8mm) et montre une déstabilisation en amphibole. Ces cristaux sont en association avec le quartz et le feldspath alcalin (Fig. 17f).
- **L'amphibole** est représentée par la hornblende verte de taille variable (de 1 à 3 mm). Certains cristaux d'amphiboles sont subautomorphes avec des inclusions de biotite, de sphène, d'apatite et s'associent à la biotite dans les niveaux ferromagnésiens (Fig. 17f).
- **La calcite** est présente sous forme xénoblastique de 0,1-1,2 mm avec des couleurs d'interférence vert pastel et rose de haut ordre et se trouve souvent à proximité d'amphibole et de clinopyroxène (Fig. 17e).
- **Les minéraux opaques** sont sous forme de petits cristaux automorphes rencontrés en inclusion dans les autres minéraux (biotite et plagioclase).
- **Le sphène** se présente sous plusieurs formes : ovoïde, losangique (Fig. 17d). Il est généralement en inclusion ou disséminé dans la roche.
- **Les zircons** sont en inclusions dans les clinopyroxène, amphibole et biotite.

### III.2.2. Gneiss à grenat et biotite

Les gneiss à grenat et biotite affleurent en blocs et en dalles le long du lit du fleuve Sanaga dans la localité de Mbaki II (Figs. 12 et 18a). L'aspect général de la roche est gris sombre. Les minéraux visibles à l'œil nu sont le quartz, la biotite et le grenat (Fig.18b).

Au microscope, la roche est finement rubanée et présente une texture granoblastique hétérogranulaire composée de quartz, du feldspath potassique, de la biotite, de plagioclase, du grenat et des minéraux opaques (Figs. 18 c - d).

- **Le quartz** est le minéral le plus représenté dans la roche. Il se présente soit sous forme de rubans, soit sous forme de grains. Les cristaux de quartz s'associent à ceux des feldspaths et de plagioclase pour former les niveaux clairs (Fig. 18c). La taille moyenne des rubans de quartz est de 1,5 mm de grand axe tandis que celle des grains est infra-millimétrique.
- **Le feldspath potassique** est sous forme de petits cristaux subautomorphes en association fréquente avec le quartz. La taille moyenne des cristaux de feldspaths est de 0,2 à 0,5 mm. Il forme avec les plagioclases et les granules de quartz de fins lits clairs.



**Figure 18.** Aspects macroscopique et microscopique gneiss à grenat et biotite de Mbaki II. a) Affleurement en dalles et en boules des gneiss à grenat et biotite dans le lit de la Sanaga à Mbaki 2 ; b) Vue de détail d'un échantillon de gneiss à grenat et biotite ; c & d) texture granoblastique et composition minéralogique des gneiss à grenat et biotite [LPA(C) et LPNA(D)] ; e) Poéciloblaste de grenat avec des inclusions de quartz et de biotite ; f) Assemblage minéral Grt+Qz+Kfs+Pl.

- *Le plagioclase* est sub-automorphes de taille variable pouvant atteindre 0,7 x 2 mm. Il est en association fréquente avec les feldspaths potassiques, le grenat et le quartz (Fig. 15f).

- **La biotite** est sous forme de lamelles. C'est le minéral ferromagnésien le plus abondant de la roche. La taille des lamelles est variable. Les plus grandes peuvent atteindre 2 mm de grand axe, tandis que les petites font  $0,2 \times 0,5$  mm. La biotite forme des minces lits (Fig. 18c). Certains cristaux renferment des inclusions de minéraux opaques.

- **Le grenat** se présente sous formes de cristaux soit allongés, soit arrondis (0,14mm x 0,3mm à 0,7mm x 0,80mm), associés à la biotite pour former les lits de ferromagnésiens. Il est fracturé et parfois très broyé et les fissures sont colmatées par de fins cristaux de quartz et biotite.

- **Les minéraux opaques** sont sous forme de petites plages subautomorphes disséminées dans la roche. Toutefois l'on rencontre certains cristaux en inclusion dans le plagioclase et le grenat.

### III.2.2. Amphibolites

Les amphibolites affleurent soit en poches lenticulaires (Fig. 19), soit en bande de 20 à 30 cm dans les granodiorites de Deng-Deng. Le plus grand axe de ces amphibolites en poches lenticulaires varie de 10 cm à 1 m tandis que le petit axe varie de 5 cm à 50 cm. Leur mode d'affleurement n'a pas favorisé leur échantillonnage, ce type n'a pas été étudié dans ce travail.



**Figure 19.** Aspect macroscopique des amphibolites de Deng-Deng.

Les différentes caractéristiques pétrographiques du secteur de Deng-Deng sont résumées dans le tableau 4.

**Tableau 4.** Caractéristiques pétrographiques du secteur de Deng-Deng

<b>Types pétrographiques</b>	<b>Microstructures</b>	<b>Associations minérales</b>
Monzodiorites à quartz	<i>Grenue</i>	$Qz+Kfs+Pl+Bt$
Granodiorite	<i>protomylonitique</i>	(1) $Qz+Kfs+Pl+Px$ (2) $Qz+Kfs+Pl+Px+Bt+Hbl$
Monzogranite	grenue à tendance cataclastique	$Qz+Kfs+Pl+Bt$
Gneiss à silicates calciques	<i>Granoblastique hétérogranulaire</i>	(1) $Cpx+scp+Pl$ : <i>Faciès granulite</i> (2) $Cpx + Kfs + Amp$ : <i>Faciès amphibolite</i>
Gneiss à grenat et biotite	<i>Granoblastique hétérogranulaire</i>	$Grt+Kfs+Pl+Qz$ : <i>Faciès amphibolite</i>
Amphibolite	/	/

### **Conclusion**

L'étude pétrographique de la localité de Deng-Deng nous a permis de mettre en exergue six principaux types lithologiques appartenant aux ensembles métamorphique (gneiss à grenat et biotite, gneiss à silicate calcique et amphibolites) et magmatique (granodiorites, monzodiorite à quartz et des monzogranites). Les roches de l'ensemble métamorphique présentent des textures granoblastiques hétérogranulaires avec des assemblages typiques du faciès granulite et du faciès amphibolite et ceux de l'ensemble magmatique présentent des textures protomylonitique, grenue et grenue à tendance cataclastique.

**CHAPITRE IV.**  
**ÉTUDE STRUCTURALE**



## Introduction

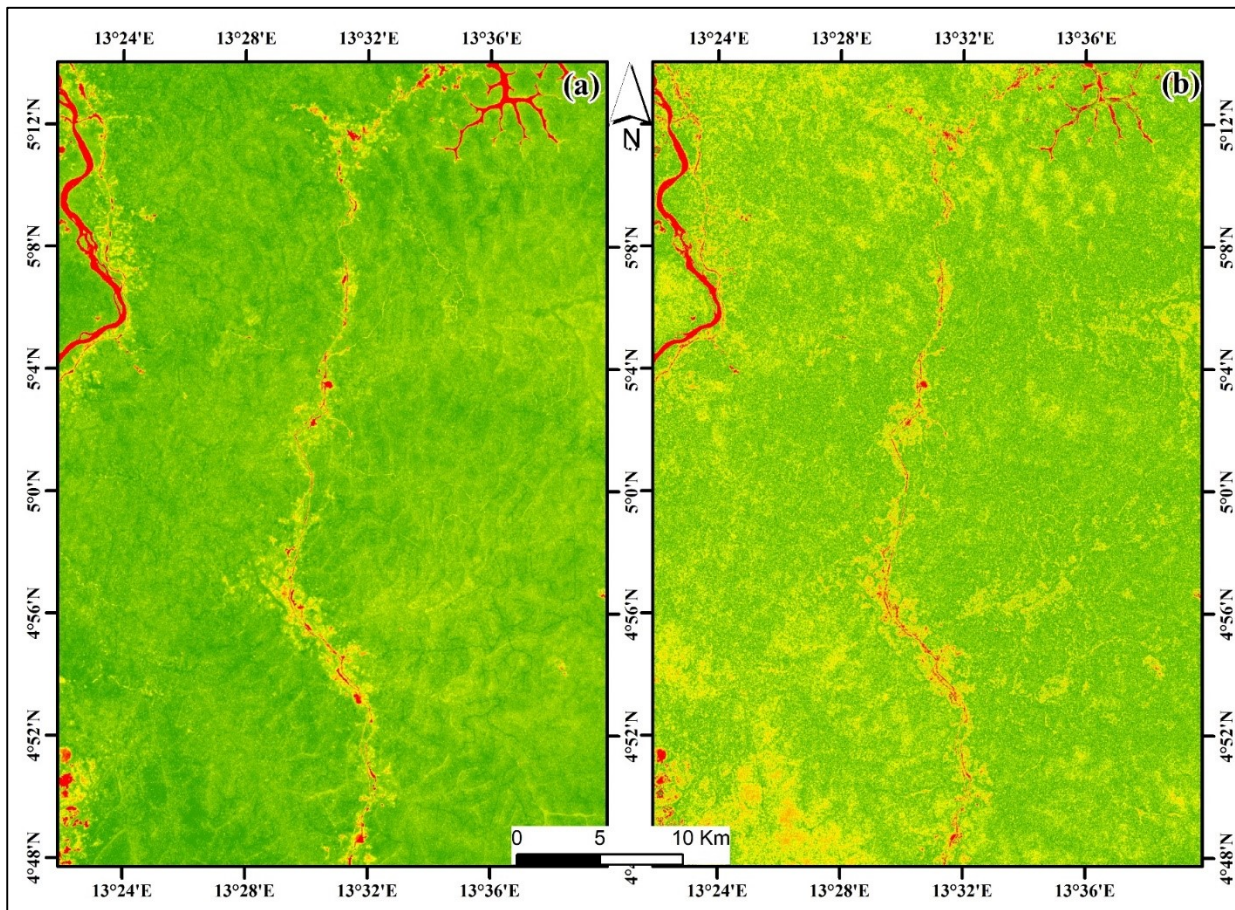
Le présent chapitre analyse la déformation qui a affectée les formations géologiques du secteur de Deng-Deng tout en intégrant des observations à différentes échelles notamment mégascopique, mésoscopique, macroscopique et microscopique. À l'échelle régionale, l'analyse morphostructurale a permis de mettre en évidence la relation entre les formes de paysage, la lithologie et les grandes structures géologiques. L'analyse structurale aux échelles mésoscopique et microscopique vise non seulement le démêlage mais aussi la caractérisation des différents épisodes de déformation dans le secteur d'étude, ceci à travers l'étude géométrique, cinématique et chronologique détaillée des éléments structuraux. Les résultats attendus visent une meilleure compréhension de l'architecture de la région de Deng-Deng en vue de son intégration dans l'évolution tectonique de la CPNE. Les projections stéréographiques illustrées dans ce chapitre sont construites dans l'hémisphère inférieur du canevas de Schmidt.

### IV.1. ANALYSE MORPHO-STRUCTURALE

L'approche morpho-structurale est abordée dans ce travail à travers ses volets orographique et hydrographique aussi bien sur les cartes topographiques que sur les images satellitaires.

La carte des unités géomorphologiques (Fig. 2) couplée à la carte orographique (Fig. 1C) et de pente (Fig. 4) met en évidence la prédominance de reliefs élevés sur la partie nord et sur la bordure est, et des dépressions sur la partie sud-ouest. Ces dépressions sont soulignées par les cours d'eau *Mbolo*, *Dido*, *Akidi* de direction moyenne NNE-SSW, et *Gèndi* de direction moyenne NNW-SSE et de la Sanaga de direction NE-SW. Ceci fait état de ce que le type de relief existant dans le secteur d'étude est l'aplanissement en pente forte à douce de l'extrême Est à l'Extrême Ouest.

La suppression de la réflectance de la végétation a été appliquée avec succès sur les images multispectrales (Landsat 8) en appliquant l'algorithme de Crippen et Blom (2001), permettant ainsi de mieux cartographier les structures géologiques. La performance de l'approche de la méthode a été vérifiée à l'aide de deux critères à savoir une image en fausses couleurs (en appliquant une analyse visuelle) et l'indice de végétation par différence normalisée (NDVI). On peut observer une épaisse couverture végétale sur l'image originale (Fig. 20a), par rapport à l'image traitée (Fig. 20b).

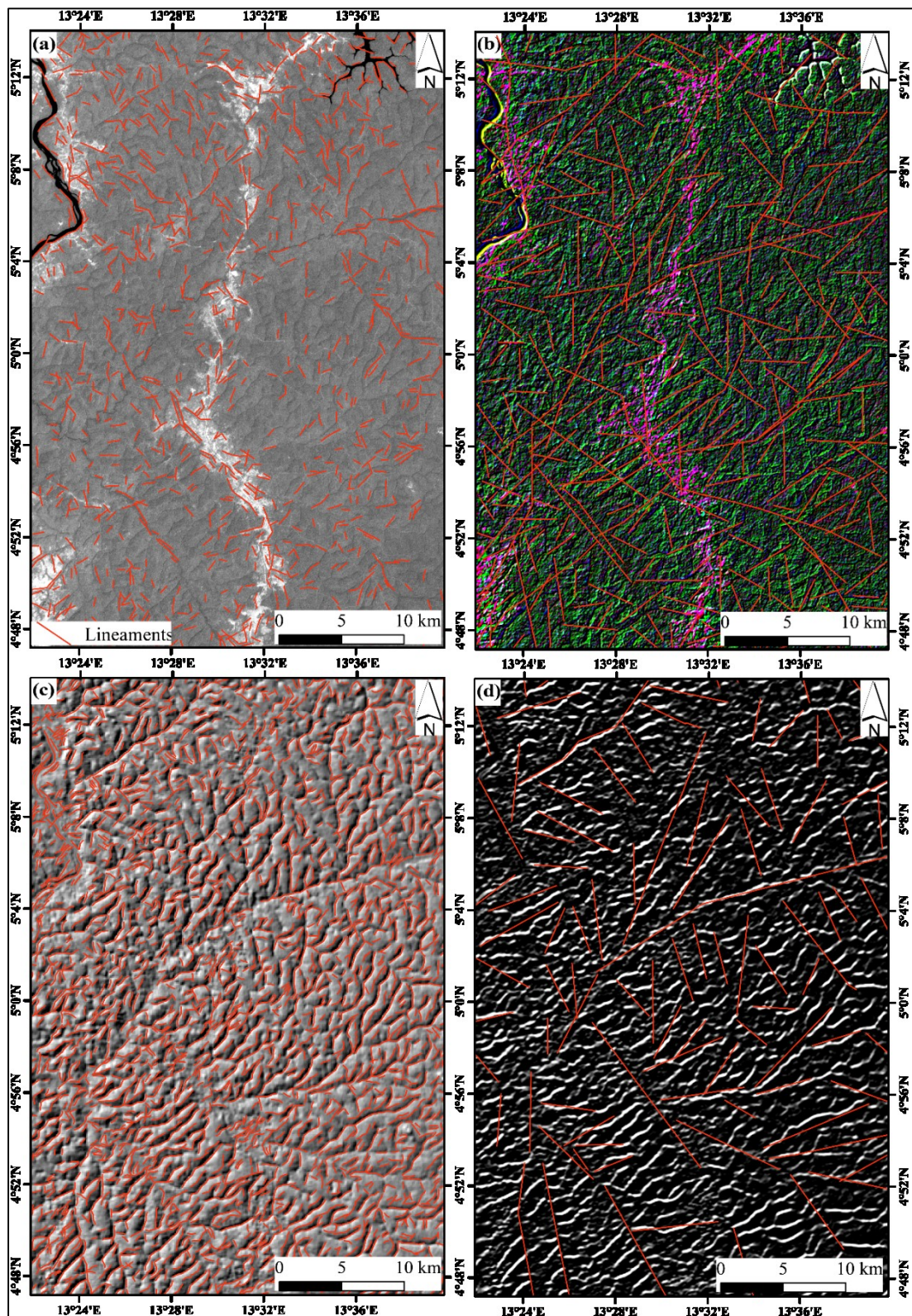


**Figure 20.** Indice de végétation par différence normalisée (NDVI). (a) Image Landsat-8 Oli brute ; (b) Image Landsat-8 Oli après suppression de la réflectance de la végétation.

Les techniques de prétraitement d'images telles que le calibrage radiométrique et la correction atmosphérique appliquées sur les images Landsat-8 obtenue après suppression de la réflectance de la végétation ont permis l'amélioration du contraste pour les rendre plus expressives et adaptés à une analyse plus approfondie. L'application des méthodes de traitement sur les images Landsat 8 (ACP et filtrage) et SRTM (relief ombragé) du secteur d'étude (Figs. 21 a - d) a permis d'obtenir une carte des linéaments de la zone d'étude (Fig. 22a).

L'extraction automatique a été réalisée en utilisant les valeurs optimales des paramètres définis (Tableau 2). Les informations statistiques (Fig. 22) montrent 1413 et 2989 linéaments géologiques identifiés et extraits des images Landsat-8 et SRTM respectivement. Selon les statistiques, les valeurs de la longueur des linéaments automatiques vont de 600m à 2668 m et de 528m à 6582m pour Landsat et SRTM respectivement (Figs. 22a - c). Pour l'extraction de manuel, les valeurs varient entre 1225 m et environ 24917 m pour l'image Landsat 8 (Fig. 22b), tandis que les valeurs pour les images SRTM varient entre 1355 m et environ 25847 m (Fig.

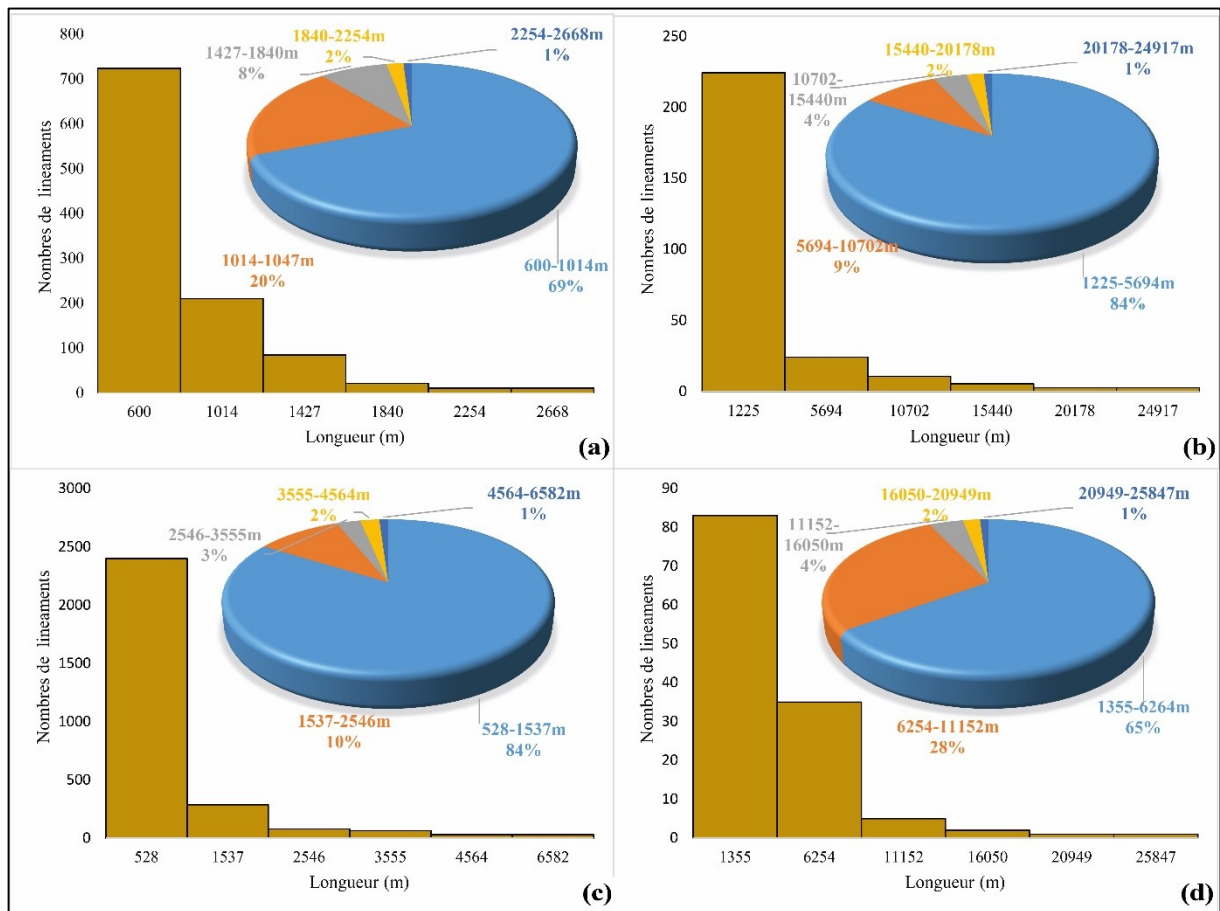
22d). Les longueurs de linéaments les plus abondants sont compris entre 528 et 1537 m, soit jusqu'à 24,50% du nombre total de linéaments extraits automatiquement.



**Figure 21.** Images Landsat-8 Oli de la zone d'étude avec les principaux linéaments identifiés.

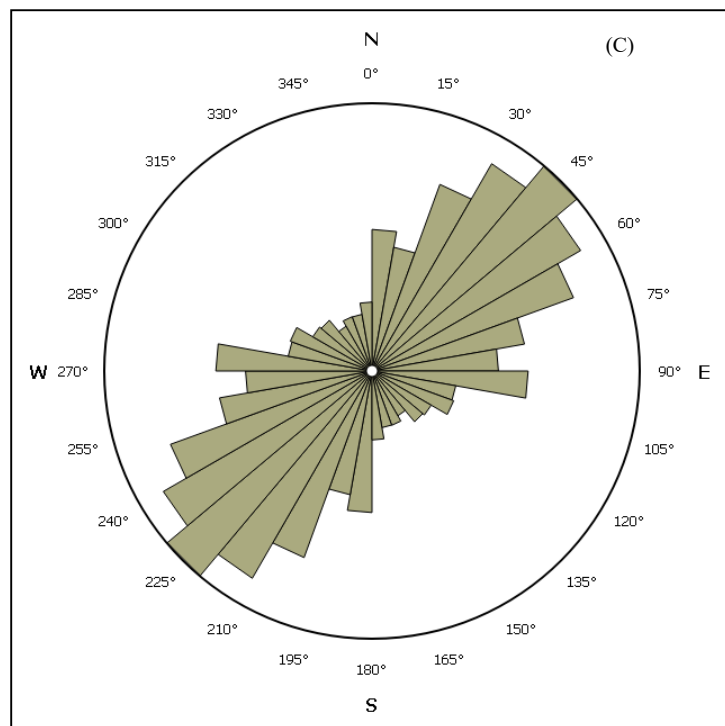
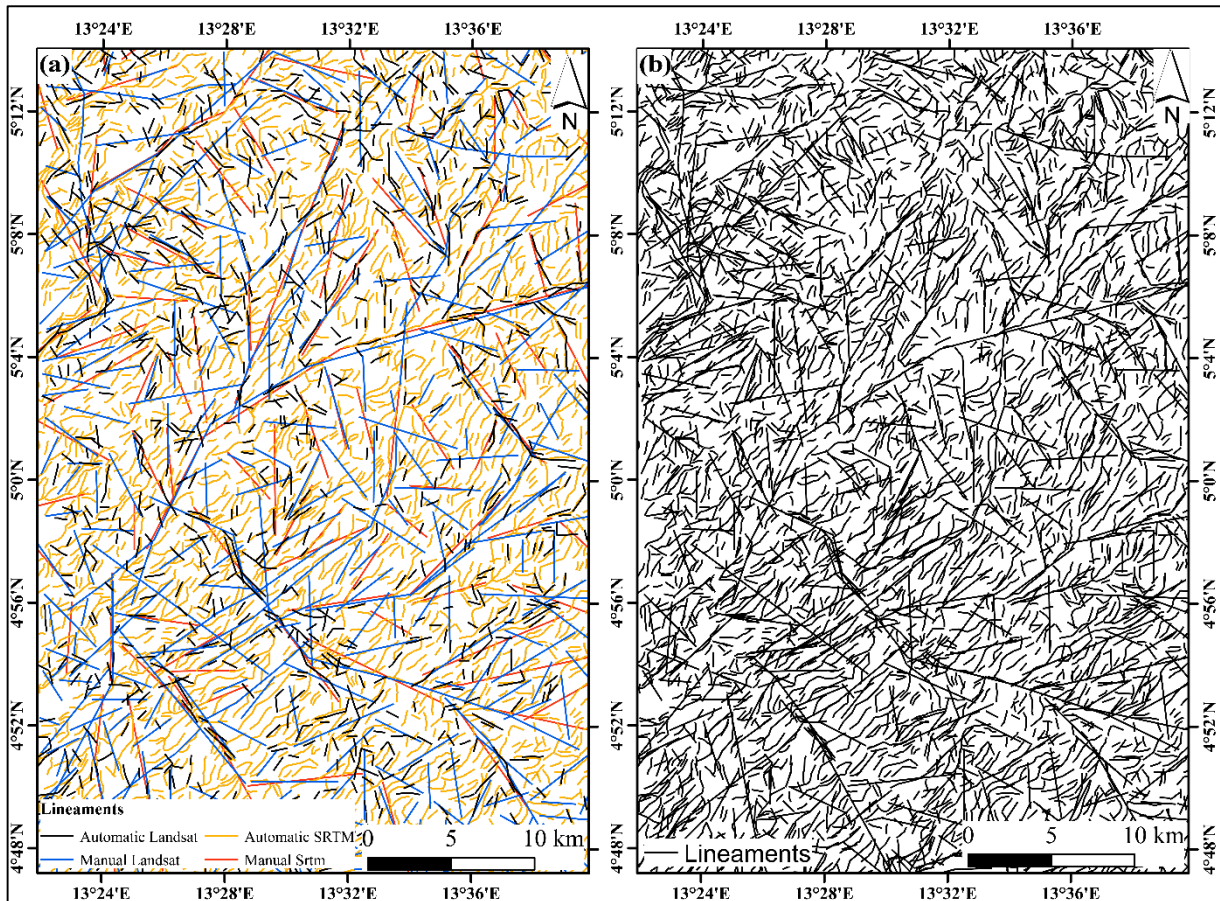
(a) Analyse en composantes principales ; (b) Filtre gradient (Yesou et al., 1993) ; (c&d) Relief ombragé du STRM.

Les longueurs cumulées des linéaments les plus dominants se situent entre 1225 m et 5694 m (223) pour le Landsat 8 OLI ; 1355 m et 6264 m (82) pour le SRTM qui couvrent respectivement 84% et 65% du nombre total de linéaments extraits manuellement (Fig. 22).



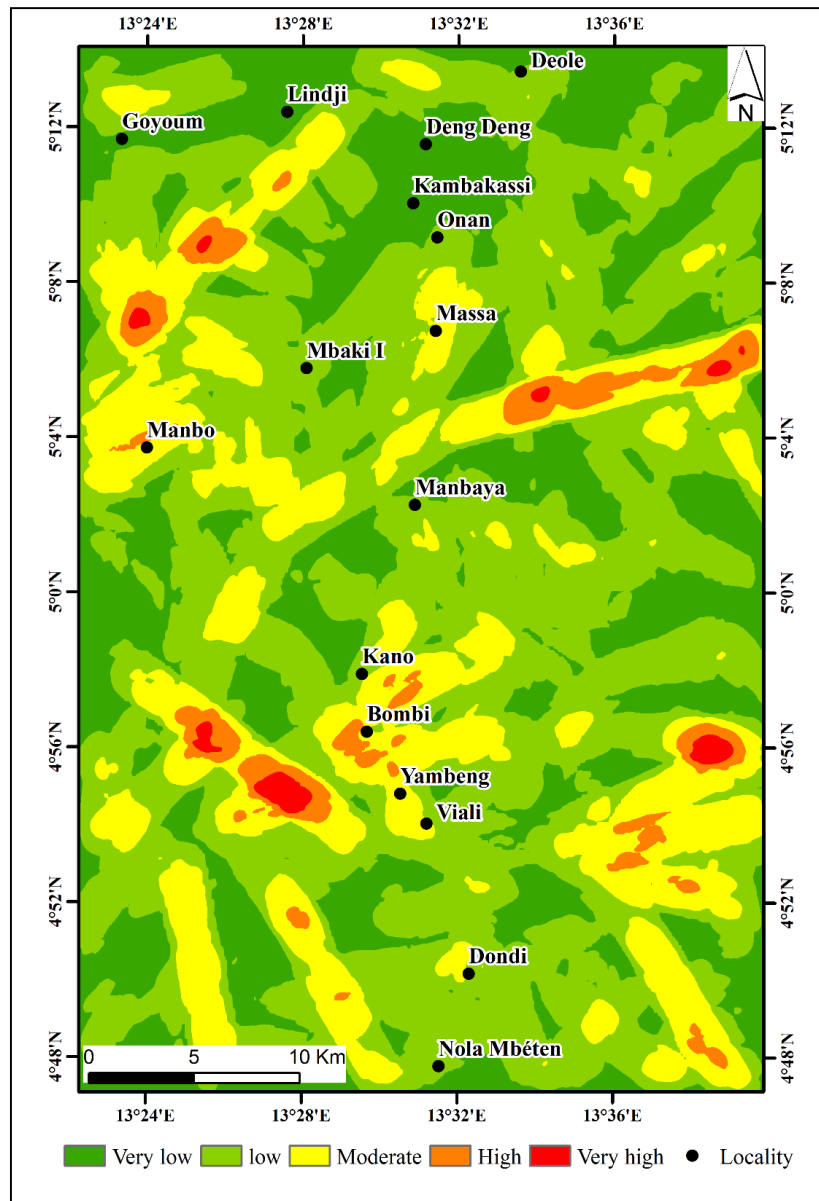
**Figure 22.** Histogrammes montrant la distribution des linéaments par rapport à la longueur et leur pourcentage à partir des images Landsat et SRTM, respectivement. (a, c) Linéaments automatiques; (b, d) Linéaments manuels.

Les linéaments issus des différents traitements ont été superposés (Fig. 23a), il en ressort de cette superposition un total de 4402 linéaments. La validation du résultat final présenté sur la carte des linéaments (Fig. 23b) a été effectuée visuellement par confrontation aux différents documents géo-scientifiques disponibles et sur le terrain. Il en ressort après cette validation un total de 4000 linéaments, suggérant une suppression de 402 linéaments qui correspondraient soit à des linéaments dupliqués, soit aux routes. Leurs tailles sont variables, allant de 528 à 25847 m avec une moyenne 1335m. La carte de linéaments (Fig. 23c) ci-dessus apparaît polymodale. En effet, trois familles majeures d'orientation de linéaments rectilignes ont été enregistrées sur nos images interprétées : NE-SW (N20-70), NW-SE (N110-130) et N-S (N170-180).



**Figure 23.** (a) Carte des lineaments superposés [Linéaments automatiques et manuels (Srtm et Landsat)] ; (b) Carte finale des linéaments du secteur d'étude ; (c) Rosace montrant la distribution des linéaments de télédétection de la région de Deng-Deng.

La carte de densité des linéaments (Fig. 24) a été obtenue à partir la carte finale des linéaments (Fig. 23b) grâce à l’outil « *Line density* » présent dans le logiciel Arcmap et subdivisé en cinq (05) classes. Il s’agit des densités de classe très faible (0-1,79 km/km<sup>2</sup>), faible (1,79-3,58 km/km<sup>2</sup>), modérée (3,58-5,37 km/km<sup>2</sup>), élevée (5,37-7,16 km/km<sup>2</sup>) et très élevée (7,16-8,95 km/km<sup>2</sup>).



**Figure 24.** Carte de densité de linéaments dans le secteur de Deng-Deng

Le variogramme expérimental des longueurs cumulées des linéaments (CL) est structuré (Fig. 25), ce qui montre que le déploiement spatial des linéaments n'est pas aléatoire. Les paramètres de régionalisation sont déterminés à partir du modèle exponentiel et l'expression générale du premier variogramme élémentaire est représentée par l'équation (4) ci-dessous. L'effet pépité représente 12% de la dispersion totale au niveau des linéaments.

$$\gamma_1(h) = 0.2 + 7.1 \times \left[ 1 - \exp\left(\frac{-3h}{2.1}\right) \right] \quad (4)$$

Le variogramme des linéaments est multi-structuré avec trois palier, déterminées, respectivement, à la distance  $a_1 = 2,2$  km ;  $a_2 = 5,2$  Km ;  $a_3 = 8,1$  km. La portée maximale est de 8,1 km. La structuration des réseaux de linéaments est donc importante. La présence de différents plateaux traduit l'existence de plusieurs niveaux de corrélation. Cela mettrait en évidence une imbrication de certaines structures, à différentes échelles.

Les paramètres de régionalisation sont déterminés à partir du modèle exponentiel et l'expression générale du premier variogramme élémentaire est représentée par l'équation (4) ci-dessous. L'effet pépité représente 12% de la dispersion totale au niveau des linéaments.

$$\gamma_1(h) = 0.2 + 7.1 \times \left[ 1 - \exp\left(\frac{-3h}{2.1}\right) \right] \quad (4)$$

Le variogramme des linéaments (Fig. 25) est structuré avec trois palier, déterminés, respectivement, à la distance  $a_1 = 2,2$  km ;  $a_2 = 5,2$  Km ;  $a_3 = 8,1$  km. La portée maximale est de 8,1 km. La structuration des réseaux de linéaments est donc importante. La présence de différents plateaux traduit l'existence de plusieurs niveaux de corrélation. Cela mettrait en évidence une imbrication de certaines structures, à différentes échelles.

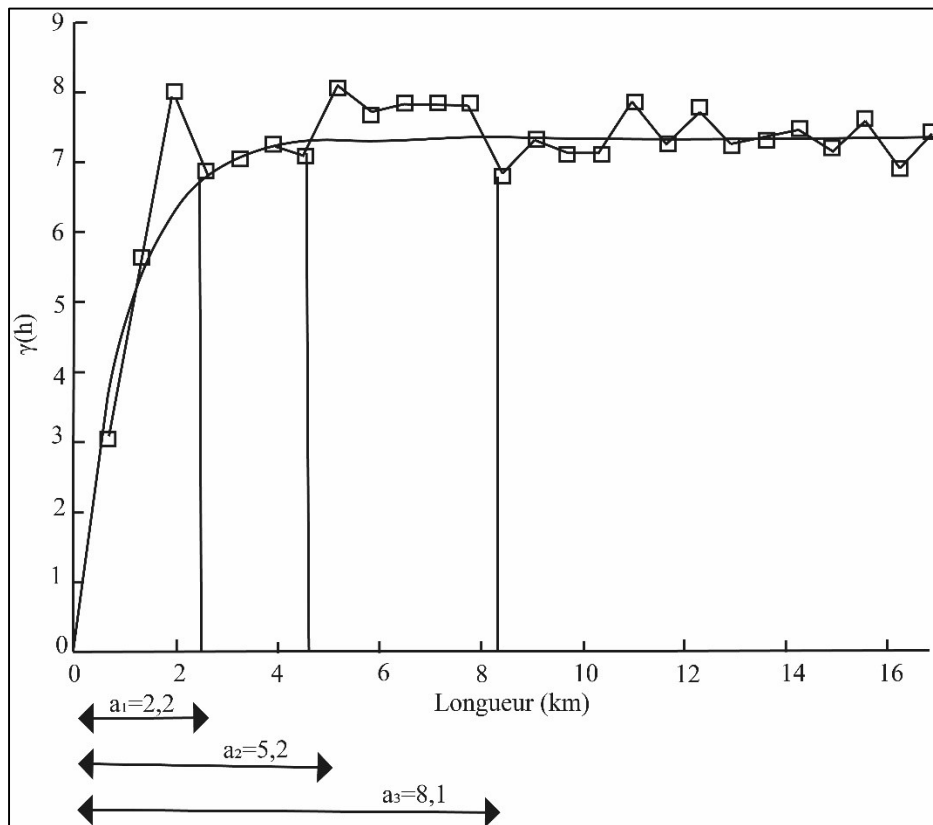


Figure 25. Variogramme des linéaments

## IV.2. ANALYSE STRUCTURALE

L'étude de la déformation abordée dans cette section analyse et décrit les différents éléments structuraux qui ont affecté les ensembles lithologiques de notre secteur d'étude. Les observations de terrain et l'étude pétrographique nous ont permis de mettre en évidence, à différentes échelles, plusieurs éléments structuraux, chacun ayant ses caractéristiques propres. L'analyse géométrique, cinématique et chronologique détaillée de ces structures permet de les regrouper en trois principales phases de déformation, dont les deux premières sont ductiles et associées à des recristallisations métamorphiques tandis que la dernière est essentiellement fragile. Les éléments structuraux recensés dans la localité de Deng-Deng sont des structures planaires (foliation, plan de cisaillement), structures linéaires (linéations minérales), des structures de volume (boudins) et des structures ubiquistes (diaclasses).

### IV.2.1. Analyse mésoscopique de la déformation

#### IV.2.1.1. Phase de déformation $D_1$

La phase de déformation  $D_1$  affecte se caractérise par : (1) des structures planaires (foliation  $S_1$ ), (2) des structures de volume (boudins  $B_1$ ) et (3) des structures linéaires notamment la linéation minérale  $Lm_1$ .

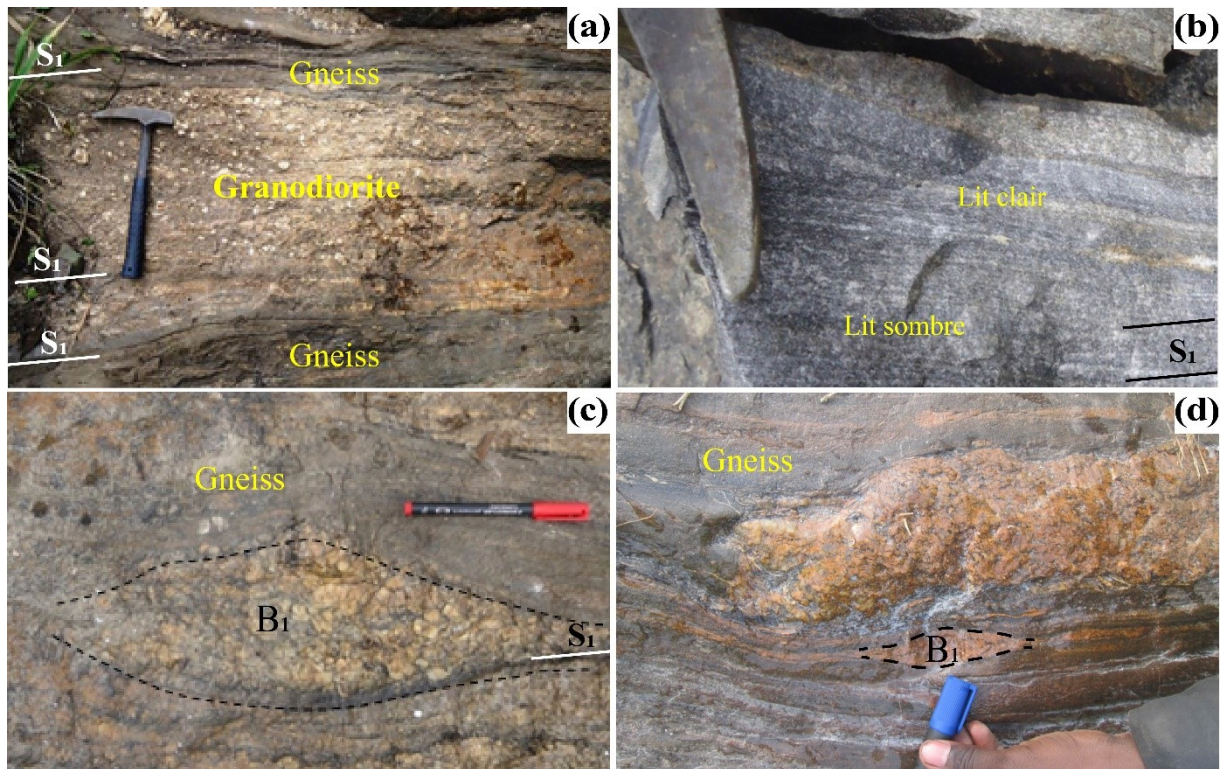
#### ❖ *La foliation $S_1$*

La foliation  $S_1$  identifiée dans le secteur d'étude est de deux types à savoir par rubanement lithologique et par litage compositionnel.

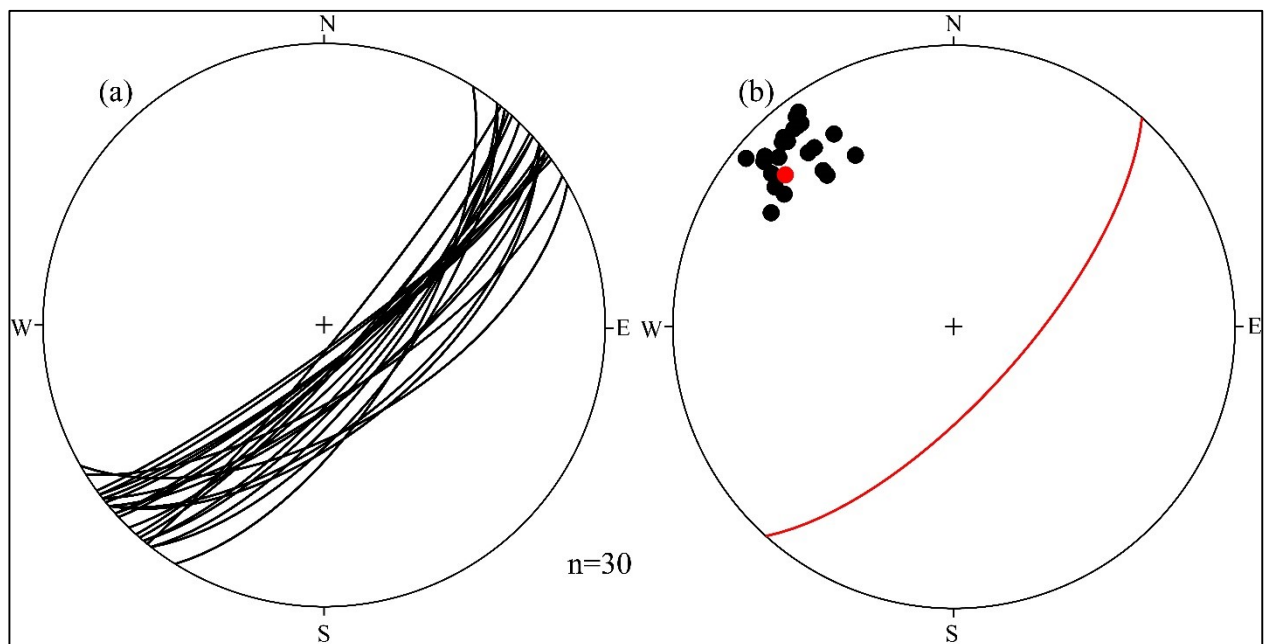
- *la foliation par rubanement lithologique* est soulignée par une alternance de bandes claires d'épaisseur centimétrique, de granodiorite avec de larges bandes (épaisseur décimétrique) sombres gneissiques. Ce type de foliation s'observe sur les affleurements de la région de Mbaki I (Fig. 26a). La schistosité associée y est soulignée par l'orientation préférentielle des cristaux de feldspath, de quartz et des ferromagnésiens.

- *la foliation par litage compositionnel* s'observe principalement dans les gneiss à grenat et biotite de la région de Mbaki II, elle est définie par (i) une alternance de lits clairs de quartz et de feldspath d'épaisseur millimétrique et de lits sombres riches en biotite d'épaisseur centimétrique (Fig. 26b), (ii) orientation préférentielle des cristaux de feldspath, de biotite et d'amphibole des lits. Quelques mesures d'attitudes des plans de foliation ont été prises sur l'affleurement de Mbaki II, la projection stéréographique de ces dernières montre une concentration des pôles des surfaces  $S_1$  dans le quadrant NW du stéréogramme (Fig. 27). Ce dernier (Fig. 27) montre que l'attitude moyenne des plans de foliation  $S_1$  dans le secteur d'étude est N042E70SE.





**Figure 26.** Structures de déformations de la phase  $D_1$ . a) Foliation par rubanement lithologique ; b) Foliation par litage compositionnel ; c&d) Boudin  $B_1$ .



**Figure 27.** Diagramme cyclographique et pôle de la foliation  $S_1$  de Mbaki II.

❖ *Les Boudins  $B_1$*  sont principalement observés dans la région de Mbaki I, où les niveaux quartzo-feldspathiques interstratifiés dans les bandes d'amphibolite sont boudinés ceci liés au contraste de compétence entre les différents niveaux de la roche soumise à une compression (Fig. 26c). Le grand axe de ces boudins est orienté suivant une direction moyenne N042E, avec

des dimensions comprises entre 50 cm et 3,5 m et 10 cm et 1,50 m pour le petit axe. Le rapport d'aspect grand axe sur petit axe est compris entre 1,86 et 2,91.

#### ❖ *Structures linéaires*

Les plans de foliation  $S_1$  portent des structures linéaires que sont les linéations minérales  $Lm_1$ . Les linéations minérales sont principalement marquées dans les gneiss où elles sont soulignées par l'alignement des cristaux de feldspath, de quartz et des lamelles de biotite.

*La phase de déformation  $D_1$  est matérialisée par une foliation  $S_1$  de direction moyenne N042E et pendage moyen 70 vers le SE, linéation minérale  $Lm_1$  et des boudins  $B_1$ . La prédominance des structures d'aplatissement indique un régime tectonique compressif au cours de la phase  $D_1$ .*

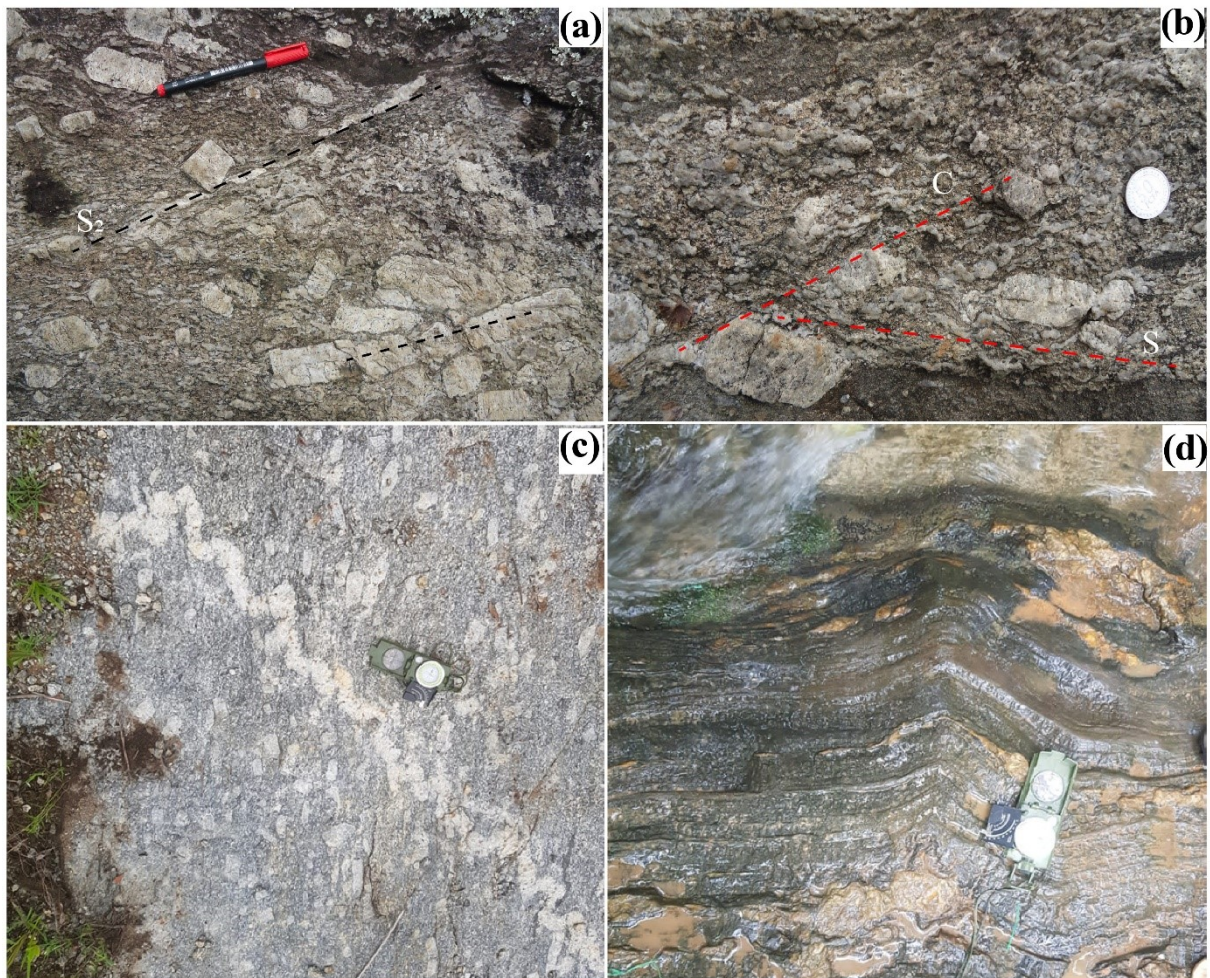
#### **IV.2.1.2. Phase de déformation $D_2$**

La phase de déformation  $D_2$  s'observe dans les granodiorites et les gneiss du secteur d'étude et est matérialisée par des structures telle que : la schistosité mylonitique  $S_2$ , les plis  $P_2$  et les structures S-C (Fig. 28).

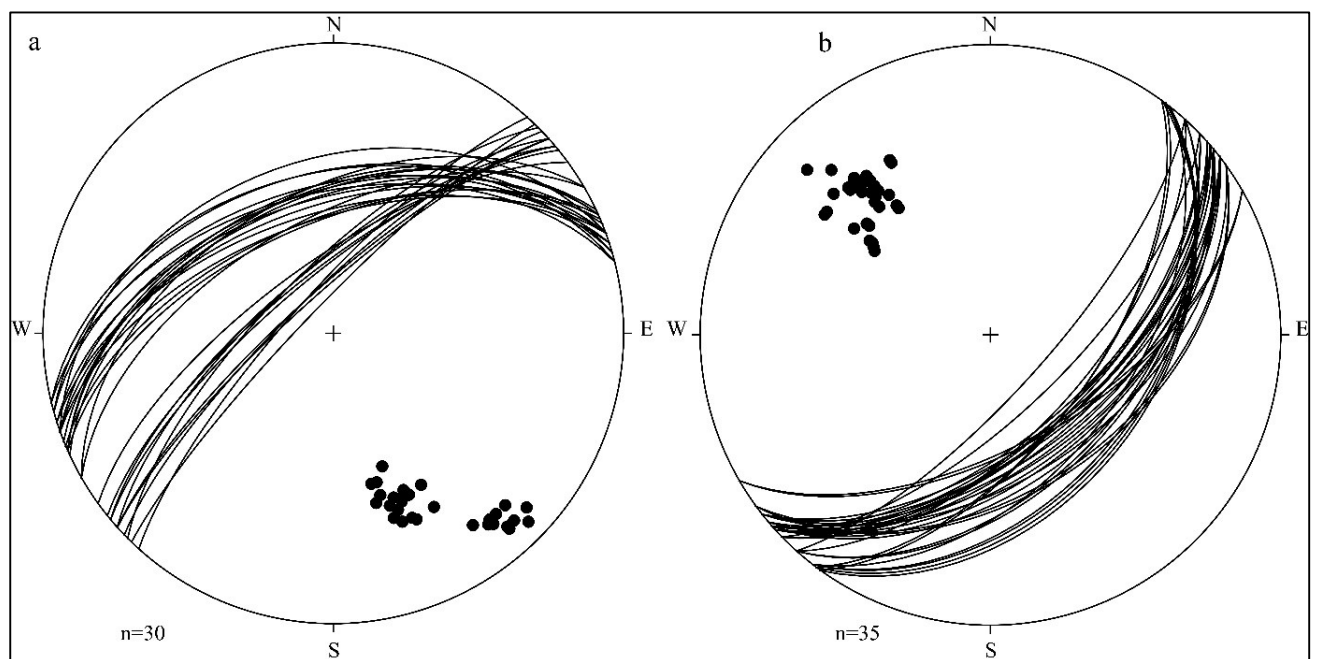
❖ *La schistosité  $S_2$*  s'observe dans les granodiorites et est soulignée par la disposition planaire et/ou par l'orientation préférentielle des sigmoïdes de feldspaths et des rubans de quartz (Fig. 28a). La projection stéréographique de la  $S_2$  montre une concentration des pôles dans le quart SE du stéréogramme, avec pour attitude moyenne N72E48NW pour la localité de Deng-Deng (Fig. 29a). Tandis la projection stéréographique de ceux de la localité de Mbaki II montre une concentration des pôles dans le quadrant NW du stéréogramme, l'attitude moyenne de ces plans étant N48E69SE (Fig. 29b). La schistosité  $S_2$  mylonitique montre une mise en zone et traduit ainsi la présence d'un pli à l'échelle régionale d'axe orienté N143E (Fig. 30).

❖ *Les structures S-C* sont observées dans les granodiorites. Elles sont caractérisées par des plans (S) parallèles à la  $S_m$  et formant avec les plans de cisaillement (C) un angle inférieur à 40° (Fig. 28b). Les plans de cisaillement (C) sont marqués par la disposition à l'oblique sur les plans de schistosité des paillettes de biotite et des cristaux de quartz (Fig. 28b). Ces plans (C) ont une direction moyenne de N45°E respectivement et évoluent en cisaillement senestro-dextre par endroit.

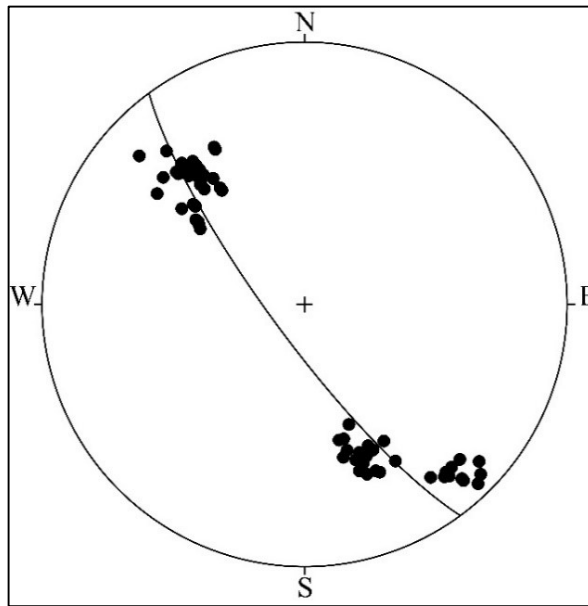
❖ *Le plissement* observé dans les granodiorites est contemporain à la mylonitisation ceci s'explique par la disposition de la  $S_m$  de façon parallèle à l'axe desdits plis (Fig. 28c), par conséquent il s'agit des plis  $P_2$ . Dans les gneiss par contre, la foliation  $S_1$  est repris par un plissement  $P_2$  caractérisés par l'ondulation des niveaux quartzo-feldspathiques qui alternent avec les niveaux ferromagnésiens (Fig. 28d).



**Figure 28.** Structures de déformations la phase D<sub>2</sub> dans les granodiorites. a) Schistosité S<sub>2</sub> mylonitique ; b) : Structure S-C ; c) Pli P<sub>2</sub> dans les granodiorites ; d) Pli P<sub>2</sub> dans les gneiss.



**Figure 29.** Diagrammes cyclographiques et pôles de la schistosité mylonitique S<sub>2</sub> des affleurements de Deng-Deng (a), Mbaki II (b).

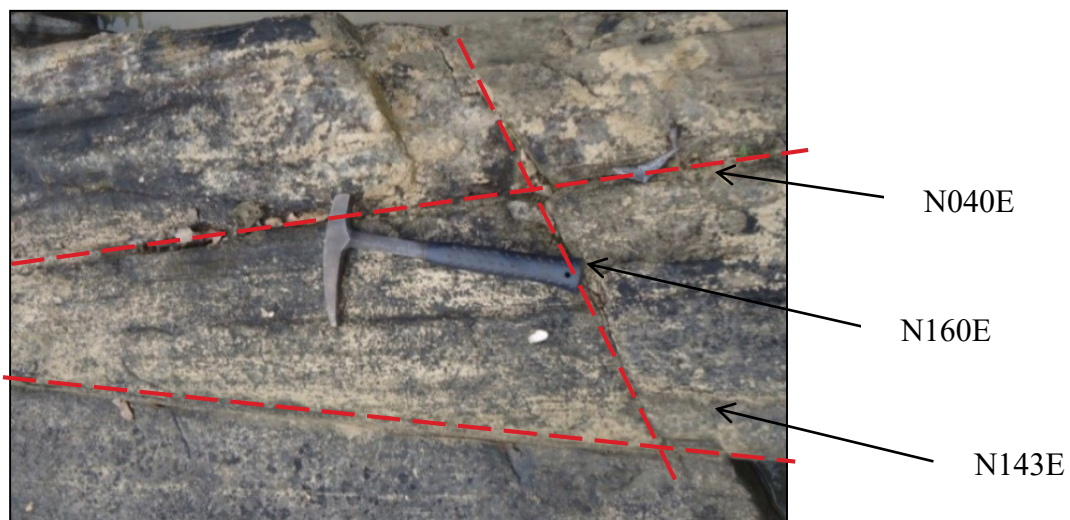


**Figure 30.** Stéréogramme synthétique des pôles des plans de schistosité  $S_2$  dans le secteur d'étude.

*La phase tectonique  $D_2$  se caractérise par une diversité structurale. En effet, au cours de cette phase de déformation, les structures qui y sont associées sont la schistosité mylonitique  $S_2$ , le pli  $P_2$  et la fabrique S/C traduisant ainsi un régime décrochant.*

#### **IV.2.1.3. Phase de déformation tardi- $D_2$**

La phase de déformation tardi- $D_2$  est essentiellement cassante, constituée de joints de toute sorte recoupant tous les éléments structuraux des phases précédentes notamment  $D_1$  et  $D_2$ . À Deng-Deng, les diaclases s'observent aussi bien dans les roches magmatiques et métamorphiques. Ils traduisent soit un retrait thermique (roche magmatique), soit d'un relâchement des efforts tectoniques (cas des roches métamorphiques). Quelques mesures ont été prises sur le terrain notamment N040E ; N143E ; N160E (Fig. 31).



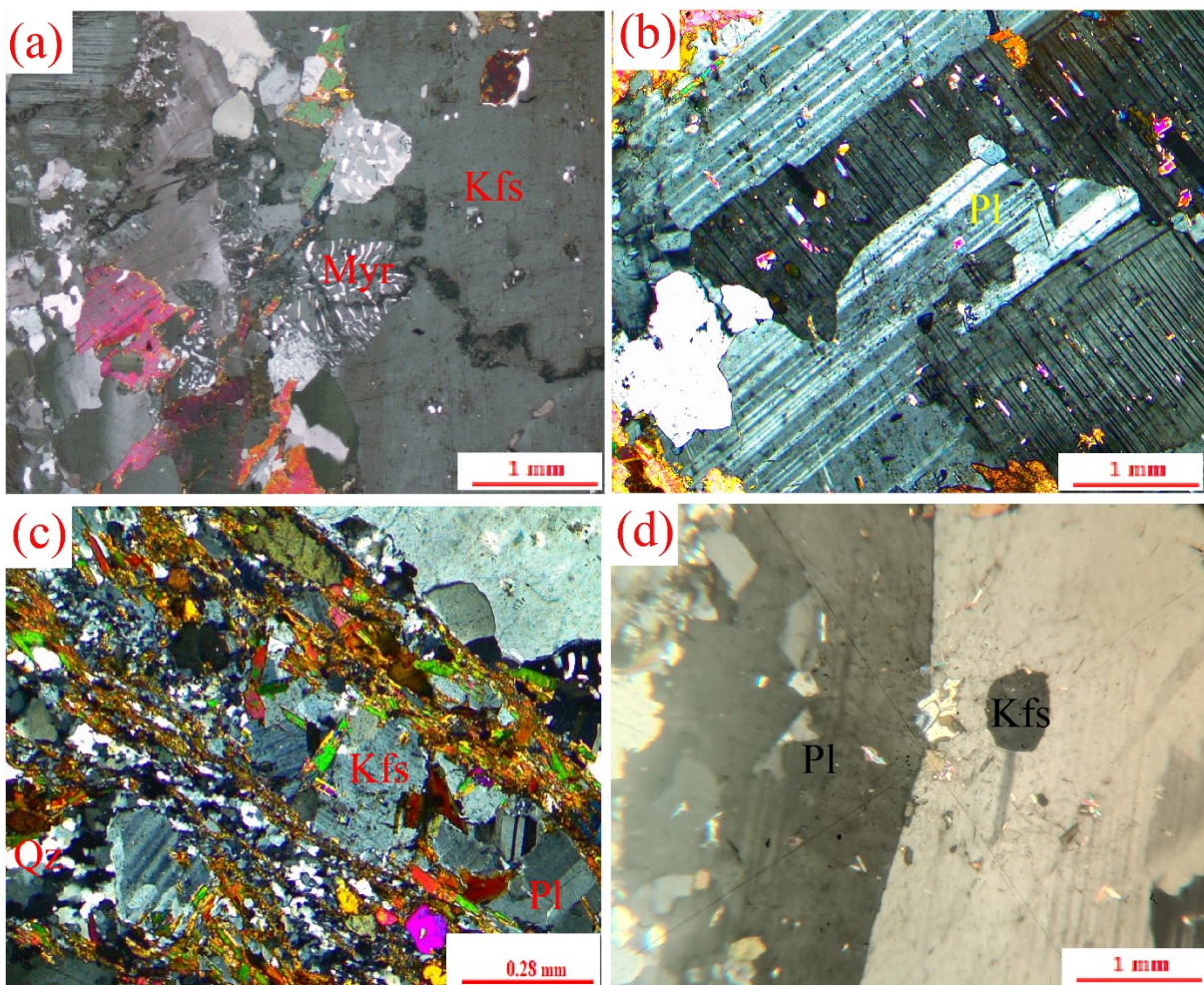
**Figure 31:** Plan de famille de diaclase tardi- $D_2$

#### IV.2.2. Analyse microstructurale

Cette étude a pour but de mettre en évidence les marqueurs de la déformation à l'échelle microscopique et leur apport dans la reconstitution du contexte de mise en place des roches. Cela permettra de distinguer les différents stades d'évolution subie par le magma depuis l'état magmatique jusqu'à l'état solide en passant par l'état transitoire dit submagmatique.

- *Microstructure de déformation à l'état magmatique*

La microstructure de déformation à l'état magmatique est observée dans la monzodiorite à quartz. Cette microstructure est caractérisée par le plagioclase, la biotite et l'amphibole qui ne présentent aucune marque de la déformation.



**Figure 32.** Microstructures de déformation du secteur de Deng-Deng. (a) Myrmérites induites par la tectonique ; (b) Mégacristal de plagioclase montrant les macles de déformation en Kink ; (c) microfractures sub-magmatiques remplies d'agrégats de minéraux opaques - amphibole-biotite ou quartz-feldspath ; (d) Phénocristal de feldspath perthitique

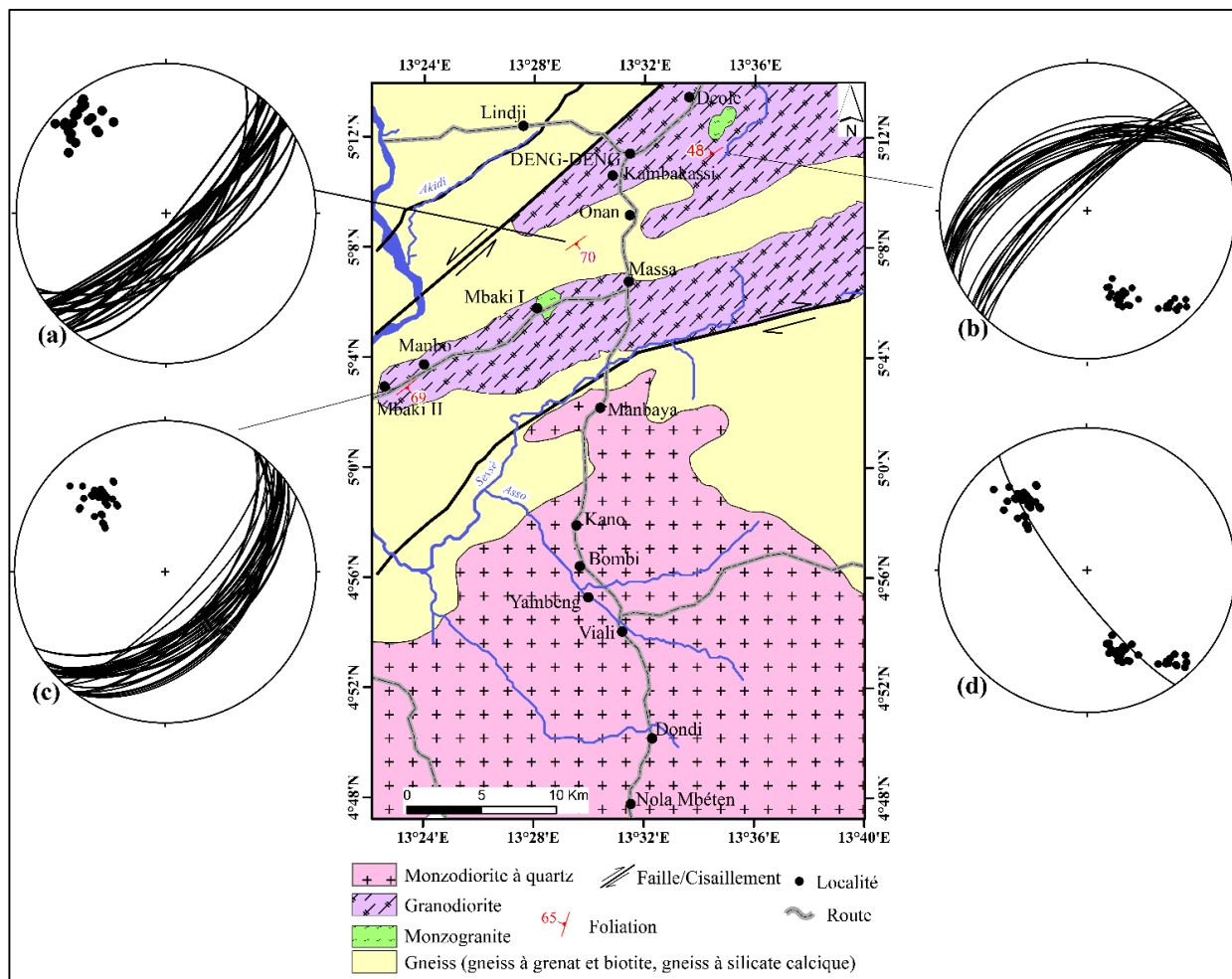
- ***Microstructure de déformation à l'état submagmatique***

La microstructure à l'état submagmatique est observée dans le granodiorite et le monzogranite de Deng-Deng. Elle est marquée par l'extinction roulante du quartz et par l'apparition de microfractures remplies de quartz et/ou de feldspaths potassiques et de plagioclases sodiques. Le quartz forme des intercroissances sur les bordures des feldspaths (Fig. 32a). Les macles mécaniques en kink de certains cristaux de plagioclase (Fig. 32b), traduisent une déformation à l'état submagmatique. Le feldspath est généralement perthitique (Fig. 32d) et montre une transformation en microcline.

- ***Microstructure de déformation à l'état solide***

La déformation à l'état solide dans les granitoïdes de Deng-Deng est matérialisée (1) Le quartz montrant une recristallisation franche marquée par des néo-grains parfaitement individualisés et par des contacts quartz-quartz fréquemment lobés qui témoignent d'une recristallisation dynamique (Fig. 32c); (2) L'allongement des grandes plages quartzofeldspathiques et l'alignement des minéraux ferromagnésiens (biotite et amphibole) suivant la trace de la foliation (Fig. 32c); (3) les cristaux feldspath alcalin et plagioclase fragmentés et formant des sigmoïdes asymétriques; (4) les feldspaths alcalins (orthoses) microclinitisés. La déformation à l'état solide est aussi marquée la schistosité mylonitique (Sm) marquée par l'orientation préférentielle des rubans de quartz, des amandes des feldspaths et des lamelles de biotite dans les granodiorites (Fig. 32c). La microstructure de déformation à l'état solide, lorsqu'elle se déroule dans un contexte de cisaillement simple est marquée par l'apparition de structures S/C. Ces structures sont matérialisées par des plans S de schistosité (sigmoïde de feldspath) sécant aux plans de cisaillement (Fig. 28). L'apparition des structures S/C marque la transition entre la microstructure de déformation à l'état solide et la microstructure de déformation à l'état mylonitique.

L'étude pétrographique et structurale combinée à l'analyse morphostructurale a permis de mettre en exergue une zone de cisaillement orientée NE-SW (Fig. 33).



**Figure 33.** Esquisse géologique du secteur de Deng-Deng. (a) pôle de la foliation  $S_1$  de Mbaki II ; (b&c) pôles de la schistosité mylonitique  $S_2$  des affleurements de Deng-Deng et Mbaki II ; (d) pôle synthétique des plans de schistosité  $S_2$  dans le secteur d'étude.

## CONCLUSION

L'analyse morphostructurale, au moyen des techniques de la télédétection à travers les images Landsat 8 Oli et SRTM a permis de mettre en évidence un réseau de fracture orienté NE-SW, NW-SE et N-S. L'analyse structurale a permis de mettre en évidence une chronologie à trois (03) phases de déformation affectant le secteur de Deng-Deng. Une phase de déformation  $D_1$  de tectonique compressive, une phase  $D_2$  de tectonique transpressive, et une phase tardi- $D_2$  de tectonique cassante. Par ailleurs, l'analyse microstructurale met en évidence l'évolution de la déformation depuis la phase magmatique en passant par l'état submagmatique jusqu'à la phase solide, associés à la forme allongée du massif dont les directions structurales sont concordantes à celles du cisaillement régional, indiquent une mise en place syn à post cinématique compatible avec un cisaillement ductile qui contrôlerait la mise en place des massifs plutoniques (Nzenti et al., 1994, 2006, 2007; Kankeu et al., 2009).

**CHAPITRE V.**  
**ÉTUDE GÉOCHIMIQUE**

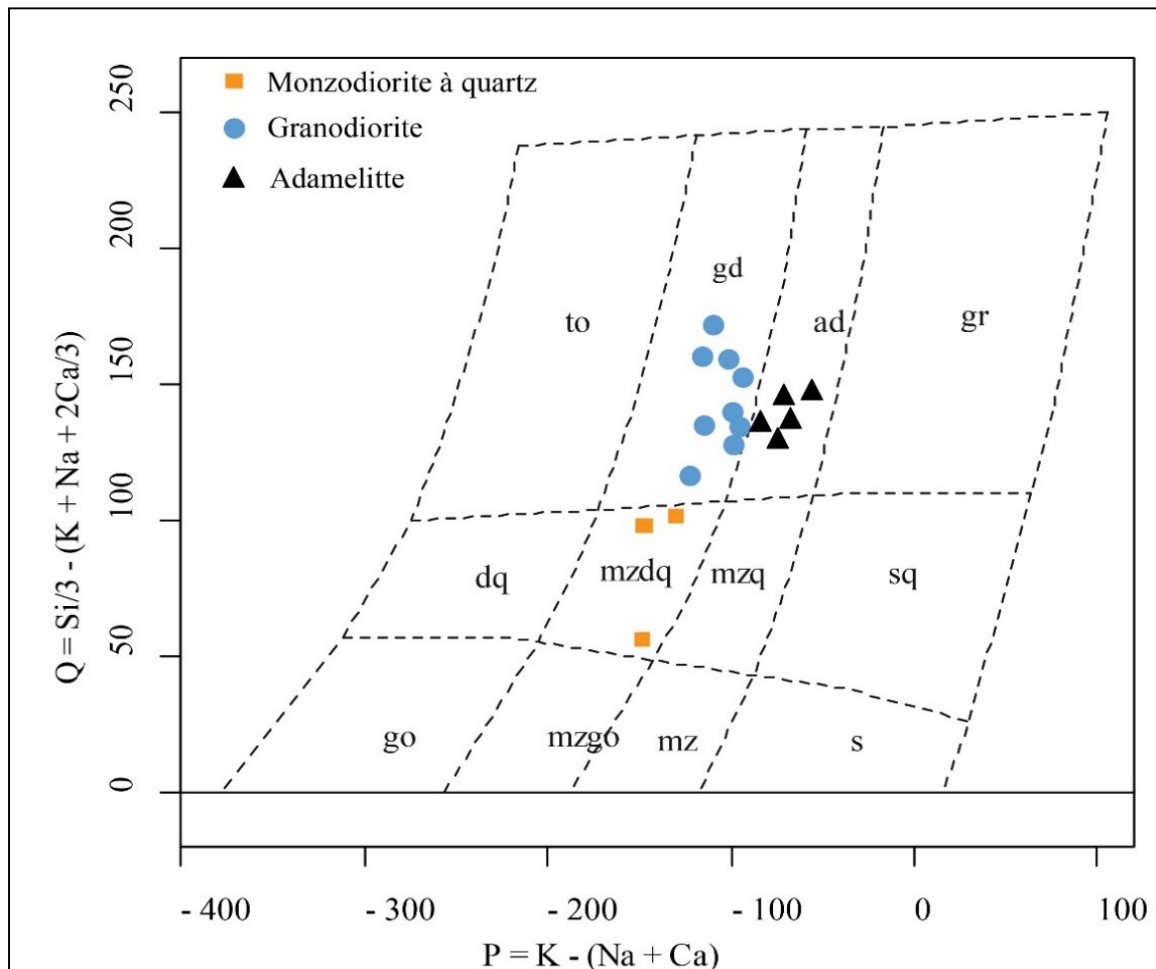


## Introduction

Ce chapitre est consacré à l'étude des principaux caractères chimiques des différents types lithologiques identifiés sur le terrain et confirmés lors de l'étude pétrographique.

### V.1 ENSEMBLE MAGMATIQUE

Compte tenu du fait que la plupart des granitoïdes sont mylonotisés (S-C mylonite), l'IUGS (2002) recommande d'utiliser le diagramme de classification des roches magmatiques de Debon et Le Fort (1983). L'utilisation de ce diagramme montre que les granitoïdes de Deng-Deng sont des monzodiorites à quartz, adamellites et des granodiorites (Fig. 34), ce qui est en conformité avec les résultats obtenus avec la classification de modale (Fig. 13) en ce fait que les monzogranites tombent dans le champ des adamellites qui selon l'IUGS (2002) sont les roches de composition identiques.

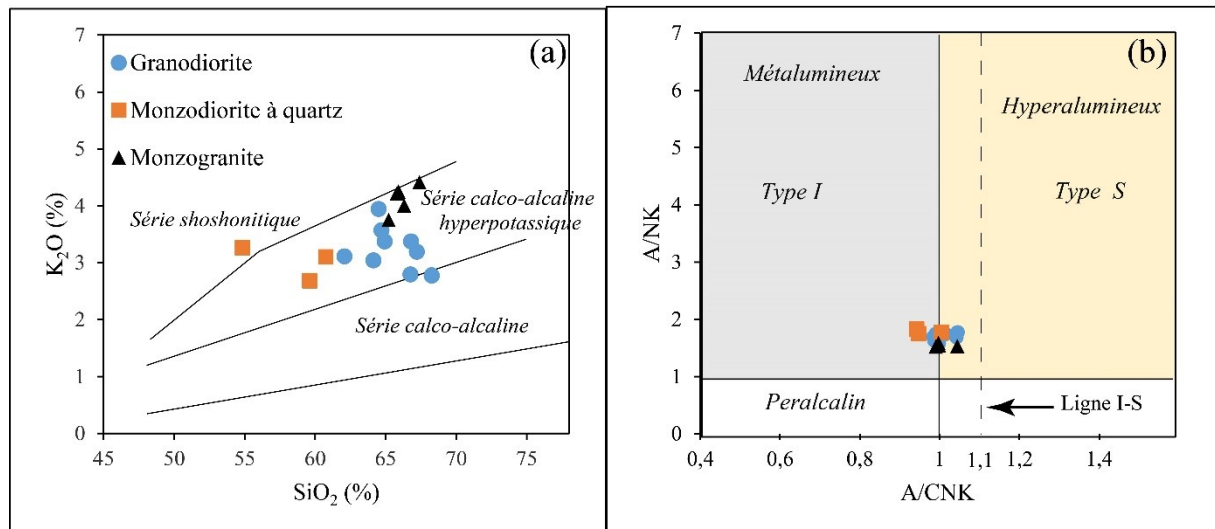


**Figure 34.** Localisation des granitoïdes de Deng-Deng dans le diagramme millicationique de Debon et Le Fort (1983). To = tonalite, gr = granite, ad = adamellite, gr = granite, dq = diorite quartzifère, mzdq = monzodiorite quartzifère, mzq = monzonite quartzifère, sq = syénite quartzifère, go = gabbro, mzgo = monzogabbro, mz = monzonite, s = syénite.

### V.1.1. Monzodiorite à quartz

#### V.1.1.1. Éléments majeurs

La composition chimique des monzodiorite à quartz est présentée dans le [tableau 5](#). Ce sont des roches de composition intermédiaire caractérisées par des teneurs variables en  $\text{SiO}_2$  de 54,84 à 60,76 % et modérés en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (16,49 – 18,78%). Les monzodiorite à quartz présentent des teneurs élevées en alcalins totaux ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6,34 - 7,41\%$  en poids d'oxydes), moyen en ferromagnésiens ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} > 5\%$ ), des rapports modérés en  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (0,73 – 0,87), faibles en  $\text{CaO}$  (4,53 – 4,84%) et en  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,25 – 0,30 %). Les teneurs élevées en alcalins et faibles en  $\text{TiO}_2$  (0,99 – 1,13%) caractérisent les séries calco-alcalines. Cependant la forte richesse en  $\text{K}_2\text{O}$  (2,68 – 3,26%) de ces roches est indicatrice des séries calco-alcalines hyperpotassiques. Ce résultat est confirmé par le diagramme  $\text{SiO}_2$  en fonction de  $\text{K}_2\text{O}$  où les points représentatifs des granites tombent dans les champs des séries calco-alcalines hyperpotassiques à shoshonitique ([Fig. 35a](#)). Dans le diagramme molaire A/CNK ( $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ ) en fonction de A/NK ( $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ ) de [Chappell et White \(1992\)](#), les échantillons présentent un caractère métalumineux à faiblement hyperalumineux, de type I ( $\text{A}/\text{CNK} = 0,94 - 1,00$ ; [Fig. 35b](#)). Toutes les roches forment une association de type magnésien ( $\text{Fe}^* > 0,65$ ; [Frost et al., 2001](#)). Le diagramme de variation de quelques oxydes avec le  $\text{SiO}_2$  montre que les roches sont corrélées négativement respectivement pour  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  ([Fig. 36](#)).



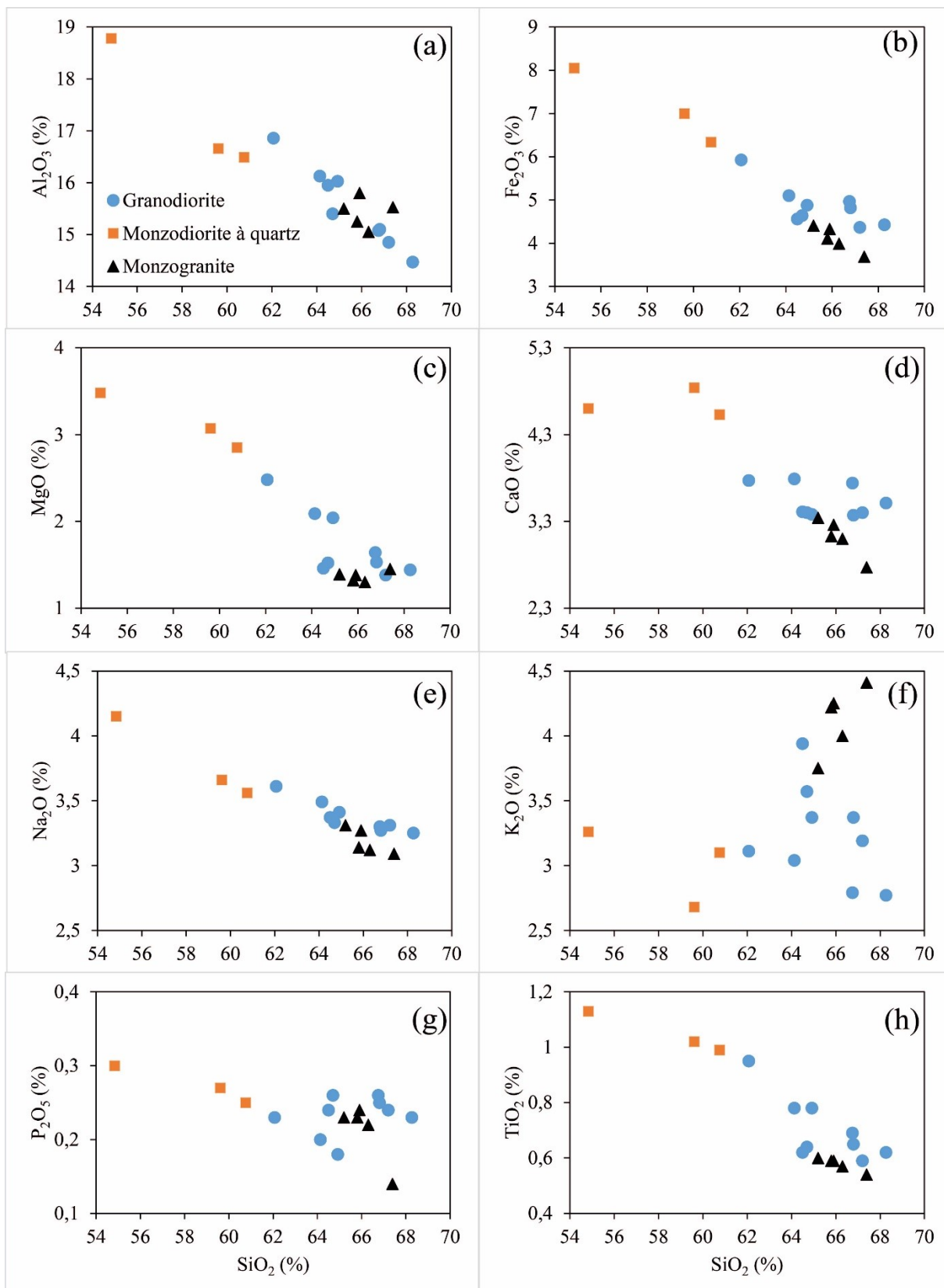
**Figure 35.** (a) Diagramme molaire  $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]$  en fonction de  $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]$  ([Shand, 1951](#)) ; (b) Diagramme  $\text{K}_2\text{O}$  en fonction de  $\text{SiO}_2$  ([Peccerillo et Taylor, 1976](#)).

**Tableau 5.** Composition chimique des granitoïdes de Deng-Deng.

%	L.D	Monzogranite					Monzodiorites à quartz			
		DEF6	DEF8	DEF9	DEF2	YAK2	MAF2	MAF3	MAF4	
SiO <sub>2</sub>	0,01	65,2	65,8	66,3	65,9	67,39	59,61	54,84	60,76	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	15,5	15,25	15,05	15,8	15,53	16,66	18,78	16,49	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	4,41	4,11	3,99	4,33	3,69	7,00	8,05	6,34	
MgO	0,01	1,39	1,32	1,30	1,38	1,45	3,07	3,48	2,85	
CaO	0,01	3,34	3,13	3,10	3,26	2,77	4,84	4,60	4,53	
Na <sub>2</sub> O	0,01	3,31	3,14	3,12	3,27	3,09	3,66	4,15	3,56	
K <sub>2</sub> O	0,01	3,75	4,22	4,00	4,25	4,41	2,68	3,26	3,1	
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,60	0,59	0,57	0,59	0,54	1,02	1,13	0,99	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,23	0,23	0,22	0,24	0,14	0,27	0,30	0,25	
MnO	0,01	0,07	0,07	0,07	0,07	0,05	0,10	0,11	0,09	
LOI	-	0,70	0,55	0,57	0,74	0,60	0,80	0,90	0,7	
Total	-	98,62	98,55	98,43	99,97	99,87	99,77	99,73	99,8	
Mg#	-	25,94	26,30	26,58	26,16	30,40	32,77	32,45	33,31	
A/CNK	-	1,00	0,99	1,00	0,99	1,04	0,94	1,00	0,95	
A/NK	-	1,63	1,57	1,59	1,58	1,57	1,86	1,81	1,81	
Fe*	-	0,74	0,74	0,73	0,74	0,70	0,67	0,68	0,67	
Éléments en trace										
Ba	1	654	878	867	819	1591	758	793	1030	
Ni	20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	
Sc	1	<1	<1	<1	<1	<1	13	15	13	
Be	1	<1	<1	<1	<1	2	6	3	4	
Co	0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	9	18,3	21,5	17,2	
Cs	0,1	13,05	13,35	12,4	13,5	0,6	2,7	3,5	2,7	
Ga	0,5	21,4	20,7	21	22,7	18,5	24,3	26,9	22,8	
Hf	0,1	4,7	5,7	4,7	5,2	3,3	6,9	7,3	5,2	
Nb	0,1	10,4	11,5	10,2	10,4	6,3	12	12,3	11,6	
Rb	0,1	166	180	166,5	176	108,8	115,7	140,7	117,8	
Sn	1	3	3	3	3	3	6	6	6	
Sr	0,5	410	428	406	419	392,6	542,9	586,2	551,5	
Ta	0,1	0,8	0,9	0,8	0,8	0,2	0,7	0,8	0,7	
Th	0,2	12,8	11,45	11,85	12,7	9,2	12,3	15,8	9,7	
U	0,1	5,92	6,07	5,36	5,47	0,3	0,9	1	0,8	
V	8	71	72	66	70	63	130	147	119	
Zr	0,5	181	202	172	184	125,4	262,1	273,6	198,1	
Y	0,1	12,9	14	12,4	12,8	12,4	27	31	27,8	
Terres rares										
La	0,1	34,5	33,1	30,6	31,9	58,9	57	82,2	41,3	
Ce	0,1	69,5	66	62,7	63,7	96,6	110,8	155,3	83,5	
Pr	0,02	7,77	7,52	7,08	7,28	11,31	14,62	18,65	11,67	
Nd	0,3	30	28,7	28,6	28,6	39,4	53,3	67,2	44,3	
Sm	0,05	6,18	5,96	5,87	5,94	6,19	10,13	11,42	9,51	
Eu	0,02	1,16	1,45	1,28	1,24	1,27	1,85	1,95	1,85	
Gd	0,05	4,11	3,88	4,39	3,82	4,7	8,01	9	7,54	
Tb	0,01	0,54	0,53	0,6	0,54	0,61	1,09	1,19	1,04	
Dy	0,05	2,61	2,48	2,79	2,69	2,78	5,68	6,1	5,23	
Ho	0,02	0,46	0,44	0,46	0,46	0,44	1,03	1,1	1	
Er	0,03	1,11	1,08	1,4	1,25	1,15	2,63	3,08	2,78	
Tm	0,01	0,15	0,13	0,17	0,16	0,16	0,37	0,41	0,37	
Yb	0,05	1,1	0,88	1,21	1,07	0,88	2,43	2,55	2,37	
Lu	0,01	0,15	0,16	0,17	0,17	0,13	0,32	0,37	0,32	
∑REE	-	159,3	152,31	147,32	148,82	224,52	269,26	360,52	212,78	
La <sub>N</sub> /Sm <sub>N</sub>	-	3,5	3,48	3,27	3,36	5,96	3,53	4,51	2,72	
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	-	21,34	25,6	17,21	20,29	45,55	15,96	21,94	11,86	
Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	-	3,03	3,56	2,94	2,88	4,32	2,67	2,86	2,581	
Eu/Eu*	-	0,7	0,92	0,77	0,79	0,72	0,63	0,59	0,67	

**Tableau 5.** Composition chimique des granitoïdes de Deng-Deng (suite).

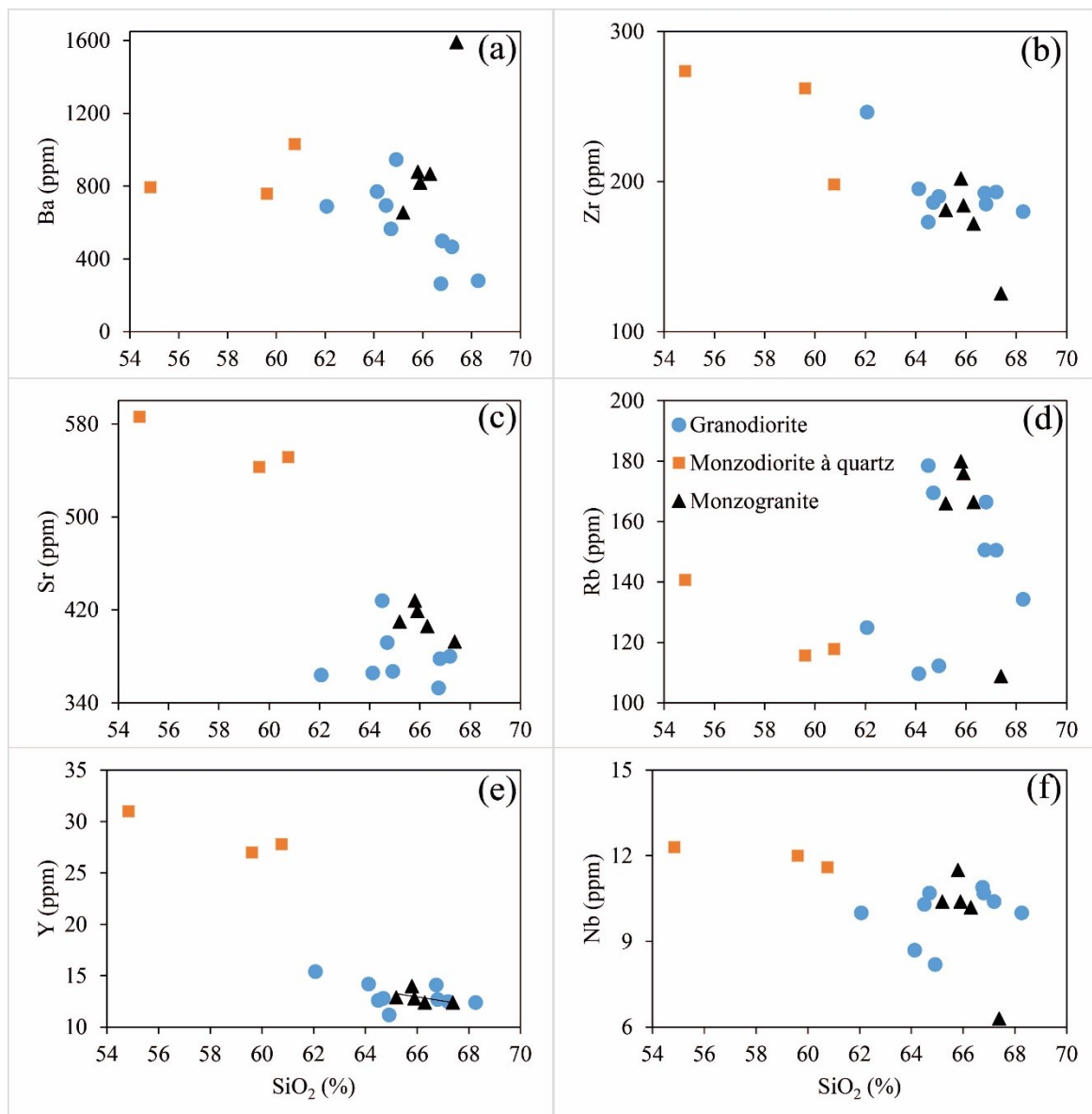
Roche	Granodiorites										
	Ech	L.D	YAK1	YAK3	YAK4	DE1	DE2	DEF1	DEF3	DEF4	DEF5
SiO <sub>2</sub> (%)	0,01	64,13	62,07	64,92	66,75	68,27	67,2	64,5	66,8	64,7	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	16,13	16,86	16,03	15,08	14,47	14,85	15,95	15,1	15,4	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	5,10	5,93	4,88	4,97	4,43	4,37	4,56	4,82	4,64	
MgO	0,01	2,09	2,48	2,04	1,64	1,44	1,38	1,46	1,53	1,52	
CaO	0,01	3,79	3,77	3,38	3,74	3,51	3,40	3,41	3,37	3,40	
Na <sub>2</sub> O	0,01	3,49	3,61	3,41	3,30	3,25	3,31	3,37	3,27	3,33	
K <sub>2</sub> O	0,01	3,04	3,11	3,37	2,79	2,77	3,19	3,94	3,37	3,57	
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,78	0,95	0,78	0,69	0,62	0,59	0,62	0,65	0,64	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,20	0,23	0,18	0,26	0,23	0,24	0,24	0,25	0,26	
MnO	0,01	0,06	0,07	0,06	0,08	0,07	0,07	0,07	0,08	0,08	
LOI		0,90	0,6	0,70	0,50	0,80	0,75	0,69	0,75	0,57	
Total		99,83	99,81	99,84	99,85	99,86	99,45	98,93	100,10	98,22	
Mg#		31,29	31,73	31,72	26,83	26,54	25,98	26,24	26,08	26,69	
A/CNK		1,01	1,04	1,04	0,99	0,98	0,98	1,00	1,00	0,99	
A/NK		1,79	1,22	1,73	1,78	1,73	1,67	1,63	1,67	1,65	
Fe*	0,69	0,68	0,68	0,73	0,73	0,74	0,74	0,74	0,73	0,69	
Éléments en trace											
Ba	1	770	688	946	263	280	466	694	498	565	
Ni	20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	
Sc	1	7	7	6	7	8	<1	<1	<1	<1	
Be	1	7	8	5	4	4	<1	<1	<1	<1	
Co	0,2	12,7	16,1	13,3	8,7	7,9	<1	<1	<1	<1	
Cs	0,1	1,1	1	0,9	14,1	11,5	12,2	14,05	14,3	14,1	
Ga	0,5	21,6	23,1	21,7	20,1	18,7	22,4	23,6	22,7	22,8	
Hf	0,1	4,7	6,4	5	5,6	5,1	5,3	5	4,9	5,1	
Nb	0,1	8,7	10	8,2	10,9	10	10,4	10,3	10,7	10,7	
Rb	0,1	109,7	124,9	112,3	150,6	134,3	150,5	178,5	166,5	169,5	
Sn	1	4	5	4	3	2	3	3	3	3	
Sr	0,5	365,8	363,9	367,2	352,8	331	380	428	378	392	
Ta	0,1	0,3	0,3	0,3	0,8	0,8	0,8	0,8	0,7	0,8	
Th	0,2	10,4	11,2	9,1	12,2	13,7	11,1	13	11,3	12,4	
U	0,1	0,5	0,6	0,5	4,9	4,3	6,39	6,22	5,2	5,12	
V	8	96	103	84	86	73	71	76	77	79	
Zr	0,5	195,2	246,2	190	192,3	179,9	193	173	185	186	
Y	0,1	14,2	15,4	11,2	14,1	12,4	12,5	12,6	12,7	12,8	
Terres rares											
La	0,1	63	74,2	54,5	31,8	36,1	29,8	34,7	30,9	33,9	
Ce	0,1	111,3	113,7	92,5	61	67,9	59,3	69	62,8	67,9	
Pr	0,02	12,07	13,84	10,32	7,29	7,67	7,01	7,88	7,1	7,82	
Nd	0,3	40,9	46,7	36	27,4	29,6	26,5	30,2	27	29,4	
Sm	0,05	6,72	7,12	5,48	5,36	5,29	5,86	6,12	5,77	6,01	
Eu	0,02	1,18	1,27	1,09	1,31	1,24	1,27	1,34	1,22	1,29	
Gd	0,05	5,17	5,38	4,24	4,58	4,49	3,75	4,06	4,09	4,08	
Tb	0,01	0,67	0,69	0,53	0,58	0,54	0,5	0,54	0,51	0,58	
Dy	0,05	3,29	3,35	2,65	2,79	2,75	2,62	2,68	2,5	2,82	
Ho	0,02	0,59	0,57	0,42	0,5	0,45	0,5	0,44	0,44	0,43	
Er	0,03	1,43	1,36	1,14	1,31	1,22	1,06	1,07	1,22	1,15	
Tm	0,01	0,18	0,19	0,14	0,19	0,16	0,14	0,17	0,15	0,16	
Yb	0,05	1,09	1,06	0,93	1,14	1,12	1	0,96	1,01	1,06	
Lu	0,01	0,16	0,17	0,12	0,19	0,18	0,16	0,16	0,16	0,17	
ΣREE		247,75	269,6	210,06	145,44	158,71	139,47	159,32	144,87	156,77	
La <sub>N</sub> /Sm <sub>N</sub>		5,87	6,53	6,23	3,72	4,28	3,19	3,55	3,36	3,53	
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>		39,33	47,64	39,88	18,98	21,94	20,28	24,6	20,82	21,76	
Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>		3,84	4,12	3,69	3,25	3,24	3,03	3,42	3,28	3,12	
Eu/Eu*		0,61	0,63	0,69	0,81	0,78	0,83	0,82	0,77	0,79	



**Figure 36.** Diagrammes de variation de quelques éléments majeurs en fonction de SiO<sub>2</sub> des granitoïdes de Deng-Deng.

### V.1.1.2. Éléments en trace

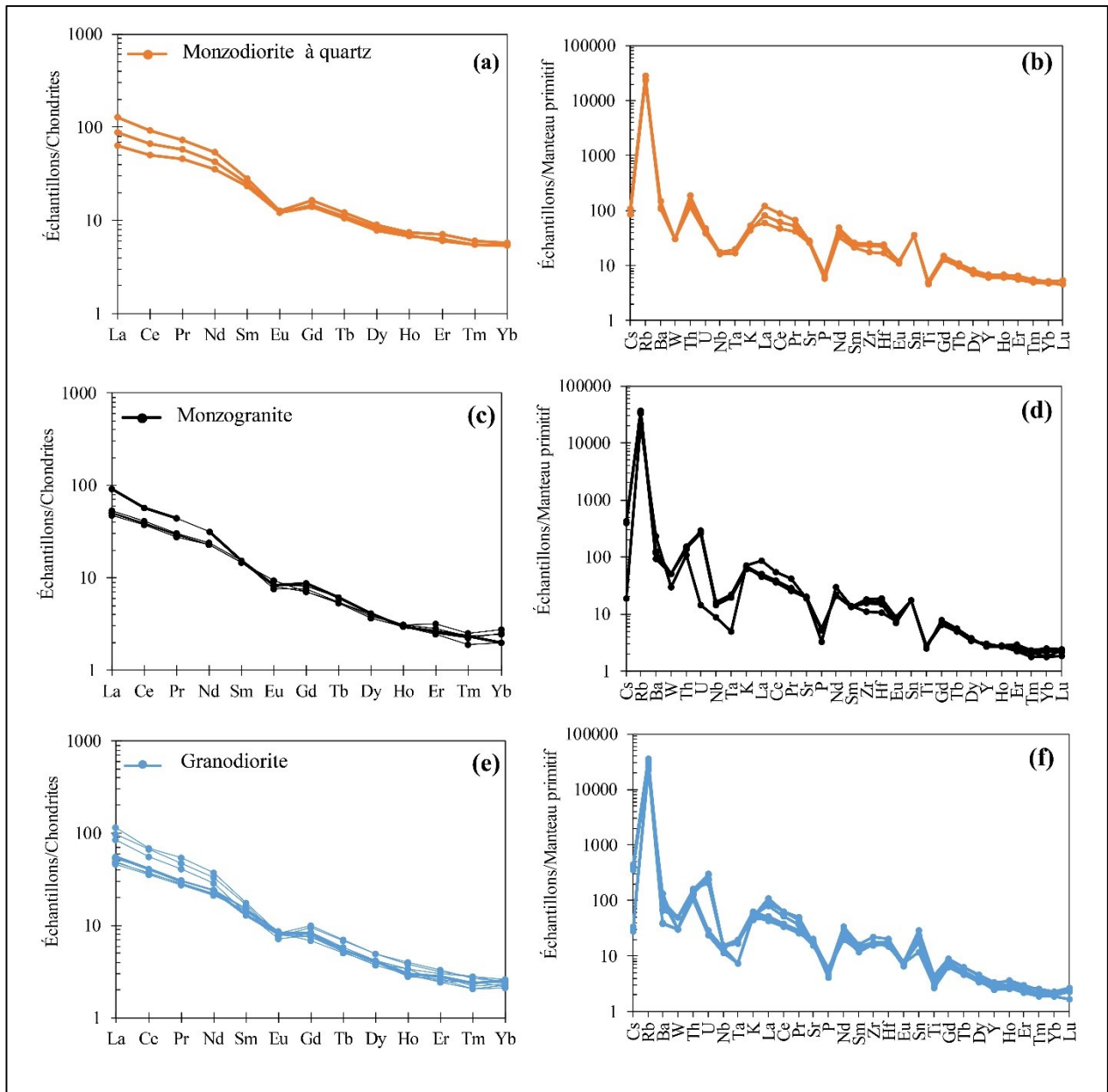
Les monzodiorites à quartz (Tab. 5) sont caractérisées par des teneurs élevées en Rb (115,7 – 140,7ppm), Ba (758 – 1030 ppm) et Sr (542,9 - 586,2 ppm) ; faible en Zr (198,1 - 273,6 ppm), Nb (11,6 – 12,3 ppm) et Y (27 - 31 ppm). Ces valeurs sont relativement similaires à celle des monzodiorites à quartz de Mekwene-Njimafofire (Nzina et al., 2010) et Koata (Nzenti et al., 2006). Dans le diagramme de variation de Harker Zr, Sr, Rb, Y et Nb présentent une corrélation négative avec le SiO<sub>2</sub> tandis que le Ba présente une corrélation négative (Fig. 37). Les diagrammes multiéléments primitifs des monzodiorites à quartz de Deng-Deng normalisés au manteau primitif de McDonough et Sun (1995) présentent des anomalies négatives en Ba, W, Nb, Ta et Ti (Fig. 38b).



**Figure 37.** Diagrammes de variation de quelques éléments en trace en fonction de SiO<sub>2</sub> des Granitoïdes de Deng-Deng.

### V.1.1.3. Terres rares

La somme des éléments de terres rares ( $\Sigma$ REE) des monzodiorites à quartz de Deng-Deng varie de 212,78 à 360,52 ppm et est relativement similaires aux teneurs moyenne des sommes des éléments de terres rares (REE) des monzodiorite à quartz de Mekwene-Njimafofire (Nzina et al., 2010) et Koata (Nzenti et al., 2006). Les terres rares de Deng-Deng normalisés au chondrite d'Evensen et al. (1978) sont variables et fractionnés [(La/Yb)<sub>N</sub>=11,86 - 21,94] et montrent un enrichissement en terres rares légères [(La/Sm)<sub>N</sub> = 2,72 - 4,51] par rapport aux terres rares lourdes [(Gd/Yb)<sub>N</sub>= 2,58 - 2,86]. Elles présentent des anomalies négatives importantes en Eu (Eu/Eu\* = 0,59 - 0,67 ; Fig. 38a).



**Figure 38.** Spectres des terres rares normalisés par rapport à la chondrite (a, c, e) et multiéléments normalisés par rapport au manteau primitif (b, e, f) des granitoïdes de Deng-Deng.

## V.1.2. Granodiorites

### V.1.2.1. *Éléments majeurs*

Dans les granodiorites, les teneurs en SiO<sub>2</sub> sont caractérisés par des valeurs variables en silice (62,07 < SiO<sub>2</sub> < 68,27%), mais relativement plus élevées par rapport à celles des monzodiorite à quartz (Tab. 5). Ces roches sont riches en alumine Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14,47 - 16,86%) et en alcalins (Na<sub>2</sub>O : 3,25 - 3,61% ; K<sub>2</sub>O : 2,77 - 3,94%) et pauvre en fer Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (4,37 - 5,93%). Les teneurs en magnésium (1,30 - 2,09%) et en calcium CaO (3,37 - 3,79%) sont moyens. Par rapport aux granodiorites décrits par Le Maitre (1976), les granodiorites de Deng-Deng ne diffèrent que par un léger enrichissement en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et TiO<sub>2</sub>. Dans le diagramme K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> (Fig. 35a), tous les points représentatifs des granodiorites tombent dans le domaine des roches calco-alcalines hyperpotassique. Tout comme les monzodiorite à quartz, les granodiorites ont la signature géochimique des granites de type-I (Fig. 35a). Le diagramme des éléments majeurs en fonction de la silice montre d'une part une corrélation négative pour l'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO CaO Na<sub>2</sub>O et TiO<sub>2</sub> et un regroupement des points pour les autres oxydes (Fig. 36).

### V.1.2.2. *Éléments en trace*

Les granodiorites (Tab. 5) sont caractérisées par les teneurs élevées en éléments lithophiles (Rb : 109,7 – 178,5 ppm, Ba : 263 - 770 ppm, Sr : 331 – 428 ppm) et faibles en éléments de transition (Nb : 8,2 – 10,9 ppm). Ces teneurs sont comparables à celles généralement observées dans les roches de la série calco-alcaline. Dans le diagramme de variation de Harker, le Ba, Rb, Sr et Zr présentent une corrélation négative avec le SiO<sub>2</sub> (Fig. 37). Dans l'ensemble les spectres multiéléments des granodiorites (Fig. 38d) montrent une anomalie négative en Nb, Ta, Sr et Ti.

### V.1.2.3. *Terres rares*

Les granodiorites ( $\Sigma$ REE : 139,47 – 269,6 ppm) ont des terres rares fractionnées avec (La/Yb)<sub>N</sub> = 20,28 – 47,64 et présentent des enrichissement en terres rares légères (La<sub>N</sub>/Sm<sub>N</sub> = 3,19 – 6,53) par rapport au terres rares lourdes (Gd<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> = 3,36 - 4,12). Ces roches sont aussi caractérisées par des anomalies négatives en europium (Eu/Eu\* : 0,61 – 0,83 ; Fig. 38c).

## V.1.3. Monzogranites

### V.1.3.1. *Éléments majeurs*

Les monzogranites ont des teneurs en silice variables (65,2- 67,39%). Tout comme les monzodiorites à quartz et granodiorites, les monzogranites comportent des teneurs élevés en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (15,05 – 15,8%), en alcalins (Na<sub>2</sub>O : 2,88 - 3,27% ; K<sub>2</sub>O : 3,75 – 4,22%) et faibles en



MgO (1,32 – 1,45%) et en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (3,69 – 4,41%). Le diagramme des éléments majeurs en fonction de la silice montre d'une part une corrélation négative pour l'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO CaO Na<sub>2</sub>O et TiO<sub>2</sub>, en dehors du K<sub>2</sub>O qui présente une corrélation constante avec une légère dispersion des points. Dans le diagramme SiO<sub>2</sub> vs. K<sub>2</sub>O, les points représentatifs des monzogranites tombent dans le champ des séries calco-alcalines hyperpotassiques (Fig. 34)

### ***V.1.3.2. Éléments en trace***

Les monzogranites sont riches en Ba (654 - 1591 ppm), Rb (108,8 – 180 ppm), Sr (392,6 – 428 ppm), Zr (125,4 -202 ppm) et pauvres en Y (12,4 – 14 ppm) et Nb (6,3 -11,5 ppm). Dans le diagramme de variation de Harker, le Ba, Rb, Sr et Zr présentent une corrélation négative avec le SiO<sub>2</sub> (Fig. 37). Les Éléments en trace des monzogranites normalisés par rapport au manteau de McDonough et Sun (1995) présentent des anomalies négatives en Ba, Nb, Ta, Sr et Ti (Fig. 38f).

### ***V.1.3.3. Terres rares***

Les spectres des terres rares des monzogranites sont fractionnés [(La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>) = 17,21 – 45,55]) et montrent un enrichissement en terres rares légères (La<sub>N</sub>/Sm<sub>N</sub> = 3.27 - 5.96) par rapport aux terres rares lourdes (Gd<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> = 2,89 – 4,32). Ces spectres montrent également des anomalies négatives en europium (Eu/Eu\* = 0,7 – 0,92) (Fig. 38e).

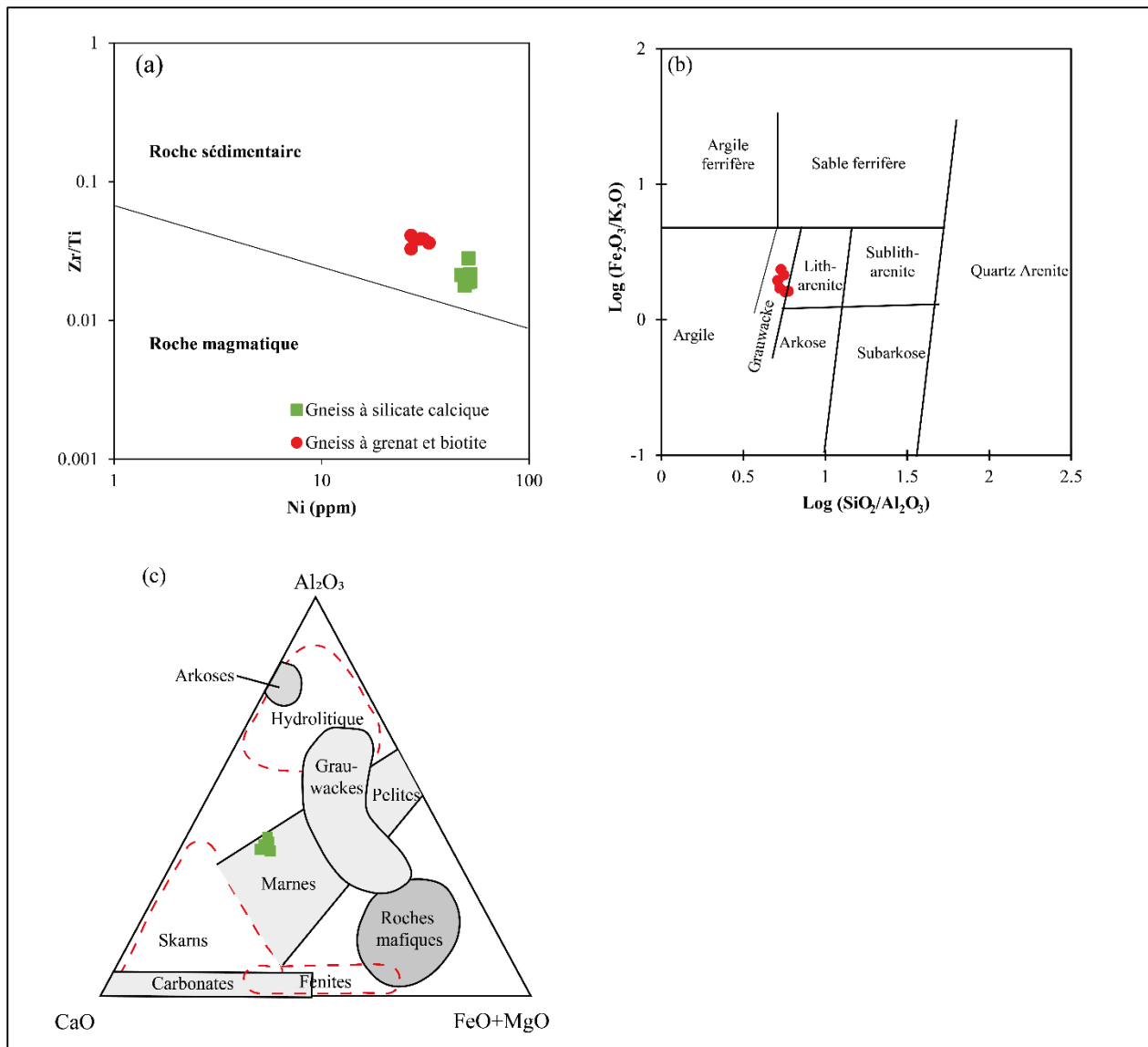
## **V.2. ENSEMBLE MÉTAMORPHIQUE**

### **V.2.1. Nature du protolite**

Les résultats analytiques des éléments majeurs de douze échantillons représentatifs des roches métamorphiques (gneiss à grenat et biotite et gneiss à silicate calcique) du secteur de Deng-Deng sont consignés dans le [tableau 6](#). Les gneiss à grenat et biotite présentent des teneurs variables en SiO<sub>2</sub> (70,35-73,29%) et en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (12,29-13,73%) tandis que les gneiss à silicate calcique montrent de teneurs élevées en CaO (15,98 – 19,62%) et moyen en SiO<sub>2</sub> (50,9 – 57,58%). Dans l'optique de déterminer l'origine para ou ortho-dérivée de ces roches métamorphiques, le diagramme de discrimination Ni/Ti en fonction de Ni de [Winchester et al. \(1980\)](#) a été utilisé. Dans ce diagramme, tous les gneiss tombent dans le champ des roches d'origine sédimentaire (Fig. 39a). Les gneiss à grenat et biotite sont des anciens sédiments détritiques et leur classification dans le diagramme Log (SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) en fonction de Log (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/K<sub>2</sub>O) de [Pettijohn et al. \(1987\)](#) montre qu'il s'agit des grauwackes (Fig. 39b). Les teneurs élevées en CaO dans les gneiss à silicates calciques indiquent que ces roches sont d'anciens sédiments carbonatés et leur classification dans le diagramme ternaire CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeO+MgO montre qu'il s'agit des marnes (Fig. 39c).

**Tableau 6.** Composition géochimique des éléments majeurs et en trace des métasédiments de Deng-Deng.

		Gneiss à grenat et biotite						Gneiss à silicate calcique					
		MBK1	MBK2	MBK3	MBK4	MBK5	MBK6	GOF1	GOF2	GOF3	GOF4	GOF5	GOF6
SiO <sub>2</sub>	0,01	73,29	70,41	70,35	72,07	72,53	71,61	50,9	51,17	52,59	52,63	53,43	57,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	12,29	13,73	13,34	12,91	12,78	13,33	15,68	16,01	16,99	15,74	16,39	14,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	3,92	3,52	4,79	4,23	4,07	3,82	6,59	6,6	6,81	6,67	6,66	6,4
MgO	0,01	1,31	1,22	1,64	1,34	1,43	1,31	2,31	2,3	2,1	2,4	2,47	2,71
CaO	0,01	1,9	3,17	1,88	2,24	1,86	2,68	19,62	19,55	18,48	18,8	18,14	15,98
Na <sub>2</sub> O	0,01	2,58	3,68	2,73	3,2	2,61	3,62	0,22	0,22	0,2	0,23	0,23	0,27
K <sub>2</sub> O	0,01	2,41	1,8	2,8	1,97	2,53	1,62	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,15
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,61	0,59	0,69	0,62	0,65	0,61	0,78	0,77	0,78	0,74	0,77	0,7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,09	0,12	0,07	0,09	0,07	0,1	0,23	0,2	0,26	0,19	0,16	0,12
MnO	0,01	0,1	0,12	0,13	0,1	0,11	0,09	0,17	0,18	0,19	0,16	0,18	0,16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0,013	0,013	0,013	0,012	0,014	0,013	0,011	0,012	0,011	0,012	0,013	0,014
LOI	-	1,3	1,5	1,3	1	1,1	1	3,2	2,7	1,3	2,2	1,3	0,9
Sum	-	99,9	99,9	99,88	99,89	99,88	99,89	99,8	99,81	99,81	99,8	99,8	99,78
ICA	-	54,91	50,46	55,32	53,43	55,50	51,92	30,61	31,09	33,74	31,54	33,16	33,47
ICV	-	1,38	1,45	1,43	1,42	1,37	1,43	3,01	2,93	2,63	2,92	2,74	2,81
Éléments en trace													
Ba	1	827	481	1019	665	871	490	64	41	39	54	59	234
Ni	20	33	30	27	28	31	27	51	52	49	52	47	51
Sc	1	8	8	10	9	9	8	14	14	13	14	15	17
Be	1	2	2	3	<1	1	<1	4	2	3	5	2	2
Co	0,2	9,6	9,2	11,9	9,8	10,6	10,3	17,2	17,2	16	17,4	17,2	18,1
Cs	0,1	2,1	1,9	2,7	2	2,5	1,9	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,3
Ga	0,5	10,7	12,1	13	11,4	11	11,3	19,7	21	23,7	20,4	20,8	17,1
Hf	0,1	5,5	5,6	5,7	6,1	6,2	6,2	4,1	4	4	4,4	4,6	5,5
Nb	0,1	7,4	8,4	9,1	8	8	8,6	11,7	11,4	11,4	11,5	11,2	11,3
Rb	0,1	68,4	56,2	86,7	65,7	75,7	59,4	2,5	2,5	2,5	2,3	2,5	5,4
Sn	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	6	6	7	6	6	4
Sr	0,5	169	221,8	175,9	194,9	180,1	214,7	720,7	718,3	704,3	760,3	722	757,9
Ta	0,5	0,3	0,6	0,4	0,3	0,2	0,4	0,7	0,7	0,7	0,8	0,7	0,9
Th	0,2	5,8	5,4	6,5	6,1	6,6	6,1	7,7	7,8	6,5	8,6	9,6	10,6
U	0,1	1,1	1,4	1,3	1,5	1,2	1,4	3,6	3,5	3,5	3,6	3,7	3,3
V	8	58	56	71	58	65	58	114	117	130	117	117	110
W		0,6	0,5	<0,5	0,6	0,7	<0,5	8,9	5,5	4,7	4,5	4,4	3,4
Zr	0,5	221,6	228,9	227,3	236,8	250,7	250,3	147,8	146,7	139,4	160,5	164,7	197,4
Y	0,1	20,7	19,9	23,6	21,5	21,9	19,6	32,3	30,8	32,6	32,6	33,1	32,3



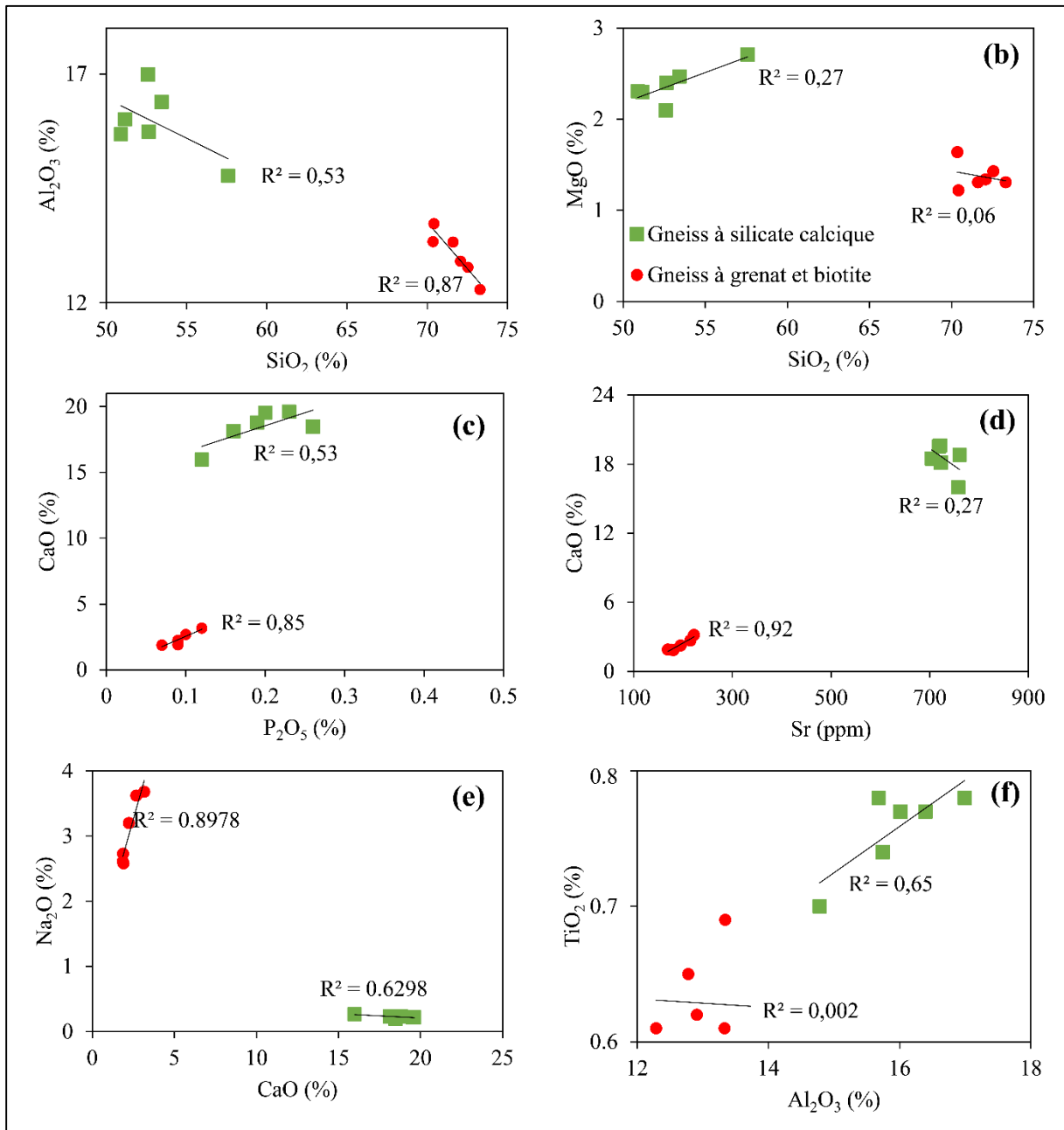
**Figure 39.** Diagramme de discrimination des protolites des roches métamorphiques de Deng-Deng. a) Diagramme Ni/Ti fonction Ni (Winchester et al., 1980). b) Diagramme  $\text{Log} (SiO_2/Al_2O_3)$  fonction  $\text{Log} (TFe_2O_3/K_2O)$  (Pettijohn et al., 1987). c) Diagramme ternaire  $CaO-Al_2O_3-FeO+MgO$ . Les compositions globales générales des arkoses, pélites, grauwackes, marnes et carbonates non altérés sont représentés par des champs ombragés en gris clair et les types métasomatiques en lignes rouges (D'après Barton et al., 1991) les compositions des roches mafiques non altérées sont représentées par des champs gris foncé (D'après Winter, 2010).

## V.2.2. Gneiss à grenat et biotite

### V.2.2.1. Éléments majeurs

Les gneiss à grenat et biotite sont caractérisés par des teneurs élevées en  $SiO_2$  (70,35-73,29 %),  $Al_2O_3$  (12,29-13,73%) et des teneurs faibles en ferromagnésiens  $Fe_2O_3$  (3,82-4,79%),  $MgO$

(1,31-1,64%), CaO (1,73-3,35%) et en alcalins Na<sub>2</sub>O (2,58 -3,68%), K<sub>2</sub>O (1,8-2,8%) (Tableau 6). Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO et P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ont des teneurs très faibles dans la roche.



**Figure 40.** Diagramme binaires et corrélations élémentaires (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - SiO<sub>2</sub>, MgO - SiO<sub>2</sub>, CaO - P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Sr - CaO, CaO - Na<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) dans les gneiss de Deng-Deng.

Ces teneurs sont proches de celles de la croûte continentale supérieure (SiO<sub>2</sub> : 66,6% ; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : 15,4%) des sédiments nord-américains (NASC) (SiO<sub>2</sub> : 64,8% ; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : 16,9%) et grauwackes volcanogéniques riche en quartz (SiO<sub>2</sub> : 75,65 % ; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : 12,08). Les rapports K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O varient de 0,44 à 1,02 et suggèrent la présence des feldspaths détritiques. Les rapports TiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varient de 0,04 à 0,05 et correspond aux valeurs connues dans les métasédiments de Yaoundé et de Boumnyebel (0,05-0,075 ; Nzenti et al., 1988; Ngnotué et al., 2000) et les

sédiments argileux et arénacés continentaux (Migdisov, 1960). Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et MgO sont corrélés négativement à SiO<sub>2</sub>, CaO est corrélé positivement à P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Sr et Na<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub> présente une dispersion avec Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Fig. 40f).

### V.2.2.2. Éléments traces

Les gneiss à grenat et biotite montrent des teneurs élevées en Ba (481-1019 ppm), Zr (221,6 - 250,7ppm), Sr (169 - 221,8 ppm), Rb (56,2-86,7 ppm), V (56 - 71 ppm) et en Ni (27-33 ppm), Co (9,2-11,9 ppm) (Tableau 7) sont plus élevées que celles de sédiments australiens post-archéens, des sédiments nord-américains, de la croûte continentale supérieure et des grauwackes volcanogéniques riche en quartz. Les spectres multiéléments (Fig. 41e) présentent des anomalies en Ba, Nb, Ta, P, Sm, Ti et Y caractéristiques des roches d'origine crustale (Thompson et al., 1984)

**Tableau 7.** Composition géochimique des terres des métasédiments de Deng-Deng.

Ppm		Gneiss à grenat et biotite						Gneiss à silicate calcique					
		MBK1	MBK2	MBK3	MBK4	MBK5	MBK6	GOF1	GOF2	GOF3	GOF4	GOF5	GOF6
La	0,1	24,6	23,3	27,2	25,7	27,2	23,9	28,2	27,2	27,9	29,9	27,6	33,7
Ce	0,1	48	46,5	55,8	51,6	55,9	47,9	57,1	55,8	56,2	59,3	56,4	66,3
Pr	0,02	6,1	5,72	6,83	6,42	6,88	6,11	7,61	7,18	7,23	7,77	7,3	8,51
Nd	0,3	23,9	21,8	26,5	25	26	24,5	29	28,8	30	30,4	30,3	34,5
Sm	0,05	4,71	4,16	5,11	4,78	5,11	4,55	6,3	6,57	6,16	6,79	6,5	7,13
Eu	0,02	1,14	1	1,3	1,14	1,14	1,1	1,37	1,39	1,44	1,45	1,46	1,58
Gd	0,05	4,06	4,08	4,62	4,35	4,64	4,27	6,44	6,27	6,12	6,47	6,39	7,24
Tb	0,01	0,63	0,62	0,71	0,64	0,67	0,64	0,98	0,98	0,94	0,98	1	1,09
Dy	0,05	3,73	3,61	4,12	4,04	4,18	3,65	5,75	5,64	5,41	5,75	5,95	6,27
Ho	0,02	0,79	0,76	0,93	0,8	0,81	0,84	1,2	1,16	1,22	1,15	1,19	1,25
Er	0,03	2,49	2,29	2,74	2,57	2,64	2,26	3,43	3,45	3,4	3,43	3,39	3,7
Tm	0,01	0,34	0,3	0,42	0,37	0,4	0,36	0,5	0,48	0,49	0,51	0,51	0,49
Yb	0,05	2,61	2,09	2,88	2,54	2,88	2,43	3,37	3,22	3,3	3,13	3,31	3,13
Lu	0,01	0,38	0,33	0,46	0,42	0,42	0,38	0,5	0,49	0,51	0,48	0,46	0,43
ΣREE		123,48	116,56	139,62	130,37	138,87	122,89	151,75	148,63	150,32	157,51	151,76	175,32
(Gd/Yb) <sub>N</sub>		1,56	1,95	1,60	1,71	1,61	1,76	1,91	1,95	1,85	2,07	1,93	2,31
(La/Yb) <sub>N</sub>		6,41	7,59	6,43	6,89	6,43	6,69	5,69	5,75	5,75	6,5	5,67	7,33
(CeN/Sm) <sub>N</sub>		2,47	2,71	2,65	2,62	2,65	2,55	2,2	2,06	2,21	2,12	2,1	2,25
(EuN/Yb) <sub>N</sub>		1,25	1,37	1,29	1,29	1,13	1,3	1,16	1,24	1,25	1,33	1,26	1,45
(Eu/Eu*) <sub>N</sub>		0,8	0,74	0,82	0,76	0,71	0,76	0,66	0,66	0,72	0,67	0,69	0,67

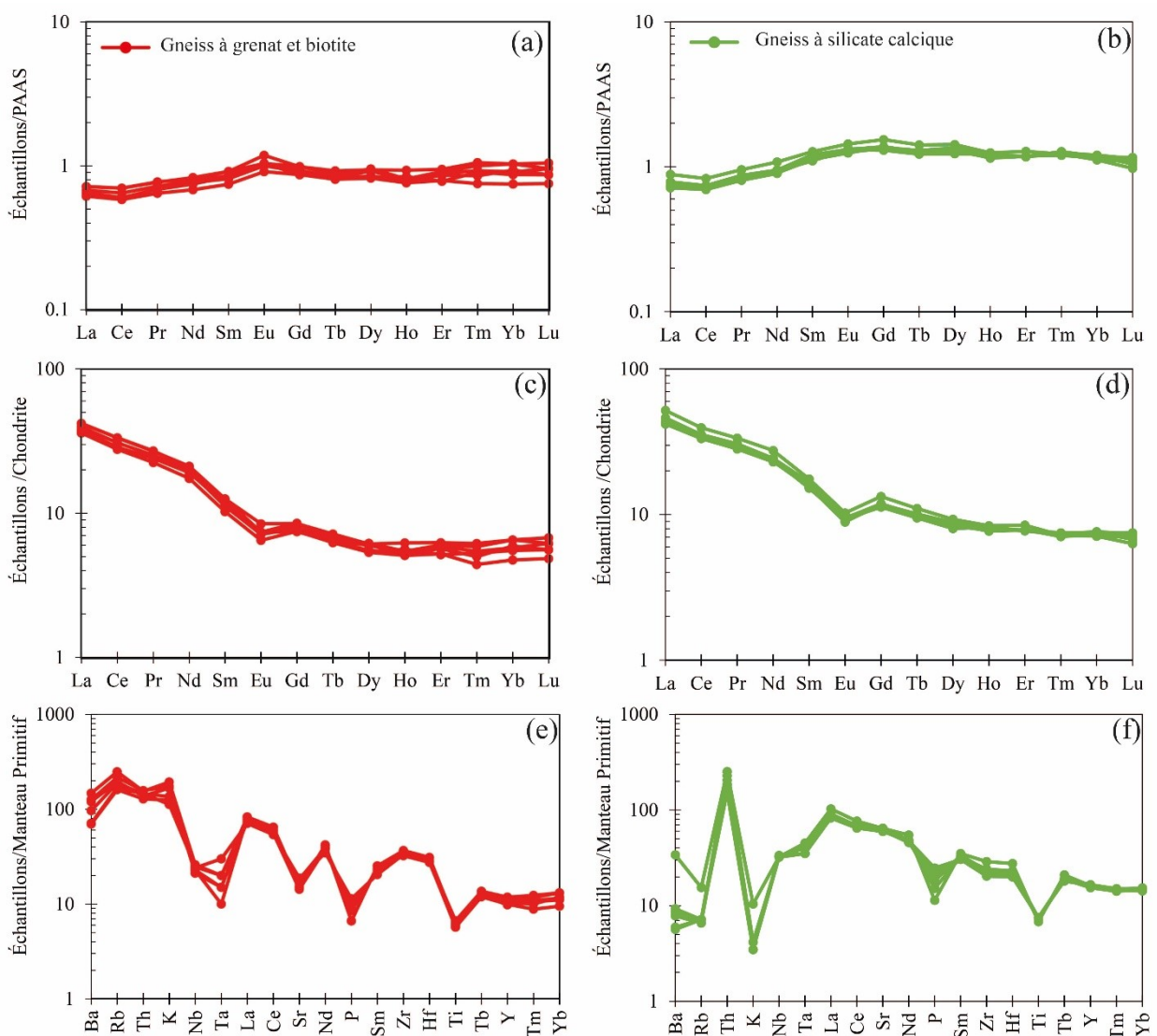
### V.2.2.3. Terres rares

La composition chimique des terres rares des roches métamorphiques de Deng-Deng est présentée dans le tableau 7. Les gneiss à grenat et biotite ont des teneurs élevées en terres rares

( $\Sigma\text{REE} = 116,56 - 139,62\text{ppm}$ ) semblables aux sédiments de références (PAAS: 167,16 ppm; de NASC: 135,73 ppm; et de la croûte continentale supérieure: 133,80 ppm).

Les terres rares des gneiss à grenat et biotite normalisés par rapport aux sédiments australiens post-archéens (PAAS) de Taylor et McLennan (1988) présentent des spectres homogènes et plats traduisant presque l'absence de fractionnement en terres rares légères et lourdes (Fig. 41a). Ces spectres montrent des anomalies positives en Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,09 - 1,24$ ).

Les spectres des terres rares (Fig. 41c) normalisés par rapport à la chondrite d'Evensen et al. (1978) sont fractionnés ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 6,41 - 7,59$ ) et montre un enrichissement en LREE ( $\text{Ce}_N/\text{Sm}_N = 2,47 - 2,71$ ) et en HREE ( $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 1,26 - 1,58$ ). Ils se caractérisent par des anomalies négatives en europium ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* : 0,71 - 0,82$ ).



**Figure 41.** Spectres de terres rares et multiéléments normalisés des roches métamorphiques de Deng-Deng. a & b) au PAAS ; c & d) à la chondrite; e & f) au manteau primitif.

## V.2.3 Gneiss à silicates calciques

### V.2.3.1 *Éléments majeurs*

Les Gneiss à silicates calciques sont caractérisés par des teneurs élevées en CaO (15,98 < CaO < 19,62 %) ; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14,78 < Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> < 16,99 %) et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (6,4 < Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> < 6,81 %), variables en SiO<sub>2</sub> (50,9 – 57,58%) et faibles en alcalins, avec Na<sub>2</sub>O (0,2 – 0,27 %) prépondérant sur K<sub>2</sub>O (0,05 - 0,15 %). Les teneurs en TiO<sub>2</sub> sont très faibles (0,7-0,78%, [Tableau 6](#)). CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> présentent une corrélation négative avec la silice, alors que MgO est positivement corrélé. CaO et TiO<sub>2</sub> présentent respectivement une corrélation positive en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ([Fig. 40](#)). Cependant CaO et P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> sont corrélés négativement avec Sr. Ces résultats associés à la corrélation négative CaO-Na<sub>2</sub>O montre que CaO n'est pas contrôlé par le plagioclase, mais plutôt par une phase carbonatée ([Fig. 40](#)). Il est à noter que la majeure partie de l'alumine serait probablement contrôlée par une phase argileuse, comme le montrent les rapports TiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (~ 0.11) identiques à ceux des shales ([Goldschmidt, 1954](#)).

### V.2.3.2. *Éléments traces*

Les gneiss à silicates calciques ont des teneurs élevées en Ba (39 - 234ppm), Sr (704,3 - 760,3ppm), V (110 - 130ppm), Zr (139,4 - 197,4ppm), moyen en Sc (13 - 17 ppm), Th (6,5 - 10,6ppm), Ga (17,1 - 23,7ppm), Nb (11,2 - 11,7ppm) et faibles en Co (16 - 18,1ppm), Cs (0,1- 0,3ppm), Hf (4-5,5ppm), Rb (2,3-5,4ppm), Sn (4-7ppm), U (3,3-3,7ppm), W (3,4-8,9ppm) ([tableau 6](#)) ; comparées aux teneurs des roches à silicates calciques du faciès granulite ( [Sighinolfi, 1974](#); [Nzenti et Tchoua, 1996](#)). Dans l'ensemble les spectres multiéléments des gneiss à silicate calcique montrent une anomalie négative en Ba, Nb, K, P, Zr et Ti ([Fig. 41f](#)).

### V.2.3.3. *Terres rares*

Les résultats analytiques des terres rares (REE) des gneiss à silicates calciques sont représentés dans le [tableau 7](#). Les teneurs des REE dans les échantillons étudiés sont très élevées et variables (150,32 à 175,32 ppm) et relativement similaires aux teneurs moyenne des REE des gneiss à silicate calcique de Yaoundé ([Nzenti et Tchoua, 1996](#)). Ces roches sont particulièrement pauvres en terres rares lourdes (moyenne ΣHREE= 22,16 ppm) par rapport aux terres rares légères (ΣLREE= 133,72 ppm).

Les terres rares des gneiss à silicate calcique normalisés par rapport aux sédiments australiens post-archéens (PAAS) de [Taylor et McLennan, 1988](#) présentent des spectres homogènes et plats avec absence de fractionnement en terres rares légères et lourdes ([Fig. 41b](#)). L'on note l'absence des anomalies en Eu sur ces spectres.

Les spectres des terres rares des gneiss à silicate calcique normalisés par rapport à la chondrite ([Fig. 41d](#)) montrent que ces roches sont fractionnées [(La/Yb)<sub>CN</sub>= 5,67 – 7,33] avec

un fort enrichissement en terres rares légères  $[(Ce/Sm)_{CN} = 2,06 - 2,25]$  par rapport aux terres rares lourdes  $(Gd_{CN}/Yb_{CN} = 1,85 - 2,31)$  et des anomalies d'euprium négative  $(Eu/Eu^* = 0.66 - 0.72)$ .

### **Conclusion**

Les roches magmatiques de Deng-Deng sont calco-alcalines hyperpotassiques à shoshonitiques métalumineux à légèrement hyperalumineux et de type I. Dans l'ensemble les granitoïdes de Deng-Deng ont des terres rares fractionnées et présentent des enrichissements en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes avec des anomalies négatives en europium. Les caractères géochimiques des roches métamorphiques de Deng-Deng montrent que ces roches ont une origine sédimentaire. La composition des éléments majeurs et traces de ces roches indiquent que les protolites sont des grauwackes et marnes.



**CHAPITRE VI.**  
**INTERPRÉTATION ET DISCUSSION**

## Introduction

Dans ce chapitre, les principaux résultats obtenus tout au long de cette étude sont interprétés et ensuite discutés. Il intègre la pétrogenèse et la structurogenèse tout ceci dans l'optique de déterminer aussi bien la source et les conditions de genèse des roches, que leur évolution magmatique et métamorphique ainsi que le cadre géodynamique. Une corrélation régionale est aussi proposée et nous permet de préciser la disposition structurale du secteur de Deng-Deng par rapport aux autres régions du domaine centre de la CPNE.

### VI.1. ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE-MAGMATIQUE

Les études pétrographiques permettent de distinguer deux ensembles lithologiques à savoir :

- un ensemble métamorphique constitués de trois types pétrographiques distincts affleurant en dalles, bandes et en poches lenticulaires. Il s'agit des gneiss à grenat et biotite, des amphibolites et des gneiss à silicates calciques. Toutes ces roches ont des textures granoblastiques hétérogranulaires caractérisées par des assemblages typomorphiques de faciès granulite (Cpx+Scp+Pl) et amphibolite (Cpx+Bt+Amp) pour les gneiss à silicate calcique ; amphibolite de haut degré (Qz + Kfs + Pl + Grt) pour les gneiss à grenat et biotite. La coexistence des faciès granulite et amphibolite démontre le caractère plurifacial du métamorphisme dans cette région. Le métamorphisme granulitique serait comparable au métamorphisme de haut degré d'âge Paléoproterozoïque mis en évidence à Bonguen et Lolodorf (Lerouge et al., 2006; Ndema Mbongue et al., 2014) et à celui de la série de Yaoundé (Nzenti et al., 1988; Kankeu et al., 2018). Le métamorphisme amphibolitique serait comparable au métamorphisme panafricain de faciès amphibolite. Plusieurs auteurs ont mis en exergue les roches métamorphiques d'origine sédimentaire : (i) dans la chaîne panafricaine nord équatoriale notamment dans les séries de Poli et de Lom (Soba, 1989; Hamdja Ngoniri et al., 2020) ; le groupe de Yaoundé (Nzenti et al., 1988; Nzenti et Tchoua, 1996; Ngnotué et al., 2000; Yonta-Ngoune et al., 2010); de Banyo (Nzenti et al., 2007); (ii) le craton du Congo (Feybesse et al., 1986, 1987; Ndema Mbongue et al., 2014; Ganno et al., 2015; Teutsong et al., 2017; Soh Tamehe et al., 2018).

- un ensemble magmatique formé de trois (03) types pétrographiques distincts affleurant en boules et dômes. Ce sont les monzodiorite à quartz, granodiorites et monzogranites. Ces roches sont caractérisées par des textures grenues et grenues à tendance cataclastique et protomylonitique microstructures grenues porphyroïdes et des associations minérales à Qz + Kfs + Pl + Bt + Hbl (monzodiorite à quartz) ; Qz + Kfs + Bt + Hbl (granodiorites) ; Qz+Kfs+Pl+Bt (monzogranite). Ce magmatisme panafricain est distinct de celui de la région

de Yaoundé (magmatisme alcalin) mais présente les caractéristiques pétrographiques similaires (magmatisme calco-alcalin) à celles des granitoïdes des autres régions du domaine centre de la CPNE (Nzenti et al., 2006; Ganno et al., 2010; Nzina et al., 2010; Chebeu et al., 2011; Kouankap Nono et al., 2010; Ngamy Kamwa et al., 2019; Kwékam et al., 2020; Yomeun et al., 2022).

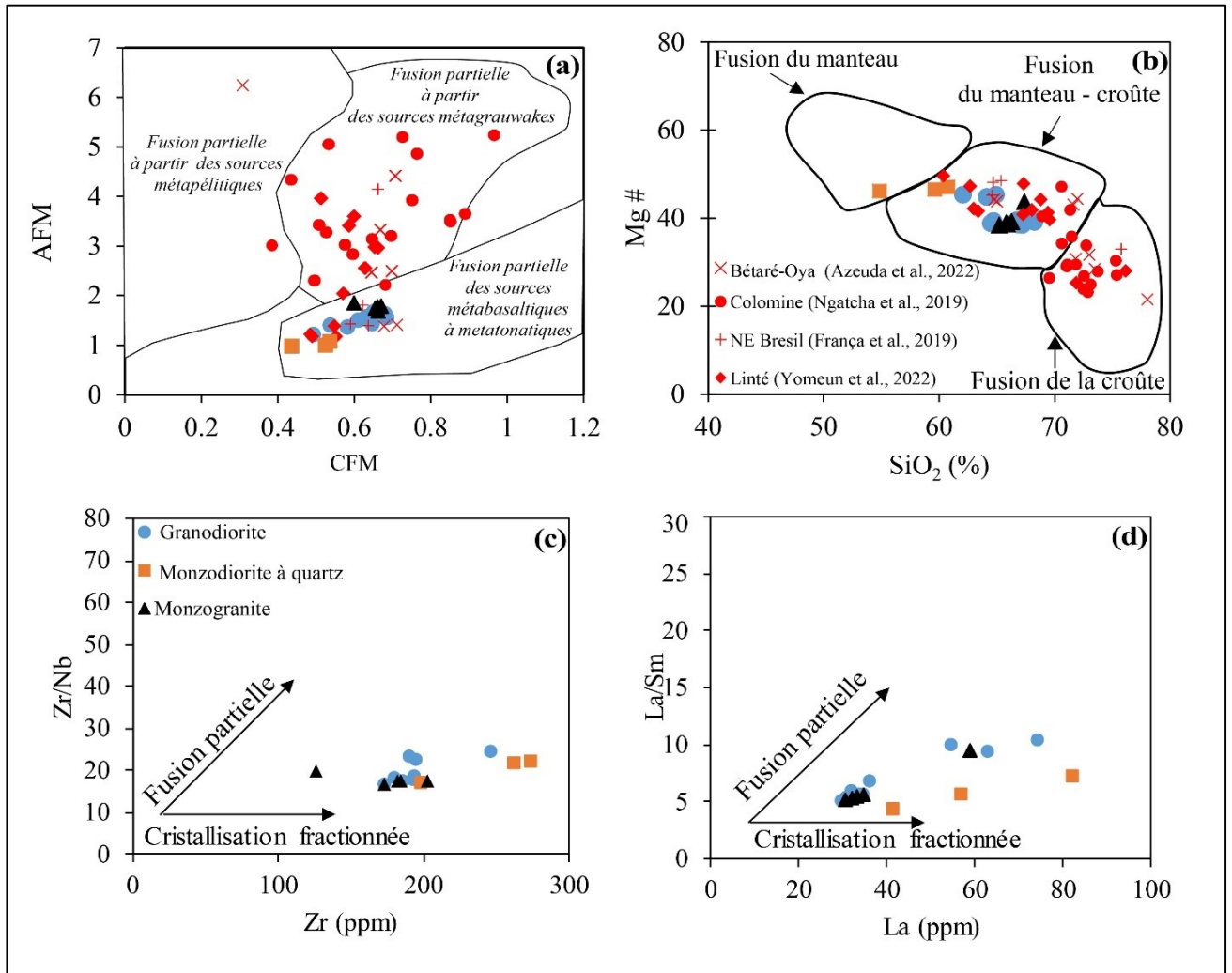
## VI.2. PÉTROGENÈSE ET CONTEXTE TECTONIQUE

### VI.2.1 Ensemble magmatique

Les roches intrusives de Deng-Deng sont constituées monzogranite, monzodiorites à quartz et granodiorites. Ces roches ont des caractéristiques chimiques typiques des granitoïdes de type I et des concentrations élevées en  $\text{Na}_2\text{O}$  (>3,2 % en poids) et des rapports A/CNK <1,1. Les corrélations négatives entre  $\text{SiO}_2$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ , compatible avec le fractionnement du pyroxène. Ceci est cohérent avec les caractéristiques géochimiques des granitoïdes de type I (Choudhury et Hussain, 2021). Il convient de noter que des caractéristiques similaires ont été documentées pour la plupart des granitoïdes du domaine centre (Nzenti et al., 2006, 2011; Kouankap Nono et al., 2010; Nzina et al., 2010; Chebeu et al., 2011; Asaah et al., 2014; Ngatcha et al., 2019; Fuh et al., 2021; Azeuda Ndonfack et al., 2022) et nord (Houketchang Bouyo et al., 2016; Basua Afanga et al., 2022) de la Chaîne Panafricaine Nord Équatoriale au Cameroun et de la République Centrafricaine (Mapoka et al., 2011; Danguene et al., 2014). Les granodiorites, les monzogranites et les monzodiorites à quartz présentent des spectres des multiéléments et terres rares similaires (Fig. 38), ce qui suggère que ces roches proviennent des mêmes sources magmatiques et ont subi des processus d'évolution comparables. Des études expérimentales menées par Rapp et Watson (1995) ont indiqué que la fusion par déshydratation à faible degré (5-10 %) des roches gabbroïques peut produire des fusions à forte teneur en Si et à teneur faible à moyenne en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , tandis que la fusion partielle à haut degré (20-40 %) peut produire des fusions felsiques à intermédiaires à forte teneur en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Les granitoïdes de Deng-Deng présentent des teneurs relativement élevées en  $\text{SiO}_2$  (moyenne = 64,04 % en poids) et en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (moyenne = 15,93 % en poids), ce qui suggère que les granitoïdes étudiés pourraient provenir de la fusion partielle de 20 à 40% d'une croûte basaltique hydratée (Rapp et Watson, 1995). La plupart des études précédentes ont rapporté que les granitoïdes de type I proviendraient de roches ignées intra-crustales de la croûte continentale (Chappell, 1998, 1999; Chappell et White, 1974; Clemens et al., 2011). D'après le diagramme AFM Vs CFM (Fig. 41a, Altherr et al., 2000) les granitoïdes de Deng-Deng représentés tombent dans le champ des roches issues de la fusion des sources métasaltiques à metatolaliques. Ce

comportement diffère des granitoïdes de bétaré et colomines (Ngatcha et al., 2019; Azeuda Ndonfack et al., 2022) deux localités voisines de Deng-Deng qui montrent une dualité de source à savoir fusion partielle de metabasaltes à méatonalites et fusion partielle de métagrauwackes (Figs. 42 a - b). Il est en de même pour les granitoïdes de Linté (Yomeun et al., 2022) et ceux de Boborema au NE du Brésil étudiés par França et al. (2019).

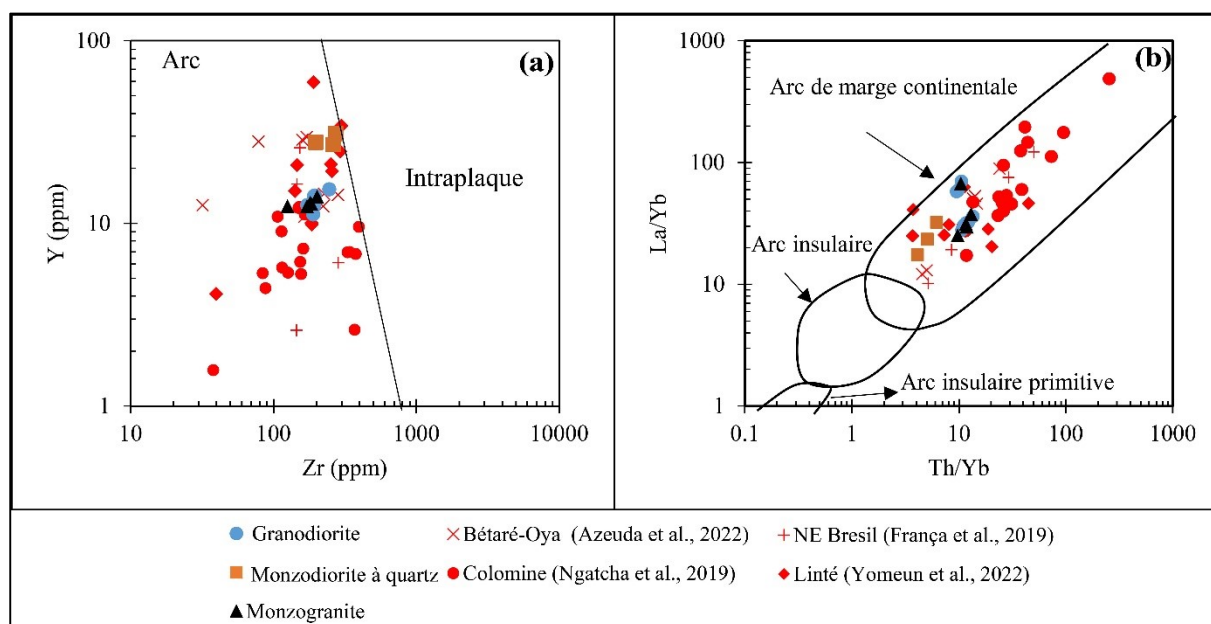
Dans le diagramme Mg# vs SiO<sub>2</sub>, utilisés pour discriminer la source mantellique ou crustale des granitoïdes, les granitoïdes de Deng-Deng tombent exclusivement dans le champ des roches issues de l'interaction croute-manteau tandis que les autres granitoïdes du domaine centre de la CPNE tombent à la fois dans le champ de la fusion de la croute et fusion de la croute-manteau (Fig. 42b). Il peut être interprétée comme une fusion partielle de la croûte avec contribution d'un magma issu du manteau pendant plusieurs épisodes magmatiques. Ceci est cohérent avec leurs valeurs A/CNK (0,94 - 1,04) et leurs rapports CaO/Na<sub>2</sub>O élevés (0,89 - 1,32) (Sylvester, 1998). D'autre part, une corrélation négative forte à modérée de SiO<sub>2</sub> avec Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O (Fig. 36) indique un fractionnement des phases alumineuses et ferromagnésiennes du magma précurseur. Ces variations de composition peuvent être considérées comme le résultat d'une fusion partielle de la croûte inférieure mafique (Rapp et Watson, 1995) et/ou d'un mélange de magma dérivé du manteau avec des fusions dérivées de la croûte (Janoušek et al., 2004), avec ou sans cristallisation fractionnée ultérieure (Fig. 42b). Ces interprétations sont cohérentes avec les rapports La<sub>N</sub>/Sm<sub>N</sub> (2,66-4,10), Nb/La (0,10-0,35), Nb/Ce (0,06-0,19), Th/Ta (12,72-40) et Rb/Sr (0,21-0,43) du pluton de Deng-Deng, qui sont comparables à ceux de la croûte inférieure (Weaver et Tarney, 1984; Hans Wedepohl, 1995; Rudnick et Fountain, 1995) et du manteau (Taylor et McLennan, 1985; Hofmann, 1988; McDonough et Sun, 1995; Shellnutt et al., 2009). Des résultats similaires ont été rapportés sur d'autres massifs panafricains du domaine centre (Ngatcha et al., 2019; Azeuda Ndonfack et al., 2022; Yomeun et al., 2022) et du NE du Brésil (França et al., 2019) où certains granitoïdes tombent dans les champs fusion manteau-croûte et fusion de la croûte respectivement. De plus, les diagrammes Zr/Nb en fonction du Zr et La en fonction de La/Sm (Figs. 42 c-d) suggèrent que la composition chimique des granitoïdes de Deng-Deng était probablement contrôlée par un degré variable de cristallisation fractionnée (Allègre et Minster, 1978). Comparé au rapport Nb/Ta de 13,4 pour la croûte continentale (Rudnick et Gao, 2003), les rapports Nb/Ta (11,87 - 33,33) des granitoïdes étudiés suggèrent que ces roches ont subi une cristallisation fractionnée significative de l'apatite, ce qui est soutenu par l'appauvrissement en P et Ti dans les diagrammes multiéléments normalisés des éléments traces primitifs-manteaux (Fig. 38).



**Figure 42.** (a) Diagramme  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeOt})$  (AFM) molaire en fonction de  $\text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeOt})$  molaire (CFM) (Altherr et al., 2000) montrant la source des granitoïdes de Deng-Deng ; (b)  $\text{Mg}^\#$  en fonction de  $\text{SiO}_2$  (Peng et al., 2019) ; (c) Diagrammes Zr en fonction de  $\text{Zr}/\text{Nb}$  et (d) La en fonction de  $\text{La}/\text{Sm}$  montrant que les granitoïdes de Deng-Deng sont contrôlés par une fusion partielle (Allègre et Minster, 1978). Les granitoïdes de Colomines (Ngatcha et al., 2019), de Bétaré-Oya (Azeuda Ndonfack et al., 2022), de Linté (Yomeun et al., 2022) et du NE Brésil (França et al., 2019) sont plotés pour comparaison.

L'évolution Néoprotérozoïque de la chaîne panafricaine est caractérisée par la mise en place des granitoïdes entre 650 et 550Ma. Selon Pearce et al. (1984) et Frost et al. (2001), les granitoïdes sont de bon témoins de l'évolution tectonique du globe. En effet, l'enrichissement en Ba, Th et U, et l'appauvrissement en Nb, Sr, P et Ti caractérisent les magmas générés en contexte d'arc (Taylor et McLennan, 1995). Les roches plutoniques de la région de Deng-Deng normalisés au manteau primitif présentent des anomalies négatives en Nb, Ta, P et Ti, ce qui est une caractéristique des magmas générés en contexte de subduction (Innocenti et al., 2005)

ou de marge continentale active (Pearce et al., 1984; Barbarin, 1999). Dans les diagrammes de discrimination Zr en fonction de Y (Muller et al., 1997) et Th/Yb fonction de La/Yb (Gorton et Schandl, 2000) (Figs. 43 a, b), les granitoïdes étudiés tombent dans les champs des roches d'Arc et de marge continentale active respectivement. Ainsi, il est très probable que le magma parental des granitoïdes de Deng-Deng ait été généré lors de l'interaction entre manteau et croûte, ce qui est typique des granites de type arc continental (Pearce, 1996). Des résultats similaires ont été rapportés sur d'autres massifs panafricains du domaine centre de la chaîne (Ngatcha et al., 2019 ; Azeuda et al., 2022, Yomeun et al., 2022) qui seraient associés à un contexte tectonique de collision continent-continent impliquant le craton du Congo et la marge active constituée des domaines centre et nord de la CPNE (Nzenti et al., 2006, Fodoué et al., 2022). Selon ces auteurs, la collision continent-continent est à l'origine de l'épaississement crustal qui induit l'élévation de la température dans les profondeurs de la croûte, provoquant ainsi la fusion des roches et leur mise en place sous forme de massifs datés entre 570 à 640Ma au Cameroun.



**Figure 43.** Diagrammes de discrimination tectonique montrant la mise en place des granitoïdes de Deng-Deng en contexte d'arc. (a) Y en fonction de Zr (Müller et Groves, 1995) ; (b) La/Yb en fonction de Th/Yb (Gorton et Schandl, 2000). Les granitoïdes de Colomine (Ngatcha et al., 2019), de Bétaré-Oya (Azeuda Ndonfack et al., 2022), de Linté (Yomeun et al., 2022) et du NE Brésil (França et al., 2019) sont plotés pour comparaison.

## VI.2.2. Ensemble métamorphique

Les relations de terrain et les compositions minéralogiques suggèrent fortement une origine sédimentaire pour les roches métamorphiques de Deng-Deng. Le diagramme de classification géochimique de Pettijohn et al. (1987) a permis de déterminer la protolite des

gneiss à grenat et biotite comme étant principalement des grauwackes (Fig. 39b), tandis que ceux des gneiss à silicates seraient des marmes (Fig.). De nombreux auteurs ont proposé l'utilisation du rapport  $Al_2O_3/TiO_2$  pour déterminer la provenance des sédiments car Al et Ti sont moins affectés par l'altération. Les valeurs  $Al_2O_3/TiO_2$  varient de 3 à 8 dans les roches mafiques, de 8 à 21 dans les roches intermédiaires et de 21 à 70 dans les roches felsiques (Girty et al., 1996). Dans la région de Deng-Deng, le rapport  $Al_2O_3/TiO_2$  varie de 19,33 à 23,22 suggérant une origine intermédiaire à felsiques de ces roches. De plus, les métasédiments de Deng-Deng montrent un enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes et une anomalie négative en Eu, suggérant qu'elles sont issues de roches intermédiaires à felsiques. Le diagramme binaire  $TiO_2$  vs  $Al_2O_3$  (Ekosse, 2001) montre que ces métafelsiques ont une source granitique (Fig. 44a). Ce résultat de source est similaire à celles décrites dans les métasédiments de Mbondo-Ngazi Tina au NE de la série du Lom (Hamdja Ngoniri et al., 2020) et le groupe de Yaoundé (Stendal et al., 2006 ; Metang, 2015). Dans le diagramme La/Th en fonction d'Hf, les métasédiments de Deng-Deng se situent dans le champ de la croûte continentale supérieure et proviendraient d'anciens sédiments felsiques avec une contribution mineure de roches mafiques (Fig. 44b) comme les métasédiments de Mbondo-Ngazi Tina (Hamdja Ngoniri et al., 2020). Des études antérieures ont indiqué que les compositions chimiques des roches clastiques dépendent des compositions de la source, et peuvent être affectées par le métamorphisme régional et les processus géologiques supergènes tels que le tri pendant le transport, la diagenèse, et l'altération chimique (Nesbitt and Young, 1982; Roser and Korsch, 1986; McLennan et al., 1993). La composition des protolites, la provenance et le cadre tectonique des sédiments clastiques peuvent être obtenus à l'aide de l'indice chimique d'altération (ICA) et l'indice de variabilité de composition, IVC (Taylor et McLennan, 1985).

L'ICA est utilisé pour évaluer le degré d'altération chimique qu'ont subi les sources intermédiaires à acides des métasédiments. En général, les valeurs de l'ICA pour les roches ignées et métamorphiques légèrement altérées sont de l'ordre de 55 ou moins, alors que les roches très altérées, qui produisent des minéraux argileux résiduels, tels que la kaolinite et/ou la gibbsite, correspondent à des valeurs de ICA proches de 100 (Nesbitt et Young, 1982). Des valeurs de 70 - 75 et ~ 56 sont typiques pour les shales et les grauwackes, respectivement (McLennan et al., 1993; Motta Garcia et al., 2014). La valeur moyenne de ICA est de 63,49 (61,34 - 64,70) et 46 (44,08 - 47,40) pour les gneiss grenat à et biotite et gneiss à silicates calciques respectivement, ce qui suggère que leurs roches mères intermédiaires à acides ont subi une altération chimique faible à modérée très proche de l'indice d'altération des grauwackes (56).

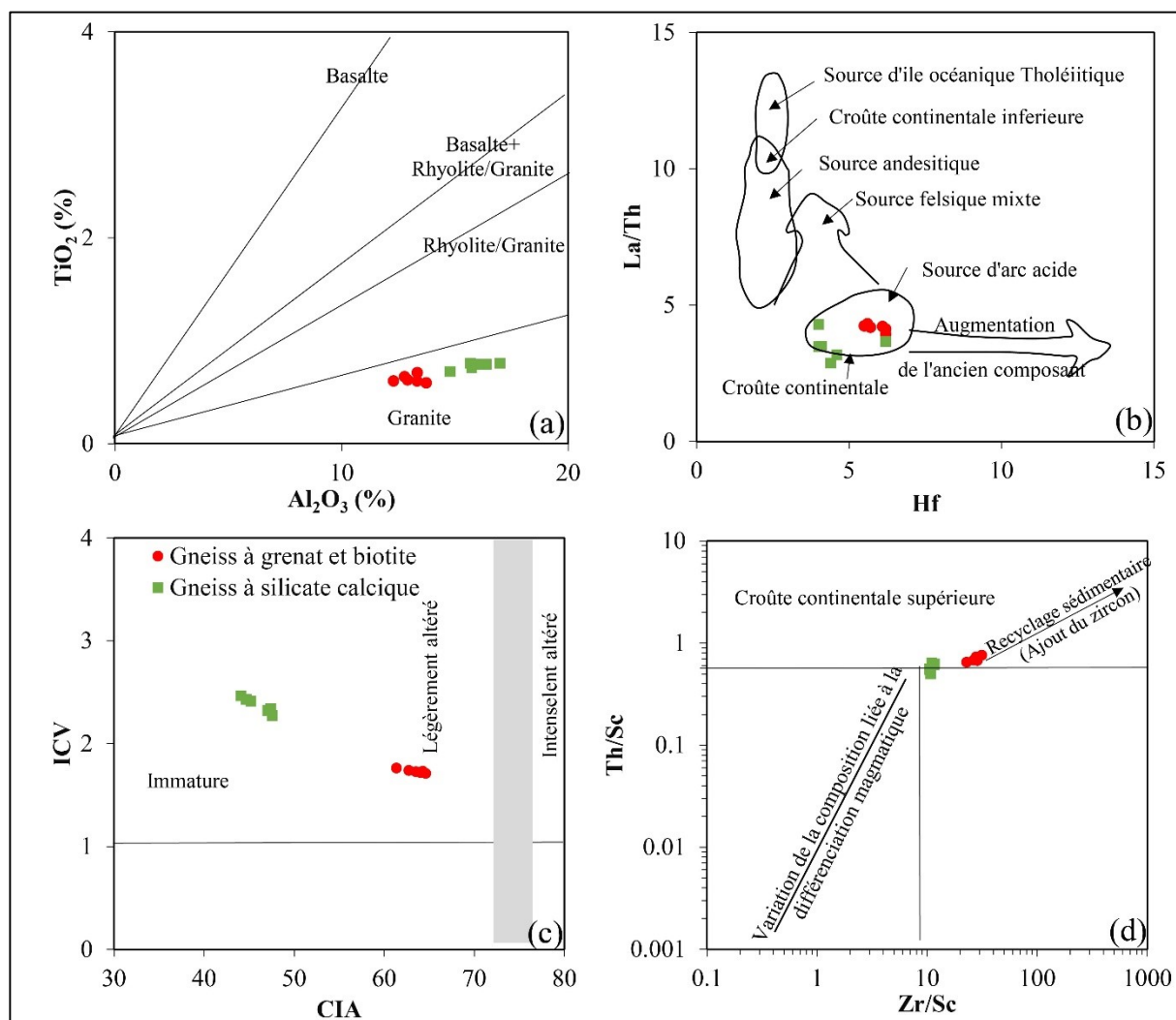
Les sédiments clastiques présentant des faibles valeurs d'IVC ( $<1$ ) sont probablement issus d'une source sédimentaire mature présentant de grandes quantités de minéraux argileux, ce qui indique un recyclage des sédiments dans un cadre tectonique passif. Par contre, les sédiments clastiques avec des valeurs IVC élevées ( $>1$ ) indiquent des sédiments immatures dans un cadre tectonique actif (Kamp et Leake, 1985). Les valeurs d'IVC sont de 1,71 - 1,76 et 2,27 - 2,47 pour les gneiss à grenat et biotite et gneiss à silicate calcique de Deng-Deng ce qui indique que ces métasédiments proviennent des sédiments immatures qui correspondraient à de dépôts issus de processus d'altération modérés à faibles dans des contextes tectoniquement actifs. Les rapports moyens  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  du gneiss à grenat et biotite (4,7) indiquent également que ces roches étaient des sédiments immatures avant le métamorphisme (Fig. 42c). Les faibles valeurs  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (0,23 - 1,03) des métasédiments de Deng-Deng par rapport au PAAS (3,08) reflètent les faibles teneurs en minéraux argileux de leurs protolites.

Les rapports Th/Sc et Zr/Sc sont des mesures de la différenciation chimique et du degré de recyclage des sédiments, respectivement. Le diagramme Th/Sc en fonction de Zr/Sc de (McLennan et al., 1993) peut donc refléter l'étendue du tri et du recyclage sédimentaire (Fig. 44d). Les sédiments de premier cycle montrent généralement une corrélation positive simple entre Th/Sc et Zr/Sc, alors que les sédiments recyclés additionnels montrent généralement une augmentation plus rapide de Zr/Sc que de Th/Sc. Les métasédiments de la région de Deng-Deng tendent vers des rapports Zr/Sc plus élevés (10), indiquant un certain degré de remaniement et de tri des sédiments. Ceci est confirmé par le léger enrichissement en Zr des métasédiments par rapport à la croûte continentale supérieure, indiquant une accumulation préférentielle de zircon détritique dans leurs protolites. La teneur élevée en Zr dans les échantillons analysés suggère une accumulation de zircon et peut mettre en évidence la nature recyclée des roches métasédimentaires avec une faible contribution des roches ignées (Hamdja Ngoniri et al., 2021).

Il existe une large relation entre les caractéristiques géochimiques des métasédiments et le cadre tectonique des bassins de dépôt (Bhatia, 1983; Bhatia et Crook, 1986). De nombreux travaux ont consisté à la détermination des conditions tectoniques prévalant lors du dépôt des sédiments sur la base de la géochimie des éléments majeurs, traces et des terres rares; et à la construction des diagrammes de discrimination qui aident à identifier les anciens bassins sédimentaires (Bhatia, 1983; Bhatia et Crook, 1986; Roser et Korsch, 1986). En fonction de leurs caractéristiques géochimiques, les séquences sédimentaires présentent trois contextes tectoniques distincts tels que le montrent les diagrammes  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$  et  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (Figs. 45a et b) de Roser et Korsch (1986). Les diagrammes  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$  et  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  montre que les gneiss à grenat et biotite et les gneiss à silicate calcique



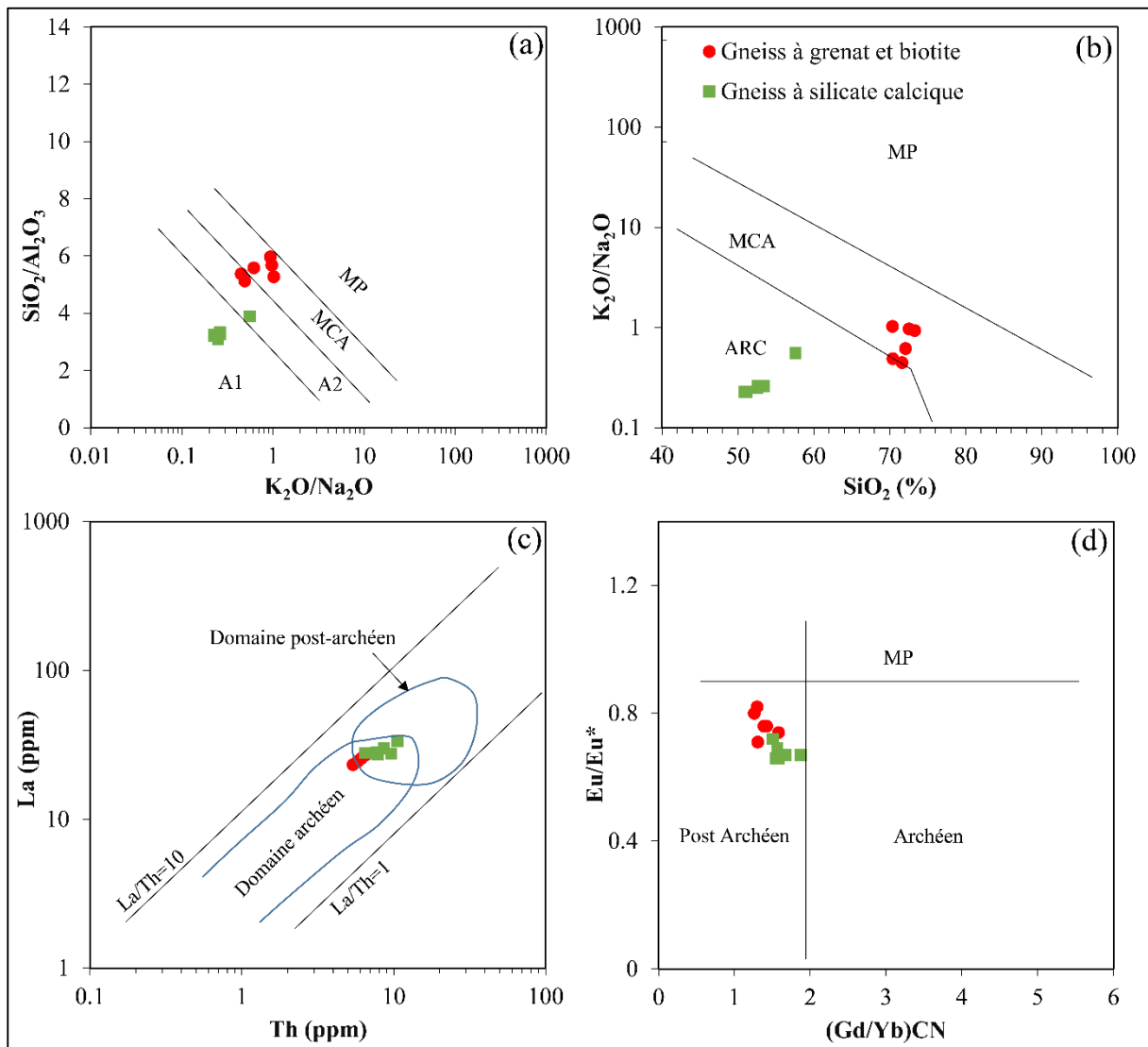
se seraient mise en place dans un contexte de marge continentale active et d'arc respectivement (Figs. 45a-b). L'arc continental et la marge continentale active sont des environnements sédimentaires similaires, car ils sont tous deux dominés par des mouvements convergents des plaques, des déformations orogéniques et le développement de complexes de subduction (Hamdja Ngoniri et al., 2021).



**Figure 44.** (a) Diagramme  $TiO_2$  en fonction de  $Al_2O_3$  (Ekosse, 2001); (b) Diagramme  $La/Th$  en fonction de  $Hf$  fonction de  $Zr/Sc$  (McLennan et al., 1993) ; (c) diagramme IVC en fonction de ICA (Nesbitt et Young, 1982); (d) Diagramme  $Th/Sc$  en fonction de  $Zr/Sc$  (McLennan et al., 1990).

Les rapports  $La/Th$  servent également à déterminer le cadre tectonique. Le rapport moyen  $La/Th$  est de 3,6 pour les roches sédimentaires archéennes et de 2,7 pour les roches sédimentaires post-archéennes (McLennan et al., 1980). La moyenne du rapports  $La/Th$  est de 4,11 pour les gneiss à grenat et biotite de Deng-Deng comparable à celle des sédiments de la croûte continentale (McLennan et al., 1980; Taylor et McLennan, 1985). Les métasédiments de

Deng-Deng tombent dans le champ des sédiments mixtes lorsqu'ils sont projetés dans diagramme de discrimination La en fonction de Th (Fig. 45c, McLennan, 2018). Le diagramme Eu/Eu\* vs. (Gd/Yb)<sub>N</sub> permet de bien les différencier comme provenant des sédiments post-archéens (Fig. 45d, Ekosse, 2001). Ces résultats sont concordants avec les métasédiments de Mbondo-Ngazi Tina au NE de la série du Lom (Hamdja Ngoniri et al., 2021) qui proviennent de sédiments post-archéens.



**Figure 45.** Diagrammes de discrimination tectonique des roches métamorphiques de Deng-Deng. (a)  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  en fonction de  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (Roser et Korsch, 1986) ; (b)  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  en fonction de  $\text{SiO}_2$  (A<sub>1</sub> : contexte d'arc, détritits basaltique et andésitique) ; A<sub>2</sub> : contexte d'arc évolué, détritits felsique – plutonique ; MCA : marge continentale active et MP : marge passive) (Roser et Korsch, 1986); (c) La vs. Th (McLennan, 1989) ; (d)  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  en fonction de  $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}$  (Taylor et McLennan, 1985; McLennan et Taylor, 1991).

## **VI.3. STRUCTUROGENÈSE**

### **VI.3.1. Géomorphologie structurale**

La carte tectonique de Deng-Deng a été mise à jour sur la base de l'utilisation des données de télédétection. Les directions majeurs de linéaments à savoir NE-SW à ENE-WSW (N20-70°), NW-SE (N110-130°) et N-S (N170-180°) obtenues du traitement des images télédétection ont été confrontés aux données de terrain qui montre des schistosités mylonitiques avec des directions qui varient de NE-SW à ENE-WSW, direction qui rappelle la zone de cisaillement régionale de Betaré-Oya dans la série du Lom (Kankeu et al., 2009; Nguemhe Fils et al., 2020). Le secteur Deng-Deng marquerait donc le prolongement Sud-Ouest du cisaillement régional de Betaré-Oya vers la faille de Sanaga (Dumont, 1986; Kankeu et al., 2009; Takodjou Wambo et al., 2016; Nguemhe Fils et al., 2020). Par ailleurs, cette direction a été décrite dans la région de Garga-Sarali (Kankeu et al., 2010) et correspond à l'échelle régionale à des structures majeures de la zone de cisaillement de Bétaré-Oya, la faille de Sanaga et correspondant à la direction de raccourcissement majeure de la CPNE (Ganno et al., 2010; Kouankap Nono et al., 2010).

La présence d'une structure dans l'arrangement des fractures est mise en évidence par l'analyse géostatistique. Le variogramme expérimental de la fracturation globale présente une discontinuité à l'origine due à l'action combinée des hétérogénéités spatiales à plus petites échelle et à des incertitudes de mesures. La variable étudiée est irrégulière et présente une discontinuité à l'origine qui est un phénomène couramment observée dans l'analyse des milieux fracturés (Massoud, 1988; Lasm et al., 2004).

### **VI.3.2. Analyse structurale**

#### ***VI.3.2.1. Évolution tectonique***

L'évolution tectonique de la région de Deng-Deng se caractérise par une déformation polyphasée résumée en trois épisodes majeurs de déformation :

- l'évènement tectonique D<sub>1</sub> est essentiellement ductile et affecte uniquement les roches de l'ensemble métamorphique. C'est une phase relique car ses structures sont plus ou moins oblitérés par la phase de déformation D<sub>2</sub> comme dans les localités de Bétaré-Oya (Kankeu et al., 2009) et de Ngoura-Colomines (Takodjou Wambo et al., 2016). Cette phase se caractérise par (i) des structures planaires tels que la foliation S<sub>1</sub> de direction moyenne NE-SW. Cette famille direction a d'ailleurs été observée pour la S<sub>1</sub> dans la série du Lom (Soba, 1989; Kankeu et al., 2009, 2010) et dans la région de Ngoura-Colomines (Takodjou Wambo et al., 2016) et Ketté (Ngassam Mbianya et al., 2021). (ii) des structures de volume (boudins B<sub>1</sub>) et (iii) des

structures linéaires notamment la linéation minérale. Le régime de la déformation au cours de la phase D<sub>1</sub> est typiquement coaxial : il s'agit d'un cisaillement pur. Ce caractère est mis en évidence par le parallélisme entre les surfaces S<sub>1</sub> et les boudins B<sub>1</sub>. Cette phase de déformation D<sub>1</sub> a été interprétée dans d'autres secteurs de la CPNE en l'occurrence le nord Cameroun et à l'Est du Nigéria comme représentant la phase précoce de la nappe tectonique panafricaine (Nzenti et al., 1988, 1992; Ferré et al., 1998; Ngako et Njonfang, 2011) ;

- la deuxième phase (D<sub>2</sub>), est ductilo-fragile et affecte l'ensemble magmatique et métamorphique. Cette phase comporte (i) la schistosité S<sub>2</sub> mylonitique (Sm) de direction N072E48NW et N48E69SE, (ii) les cisaillements C<sub>2</sub> dextre en relation avec le cisaillement centre camerounais (CCC) et la faille de l'Adamaoua (Njanko et al., 2006; Nzenti et al., 2006, 2007; Njonfang et al., 2006) et senestre en relation avec en relation avec la faille de Tibati - Banyo (Tchameni et al., 2006; Nzina et al., 2010; Ganwa et al., 2011), les plis P<sub>2</sub> et les structures S-C. La phase D<sub>2</sub> se traduit par une compression NE-SW donc suivant la direction de contrainte principale de la CNPE (Ngako et al., 1991). Cette compression donne à la zone d'étude sa structuration globale NE-SW, c'est-à-dire orientée selon la direction d'extension ductile de la CPNE (Nzenti et al., 1999) et la direction approximative moyenne du CCC. Elle est similaire aux structures décrite dans les régions de Fouban-Bankim, de Bafoussam, Kimbi, Betaré-Oya, Bossangoa-Bossembé (Njonfang et al., 2006; Njanko et al., 2006; Nzenti et al., 2006; Kankeu et al., 2009, 2018; Ganno et al., 2010; Mapoka et al., 2011; Danguene, 2012; Danguene et al., 2014) et dans les régions du domaine Nord Cameroun de Chaîne Panafricaine Nord Équatoriale (Ngako, 1985; Dumont et al., 1985; Toteu et al., 2004; Penaye et al., 2004; Njanko et al., 2006; Ngako et al., 2008; Ngako et Njonfang, 2011). La phase tectonique D<sub>2</sub> se caractérise par une diversité structurale traduisant ainsi un régime tectonique transpressif ;

- la phase tardi D<sub>2</sub> est essentiellement cassante et responsable de la mise en place des joints de toutes sortes et de direction variables (N040E ; N143E ; N160E). À l'échelle régionale, les directions N030-040°E et N070-080°E sont celles des directions majeures du CCC. Quant à la direction N140E, elle représente celle du fossé de la Bénoué. La phase tardi-D<sub>2</sub> dans le secteur d'étude est assimilée à la dernière phase de déformation de l'orogénèse panafricaine, elle correspondrait donc à la phase D<sub>4</sub> proposé par certains auteurs tels que Ganno et al. (2010).

### ***VI.3.2.2. Conditions de déformation***

Les granodiorites et monzogranites montre une foliation est orientée NE-SW, similaire à celle du CCC et des failles de Deng-Deng, ce dernier étant un segment de la série de Lom qui a été intensément déformé pendant l'orogénèse panafricaine (Fossi, 2016). Plusieurs marqueurs

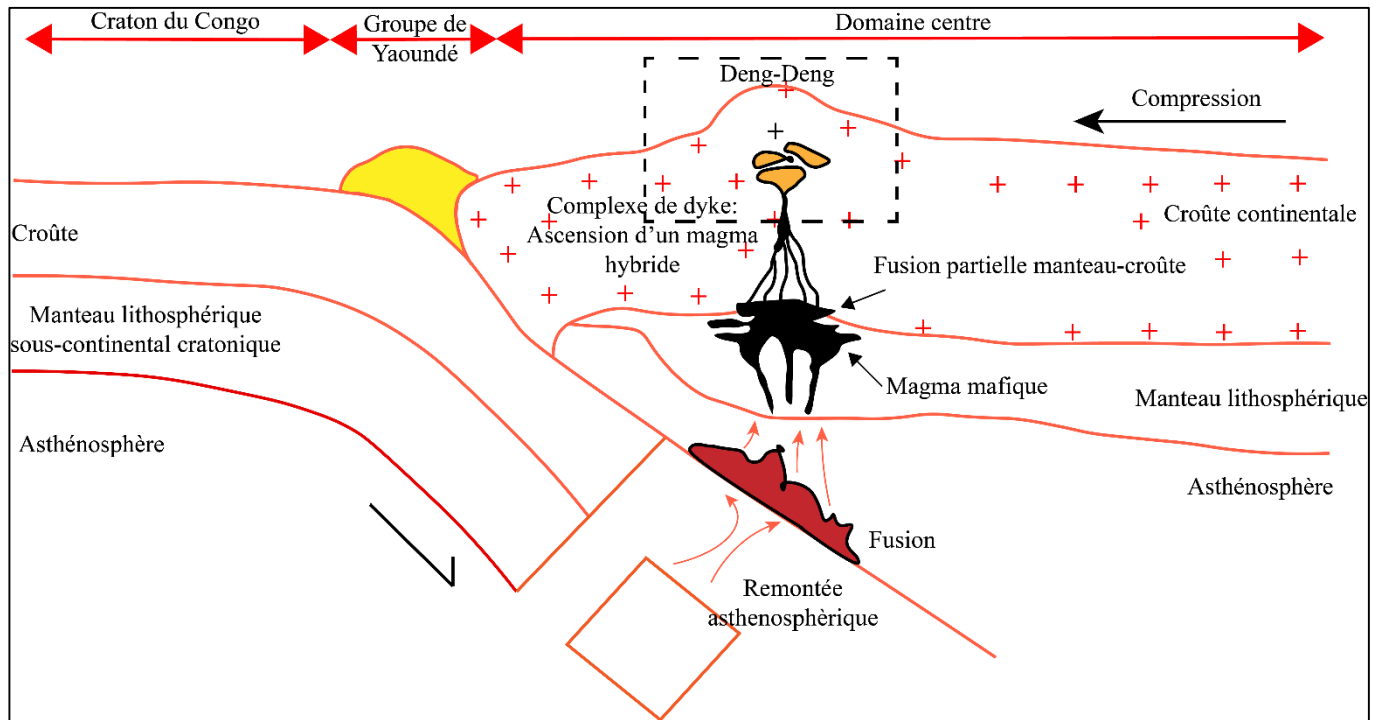
de déformation et indicateurs cinématiques ont été observés soit à l'échelle de l'affleurement (Fig. 28), soit à l'échelle microscopique (Fig. 32) dans les roches étudiées. L'étude microstructurale montre que les roches du pluton de Deng-Deng se sont déformées pendant leur mise en place. Ceci est soutenu par les microstructures de déformation à l'état magmatique, submagmatique et solide qui présente des relations entre eux. Ces caractéristiques structurales comprennent la foliation mylonitique, les structures S/C, les porphyroblastes feldspathiques (sigmoïde  $\sigma$  et  $\delta$ ). Selon la classification des mylonites (Passchier et Trouw, 2005; Trouw et al., 2009), deux domaines mylonitiques peuvent être distingués dans la région de Deng-Deng à savoir un domaine mylonitique de bas degré et de moyen degré affectant les monzodiorites à quartz et les granodiorites respectivement. Le domaine mylonitique de bas degré est surtout reconnaissable à l'échelle microscopique, et se réfère aux monzodiorites à quartz qui ne présentent pas de la déformation (Fig. 14). Dans ce domaine, les porphyroclastes de feldspaths perthitiques, qui se présentent sous forme de cristaux subautomorphes à automorphes montrant une microstructure myrmékitique. Les feldspaths à extinction roulante et les macles mécaniques (kink bands) sont rares dans ce domaine. Les cristaux de plagioclase montrent souvent une déformation fragile et présentent occasionnellement des microfractures submagmatiques remplies d'agrégats de minéraux opaques-biotite ou quartz-feldspath. Le domaine mylonitique de moyen degré est surtout visible à l'échelle de l'affleurement. Dans certains échantillons de granodiorites, la présence de quartz remplaçant le plagioclase suggère un possible métasomatisme naissant de fluides provenant de roches crustales évoluées. À l'échelle microscopique, les porphyroblastes de plagioclase présentent des macles en Kink (Fig. 31b). Les porphyroblastes de feldspath et de plagioclase sont entourés d'une matrice constituée d'agrégats de biotite et de quartz. De telles caractéristiques de déformation sont connues pour être formées par la plasticité intracristalline en phase submagmatique (Vernon, 1991). Le quartz est présent soit sous forme de rubans polycristallins allongés (1-3 mm de longueur), soit sous forme d'agrégats granoblastiques allongés et présente une extinction ondulatoire, qui est liée à une déformation en phase solide. Certains cristaux de quartz présentent des caractéristiques de recristallisation par rotation des sous-grains. Les porphyroclastes de feldspath sont recristallisés le long de leurs marges et leur orientation est oblique par rapport à la linéation minérale de quartz recristallisé, décrivant les structures S-C (Fig. 28c). D'après Paterson et al. (1989), l'apparition des sous grains de quartz ainsi que la température de solidification et de déformation des feldspaths alcalins se situe au-dessus de 500°C. La déformation dans le pluton de Deng-Deng prendrait donc naissance dans les conditions proches du solidus à haute température (supérieure à 500°C). Les observations macroscopiques et microscopiques

indiquent (i) la présence des mégacristsaux de feldspaths déformés et orientés préférentiellement et (ii) la présence des microstructures de déformation de l'état submagmatique à l'état solide. L'ensemble des données pétrographiques, structurales et géochimiques suggère pour le pluton de Deng-Deng les caractéristiques d'un granite syn- à tardi tectonique.

#### VI.4. MODÈLE GÉODYNAMIQUE

L'évolution tectonique, ainsi que l'étude morphostructurale couplée à la cinématique de Deng-Deng a permis de proposer un modèle tectonique régional. Ce modèle intègre les aspects suivants : (1) les marqueurs cinématiques à l'échelle de l'affleurement tels que les cisaillements  $C_2$ , les schistosités mylonitiques  $S_2$ , les boudins  $B_1$ , les structures S-C et à l'échelle microscopique notamment les sigmoïdes de feldspath et de plagioclases sont compatibles avec un mouvement dominant dextre à senestre, les macles en kink band ; (2) l'existence des failles orientées NE-SW à ENE-WSW, direction qui rappelle la zone de cisaillement régionale de Betaré-Oya dans la série du Lom (Kankeu et al., 2009; Nguemhe Fils et al., 2020). Le modèle tectonique de collision oblique continent-continent impliquant le craton du Congo/Sao Francisco Craton et le Bloc Est Saharien pour l'évolution géodynamique de la CPNE (Nzenti et al., 1994), peut être admis pour le secteur de Deng-Deng. De plus, les granitoïdes étudiés ont des caractères géochimiques des roches typiques des zones d'Arc de marge continentale impliquant subduction/collision.

Sur la base des données structurales et géochimiques, nous proposons un modèle intégré pour expliquer la formation du complexe de Deng-Deng (Fig. 46). Ce modèle géodynamique inspirée de Ngalamo et al. (2017) comprend trois étapes ayant conduit à la mise en place des granitoïdes de la CPNE. (i) convergence avec subduction du manteau lithosphérique sous cratonique sous le domaine centre de la CPNE ; (ii) détachement de la croûte entraînant la remontée et la fusion de l'asthénosphère ; (iii) fusion partielle manteau lithosphérique enrichi, avec un apport de la croûte continentale inférieure, qui a généré les magmas à l'origine des roches intrusives étudiées. Lesdites roches se seraient mises en place pendant l'orogénèse panafricaine.



**Figure 46.** Modèle géodynamique du secteur d'étude.

## Conclusion

La composition chimique des roches magmatiques (monzodiorites à quartz, adamellites = monzogranites et granodiorites) reflète celle de séries calco-alcalines hyperpotassiques à shoshonitiques de type-I et formés à partir de la fusion partielle des metabasaltes à méatonalites dérivant de la croûte inférieure et d'un magma mafique dérivant du manteau, avec un degré variable de cristallisation fractionnée mise en place dans un contexte d'arc continental. Les métasédiments sont d'anciens grauwackes et marnes provenant principalement d'anciens sédiments felsiques avec une contribution mineure de roches mafiques et déposés en contexte de marge continentale active et d'arc.

## **CONCLUSION GÉNÉRALE**



Au début de ce travail, l'objectif principal de cette thèse était de déterminer les mécanismes de formation et d'évolution de la croûte continentale de la portion de la chaîne panafricaine situé au sud-ouest de la série du Lom à l'Est-Cameroun. Les principaux résultats des études pétrographiques, structurales et géochimiques dans le secteur de Deng-Deng et présentés dans ce travail permettent d'aboutir aux conclusions suivantes.

- Sur le plan pétrographique, les études de terrain et de laboratoire révèlent que la région de Deng-Deng comprend (i) un ensemble métamorphique constitué des gneiss à grenat et biotite et des gneiss à silicates calciques. Toutes ces roches ont des textures granoblastiques hétérogranulaires caractérisées par des assemblages typomorphiques de faciès amphibolite et granulite démontrant ainsi le caractère plurifacial du métamorphisme dans le secteur de Deng-Deng ; (ii) un ensemble magmatique constitué de trois types pétrographiques distincts affleurant en boules et en dômes. Ce sont les monzodiorites à quartz, les monzogranites et les granodiorites caractérisées par des textures grenues et grenues à tendance mylonitique.

- Sur le plan morphostructural, l'utilisation des techniques de la télédétection à travers les images satellitaires a permis de mettre en évidence les réseaux de fractures d'échelle kilométrique. Ce réseau de faille a été ensuite validé en carte structurale sur la base des données de terrain. L'analyse de cette carte structurale indique l'existence des familles de failles orientées NE-SW, NW-SE et N-S.

- Sur le plan structural et microstructural, l'évolution tectonique de la localité de Deng-Deng est monocyclique et polyphasé, compatible à l'évolution tectonique du domaine centrale de la CPNE. L'étude microstructurale a mis en évidence deux domaines mylonitique (Bas et moyen degré). La déformation dans le pluton de Deng-Deng prendrait donc naissance dans les conditions proches du solidus à haute température (supérieure à 500°C).

- Sur le plan géochimique, les roches magmatiques (monzodiorites à quartz, adamellites = monzogranites et granodiorites) ont les caractéristiques des séries calco-alcalines hyperpotassiques à shoshonitiques de type-I et proviendraient de la fusion partielle des metabasaltes à métatonalites dérivant de la croûte inférieure et d'un magma mafique dérivant du manteau, avec un degré variable de cristallisation fractionnée mise en place dans un contexte d'arc continental. Les gneiss à grenat et biotite seraient d'anciens grauwackes et marnes déposés en contexte de marge continentale active et d'arc à partir d'anciens sédiments felsiques avec une contribution mineure de roches mafiques.

*L'intégration des données pétrologiques, structurales et géochimiques permet de proposer que le secteur Deng-Deng correspond à une zone tectonique de collision oblique continent-*

*continent impliquant le craton du Congo/Sao Francisco et le Bloc Est Saharien. Ces résultats sont en accord avec les précédentes hypothèses formulées pour l'évolution géodynamique du domaine centre de la CPNE au Cameroun.*

Ce travail présente le contexte géodynamique du secteur de Deng-Deng associé aux zones de cisaillement panafricain. Malgré la quantité de données fournies, certains aspects de la géologie régionale restent inexplorés. Dans le futur, il serait intéressant de faire une étude géochimique isotopique pour apporter plus d'informations sur la source des roches étudiées. Également, une étude structurale par la méthode de l'ASM (Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique) sur les différents massifs identifiés sera nécessaire pour mieux discuter de son caractère tectonique. Enfin une étude géochronologique sur lesdits massifs et leurs encaissants métamorphiques pourra permettre de caler le timing de fonctionnement du cisaillement de Deng-Deng.

## **REFERENCES**

- Adiri, Z., El Harti, A., Jellouli, A., Lhissou, R., Maacha, L., Azmi, M., Zouhair, M., Bachaoui, E.M., 2017. Comparison of Landsat-8, ASTER and Sentinel 1 satellite remote sensing data in automatic lineaments extraction: A case study of Sidi Flah-Bouskour inlier, Moroccan Anti Atlas. *Advances in Space Research* 60, 2355-2367.
- Allègre, C.J., Minster, J.F., 1978. Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. *Earth and Planetary Science Letters, Trace Elements in Igneous Petrology* 38, 1–25.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., De Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews* 17, 1–29.
- Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C., Kreuzer, H., 2000. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos* 50, 51–73.
- Aminov, Javhar, Xi, C., Anming, B., Aminov, Jamshed, Mamadjanov, Y., Aminov, Jovid, Tuerhanjiang, L., 2019. Comparison of Multi-Resolution Optical Landsat-8, Sentinel-2 and Radar Sentinel-1 Data for Automatic Lineament Extraction: A Case Study of Alichur Area, SE Pamir. *Remote Sensing* 11, 778.
- Amri, K., Mahdjoub, Y., Guergour, L., 2011. Use of Landsat 7 ETM+ for lithological and structural mapping of Wadi Afara Heouine area (Tahifet–Central Hoggar, Algeria). *Arab J Geosci* 4, 1273-1287.
- Asaah, A.V., Zoheir, B., Lehmann, B., Frei, D., Burgess, R., Suh, C.E., 2014. Geochemistry and geochronology of the 620 Ma gold-associated Batouri granitoids, Cameroon. *International Geology Review* 57, 1485-1509.
- Ateh, K.I., Suh, C.E., Shemang, E.M., Vishiti, A., Tata, E., Chombong, N.N., 2017. New LA-ICP-MS U-Pb Ages, Lu-Hf Systematics and REE Characterization of Zircons from a Granitic Pluton in the Betare Oya Gold District, SE Cameroon. *Journal of Geosciences and Geomatics* 5, 267-283.
- Azeuda Ndonfack, K.I., Xie, Y., Zhong, R., Yomeun, B.S., Cui, K., Shan, X., 2022. Tectonic evolution of Neoproterozoic rocks, eastern Cameroon: Implication for gold mineralization in the Bétaré Oya and Woumbou–Colomine–Kette districts. *Precambrian Research* 368, 106475.
- Bagnouls, F., Gaussen, H., 1957. Les Climats Biologiques Et Leur Classification. *Annales de Géographie* 66, 193–220.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46, 605–626.

- Barton, M.D., Ilchik, R.P., Marikos, M.A., 1991. Metasomatism. *Reviews in Mineralogy*, 26, 321-350.
- Basua Afanga, A., Changqian, M., Kanouo Nguo, S., Lian-Xun, David Lentz., Soumyajit, M., Nformidah Ndah Siggy Signe, S., Bovari Yomeun, S., 2022. Petrogenesis and tectonic setting of A-type granites in the Babouri-Figuil Magmatic Complex (North Cameroon): Constraints from whole rock geochemistry, zircon U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf isotopes. *Lithos* 106618.
- Betsi, T.B., Ngo Bidjeck Bondje, L.M., Mvondo, H., Yannick Mama Nga, L.N., Molotouala, C.A., McFarlane, C., 2020. Rutile LA-ICP-MS U–Pb geochronology and implications for tectono-metamorphic evolution in the Yaoundé Group of the Neoproterozoic Central African Orogeny. *Journal of African Earth Sciences* 171, 103939.
- Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *The Journal of Geology* 91, 611–627.
- Bhatia, M.R., Crook, K.A., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to mineralogy and petrology* 92, 181–193.
- Binam Mandeng, E.P., Ngo Bidjeck, L.M., Takodjou Wambo, J.D., Taku, A., Bineli Betsi, T., Solange Ipan, A., Tchami Nfada, L., Bitom Dieudonné, L., 2018. Lithologic and structural mapping of the Abiete–Toko gold district in southern Cameroon, using Landsat 7 ETM+/SRTM. *Comptes Rendus Geoscience* 350, 130–140.
- Castaing, C., Feybesse, J.L., Thiéblemont, D., Triboulet, C., Chèvremont, P., 1994. Palaeogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks? *Precambrian Research* 69, 327–344.
- Chappell, B.W., 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos* 46, 535–551.
- Chappell, B.W., 1998. Petrographic discrimination of low- and high temperature I-type. *Resource Geology* 48, 225–235.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1992. I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83, 1–26.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacif. Geol.* 8, 173–174.
- Chavez, P., Bauer, B., 1982. An automatic optimum kernel-size selection technique for edge enhancement. *Remote Sensing of Environment* 12, 23–38.

- Chebeu, C., Diorlette Ngo Nlend, C., Paul Nzenti, J., Ganno, S., 2011. Neoproterozoic High-K Calc-Alkaline Granitoids from Bapa-Batie, North Equatorial Fold Belt, Central Cameroon: Petrogenesis and Geodynamic Significance. *The Open Geology Journal* 5, 1-20.
- Choudhury, D., Hussain, M.F., 2021. Neoproterozoic highly fractionated I-type granitoids of Shillong Plateau, Meghalaya, and Northeast India: geochemical constraints on their petrogenesis. *Acta Geochim* 40, 51–66.
- Clemens, J.D., Stevens, G., Farina, F., 2011. The enigmatic sources of I-type granites: The peritectic connexion. *Lithos* 126, 174–181.
- Cobbing, J., 2000. *The Geology and Mapping of Granite Batholiths*. Springer, Berlin, Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 141p.
- Corgne, S., Magagi, R., Yergeau, M., Sylla, D., 2010. An integrated approach to hydrogeological lineament mapping of a semi-arid region of West Africa using Radarsat-1 and GIS. *Remote Sensing of Environment* 114, 1863–1875.
- Crippen, R.E., Blom, R.G., 2001. Unveiling the Lithology of Vegetated Terrains in Remotely Sensed Imagery. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 67, 935–943.
- Danguene, P.E.L., 2012. *Géologie de la région de Bossangoa-Bossembélé au Nord-Ouest de la République Centrafricaine (chaîne panafricaine Nord Equatorial): Pétrogenèse, structurogenèse et géochronologie (Thèse de Doctorat PhD)*. Université de Yaoundé I, 121p.
- Danguene, P.E.Y., Ngnotue, T., Ganno, S., Biandja, J., Kankeu, B., Nzenti, J.P., 2014. Paleoproterozoic Synkinematic Magnesian High-K Magmatism from the Tamkoro-Bossangoa Massif, along the Bossangoa-Bossembele Shear Zone in North-Western Central African Republic. *J Geosci Geomatics* 2, 151–164.
- David, M., 1988. *Handbook of applied advanced geostatistical ore reserve estimation*. Elsevier Science Pub. Co. Inc., New York, NY, United States.
- Davison, I., Dos Santos, R.A., 1989. Tectonic evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano orogeny. *Precambrian Research* 45, 319–342.
- De Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Fetter, A., 2002. North-western Africa–North-eastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. *Journal of African Earth Sciences, 18th Colloquium of African Geology* 34, 275–278.
- Debon, F., Le Fort, P., 1983. A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 73, 135–149.

- Depraetere, C., 1984. Études géomorphométriques comparatives en Afrique du Sud: applications hydrologiques et géomorphologiques (PhD Thesis). Éditeur inconnu.
- Djouka-Fonkwé, M.L., Schulz, B., Schüssler, U., Tchouankoué, J.-P., Nzolang, C., 2008. Geochemistry of the Bafoussam Pan-African I- and S-type granitoids in western Cameroon. *Journal of African Earth Sciences, Investigations of ore deposits within the West African Craton and surrounding areas* 50, 148–167.
- Dumont, J.-F., 1986. Identification par télédétection de l'accident de la Sanaga (Cameroun) : sa position dans le contexte des grands accidents d'Afrique Centrale et de la limite nord du craton congolais. *Géodynamique* 1, 13–19.
- Dumont, J.-F., Toteu, S.F., Penaye, J., 1985. Ensembles structuraux et principales phases de déformations panafricaines dans la zone mobile du Nord Cameroun, région de Poli. *Revue Science et Technique. Série Sciences de la Terre* 1, 9–23.
- Ekosse, G., 2001. Provenance of the Kgwakgwe kaolin deposit in Southeastern Botswana and its possible utilization. *Applied Clay Science* 20, 137–152.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J., O'Nions, R.K., 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42, 1199–1212.
- Ferré, E.C., Caby, R., Peucat, J.J., Capdevila, R., Monié, P., 1998. Pan-African, post-collisional, ferro-potassic granite and quartz–monzonite plutons of Eastern Nigeria. *Lithos* 45, 255–279.
- Feybesse, J.L., Johan, V., Maurizot, P., Abessolo, A., 1987. Evolution tectonométamorphique libérienne et éburnéenne de la partie NW du craton zaïrois (SW Cameroun). Presented at the Colloquium on African geology 14, 9–12.
- Feybesse, J.L., Johan, V., Maurizot, P., Abessolo, A., 1986. Mise en évidence d'une nappe synmétamorphe d'âge Eburnéen dans la partie NW du craton Zairois (SW Cameroun). *Publication occasionnelle - Centre international pour la formation et les échanges géologiques* 105–111.
- Fodoué, Y., Yannah, M., Tchameni, R., Wassou, W.J., Kepnamou, A.D., Penaye, J., Mahamat, A., Negue, E.N., 2022. Peraluminous granitoids within the Hangloa area, Adamawa-Yadé Domain, Cameroon: Petrogenesis and tectonic implication. *Acta Geochim* 41, 1104–1122.
- Fossi, D.H., Dadjou Djomo, H., Takodjou Wambo, J.D., Kouayep Tchoundi, L.C., Deassou Sezine, E., Takam Tchoupe, G.B., Tchatchueng, R., 2021. Extraction and analysis of structural lineaments from Mokolo area, North Cameroon, using DEM and remote

- sensing images, and their influence on drainage morphometric. *Arabian Journal of Geosciences* 14, 1–14.
- França, R.H.M., Neves, S.P., Bezerra, J.P.S., Bruguier, O., 2019. Geochemistry and geochronology of orthogneisses across a major transcurrent shear zone (East Pernambuco shear zone, Borborema Province, Northeast Brazil): Tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 91, 285–301.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033–2048.
- Fuh, C.G., Nkoumbou, C., Numbem, J.T., Mukete, K.O., Tchouankoue, J.P., 2021. Petrology, geochemistry, ArAr isotopes of an arc related calc-alkaline pluton from Mamb (Pan-African Yaounde group, Cameroon): A testimony to the subduction of a hot oceanic crust. *Lithos* 384–385, 105973. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.105973>
- Fuh, C.G., Numbem Jacqueline, Kundu, O.M., Tchop, J.L., Nkoumbou, C., 2021. Four Pan-African plutonic sets of the Colomines gold district (East-Cameroon): Petrogenesis, K-Ar dating and geodynamic significance. *Journal of African Earth Sciences* 181, 104220.
- Gabr, S., Ghulam, A., Kusky, T., 2010. Detecting areas of high-potential gold mineralization using ASTER data. *Ore Geology Reviews* 38, 59–69.
- Ganno, S., Ngnotue, T., Kouankap Nono, G.D., Nzenti, J.P., Notsa Fokeng, M., 2015. Petrology and geochemistry of the banded iron-formations from Ntem complex greenstones belt, Elom area, Southern Cameroon: Implications for the origin and depositional environment. *Geochemistry* 75, 375–387.
- Ganno, S., Nzenti, J.P., Ngnotue, T., Kankeu, B., Kouankap Nono, G.D., 2010. Polyphase deformation and evidence for transpressive tectonics in the Kimbi area, northwestern Cameroon Pan-African fold belt. *JGMR* 2, 001–015.
- Ganwa, A.A., Frisch, W., Siebel, W., Shang, C.K., Mvondo Ondo, J., Satir, M., Tchakounté Numbem, J., 2008. Zircon  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  evaporation ages of Panafrican metasedimentary rocks in the Kombé-II area (Bafia Group, Cameroon): Constraints on protolith age and provenance. *Journal of African Earth Sciences* 51, 77–88.
- Ganwa, A.A., Klötzli, U.S., Hauzenberger, C., 2016. Evidence for Archean inheritance in the pre-Panafrican crust of Central Cameroon: Insight from zircon internal structure and LA-MC-ICP-MS UPb ages. *Journal of African Earth Sciences* 120, 12–22.
- Ganwa, A.A., Klötzli, U.S., Kepnamou, A.D., Hauzenberger, C., 2018. Multiple Ediacaran tectono-metamorphic events in the Adamawa-Yadé Domain of the Central Africa Fold



- Belt: Insight from the zircon U–Pb LAM-ICP-MS geochronology of the metadiorite of Meiganga (Central Cameroon). *Geological Journal* 53, 2955–2968.
- Ganwa, A.A., Siebel, W., Frisch, W., Shang, C.K., Ekodeck, G.E., 2011. Geochemistry and geochronology of the Méiganga metadiorite: implications on the timing of D2 deformational phase in Adamawa Yadé Domain in Cameroon. *International Journal of Biological and Chemical Sciences* 5, 1754–1767.
- Gazel, J., Gérard, G., 1954. Carte géologique de reconnaissance du Cameroun au 1/500 000, feuille Batouri-Est avec notice explicative. *Memoir. Direction Mines Géologie, Yaoundé, Cameroon.*
- Girty, G.H., Ridge, D.L., Knaack, C., Johnson, D., Al-Riyami, R.K., 1996. Provenance and depositional setting of Paleozoic chert and argillite, Sierra Nevada, California. *Journal of Sedimentary Research* 66, 107–118.
- Goldschmidt, V.M., 1954. *Geochemistry*. LWW.
- Gonzalez, R.C., Wintz, P., 1977. *Digital image processing (Book)*. Reading, Mass., Addison-Wesley Publishing Co., Inc. *Applied Mathematics and Computation* 451.
- Gorton, M.P., Schandl, E.S., 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist* 38, 1065–1073.
- Hamdja Ngoniri, A., Dadjo Djomo, H., Ngnotue, T., Ayonta Kenne, P., Mbianya, G., Ganno, S., Nzenti, J.P., 2021. Zircon Trace Element Geochemistry and Ti-in-Zircon Thermometry of the Ngazi-Tina Pan-African Post-Collisional Granitoids, Adamawa Cameroon. *International Journal of Geosciences* 12, 307–328.
- Hamdja Ngoniri, A., Ngnotue, T., Njiosseu Tanko, E.L., Ayonta Kenne, P., Ganno, S., Nzenti, J.P., 2020. Geochemistry of the Neoproterozoic Mbondo-Ngazi Tina Metasediments, Adamawa Area, Central Cameroon: Source Provenance and Tectonic Setting. *J Geosci Geomatics* 8, 94–109.
- Hans Wedepohl, K., 1995. The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 1217–1232.
- Hofmann, A.W., 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 90, 297–314.
- Houketchang Bouyo, M., Penaye, J., Njel, U.O., Moussango, A.P.I., Sep, J.P.N., Nyama, B.A., Wassouo, W.J., Abaté, J.M.E., Yaya, F., Mahamat, A., Ye, H., Wu, F., 2016. Geochronological, geochemical and mineralogical constraints of emplacement depth of TTG suite from the Sinassi Batholith in the Central African Fold Belt (CAFB) of

- northern Cameroon: Implications for tectonomagmatic evolution. *Journal of African Earth Sciences* 116, 9–41.
- Houketchang Bouyo, M., Zhao, Y., Penaye, J., Zhang, S.H., Njel, U.O., 2015. Neoproterozoic subduction-related metavolcanic and metasedimentary rocks from the Rey Bouba Greenstone Belt of north-central Cameroon in the Central African Fold Belt: New insights into a continental arc geodynamic setting. *Precambrian Research* 261, 40–53.
- Hung, L.Q., Batelaan, O., De Smedt, F., 2005. Lineament extraction and analysis, comparison of LANDSAT ETM and ASTER imagery. Case study: Suoimuoi tropical karst catchment, Vietnam, in: Ehlers, M., Michel, U. (Eds.), *Presented at the Remote Sensing*, Bruges, Belgium, p. 59830T.
- Innocenti, F., Agostini, S., Di Vincenzo, G., Doglioni, C., Manetti, P., Savaşçin, M.Y., Tonarini, S., 2005. Neogene and Quaternary volcanism in Western Anatolia: Magma sources and geodynamic evolution. *Marine Geology, Miocene to Recent tectonic evolution of the Eastern Mediterranean* 221, 397–421.
- Janoušek, V., Finger, F., Roberts, M., Frýda, J., Pin, C., Dolejš, D., 2004. Deciphering the petrogenesis of deeply buried granites: whole-rock geochemical constraints on the origin of largely undepleted felsic granulites from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 95, 141–159.
- Jensen, J.R., 1996. *Introductory Digital Image Processing: A Remote Sensing Perspective*, 2nd Edition. ed. Prentice Hall, Inc., Upper Saddle River, NJ.
- La mise à jour automatique des citations est désactivée. Pour voir la bibliographie, cliquez sur Actualiser dans l'onglet Zotero.
- Kamgang Kabeyene Beyala, V., 1998. *Evolution supergène des roches et incidence phytogéographique : Cas du contact forêt-savane au Sud-est Cameroun (Thèse de doctorat d'Etat, Sciences Naturelles)*. Université de Yaoundé I, 208p.
- Kamguia Kamani, M.S., Wang, W., Tchouankoue, J.-P., Huang, S.-F., Yomeun, B., Xue, E.-K., Lu, G.-M., 2021. Neoproterozoic syn-collision magmatism in the Nkondjock region at the northern border of the Congo craton in Cameroon: Geodynamic implications for the Central African orogenic belt. *Precambrian Research* 353, 106015.
- Kamp, P.C. van de, Leake, B.E., 1985. Petrography and geochemistry of feldspathic and mafic sediments of the northeastern Pacific margin. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 76, 411–449.

- Kankeu, B., Greiling, R.O., Nzenti, J.P., 2009. Pan-African strike-slip tectonics in eastern Cameroon-Magnetic fabrics (AMS) and structure in the Lom basin and its gneissic basement. *Precambrian Research* 174, 258–272.
- Kankeu, B., Greiling, R.O., Nzenti, J.P., Ganno, S., Danguene, P.Y.E., Bassahak, J., Hell, J.V., 2018. Contrasting Pan-African structural styles at the NW margin of the Congo Shield in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences, Precambrian Geology of Egypt: Stratigraphy, Geodynamics, and Mineral Resources* 146, 28–47.
- Kankeu, B., Nzenti, J.P., Greiling, R.O., Ganno, S., Ngnotué, T., Basahak, J., Hell, J.V., 2010. Application de la technique de l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique (ASM) à l'identification des structures géologiques : le cisaillement panafricain de Bétaré Oya dans le district aurifère de l'Est Cameroun. *Annales de la Faculté des Sciences, Série Sciences de la Terre* 38, 17-30.
- Kennelly, P.J., Stewart, A.J., 2006. A uniform sky illumination model to enhance shading of terrain and urban areas. *Cartography and Geographic Information Science* 33, 21–36.
- Kouankap Nono, G.D., Nzenti, J.P., Suh, C.E., Ganno, S., 2010. Geochemistry of Ferriferous, High-K Calc-Alkaline Granitoids from the Banefo-Mvoutsaha Massif (NE Bafoussam), Central Domain of the Pan- African Fold Belt, Cameroon. *The Open Geology Journal* 4, 15–28.
- Kwékam, M., Dunkl, I., Fozing, E.M., Hartmann, G., Njanko, T., Tcheumenak, K.J., Njonfang, E., 2021. Syn-kinematic ferroan High-K I-type granites from Dschang in southwestern Cameroon: U–Pb age, geochemistry and implications for crustal growth in the late Pan-African orogeny. *Geological Society, London, Special Publications* 502, 191–213.
- Kwékam, M., Talla, V., Fozing, E.M., Tcheumenak Kouémo, J., Dunkl, I., Njonfang, E., 2020. The Pan-African High-K I-Type Granites from Batié Complex, West Cameroon: Age, Origin, and Tectonic Implications. *Frontiers of Earth Sciences*. 8, 363.
- Lammali, N., 1989. Recherche automatique du réseau hydrographique à l'aide du modèle numérique de terrain (PhD Thesis). Université de Toulouse, 200p.
- Lasm, T., Kouamé, F., Soro, N., Jourda, J.P.R., Biémi, J., 2004. Analyse géostatistique de la fracturation extraite de l'imagerie spatiale aéroportée et satellitaire. Application à la région de Man-Danané (ouest de la Côte d'Ivoire). *Revue Ivoirienne des Sciences et Technologie* 5, 135–154.
- Le Maitre, R.W., 1976. The Chemical Variability of some Common Igneous Rocks. *Journal of Petrology* 17, 589–598.

- Lerouge, C., Cocherie, A., Toteu, S.F., Penaye, J., Milési, J.-P., Tchameni, R., Nsifa, E.N., Mark Fanning, C., Deloule, E., 2006. Shrimp U–Pb zircon age evidence for Paleoproterozoic sedimentation and 2.05Ga syntectonic plutonism in the Nyong Group, South-Western Cameroon: consequences for the Eburnean–Transamazonian belt of NE Brazil and Central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 413–427.
- Letouzey, R., 1985. Notice de la carte phytogéographique du Cameroun au 1 : 500,000 (1985).
- Mainprice D, Bouchez J-L, Blumenfeld P, Tubia JM (1986) Dominant slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology* 14:819–822
- Mapoka, H., Danguene, P.E., Nzenti, J.P., Biandja, J., Kankeu, B., Suh, C.E., 2011. Major structural features and the tectonic evolution of the Bossangoa-Bossemebele Basement, Northwestern Central African Republic. *The Open Geology Journal* 4, 100-111.
- Massoud, H., 1988. Modélisation de la petite fracturation par les techniques de la géostatistique. *Bulletin B.R.G.M* 155, 197.
- McDonough, W.F., Sun, S. -s., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology, Chemical Evolution of the Mantle* 120, 223–253.
- McLennan, S.M., 2018. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes, in: *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. De Gruyter, pp. 169–200.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. *Special Papers-Geological Society of America* 21–21.
- McLennan, S.M., Nance, W.B., Taylor, S.R., 1980. Rare earth element-thorium correlations in sedimentary rocks, and the composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44, 1833–1839.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *The Journal of geology* 99, 1–21.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T., Maynard, J.B., 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 2015–2050.
- Metang, V., Nkoumbou, C., Tchakounté Numbem, J., Njopwouo, D., 2014. Application of Remote Sensing for the Mapping of Geological Structures in Rainforest Area: A Case Study at the Matomb-Makak Area, Center-South Cameroon. *Journal of Geosciences and Geomatics* 2, 196–207.

- Migdisov, A.A., 1960. On the titanium/aluminium ratio in sedimentary rocks. *Geochemistry* 2, 178–194.
- Motta Garcia, M. da G., Saraiva dos Santos, T.J., da Silva Amaral, W., 2014. Provenance and tectonic setting of Neoproterozoic supracrustal rocks from the Ceará Central Domain, Borborema Province (NE Brazil): constraints from geochemistry and detrital zircon ages. *International Geology Review* 56, 481–500.
- Muller, D., Groves, D., Bhattachargi, S., 1997. *Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 238p.
- Müller, D., Groves, D.I., 1995. Definitions and Nomenclature, in: Müller, D., Groves, D.I. (Eds.), *Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization*, Lecture Notes in Earth Sciences. Springer, Berlin, Heidelberg, 3–10.
- Muller, J.-P., Gavaud, M., 1979. Les sols. Atlas de la RU du Cameroun. Jeune Afrique, Paris 25–27.
- Mvondo, H., den Brok, S.W.J., Mvondo Ondo, J., 2003. Evidence for symmetric extension and exhumation of the Yaounde nappe (Pan-African fold belt, Cameroon). *Journal of African Earth Sciences* 36, 215–231.
- Mvondo, H., Owona, S., Ondo, J.M., Essono, J., 2007. Tectonic evolution of the Yaoundé segment of the Neoproterozoic Central African Orogenic Belt in southern Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences* 44, 433–444.
- Ndema Mbongue, J.L., Ngnotue, T., Ngo Nlend, C.D., Nzenti, J.P., Cheo Suh, E., 2014. Origin and evolution of the formation of the Cameroon Nyong Series in the western border of the Congo Craton. *Journal of Geosciences and Geomatics* 2, 62–75.
- Nedelec, A., Macaudiere, J., Nzenti, J.-P., Barbey, P., 1986. Evolution structurale et métamorphique des schistes de Mbalmayo (Cameroun). Implications pour la structure de la zone mobile pan-africaine d’Afrique centrale, au contact du craton du Congo. *Comptes rendus de l’Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l’univers, Sciences de la Terre* 303, 75–80.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715–717.
- Ngako, F., Jegouzo, P., Nzenti, J.P., 1991. Le cisaillement centre camerounais. Rôle structural et géodynamique dans l’orogénèse panafricaine. *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences, Paris* 313, 457–463.

- 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 northwestern Cameroon: Implication for the history of western Gondwana. *Gondwana Research* 14, 509–522.
- Ngako, V., Affaton, P., Nnange, 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.
- Ngako, V., Njonfang, E., 2011. Plates amalgamation and plate destruction, the Western Gondwana history. *Tectonics* 3–34.
- Ngalamo, J.F.G., Bisso, D., Abdelsalam, M.G., Atekwana, E.A., Katumwehe, A.B., Ekodeck, G.E., 2017. Geophysical imaging of metacratonization in the northern edge of the Congo craton in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 129, 94–107.
- Ngamy Kamwa, A., Tchakounte, J.N., Nkoumbou, C., Owona, S., Tchouankoue, J.-P., Mvondo Ondo, J., 2019. Petrology and geochemistry of the Yoro-Yangben Pan-African granitoid intrusion in the archaean Adamawa-Yade crust (Sw-Bafia, Cameroon). *Journal of African Earth Sciences* 150, 401–414.
- Ngassam Mbianya, G., Ngnotue, T., Takodjou Wambo, J.D., Ganno, S., Pour, A.B., Ayonta Kenne, P., Fossi, D.H., Wolf, I.D., 2021. Remote sensing satellite-based structural/alteration mapping for gold exploration in the Ketté goldfield, Eastern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 184, 104386.
- Ngatcha, R.B., Okunlola, O.A., Suh, C.E., Ateh, K.I., Hofmann, A., 2019. Petrochemical characterization of Neoproterozoic Colomine granitoids, SE Cameroon: Implications for gold mineralization. *Lithos* 344–345, 175–192.
- Ngnotué, T., Ganno, S., Nzenti Jean, P., Schulz, B., Tchaptchet Tchato, D.I., Suh Cheo, E., 2012. Geochemistry and Geochronology of Peraluminous High-K Granitic Leucosomes of Yaoundé Series (Cameroon): Evidence for a Unique Pan-African Magmatism and Melting Event in North Equatorial Fold Belt. *International Journal of Geosciences* 3, 525-548.
- Ngnotué, T., Nzenti, J.P., Barbey, P., Tchoua, F.M., 2000. The Ntui-Betamba high-grade gneisses: a northward extension of the Pan-African Yaoundé gneisses in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 31, 369–381.
- Nguemhe Fils, S.C., Mimba, M.E., Nyeck, B., Nforba, M.T., Kankeu, B., Njandjock Nouck, P., Hell, J.V., 2020. GIS-Based Spatial Analysis of Regional-Scale Structural Controls on

- Gold Mineralization Along the Bétaré-Oya Shear Zone, Eastern Cameroon. *Nat Resour Res* 29, 3457–3477.
- Ngounouno, F.Y., Negue, E.N., Kolb, J., Walter, B., Teda Soh, A.C., Patten, C., Ngounouno, I., 2022. Tectonic setting, fluid inclusion and gold mineralization of the southwest Poli region (northern Cameroon Domain). *Journal of African Earth Sciences* 194, 104579.
- Njanko, T., Nédélec, A., Affaton, P., 2006. Synkinematic High-K calc-alkaline plutons associated with the Pan-African Central Cameroon shear zone (W-Tibati area): Petrology and geodynamic significance. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 494–510.
- Njonfang, E., Ngako, V., Kwekam, M., Affaton, P., 2006. Les orthogneiss calco-alcalins de Fouban–Bankim : témoins d’une zone interne de marge active panafricaine en cisaillement. *Comptes Rendus Géosciences* 338, 606–616.
- Nlomngan, J.P.S., Penaye, J., Tchameni, R., Owona, S., Patrice, A., Ibohn, M., Nsifa, E.N., Félix, T.S., 2019. Geochemical Characterization of Boula Ibi Granitoids and Implications in Geodynamic Evolution. *Journal of Geography and Geology* 11, 13-28.
- Nomo Negue, E., Takodjou Wambo, J.D., Yamgouot Ngounouno, F., Negou Nembouet, J., Teda Soh, A.C., Tsassé Nganno, A.S., Fossi, D.H., Tchameni, R., 2021. Searching gold origin through litho-structural analysis and morphological characterization of alluvial gold nuggets in the Guiwa-Yangamo area (Batouri goldfield, Eastern Cameroon). *Arabian Journal of Geosciences* 14, 1–18.
- Nomo Negue, E., Tchameni, R., Vanderhaeghe, O., Sun, F., Barbey, P., Tekoum, L., Tchunte, P.M.F., Eglinger, A., Fouotsa, N.A.S., 2017. Structure and LA-ICP-MS zircon U–Pb dating of syntectonic plutons emplaced in the Pan-African Banyo-Tcholliré shear zone (central north Cameroon). *Journal of African Earth Sciences* 131, 251–271.
- Nzenti, J.P., 1998. Neoproterozoic alkaline meta-igneous rocks from the Pan-African North Equatorial Fold Belt (Yaounde, Cameroon): biotites and magnetite rich pyroxenites. *Journal of African Earth Sciences, Aspects of Tensional Magmatism* 26, 37–47.
- 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., Barbey, P., Macaudiere, J., Soba, D., 1988. Origin and evolution of the late precambrian high-grade Yaounde Gneisses (Cameroon). *Precambrian Research* 38, 91–109.

- Nzenti, J.P., Barbey, P., Tchoua, F.M., 1999. Evolution crustale au Cameroun : éléments pour un modèle géodynamique de l'orogénèse néoprotérozoïque. *Géologie et environnements au Cameroun*. Collection GEOCAM 2, 397–407.
- Nzenti, J.P., Bertrand, S.M., Macaudière, J., 1994. La chaîne panafricaine au Cameroun : cherchons suture et modèle. 15e Réunion des Sciences de la Terre. Nancy, France.
- Nzenti, J.P., Kapajika, B., Wörner, G., Lubala, T.R., 2006. Synkinematic emplacement of granitoids in a Pan-African shear zone in Central Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 45, 74–86.
- Nzenti, J.-P., Ngako, V., Kambou, R., Penaye, J., Bassahak, J., 1992. Structures régionales de la chaîne panafricaine du Nord-Cameroun. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* 315, 209–215.
- Nzenti, J.P., Njiosseu, E.L., Nchare, A.N., 2007. The metamorphic evolution of the Paleoproterozoic high grade Banyo gneisses (Adamawa, Cameroon, Central Africa). *Journal of the Cameroon Academy of Sciences* 7, 187–192.
- Nzenti, J.P., Tchoua, F.M., 1996. Les gneiss scapolitiques de la chaîne panafricaine nord équatoriale au Cameroun : témoins au Précambrien d'une sédimentation évaporitique en bordure nord du craton du Congo. *Compte Rendue de l'Académie de Sciences* 323, 289–294.
- Nzina, A.C., Nzenti, J.P., Njiosseu, E.L.T., Ganno, S., Ngnotue, T., 2010. Synkinematic ferro-potassic magmatism from the Mekwene-Njimafofire Fouban Massif, along the Fouban-Banyo shear zone in central domain of Cameroon Pan-African fold belt. *JGMR* 2, 142–158. <https://doi.org/10.5897/JGMR.9000073>
- Olivry, J.-C., 1986. Fleuves et rivières du Cameroun. *Monographies hydrologiques ORSTOM* 733.
- Paolo Sighinolfi, G., 1974. Geochemistry of early precambrian carbonate rocks from the Brazilian Shield: Implications for archean carbonate sedimentation. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 46, 189–200.
- Pareta, K., Pareta, U., 2011. Quantitative morphometric analysis of a watershed of Yamuna basin, India using ASTER (DEM) data and GIS. *International journal of Geomatics and Geosciences* 2, 248.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*. Second ed. ed. Springer-Verlag, Berlin–Heidelberg–New York.



- Pearce, J., 1996. A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams. Geol. Assoc. Canada Short Course Notes 12, 79–113.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.
- Penaye, J., Kröner, A., Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Doumnang, J.-C., 2006. Evolution of the Mayo Kebbi region as revealed by zircon dating: An early (ca. 740Ma) Pan-African magmatic arc in southwestern Chad. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 530–542.
- Penaye, J., Toteu, S.F., Tchameni, R., Van Schmus, W.R., Tchakounté, J., Ganwa, A., Minyem, D., Nsifa, E.N., 2004. The 2.1Ga West Central African Belt in Cameroon: extension and evolution. *Journal of African Earth Sciences*, 39, 159–164.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1987. Sand and sandstone. Springer, New York.
- Pirasteh, S., Pradhan, B., Safari, H.O., Ramli, M.F., 2013. Coupling of DEM and remote-sensing-based approaches for semi-automated detection of regional geostructural features in Zagros mountain, Iran. *Arabian Journal of Geosciences* 6, 91–99.
- Pour, A.B., Hashim, M., 2015. Integrating PALSAR and ASTER data for mineral deposits exploration in tropical environments: a case study from Central Belt, Peninsular Malaysia. *International Journal of Image and Data Fusion* 6, 170–188.
- Pour, A.B., Hashim, M., 2011. Identification of hydrothermal alteration minerals for exploring of porphyry copper deposit using ASTER data, SE Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 42, 1309–1323.
- Qari, M.H.T., 2011. Lineament extraction from multi-resolution satellite imagery: a pilot study on Wadi Bani Malik, Jeddah, Kingdom of Saudi Arabia. *Arabian Journal of Geosciences* 4, 1363–1371.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., 1995. Dehydration Melting of Metabasalt at 8–32 kbar: Implications for Continental Growth and Crust-Mantle Recycling. *J Petrology* 36, 891–931.
- Roser, B.P., Korsch, R.J., 1986. Determination of Tectonic Setting of Sandstone-Mudstone Suites Using SiO<sub>2</sub> Content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O Ratio. *The Journal of Geology* 94, 635–650.
- Rudnick, R., Gao, S., 2003. The role of lower crustal recycling in continent formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta Supplement* 67, 403.

- Rudnick, R.L., Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics* 33, 267–309.
- Saadi, N.M., Zaher, M.A., El-Baz, F., Watanabe, K., 2011. Integrated remote sensing data utilization for investigating structural and tectonic history of the Ghadames Basin, Libya. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 13, 778–791.
- Saha-Fouotsa, A.N., Vanderhaeghe, O., Barbey, P., Eglinger, A., Tchameni, R., Zeh, A., Tchunte, P.F., Nomo, E.N., 2019. The geologic record of the exhumed root of the Central African Orogenic Belt in the central Cameroon domain (Mbé–Sassa–Mbersi region). *Journal of African Earth Sciences* 151, 286–314.
- Segalen, P., 1967. Les sols et la géomorphologie du Cameroun. *Cahiers ORSTOM. Série Pédologie* 2, 137-187.
- Shand, S.J., 1951. Mylonite, Slickensides, and the Great Glen Fault1. *Geological Magazine* 88, 423.
- Shellnutt, J.G., Wang, C.Y., Zhou, M.-F., Yang, Y., 2009. Zircon Lu–Hf isotopic compositions of metaluminous and peralkaline A-type granitic plutons of the Emeishan large igneous province (SW China): Constraints on the mantle source. *Journal of Asian Earth Sciences* 35, 45–55.
- Shido, F., Miyashiro, A., Ewing, M., 1974. Compositional variation in pillow lavas from the Mid-Atlantic Ridge. *Marine Geology* 16, 177–190.
- Sighomnou, D., 2004. Analyse et redéfinition des régimes climatiques et hydrologiques du Cameroun : perspectives d'évolution des ressources en eau (PhD Thesis). Université de Yaoundé 1.
- Simo, F., Difouo Fopa, G., Kekeunou, S., Ichu, I.G., Esong Ebong, L., Olson, D., Ingram, D.J., 2020. Using local ecological knowledge to improve the effectiveness of detecting white-bellied pangolins (*Phataginus tricuspis*) using camera traps: A case study from Deng-Deng National Park, Cameroon. *African Journal of Ecology* 58, 879–884.
- Soba, D., 1989. La série du lom : étude géologique et géochronologique d'un bassin volcanosedimentaire de la chaîne panafricaine à l'est du Cameroun (Thèse de doctorat). Paris 6, 198p.
- Soba, D., Michard, A., Toteu, S.F., Norman, D.I., Penaye, J., 1991. Données géochronologiques nouvelles (Rb-Sr, U-Pb et Sm-Nd) sur la zone mobile panafricaine de l'Est du Cameroun : âge protérozoïque supérieur de la série de Lom. *Comptes rendus de*

- l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 312, 1453–1458.
- Soh Tamehe, L., Nzepang Tankwa, M., Chongtao, W., Ganno, S., Ngnotue, T., Kouankap Nono, G.D., Simon, S.J., Zhang, J., Nzenti, J.P., 2018. Geology and geochemical constrains on the origin and depositional setting of the Kpwa–Atog Boga banded iron formations (BIFs), northwestern Congo craton, southern Cameroon. *Ore Geology Reviews* 95, 620–638.
- Sreedevi, P.D., Subrahmanyam, K., Ahmed, S., 2005. The significance of morphometric analysis for obtaining groundwater potential zones in a structurally controlled terrain. *Env Geol* 47, 412–420.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews* 12, 1–33.
- Suzen, M.L., Toprak, V., 1998. Filtering of satellite images in geological lineament analyses: An application to a fault zone in Central Turkey. *International Journal of Remote Sensing* 19, 1101–1114.
- Sylvester, P.J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos* 45, 29–44.
- Takodjou Wambo, J. didero, Ganno, S., Afahnwie Ngambu, A., Negue, E., Ondoa, J., Nzenti, J.P., 2016. Use of Landsat 7 ETM+ data for the geological structure interpretation: Case study of the Ngoura-Colomines area, Eastern Cameroon. *Journal of Geosciences and Geomatics* 4, 61–72.
- Takodjou Wambo, J.D., 2021. Pétrogenèse, structurogenèse et potentialités métallogéniques des formations précambriennes de Ngoura-Colomines : Est-Cameroun (Thèse de Doctorat PhD). Université de Yaoundé 1, 283p.
- Tanko Njiosseu, E.L., Nzenti, J.-P., Njanko, T., Kapajika, B., Nédélec, A., 2005. New UPb zircon ages from Tonga (Cameroon): coexisting Eburnean–Transamazonian (2.1 Ga) and Pan-African (0.6 Ga) imprints. *Comptes Rendus Geoscience* 337, 551–562.
- Tata, E., Suh, C.E., Vishiti, A., Shemang, E.M., Fon, A.N., Ateh, K.I., Chombong, N.N., 2019. Wallrock alteration categories and their geochemical signatures in gold-bearing Neoproterozoic granitoids, Batouri gold district, southeastern Cameroon. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis* 19, 269–288.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1988. The significance of the rare earths in geochemistry and cosmochemistry. *Handbook on the physics and chemistry of rare earths* 11, 485–578.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 349p.

- Tchakounté, J., Eglinger, A., Toteu, S.F., Zeh, A., Nkoumbou, C., Mvondo-Ondoa, J., Penaye, J., de Wit, M., Barbey, P., 2017. The Adamawa-Yadé domain, a piece of Archaean crust in the Neoproterozoic Central African Orogenic belt (Bafia area, Cameroon). *Precambrian Research* 299, 210–229.
- Tchameni, R., Pouclet, A., Penaye, J., Ganwa, A.A., Toteu, S.F., 2006. Petrography and geochemistry of the Ngaoundéré Pan-African granitoids in Central North Cameroon: Implications for their sources and geological setting. *Journal of African Earth Sciences, the Precambrian of Central Africa* 44, 511–529.
- Teutsong, T., Bontognali, T.R.R., Ndjigui, P.-D., Vrijmoed, J.C., Teagle, D., Cooper, M., Vance, D., 2017. Petrography and geochemistry of the Mesoarchean Bikoula banded iron formation in the Ntem complex (Congo craton), Southern Cameroon: Implications for its origin. *Ore Geology Reviews* 80, 267–288.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L., Parry, S.J., Simpson, P.R., Hutchison, R., O'Hara, M.J., Moorbath, S.E., Thompson, R.N., Oxburgh, E.R., 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* 310, 549–590.
- Tommasi, A., Vauchez, A., Fernandes, L.A.D., Porcher, C.C., 1994. Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of southern Brazil. *Tectonics* 13, 421–437.
- Toteu, S.F., Wit, M.D., Penaye, J., Drost, K., Tait, A.J., Bouyo Houketchang, M., Van Schmus, W.R., Jelsma, H., Moloto-A-Kenguemba, G.R., Filho, A.F.S., Lerouge, C, Doucouré, M., 2022. Geochronology and correlations in the Central African Fold Belt along the northern edge of the Congo Craton: New insights from U-Pb dating of zircons from Cameroon, Central African Republic, and south-western Chad. *Gondwana Research* 107, 296–324.
- Toteu, S.F., Penaye, J., Deloule, E., Van Schmus, W.R., Tchameni, R., 2006. Diachronous evolution of volcano-sedimentary basins north of the Congo craton: Insights from U–Pb ion microprobe dating of zircons from the Poli, Lom and Yaoundé Groups (Cameroon). *Journal of African Earth Sciences*, 44, 428–442.
- Toteu, S.F., Penaye, J., Djomani, Y.P., 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., Penaye, J., Michard, A., 2001. New U/Pb and Sm/Nd data from North-Central Cameroon and its bearing on the pre-pan African history of Central Africa. *Precambrian Research* 108, 45–73.
- Trouw, R.A.J., Passchier, C.W., Wiersma, D.J., 2009. *Atlas of Mylonites - and related microstructures*. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Van der Molen, I., Paterson, M.S., 1979. Experimental deformation of partially-melted granite. *Contribution of Mineralogy and Petrology*. 70, 299–318.
- Vernon, R.H., 1991. Questions about myrmekite in deformed rocks. *Journal of Structural Geology* 13, 979–985.
- Vivien, J., 1991. *Faune du Cameroun : guide des mammifères et poissons*. GICAM et Ministère de la Coopération et du Développement, 271p.
- Weaver, B.L., Tarney, J., 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature* 310, 575–577.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95, 185–187.
- Winchester, J.A., Park, R.G., Holland, J.G., 1980. The geochemistry of Lewisian semipelitic schists from the Gairloch District, Wester Ross. *Scottish Journal of Geology* 16, 165–179.
- Winter, J.D., 2010. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ.
- Yesou, H., Besnus, Y., Rolet, J., 1993. Extraction of spectral information from Landsat TM data and merger with SPOT panchromatic imagery—a contribution to the study of geological structures. *ISPRS journal of photogrammetry and remote sensing* 48, 23–36.
- Yomeun, B.S., Wang, W., Tchouankoue, J.P., Kamani, M.S.K., Ndonfack, K.I.A., Huang, S.-F., Basua, E.A.A., Lu, G.-M., Xue, E.-K., 2022. Petrogenesis and tectonic implication of Neoproterozoic I-Type Granitoids and orthogneisses in the Goa-Mandja area, Central African Fold Belt (Cameroon). *Lithos* 420–421, 106700.
- Yonta-Ngoune, C., Nkoumbou, C., Barbey, P., Le Breton, N., Montel, J.-M., Villieras, F., 2010. Geological context of the Boumnyebel talcschists (Cameroun): Inferences on the Pan-African Belt of Central Africa. *Comptes Rendus Geoscience* 342, 108–115.

## **ANNEXES**

*Annexe 1 : Données modales utilisées pour le diagramme de [Streckeisen \(1976\)](#)*

*Annexe 2 : Données structurales*

*Annexe 3 : Données géochimiques comparatives*

*Annexe 4 : Articles*

**ANNEXE 1. Données modales utilisées pour le diagramme de Streckeisen (1976)**

<b>Roches</b>	<b>Quartz</b>	<b>Feldspath alcalin</b>	<b>Plagioclase</b>
Granodiorite	22,60	21,39	56,01
Granodiorite	18,60	22,62	58,77
Granodiorite	23,71	23,61	52,69
Granodiorite	28,65	19,20	52,15
Granodiorite	31,49	18,76	49,75
Granodiorite	28,53	21,67	49,79
Granodiorite	21,75	27,13	51,12
Granodiorite	27,35	23,09	49,56
Granodiorite	24,10	24,85	51,05
Monzodiorite à quartz	13,47	20,18	66,35
Monzodiorite à quartz	12,96	22,29	64,76
Monzodiorite à quartz	14,93	22,82	62,25
Monzogranite	22,90	28,73	48,37
Monzogranite	24,13	25,77	50,10
Monzogranite	24,50	28,73	46,77
Monzogranite	26,31	27,23	46,47
Monzogranite	26,10	29,61	44,29

**ANNEXE 2 : Données structurales**

<b>Plan de schistosité S<sub>1</sub> dans les gneiss de Mbaki II</b>		
N54E84SE	N53E80SE	N40E75SE
N32E66SE	N48E80SE	N39E85SE
N60E80SE	N38E66SE	N50E60SE
N48E78SE	N58E70SE	N39E70SE
N50E70SE	N42E80SE	N53E81SE
N53E83SE	N41E79SE	N38E69SE
N47E79SE	N38E70SE	N50E58SE
N44E76SE	N40E72SE	N51E80SE
N52E80SE	N52E70SE	N38E68SE
N50E62SE	N38E70SE	N38E68SE
<b>Plans de foliation S<sub>2</sub> dans les granodiorites mylonitisés de Deng-Deng</b>		
N72E52NW	N68E52NW	N74E48NW
N70E50NW	N76E50NW	N70E58NW
N67E58NW	N76E44NW	N70E40NW
N66E59NW	N70E40NW	N70E50NW
N60E50NW	N60E58NW	N66E50NW
N70E54NW	N65E51NW	N72E56NW
N74E44NW	N66E49NW	N48E72NW
N45E72NW	N42E78NW	N50E74NW
N50E72NW	N48E78NW	N54E70NW
N46E84NW	N44E82NW	N48E78NW
N48E79NW	N50E72NW	N51E73NW
N48E72NW		
<b>Plans de foliation S<sub>2</sub> dans les granodiorites mylonitisés de Mbaki II</b>		
N48E56SE	N36E60SE	N48E58SE
N48E68SE	N46E60SE	N42E62SE
N48E60SE	N42E74SE	N38E50SE
N54E50SE	N50E58SE	N60E58SE
N60E59SE	N49E58SE	N46E59SE
N37E60SE	N36E41SE	N37E42SE
N38E43SE	N38E44SE	N54E45SE



N42E47SE	N54E46SE	N42E48SE
N50E52SE	N49E49SE	N52E53SE
N49E51SE	N50E54SE	N52E55SE
N52E56SE	N50E58SE	N52E59SE
N49E61SE	N52E57SE	
<b>Plan de diaclases dans les granodiorites mylonitisés de Deng-Deng</b>		
	N28E86SE	N60E68SE
	N156E68NW	N072E52SE

### ANNEXE 3. Données géochimiques comparatives

	Azeuda et al. (2022)							Ateh et al. (2017)								
SiO <sub>2</sub>	71,65	71,98	73,48	78,06	65,01	64,77	71,83	73	66,4	65,4	72,6	71,1	72,1	66,8	65,6	
TiO <sub>2</sub>	0,35	0,34	0,03	0,12	0,63	0,64	0,38	0,27	0,7	0,8	0,3	0,4	0,4	0,6	0,7	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,03	13,91	15,07	11,7	15,95	15,82	14,11	13,84	16,3	16,6	14,3	14,3	14	15,3	15,4	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,71	2,6	0,88	1,19	5,32	5,35	2,41	1,76	3,7	3,9	2,1	2,9	2,9	3,9	5,9	
MgO	0,88	0,89	0,15	0,14	1,78	1,82	0,46	0,35	1,3	1,5	0,3	1	0,7	1,6	1,4	
CaO	2,02	2,14	0,55	0,32	4,43	4,27	1,56	1,22	3,2	3,7	1,2	1,8	1,5	3,4	3,2	
Na <sub>2</sub> O	3,14	3,29	3,78	2,5	3,15	2,99	3,05	2,87	4	4,2	3,4	2,5	3,8	3,5	4	
K <sub>2</sub> O	4,43	3,95	4,89	5,25	2,94	3,38	5,15	5,82	3,3	2,7	5,2	4,8	3,5	3,7	2,7	
MnO	0,04	0,05	0,04	0,02	0,11	0,1	0,04	0,03	0,1	0	0	0	0,1	0,1	0,1	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,11	0,09	0,07	0,15	0,16	0,08	0,07	0,2	0,3	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	
Y	12,4	10,9	12,6	28,1	28,7	29,7	14,3	14,5	19	26	28	17	21	22	24	
Zr	224	165	32	78,6	160	171	284	227	199	294	238	448	161	161	295	
Nb	6,83	6,79	1,01	8,12	10,7	10,8	10,8	9,19	10	10	10	9	13	10	8	
Th	16,5	12,6	1,69	11,8	12,9	14,9	25	19,1	10	8	22	30	14	8	17	
La	51,3	47	4,18	22,1	34,5	38,7	92,8	71,6	27,9	52,8	57,6	44,1	30,5	17,3	53,7	
Ce	82,9	75,9	8,51	49,3	69,2	69,2	167	116	47	79	99	77	59	44	88	
Pr	9,24	8,41	1,02	5,81	7,61	8,5	20,4	13,9								
Nd	30,9	28,9	3,74	23,5	29,6	33,3	74,4	50,6	33	64	45	56	36	46	63	
Sm	4,13	3,68	1,29	6,27	5,61	6,33	10,8	8,11								
Eu	1,18	1,13	0,16	0,6	1,26	1,36	2,03	1,44								
Gd	3,63	3,49	1,08	5,59	4,93	5,55	8,63	6,59								
Tb	0,45	0,41	0,3	1,01	0,84	0,92	1,08	0,88								
Dy	2,07	1,83	1,94	5,51	4,6	4,93	4,49	3,77								
Ho	0,34	0,3	0,38	1,08	0,92	0,97	0,58	0,56								
Er	1,16	1,03	1,09	2,78	2,58	2,75	1,67	1,56								
Tm	0,19	0,16	0,24	0,47	0,46	0,48	0,18	0,21								
Yb	1,12	0,93	1,51	2,81	2,84	2,98	1,04	1,35	1,4	1,5	2,8	1,8	2,7	2,4	1,2	
Lu	0,19	0,15	0,24	0,42	0,44	0,48	0,16	0,19	0,22	0,19	0,46	0,28	0,5	0,37	0,18	
Ngatcha et al. (2019)																
SiO <sub>2</sub>	70,63	73,75	71,49	72,89	71,12	71,1	68,93	72,5	70,61	69,21	75,39	73,14	71,85	71,02	75,32	
TiO <sub>2</sub>	0,34	0,14	0,33	0,19	0,37	0,38	0,31	0,21	0,32	0,21	0,14	0,2	0,4	0,41	0,19	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,26	13,78	14,98	14,26	14,73	14,57	15,89	14,47	14,9	15,96	13,22	14,47	14,03	14,45	13,05	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,59	1,54	2,35	2,43	2,37	2,47	3,21	2,47	2,78	2,33	1,44	2,33	2,56	2,66	1,64	
MgO	0,68	0,3	0,66	0,37	0,5	0,51	1,1	0,39	1,25	0,43	0,27	0,39	0,54	0,55	0,36	
CaO	1,65	0,8	1,79	1,89	1,2	1,29	1,88	1,94	2,52	1,68	1,34	1,94	1,47	1,02	0,72	
Na <sub>2</sub> O	3	2,76	3,57	3,35	3,08	3,07	4,32	3,61	3,77	3,1	3,11	3,56	3,12	3,01	2,61	
K <sub>2</sub> O	5,93	6,09	4,1	4,17	5,76	5,63	3,78	3,82	2,91	5,62	4,35	3,61	5,22	5,96	5,45	
MnO	0,03	0,02	0,04	0,03	0,02	0,02	0,04	0,05	0,06	0,04	0,02	0,04	0,03	0,03	0,01	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,05	0,07	0,05	0,16	0,11	0,05	0,06	0,13	0,15	0,04	0,06	0,1	0,12	0,06	

Y	6,81	11,2	12,14	6,15	6,94	6,97	4,42	7,27	9,04	10,88	5,73	12,35	2,62	9,59	5,38
Zr	377	166	150	154	330	341	88	162	114	107	115	153	371	396	127
Nb	0,52	0,1	0,18	0,49	0,32	0,6	0,43	0,58	0,4	0,42	0,8	0,66	0,15	0,21	0,77
Th	24,5	14,5	13,6	7,1	15,4	17,2	10,5	12,4	18,4	10	9,2	13,7	48,3	21,9	13,9
La	115,2	50,6	32,4	15,7	56	57,1	16,2	23,1	26,9	14,7	17,7	27,9	92,8	72,3	21,3
Ce	195,3	87,9	62,5	27,1	104,6	105,2	34	46,3	51,3	38,7	33,7	56,3	168,8	142,1	45,1
Pr	21,37	10,62	7,27	3,63	11,82	11,54	3,92	5,44	5,87	3,67	4,08	6,67	19,1	15,38	5,31
Nd	62,09	32,73	23,41	13,5	35,74	35,07	13,47	19,19	19,08	13,44	13,25	22,54	57,96	47,83	17,81
Sm	6,42	5,02	3,8	2,65	4,66	5,01	3,02	4,28	3,41	3,06	2,59	4,47	6,95	6,35	4,28
Eu	0,74	0,7	0,46	0,18	0,39	0,4	0,19	0,19	0,22	0,32	0,23	0,44	0,75	0,69	0,16
Gd	3,5	3,65	2,49	2,06	2,63	2,71	2,37	3,53	2,63	2,41	2,26	3,75	2,78	3,6	4,01
Tb	0,4	0,42	0,4	0,33	0,32	0,37	0,31	0,48	0,39	0,46	0,34	0,56	0,26	0,45	0,46
Dy	1,46	1,87	2,13	1,52	1,27	1,56	1,32	2,07	1,79	2,21	1,67	2,52	0,7	1,89	1,66
Ho	0,23	0,37	0,47	0,25	0,23	0,27	0,16	0,31	0,33	0,44	0,22	0,45	0,07	0,32	0,19
Er	0,5	0,94	1,16	0,46	0,49	0,61	0,33	0,63	0,8	1,08	0,48	0,78	0,14	0,74	0,37
Tm	0,08	0,17	0,21	0,04	0,1	0,09	0,05	0,08	0,11	0,14	0,07	0,11	0,04	0,11	0,03
Yb	0,59	1,07	1,18	0,3	0,59	0,39	0,27	0,49	0,59	0,85	0,33	0,54	0,19	0,58	0,19
Lu	0,06	0,18	0,2	0,03	0,08	0,05	0,03	0,06	0,08	0,07	0,05	0,08	0,03	0,05	0,02

França et al. (2019)

Yomeun et al. (2022)

SiO <sub>2</sub>	75,78	64,61	64,69	65,37	59,7	67,33	63	62,68	68,05	63,38	76,16	69,43	69,59	71,88	68,8
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,58	0,63	0,55	0,78	0,41	0,74	0,71	0,42	0,74	0,03	0,36	0,37	0,26	0,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,42	16,3	15,45	15,06	16,52	15,48	14,86	15,61	15,16	14,38	13,05	14,91	15,18	13,9	15,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,57	3,87	4,5	4,25	5,49	3,09	5,51	4,64	2,7	5,59	0,51	2,31	1,99	2,05	2,27
MgO	0,39	1,61	2,11	2,02	2,77	1,43	2,03	2,1	0,98	2,01	0,1	0,82	0,66	0,35	0,91
CaO	1,09	3,09	3,89	3,43	4,27	2,38	3,26	3,4	2,05	3,31	0,37	1,83	1,39	0,99	1,87
Na <sub>2</sub> O	2,39	3,62	3,46	3,34	3,56	4,26	3,43	3,96	4,26	3,46	5,07	4,32	4	3,43	4,05
K <sub>2</sub> O	5,18	5,06	3,96	4,44	4,23	4,07	5,32	4,47	4,49	5,26	3,52	4,3	5,23	5,7	4,63
MnO	0,02	0,05	0,07	0,08	0,09	0,05	0,09	0,08	0,05	0,09	0,01	0,04	0,06	0,03	0,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,21	0,18	0,17	0,38	0,19	0,21	0,28	0,17	0,21	0,01	0,15	0,16	0,08	0,11

Y	2,6	6,1	26	16,4	34,23	11,75	24,78	19,35	9,85	15,05	4,12	10,05	59,23	21,14	20,91
Zr	145,4	285	153,1	146,6	299,2	166,9	293,3	257,6	185,4	141,7	39,76	185,1	190,4	253,2	146,2
Nb	2,1	6,9	13,5	11,5	14,12	8,87	16,13	12,53	8,48	19,63	8,34	8,38	18,92	15,78	9,18
Th	9,9	36,2	13,2	16,7	21,54	9,71	7,27	5,62	8,34	25,86	25,75	34,57	11,59	42,21	12,6

La	25,7	87,9	26	37,4	82,32	27,47	49,1	61,67	46,47	25,88	4,56	35,54	32,28	63,45	44,01
Ce	50,1	129	65,2	74,7	146,1	51,28	94,95	116,3	86,78	64,84	8,45	66,75	101,6	123,8	65,36
Pr	4,41	11,07	8,75	8,03	15,79	6,05	10,79	12,64	8,69	7,23	0,76	7,26	8,67	13,34	8,42
Nd	13,8	31,6	37,5	29,6	59,16	23,61	42,86	47,84	32,46	26,34	2,17	27,26	35,22	48,54	33,35
Sm	1,79	2,76	7,75	4,75	10,73	4,37	8,14	8,39	5,09	4,65	0,31	4,69	8,21	8,74	6,19
Eu	0,92	0,53	1,54	1,07	2,05	1,23	2,22	2,17	1,41	0,94	0,08	1,23	1,73	0,89	1,57
Gd	1,16	1,81	6,49	3,78	7,66	3,01	6,06	5,57	3,28	3,11	0,3	3,03	7,49	5,81	5,07
Tb	0,12	0,21	0,91	0,51	1,03	0,37	0,8	0,7	0,38	0,45	0,05	0,36	1,3	0,75	0,65
Dy	0,58	1,06	5,28	2,89	5,85	2,02	4,38	3,67	1,86	2,62	0,39	1,72	9,08	3,68	3,59

Ho	0,1	0,22	1,03	0,59	1,16	0,37	0,87	0,65	0,33	0,48	0,09	0,33	1,93	0,66	0,7
Er	0,31	0,58	2,65	1,84	3,09	0,99	2,21	1,67	0,82	1,3	0,33	0,85	5,84	1,77	1,84
Tm	0,04	0,09	0,4	0,25	0,44	0,14	0,32	0,24	0,12	0,2	0,06	0,11	0,91	0,31	0,28
Yb	0,34	0,72	2,55	1,95	2,66	0,89	1,97	1,5	0,74	1,27	0,45	0,77	5,99	2,24	1,73
Lu	0,05	0,14	0,36	0,28	0,4	0,15	0,29	0,22	0,11	0,17	0,07	0,12	0,82	0,34	0,27

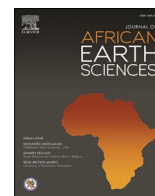
## **Annexe 4 : Articles**

### **Article 1.**

Fossi, D.H., Ganno, S., Nzepang Tankwa, M., Soh Tamehe, L.S., Ayonta Kenné, P., Kouayep Tchoundi, C.L., Kankeu, B., Nzenti, J.P., 2022. Petrogenesis and tectonic setting of the Pan-African Deng- Deng intrusive complex in the Lom series, Eastern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 180, 104484. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2022.104484>.

### **Article 2.**

Fossi, D.H., Dadjo Djomo, H., Takodjou Wambo, J.D., Ganno, S., Pour, A.B., Kankeu, B., Nzenti, J.P., 2021. Structural lineament mapping in a sub-tropical region using Landsat-8/SRTM data: a case study of Deng-Deng area in Eastern Cameroon. *Arabian Journal of Geosciences* 14, 1–22. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-08848-9>



## Petrogenesis and tectonic setting of the Pan-African Deng-Deng intrusive complex in the Lom series, Eastern Cameroon

Donald Hermann Fossi<sup>a,b</sup>, Sylvestre Ganno, Ph.D.<sup>a,\*</sup>, Marvine Nzepang Tankwa, Ph.D.<sup>b</sup>, Landry Soh Tamehe, PhD<sup>c</sup>, Patrick Ayonta Kenné<sup>d</sup>, Christelle Lysianne Kouayep Tchoundi<sup>a</sup>, Boniface Kankeu<sup>b</sup>, Jean Paul Nzenti<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Department of Earth Sciences, University of Yaoundé I, P.O. Box 812, Yaoundé, Cameroon

<sup>b</sup> Institute for Geological and Mining Research, P.O. Box 4110, Yaoundé, Cameroon

<sup>c</sup> School of Geosciences and Info-Physics, Central South University, Changsha, 410083, China

<sup>d</sup> Department of Earth Sciences, University of Dschang, P.O. Box 67, Dschang, Cameroon

### ARTICLE INFO

#### Keywords:

Pan-african  
I-type granite  
High-K calc-Alkaline  
Metaluminous  
Collision  
Deng-deng

### ABSTRACT

The Deng-Deng intrusive complex belongs to the Central African Fold Belt (CAFB) in eastern Cameroon and includes granodiorite and diorite. Both rocks are classified as metaluminous to slightly peraluminous, high-K calc-alkaline, and I-type granitoids ( $A/CNK < 1.1$ ). Primitive mantle-normalized trace-element patterns display large-ion lithophile elements (LILE) enrichment, such as Rb, Cs, Ba and K, and depletion in high-field-strength elements (HFSEs), such as Nb, Ti, Ta and P. The studied rocks are enriched in LREEs relative to HREEs and exhibit weak negative Eu anomalies ( $Eu/Eu^* = 0.61-0.92$  and  $0.59-0.67$  for the granodiorite and diorite, respectively), suggesting active continental margin arc affinity. The emplacement temperatures of these granitoids are estimated between 775 and 806 °C. Combined with their diagnostic ratios (e.g., Th/Ta, Rb/Sr, Nb/La, and La/Sm), we propose that the Deng-Deng granitoids were sourced by mixing between mafic magma derived from the lithospheric mantle and felsic magma derived from partial melting of a lower crust in a convergent margin setting.

### 1. Introduction

The formation and evolution of continental crust involve mechanisms that must be considered at the scale of the crust-mantle system. The nature of these mechanisms, their tectonic context and their variations (quantitative and qualitative) during the Earth's history are the basis of different models of crustal growth. These models generally focus on a particular aspect of the issue (continental crust composition, mechanisms and tectonic context of crustal growth, crustal growth rates, etc.). The average composition of continental crust is granitic (Hans Wedepohl, 1995; Rudnick and Gao, 2003), and in some orogenic belts, granites form most of the rock exposures. Understanding the geology of the lithosphere requires a thorough knowledge of granitic rocks. This can be achieved by studying granitic rocks regionally (e.g., magma belts) or on a more local scale (e.g., plutons). Although they occur in large belts, which typically span hundreds or even thousands of kilometres, each belt consists of many individual bodies of varying size and

complexity. The petrological diversity of these expected rocks within a single granitic belt is nearly the same as that between the belts themselves (Cobbing, 2000). The causes of this phenomenon remain enigmatic, thus should be investigated by studying individual granitic intrusions within the belt and framing their variability in the regional context. These differences could result from a complex combination of variables including source composition or processing, the relative importance of distinct magmatic evolutionary processes, varying degrees of mantle-crust interaction, and in many cases associated with structural factors related to different stages of the Wilson cycle.

The Central African Fold Belt (CAFB) is a major orogen at the northern margin of the Congo Craton (CC) (Bessoles and Trompette, 1980; Nzenti et al., 1988), extending from South Sudan to eastern Nigeria, via Central African Republic (CAR), Chad and Cameroon (e.g., Van Schmus et al., 2008; Toteu et al., 2006; Almeida et al., 1981). On the other hand, this large orogenic belt has been considered as a physical continuity of the Borborema Province in northeastern Brazil based on

\* Corresponding author.

E-mail address: [sganno2000@gmail.com](mailto:sganno2000@gmail.com) (S. Ganno).

<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2022.104484>

Received 14 October 2021; Received in revised form 18 January 2022; Accepted 1 February 2022

Available online 3 February 2022

1464-343X/© 2022 Elsevier Ltd. All rights reserved.

lithological, structural, geochemical and geochronological similarities (e.g., Van Schmus et al., 2008; Nzenti et al., 2006a; Castaing et al., 1994). Indeed, the CAFB is thought to be a major Neoproterozoic belt, which has been linked to the Trans-Saharan Belt of western Africa and the Brasiliano Belt of northeastern Brazil in a pre-Atlantic opening reconstitution (Tanko Njiosseu et al., 2005; Castaing et al., 1994). Hence, the study of granitoids from the CAFB can help to assess paleogeographic reconstructions with the adjacent Neoproterozoic crust and the Borborema Province.

The Deng-Deng intrusive complex is located in the southern part of the Lom series and belongs to the Central domain of the CAFB (Fossi, 2016). Studies within the Lom series mainly focused on defining the tectonic setting and assessing the source of gold mineralization (e.g., Kankeu et al., 2009, 2010; Tata et al., 2019; Nguemhe Fils et al., 2020; Nomo Nogue et al., 2021). However, the petrogenesis of this series remains controversial, since very few works emphasize the processes of magma production and source compositions. For example, recent studies by Hamdja Ngoniri et al. (2021) have revealed that the intrusive rocks of the northeastern part of the Lom series in the Mbondo-Ngazi-Tina area were generated by a mixture between crust-

and mantle-derived melts, and emplaced between  $585.9 \pm 2.1$  Ma (quartz monzonite) and  $576.4 \pm 1.9$  Ma (nepheline syenite). On the other hand, Fuh et al. (2021) argued that some magmas result from the melting of the subducted crust and associated sediments, the mantle wedge and the lower crust. Therefore, detailed geological mapping combined with petrographic and geochemical studies of unexplored areas could provide a wealth of information that can help to clarify this debate.

In this contribution, we provide detailed petrographic and structural studies along with whole-rock major and trace element data of the Deng-Deng granitoids. These new data provide insights into the petrogenesis and tectonic setting of the Lom series intrusive rocks.

## 2. Geological setting

The Precambrian basement of Cameroon (Fig. 1b) has recorded crustal evolution from Paleoproterozoic to Neoproterozoic and consists of two major lithostructural domains namely the Congo Craton (CC) and the Central African Fold Belt (CAFB) (e.g., Soh Tamehe et al., 2021; Tchakounté et al., 2017; Ganwa et al., 2016; Tchameni et al., 2001;

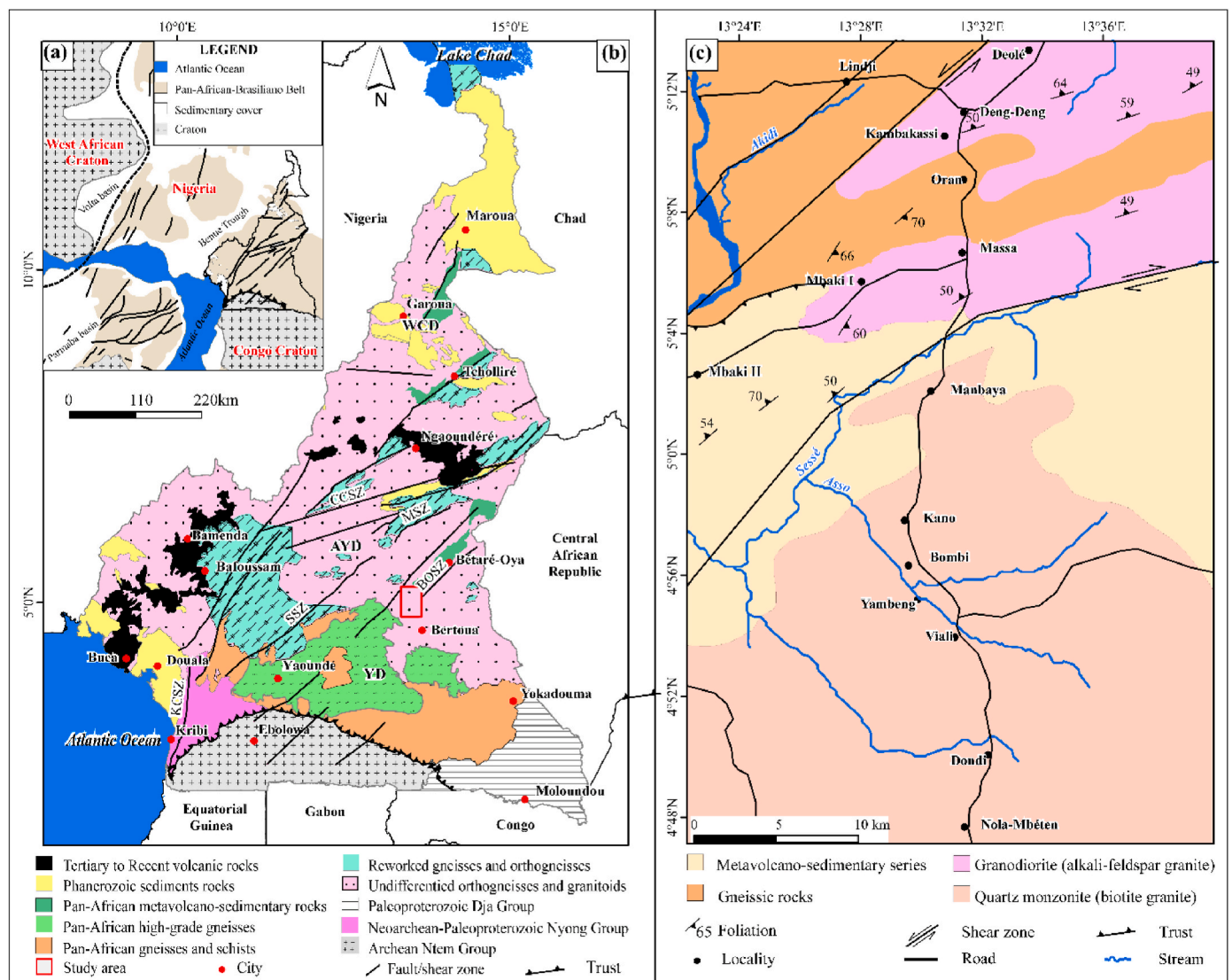


Fig. 1. (a) Reconstitution map of the Pan-African NE Brazilian and West African domains (Castaing et al., 1994). (b) Geologic map of Cameroon (Kankeu et al., 2018) showing the location of the Deng-Deng area and the main lithotectonic domains. (c) Geologic sketched map of the studied area (Fossi et al., 2021). YD: Yaoundé domain; AYD: Adamawa Yade domain; WCD: Western Cameroon domain; BOSZ: Bétare-Oya Shear Zone; SSZ: Sanaga Shear Zone; Pe: Permambuco Shear Zone; Pa: Patos Shear Zone TBSZ: Tibati-Banyo Shear Zone; SL: Suture Line; KF: Kandi Fault; KCSZ: Kribi-Campo Shear Zone.

Toteu et al., 1994).

The CC crops out in Cameroon as the Ntem Complex which mainly consists of two lithostructural groups including the Archean Ntem Group to the east and the Neoarchean-Paleoproterozoic Nyong Group to the west (Soh Tamehe et al., 2021; Tchameni et al., 2001; Toteu et al., 1994). The Ntem Group is dominated by greenstone belts comprising metavolcanic rocks, banded iron formations (BIFs) and intrusive rocks such as high-K granites, syenites, charnockites, and tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) suite (e.g., Ganno et al., 2018, 2015; Pouclet et al., 2007; Shang et al., 2010). The Nyong Group consists of high-grade metavolcano-sedimentary rocks consisting of gneisses, BIFs, amphibolites, pyroxenites, and eclogites (Moudioh et al., 2020; Soh Tamehe et al., 2018). These rocks are intruded by Neoproterozoic weakly metamorphosed intrusions (diorite, granodiorite, syenite) and post-tectonic dolerite dykes. Recent investigations have reported eclogite facies metamorphosed mafic and serpentinized peridotites in the Nyong Group (e.g., Nga Essomba Tsoungui et al., 2020; Houketchang Bouyou et al., 2019; Loose and Schenk, 2018).

In Cameroon, the CAFB comprises three main geodynamic sub-domains namely from south to north (Fig. 1b): the Yaoundé (YD), the Adamawa-Yadé (AYD) and the North-Western Cameroon (NWCD) sub-domains (e.g., Nzenti et al., 1994; Ngnotué et al., 2000; Toteu et al., 2004). The YD (Nzenti et al., 1988; Nédélec et al., 1986) is bordered to the south by the CC and continues eastwards into the Central African Republic in the Bolé and Gbaya series (Nzenti et al., 1988; Pin and Poidevin, 1987). Two major lithological units intruded by diorites and granodiorites can be distinguished: a weakly metamorphosed unit comprising shales and quartzites (Ayos-Mbalmayo-Bengbis and Yoka-douma series) and a highly metamorphosed unit consisting of gneisses, migmatites, micaschists, amphibolites and calc-silicate rocks (Yaoundé, Ntui-Betamba and Bafia series) (Nzenti et al., 1988; Ngnotué et al., 2000). The YD formations have been affected by four deformation phases (Metang et al., 2014; Mvondo et al., 2007). Similarly, the AYD formations have undergone three to four deformation phases (e.g., Bella Nké et al., 2018; Ganno et al., 2010; Ganwa et al., 2011; Kankeu et al., 2009; Ngako et al., 2003). The AYD is the largest sub-domain of the CAFB that stretches from the Sanaga fault (SF) to the Tcholliré-Banyo fault (TBF) to the north. It is made up of numerous syn-to post-tectonic high-K calc-alkaline Pan-African granitoids intruding Archean to Paleoproterozoic high-grade gneisses and amphibolites (Tchakounté et al., 2017; Ganwa et al., 2016; Tanko Njiosseu et al., 2005). Finally, the NWCD is bordered to the south by the Adamawa fault and extends to the north of Cameroon. This sub-domain comprises the Poli metavolcano-sedimentary series, metabasites and calc-alkaline orthogneisses, which have experienced three deformation phases (Toteu et al., 1987).

The Deng-Deng area is located in eastern Cameroon and lies between parallels 4°52'N and 5°22'N and meridians 13°24'E and 13°40'E, for an extension of ca. 2300 km<sup>2</sup>. Granitoids are ubiquitous within this region and represent ~60% of the exposed outcrops. They are made up of granodiorite and diorite (Fig. 1c). These intrusive rocks occur as slabs, domes and boulders and generally intrude the older basement consisting mainly of gneisses and metavolcano-sedimentary series (Fossi et al., 2021). The Deng-Deng area belongs to the AYD corresponding to the southwestern extension of the Lom series (Fig. 1c). This series is composed of metasedimentary rocks subdivided into two main structural and metamorphic units (Kankeu et al., 2009). The first unit comprises volcano-clastic series, orthogneisses, quartzites and polygenic conglomerates metamorphosed under greenschist facies conditions. This unit is generally associated with graben structures. In contrast, the second unit consists of staurolite micaschists, gneisses and staurolite-chloritoid mylonites, closely related to the horst structures (Ngako et al., 2003). Both units are intruded by granitoids and quartz veins that show evidence of sinistral deformation. These lithologies are believed to be the result of regional low-pressure metamorphism combined with a high thermal gradient induced by widespread crustal

melting, which also produced the dominant S-type granitoids (Vishiti et al., 2018). The Lom basin formed during the Neoproterozoic period, according to zircon U-Pb dating ages (Toteu et al., 2006). The Lom series is well-known for its gold mineralization hosted by quartz veins (e.g., Ngatcha et al., 2019; Takodjou Wambo et al., 2018; Asaah et al., 2014).

### 3. Analytical methods

#### 3.1. Field and structural mapping

Field investigations focused on detailed lithological mapping, structural analysis and sampling. The structural analysis was carried out using procedures that involve the recognition of geometric and kinematic relationships between tectonic features in the field, the collection of structured data with a compass, and their hierarchization based on superposition criteria (Ramsay and Huber, 1987). Twenty-two representative rock samples (fourteen granodiorites and eight diorites) were selected for petrographic study and thin sections were prepared at Geotech Lab in Vancouver, Canada. Petrographic studies together with quantitative modal analysis were carried out in order to characterize the minerals component of the rocks. The microstructural analysis was carried out on thin section using conventional techniques and terminology (Passchier and Trouw, 2005; Trouw et al., 2009).

#### 3.2. Whole rock geochemistry

After screening out altered rocks, nineteen representative fresh samples were selected for whole rock geochemical analyses. Major elements were analyzed by inductively coupled plasma atomic emission spectrometry (ICP-AES), whereas trace elements and rare earth elements (REE) contents were measured by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) at Acme Lab Vancouver (Canada). Following the LF202 analytical package, the samples were pulverized and approximately 0.5 g of rock pulp was fused in a furnace using a lithium metaborate/tetraborate and nitric acid digestion. Quality control was performed via routinely analysis as unknown of internal standard samples. Analytical accuracies are 0.01–0.04% for major elements except for Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.002%) and 0.1 ppm for trace elements and REE, except W, Sc, V and Ni which have a detection limit of 0.5, 1, 8 and 20 ppm respectively. Loss on ignition (LOI) was determined by weight difference after ignition at 1000 °C.

## 4. Results

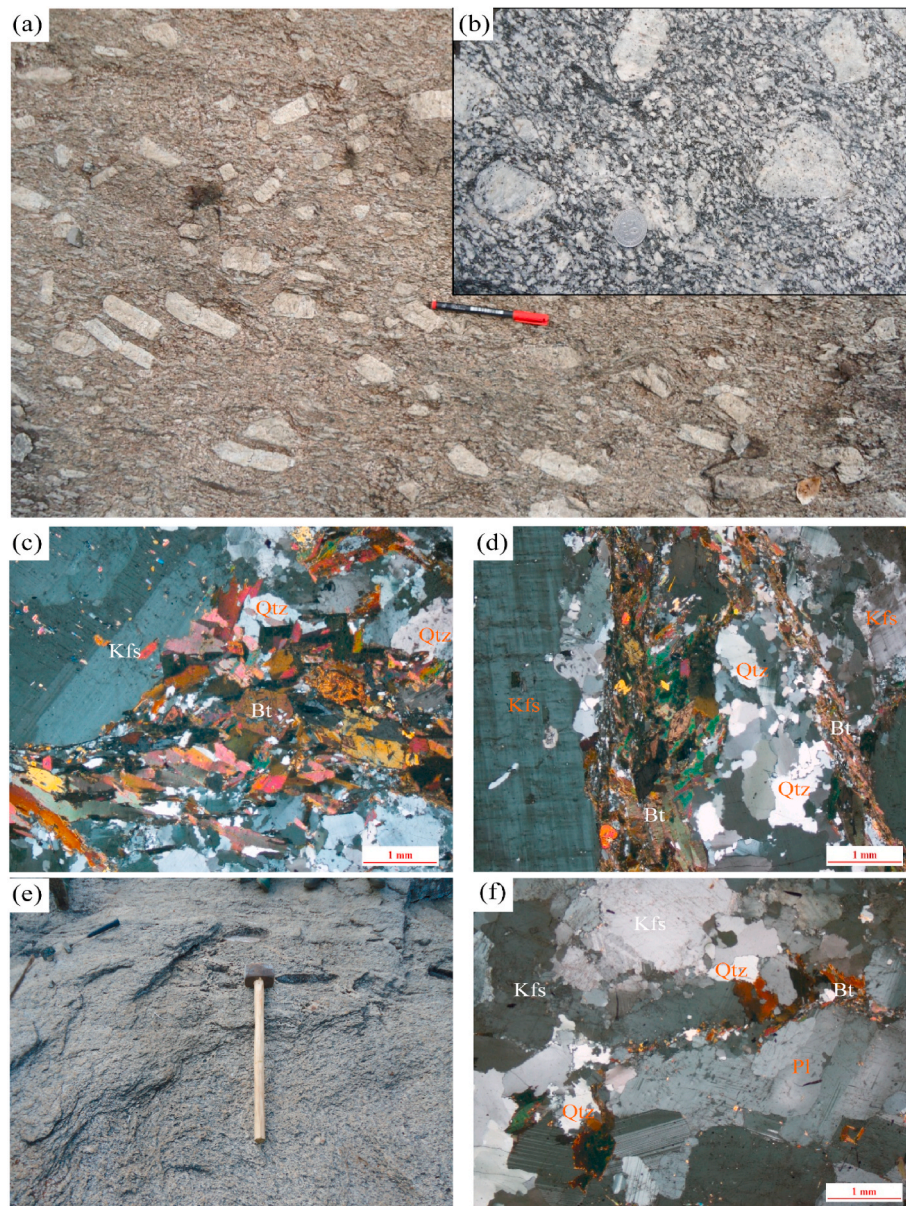
#### 4.1. Petrographic features

Detailed fieldwork mapping and petrographic study including the modal classification scheme of Streckeisen (1976), have revealed that the Deng-Deng area consists of granodiorite and diorite. These rocks intrude the Archean-Paleoproterozoic basement comprising gneisses and metavolcano-sedimentary rocks (Fig. 1c).

Granodiorite occurs either as blocks and slabs or as elongated large bodies roughly NE-trending (Fig. 2a). It is the most important rock type of the Deng-Deng area and exhibits very coarse feldspar crystals (Fig. 2b). On a microscopic scale, the rock displays a heterogranular porphyritic texture made up of alkali feldspar phenocrysts (~20%), quartz (~10%), biotite (~10%), plagioclase (~47%) and amphibole (~10%). Common accessory minerals are sphene, zircon, and opaque minerals (Fig. 2c and d).

Diorite crops out as blocks and slabs at the Mansa village (Fig. 2e), and intrudes the gneissic basement. The rock is light grey in color and fine to medium-grained and display granular texture consisting of quartz (~12%), K-feldspar (~16%), biotite (~10%), plagioclase (~43%), pyroxene (~10%) and amphibole (~5%) (Fig. 2f). Accessory minerals include sphene, opaque minerals and zircon.





**Fig. 2.** Macroscopic (a, b, e) and microscopic (c, d, f) views of granodiorite and diorite, respectively. (a–b) Dispersed K-feldspar megacrysts in granodiorite; (c–d) Coarse-grained texture and mineral composition of granodiorite; outcrop (e) and photomicrograph (f) views of diorite. Mineral abbreviations: Kfs, K-feldspar; Qz, quartz; Pl, plagioclase; Bt, biotite; Myk, myrmekite.

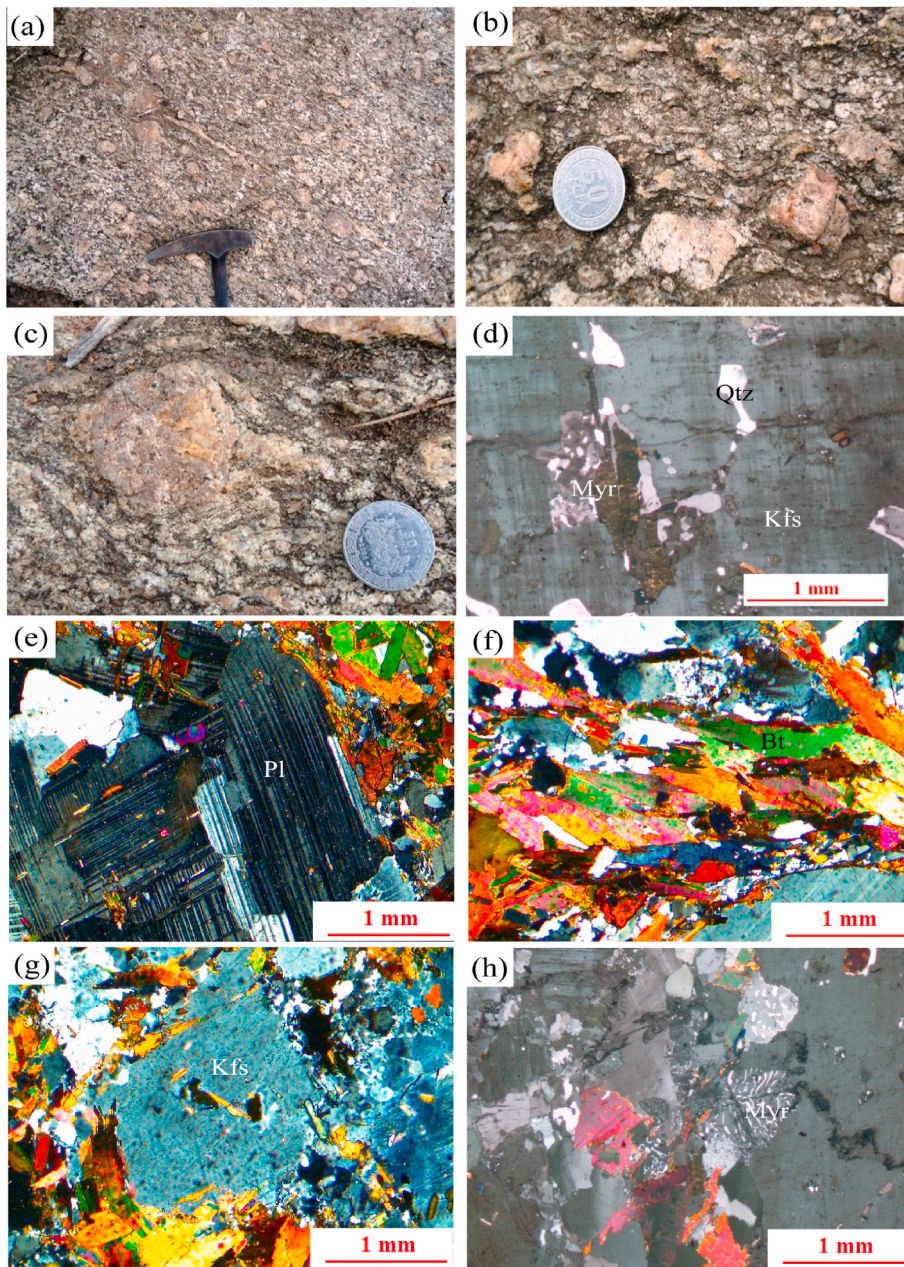
#### 4.2. Structural characterization

The Deng-Deng intrusive rocks are deformed (granodiorite) and undeformed (diorite). Granodiorites are foliated with increasing deformation intensity toward the boundary of the plutons. The foliation is oriented N70°E similar to that of the Central Cameroon Shear Zone (CCSZ) and Deng-Deng fault systems, the latter being a segment of the Lom series that was intensely deformed during the Pan-African orogeny (Fossi, 2016). Several strain markers and kinematic indicators were observed either at the outcrop scale (Figs. 3a–4c) or on the microscopic scale (Figs. 3d–4h) in the studied granodiorites. These structural features include mylonitic foliation, C-S fabrics, sigma-shaped feldspar porphyroblasts and amphibole/mica fish and mechanical twinning (kink band). All these fabrics can be regrouped into two deformational domains namely the low-grade mylonitic and medium-grade mylonitic domains.

The low-grade mylonitic domain is mostly recognizable on the microscopic scale and refers to rocks that have almost preserved their

igneous textures (Figs. 3a–4c). In this domain, K-feldspar porphyroclasts comprise perthitic orthoclase and microcline, which occur as subhedral to anhedral crystals showing myrmekitic microstructure at the rims adjacent to plagioclase (Fig. 3d). Feldspars with undulose extinction and kink bands in this domain are rare. Quartz with undulose extinction is often noticeable. Bulging recrystallization (BLG-recrystallization) is observed in deformed quartz, whereas plagioclase crystals often show brittle deformation. The latter crystals occasionally display submagmatic microfractures filled with aggregates of opaque mineral-amphibole-biotite or quartz-feldspar.

The medium-grade mylonitic domain is mostly noticeable at the outcrop scale where the melt has been identified either within the pressure shadows at the ends of boudins or filling faults and joints (Fig. 3b). In some granodiorite samples, the occurrence of quartz replacing plagioclase suggests possible incipient metasomatism of fluids deriving from evolved crustal rocks. At microscopic scale, plagioclase porphyroblasts show mechanical twinning which represents the most common microstructure (Fig. 3e). K-feldspar and plagioclase

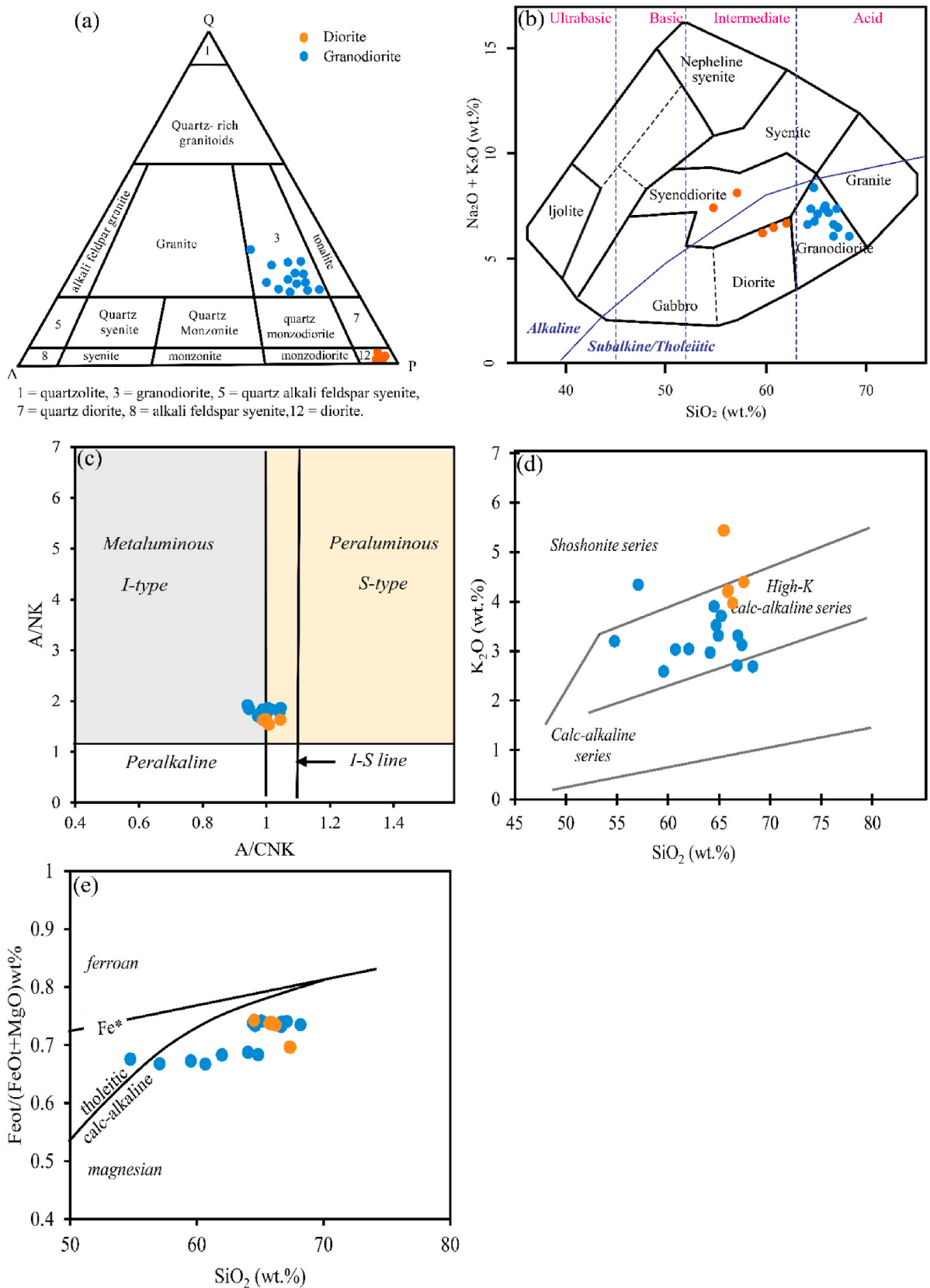


**Fig. 3.** Field views (a–c) and microphotographs (d–j) of main structural elements of the Deng-Deng granodiorite. (a) K-feldspar megacrysts aligned in a mylonitic foliation; (b) S-C fabric; (c) almond-shape K-feldspar megacryst showing sinistral shear movement; (d) myrmekitic microstructure; (e) bulging recrystallization (BR) of quartz; (f) mechanic twinning in plagioclase; (g) subgrain rotation recrystallization (SGR) of quartz; (h) mica-fish flakes aligned in a mylonitic foliation; (i)  $\sigma$ -shape K-feldspar porphyroclasts showing sinistral shear sense; (j) tectonically induced myrmekites

porphyroblasts are surrounded by a foliated matrix consisting of biotite and quartz aggregates. Such deformational features are known to be formed by intracrystalline plasticity in the submagmatic phase (Vernon, 1991). Quartz occurs either as elongated polycrystalline ribbons (1–3 mm in length) or as elongated granoblastic aggregates and shows undulose extinction, which is related to a solid-state deformation. Some quartz crystals display features of recrystallization by sub-grain rotation (SGR-recrystallization), although BLG-recrystallization is noticeable in these crystals. The mineral lineation is characterized by aligned recrystallized quartz crystals along with a few biotite flakes (Fig. 3f). The K-feldspar porphyroblasts are recrystallized along their margins and their orientation is oblique to the recrystallized quartz mineral lineation, depicting an S-C foliation (Fig. 3g). Myrmekite growth appears to be related to the deformation as it is observed along the grain boundaries parallel to the foliation (Fig. 4h).

#### 4.3. Geochemical characterization

Whole-rock geochemical compositions of nineteen representative samples are listed in Table 1. Based on modal (Streckeisen, 1976) and Total Alkali Silica (TAS) classification schemes, the studied granitoids can be classified as granodiorite and diorite (Fig. 4a and b). Granodiorite is silica-enriched with  $\text{SiO}_2$  contents ranging from ~64.13 to 68.27 wt%, whereas diorite displays intermediate chemical composition ( $\text{SiO}_2$ : 54.84–62.07 wt%). Both rock types display high total alkalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6.02\text{--}8.13$  wt%), moderate  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ratios (0.73–1.92), and low CaO (2.76–4.84 wt%) and  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0.18–0.27 wt%) contents. All the samples show low LOI with values ranging from 0.50 to 1.20 wt%. On the Al saturation index A/NK [molar  $(\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}))$ ] vs. A/CNK molar  $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$  diagram of Chappell and White (1992), the samples plot at the boundary between metaluminous I-type and peraluminous S-type affinities with A/CNK of 0.94–1.04 (Fig. 4c). Based on the classification scheme of Peccerillo and Taylor (1976), the studied rocks belong to the high-K calc-alkaline to slightly shoshonite



**Fig. 4.** Major element classification plots of the Deng-Deng granitoids. (a) Modal alkali feldspar (A), quartz (Q), and plagioclase (P) classification of Streckeisen (1976); (b) Total alkalis (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O wt%) vs. SiO<sub>2</sub> (wt %) classification of plutonic rocks (Cox et al., 1979). (c) Molar [Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)] versus [Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)] diagram (after Shand, 1951). The samples plot exclusively in the I-type granites field and display metaluminous to slightly peraluminous affinities; (d) K<sub>2</sub>O versus SiO<sub>2</sub> diagram (Peccherillo and Taylor, 1976) showing the plot of the studied granitoids in the high-K calc-alkaline to shoshonitic fields. (e) SiO<sub>2</sub> versus FeOt/(FeOt +MgO) diagram (Frost et al., 2001) depicting the magnesian nature of the Deng-Deng granitoids.

series (Fig. 4d). All the rock samples are magnesian and fall within the field of cordilleran-type granitoids in the FeOt/(FeOt + MgO) vs. SiO<sub>2</sub> diagram (Fig. 4e). This is consistent with their alkali enrichment relative to CaO (Table 1), which is characteristic of calc-alkalic to alkalic cordilleran granitoids (Frost et al., 2001). On Harker diagrams (Fig. 5a–f), the contents of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, MgO and Na<sub>2</sub>O decrease with increasing SiO<sub>2</sub> abundance. However, K<sub>2</sub>O exhibits a weak correlation with increasing SiO<sub>2</sub> content (not shown) for all samples, implying that alkali feldspar may have been preserved in the melt phase until late stage of magmatic evolution.

When compared to diorite, granodiorite contains high average contents of Sr (433.75 ppm), Th (11.77 ppm), Hf (5.56 ppm) and Zr (207.36 ppm), but low Ba (716 ppm), Rb (141 ppm) (Table 1). On Harker diagrams, most trace elements (e.g., Sr, Ba, Zr, and Y) show a negative correlation against SiO<sub>2</sub> for both granodiorite and diorite samples (Fig. 5g–l). The studied granitoids are also characterized by variable ratios of Rb/Sr (0.21–0.44), Rb/Ba (0.09–0.57), Nb/Ta (11.88–33.33), Zr/Hf (34.34–41.53), Th/Ta (12.72–46), Nb/La (0.1–0.35), Nb/Ce (0.07–0.18). The primitive mantle-normalized multi-elements diagrams of both rocks exhibit negative Ba, Nb, Ta, Sr, Ti and Hf and positive Rb, K, La and Zr anomalies (Fig. 6a). The Eu and Sr negative anomalies can be explained by plagioclase fractionation, whereas the negative anomalies of other trace elements appear to be inherited during the petrogenetic processes.

The total rare earth elements ( $\sum$ REE) of the granodiorite and diorite samples range from 139.47 to 247.75 ppm and from 212.78 to 360.52 ppm, respectively. Their chondrite-normalized REE patterns (Fig. 6b (Evensen et al., 1978)), are similar and fractionated, with La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> of 11.86–47.64. All the rock samples show LREE enrichment (La<sub>N</sub>/Sm<sub>N</sub> = 2.72–6.53) relative to HREE (Gd<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> = 2.58–4.12) along with a prominent negative Eu anomaly. Although both studied granitoids show similar REE patterns, the granodiorite samples display a more pronounced negative Eu anomaly (mean Eu/Eu\* of 0.80) compared to that of the diorite samples (mean Eu/Eu\* of 0.64).

Based on whole-rock geochemistry, the crystallization temperature of the Deng-Deng granitoids was estimated using the diagram of Zr (ppm) vs. (Na+K+2Ca)/(Al × Si) (Watson and Harrison, 1983). Fig. 7 indicates a temperature trend of about 800 °C for the studied granitoids. This temperature is similar to the liquidus temperature estimation suggested by Watson (1987), using the zirconium saturation thermometer equation: T°(C) = -237 + 12.900/[17.18·ln(Zr)]. Thus, the Deng-Deng granitic rocks have an estimated crystallization temperatures ranging from 775 °C to 806 °C.

## 5. Discussion

### 5.1. Granitoid classification and petrogenetic implications

The Deng-Deng intrusive rocks are made up of granodiorite and diorite. These rocks have typical mineral assemblages of I-type granitoids comprising alkali-feldspar, biotite, plagioclase, quartz, and hornblende, which is corroborated by their chemical composition with high Na<sub>2</sub>O concentrations (>3.2 wt%) and A/CNK ratios <1.1 (Fig. 4c). Most of the samples display high-K calc-alkaline to weakly shoshonitic affinities (Fig. 4d). Harker diagrams exhibit a negative correlation between SiO<sub>2</sub> and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, suggesting fractionation of pyroxene. This is consistent with the geochemical features of I-type granitoids (Choudhury and Hussain, 2021). It should be noted that similar features have been documented for most granitoids in the Adamawa-Yadé (Ngatcha et al., 2019; Ngamy Kamwa et al., 2019; Asaah et al., 2014; Chebeu et al., 2011) and northwestern Cameroon (Houketchang Bouyo et al., 2016; Tchameni et al., 2006) sub-domains of the CAFB. According to the CIPW with Hornblende mineral calculations, some rock samples contain 0–1.25% of normative corundum, indicating that these granites are weakly peraluminous. However, S-type granites generally contain Al-rich minerals such as muscovite or cordierite. Such

minerals were not identified in the Deng-Deng granitoids, which confirms that these rocks are I-type granitoids rather than S-type. The granodiorite and diorite show similar REE and multi-elements patterns (Fig. 6a and b), suggesting that both rocks were derived from the same magma sources and have undergone comparable evolution processes.

Several studies have reported that I-type granitoids may have derived from intracontinental crustal igneous rocks (e.g., Clemens et al., 2011; Chappell, 1999, 1998; Chappell and White, 1974). The Deng-Deng granitoids show a wide range of SiO<sub>2</sub> (57.15–68.27 wt%) and MgO (1.24–3.48 wt%) contents (Table 1). These rocks also display Mg# of 25.82–33.31 (average = 28.77). Experimental studies by Rapp and Watson (1995) indicated that low-degree (5–10%) dehydration melting of gabbroic rocks can produce high Si and low to medium Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> melts, while high-degree (20–40%) of partial melting can produce felsic to intermediate melts with high Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents. The Deng-Deng granitoids show relatively high contents of SiO<sub>2</sub> (mean = 64.04 wt%) and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (mean = 15.93 wt%), suggesting that they might originate from high-degree of partial melting of gabbroic rocks. This interpretation is consistent with the low Fe\* values (0.66–0.74) of the studied granitoids, which contrast with the high Fe\* values of granites produced by low degree melting of gabbroic rocks (Frost and Frost, 2011; Frost et al., 2001). It is noteworthy that all the studied rocks show high values of CaO/(MgO + FeOt) (0.47–0.68) and low Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(MgO + FeOt) (0.98–1.93), and mainly plot within the field of partial melts from metabasaltic to metatonalitic sources, with possible minor input of metagreywackes (Altherr et al., 2000). Hence, we propose that the Deng-Deng plutons were probably sourced from partial melting of metamorphosed basaltic rocks. This is consistent with their A/CNK values (0.94–1.04) and high CaO/Na<sub>2</sub>O ratios (0.89–1.32) (Sylvester, 1998).

On the other hand, strong to moderate negative correlations of SiO<sub>2</sub> with Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, Na<sub>2</sub>O (Fig. 5) indicate the fractionation of aluminous and ferromagnesian phases from the precursor magma. These compositional variations can be considered as a result of partial melting of the mafic lower crust (Rapp and Watson, 1995) and/or mixing mantle-derived magma with crustal derived melts (Janoušek et al., 2004), with or without later fractional crystallization. Such interpretations are consistent with the La<sub>N</sub>/Sm<sub>N</sub> (2.66–4.10), Nb/La (0.10–0.35), Nb/Ce (0.06–0.19), Th/Ta (12.72–40) and Rb/Sr (0.21–0.43) ratios of the Deng-Deng plutons, which are comparable to those of the lower crust (e.g., Hans Wedepohl, 1995; Rudnick and Fountain, 1995; Weaver and Tarney, 1984) and mantle (e.g., Shellnutt et al., 2009; Sun and McDonough, 1989; Hofmann, 1988; Taylor and McLennan, 1985). Additionally, the Zr/Nb vs. Zr and La vs. La/Sm diagrams (Fig. 8) suggest that the chemical composition of the Deng-Deng granitoids was probably controlled by variable degrees of fractional crystallization (Allègre and Minster, 1978). Compared to Nb/Ta ratio of 13.4 for the continental crust (Rudnick and Gao, 2003), the Nb/Ta ratios (11.87–33.33) of the studied granitoids suggest that these rocks have experienced significant fractional crystallization of apatite, which is further supported by the depletion of P and Ti in the primitive-mantle normalized trace element spider diagrams (Fig. 7a). Moreover, the weak depletion in Sr, Ba, and Eu of the Deng-Deng granitoids implies that they might originate from magma sources with less fractionation or residue of plagioclase.

In summary, we propose that the Deng-Deng I-type plutons were generated by partial melting of metamorphosed basaltic rocks derived from the lower crust and mantle-derived mafic magma, with variable degrees of fractional crystallization.

### 5.2. Tectonic setting and geodynamic model

Microtectonic studies of granitic rocks can help to constrain diverse deformation parameters. In the Deng-Deng area, the granodiorites from the low-grade mylonitic domain have almost preserved igneous texture, with euhedral to subhedral crystals. Sub-magmatic microfractures are

**Table 1**  
Major (wt.%) and trace element (ppm) compositions and elemental ratios of the Deng-Deng granitoids.

Rocks	Granodiorite									
Samples	YAK1	YAK4	DE1	DE2	DEF1	DEF3	DEF4	DEF5	DEF6	
<i>Major elements (wt.%)</i>										
SiO <sub>2</sub>	64.13	64.92	66.75	68.27	67.2	64.5	66.8	64.7	65.2	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.13	16.03	15.08	14.47	14.85	15.95	15.1	15.4	15.5	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.10	4.88	4.97	4.43	4.37	4.56	4.82	4.64	4.41	
MgO	2.09	2.04	1.64	1.44	1.38	1.46	1.53	1.52	1.39	
CaO	3.79	3.38	3.74	3.51	3.40	3.41	3.37	3.40	3.34	
Na <sub>2</sub> O	3.49	3.41	3.30	3.25	3.31	3.37	3.27	3.33	3.31	
K <sub>2</sub> O	3.04	3.37	2.79	2.77	3.19	3.94	3.37	3.57	3.75	
TiO <sub>2</sub>	0.78	0.78	0.69	0.62	0.59	0.62	0.65	0.64	0.60	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.18	0.26	0.23	0.24	0.24	0.25	0.26	0.23	
MnO	0.06	0.06	0.08	0.07	0.07	0.07	0.08	0.08	0.07	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.006	0.006	0.004	0.004	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	
LOI	0.90	0.70	0.50	0.80	0.75	0.69	0.75	0.57	0.70	
Sum	99.83	99.84	99.85	99.86	99.45	98.93	100.10	98.22	98.62	
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	1.148	1.012	1.183	1.173	1.038	0.855	0.97	0.933	0.883	
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.871	0.988	0.845	0.852	0.964	1.169	1.031	1.072	1.133	
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	6.53	6.78	6.09	6.02	6.5	7.31	6.64	6.9	7.06	
Mg#	31.29	31.72	26.83	26.54	25.98	26.24	26.08	26.69	25.94	
A/CNK (ASI)	1.01	1.04	0.99	0.98	0.98	1.00	1.00	0.99	1.00	
A/NK	1.79	1.73	1.78	1.73	1.67	1.63	1.67	1.65	1.63	
<i>Trace elements (ppm)</i>										
Ba	770	946	263	280	466	694	498	565	654	
Cs	1.1	0.9	14.1	11.5	12.2	14.05	14.3	14.1	13.05	
Ga	21.6	21.7	20.1	18.7	22.4	23.6	22.7	22.8	21.4	
Hf	4.7	5	5.6	5.1	5.3	5	4.9	5.1	4.7	
Nb	8.7	8.2	10.9	10	10.4	10.3	10.7	10.7	10.4	
Rb	109.7	112.3	150.6	134.3	150.5	178.5	166.5	169.5	166	
Sr	365.8	367.2	352.8	331	380	428	378	392	410	
Ta	0.3	0.3	0.8	0.8	0.8	0.8	0.7	0.8	0.8	
Th	10.4	9.1	12.2	13.7	11.1	13	11.3	12.4	12.8	
U	0.5	0.5	4.9	4.3	6.39	6.22	5.2	5.12	5.92	
V	96	84	86	73	71	76	77	79	71	
Zr	195.2	190	192.3	179.9	193	173	185	186	181	
Y	14.2	11.2	14.1	12.4	12.5	12.6	12.7	12.8	12.9	
La	63	54.5	31.8	36.1	29.8	34.7	30.9	33.9	34.5	
Ce	111.3	92.5	61	67.9	59.3	69	62.8	67.9	69.5	
Pr	12.07	10.32	7.29	7.67	7.01	7.88	7.1	7.82	7.77	
Nd	40.9	36	27.4	29.6	26.5	30.2	27	29.4	30	
Sm	6.72	5.48	5.36	5.29	5.86	6.12	5.77	6.01	6.18	
Eu	1.18	1.09	1.31	1.24	1.27	1.34	1.22	1.29	1.16	
Gd	5.17	4.24	4.58	4.49	3.75	4.06	4.09	4.08	4.11	
Tb	0.67	0.53	0.58	0.54	0.5	0.54	0.51	0.58	0.54	
Dy	3.29	2.65	2.79	2.75	2.62	2.68	2.5	2.82	2.61	
Ho	0.59	0.42	0.5	0.45	0.5	0.44	0.44	0.43	0.46	
Er	1.43	1.14	1.31	1.22	1.06	1.07	1.22	1.15	1.11	
Tm	0.18	0.14	0.19	0.16	0.14	0.17	0.15	0.16	0.15	
Yb	1.09	0.93	1.14	1.12	1	0.96	1.01	1.06	1.1	
Lu	0.16	0.12	0.19	0.18	0.16	0.16	0.16	0.17	0.15	
∑REE	247.75	210.06	145.44	158.71	139.47	159.32	144.87	156.77	159.34	
LaN/SmN	5.87	6.23	3.72	4.28	3.19	3.55	3.36	3.53	3.5	
LaN/YbN	39.33	39.88	18.98	21.94	20.28	24.6	20.82	21.76	21.34	
CeN/YbN	26.88	26.19	14.09	15.96	15.61	18.92	16.37	16.87	16.63	
CeN/SmN	4.01	4.09	2.76	3.11	2.45	2.73	2.64	2.74	2.73	
Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	3.84615384615385	3.69194312796209	3.25096525096525	3.24803149606299	3.0352422907489	3.42201834862385	3.28384279475982	3.125	3.03614457831325	
Eu/Eu*	0.61	0.69	0.81	0.78	0.83	0.82	0.77	0.79	0.7	

A/CNK = molar Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O); A/NK = molar Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O); Blank space is for value not reported.

c	Granodiorite						Diorite					
	DEF7	DEF8	DEF9	DEF2	YAK2	Av.	MAF1	MAF2	MAF3	MAF4	YAK3	Av.
	<i>Major elements (wt.%)</i>											
	64.6	65.8	66.3	65.9	67.39	65.9	57.15	59.61	54.84	60.76	62.07	58.886
	15.85	15.25	15.05	15.8	15.53	15.4	17.97	16.66	18.78	16.49	16.86	17.352
	3.96	4.11	3.99	4.33	3.69	4.4	6.64	7.00	8.05	6.34	5.93	6.792
	1.24	1.32	1.30	1.38	1.45	1.5	2.98	3.07	3.48	2.85	2.48	2.972
	2.76	3.13	3.10	3.26	2.77	3.3	4.15	4.84	4.60	4.53	3.77	4.378
	2.88	3.14	3.12	3.27	3.09	3.3	3.77	3.66	4.15	3.56	3.61	3.75
	5.53	4.22	4.00	4.25	4.41	3.7	4.36	2.68	3.26	3.1	3.11	3.302
	0.54	0.59	0.57	0.59	0.54	0.6	1.01	1.02	1.13	0.99	0.95	1.02
	0.21	0.23	0.22	0.24	0.14	0.2	0.26	0.27	0.30	0.25	0.23	0.262
	0.06	0.07	0.07	0.07	0.05	0.1	0.09	0.10	0.11	0.09	0.07	0.092
	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.004	0.0	0.008	0.007	0.008	0.007	0.007	0.0074
	0.63	0.55	0.57	0.74	0.60	0.7	1.20	0.80	0.90	0.7	0.60	0.84
	98.48	98.55	98.43	99.97	99.87	99.3	99.77	99.77	99.73	99.8	99.81	99.776
	0.521	0.744	0.78	0.769	0.701	0.9	0.865	1.366	1.273	1.148	1.161	1.1626
	1.92	1.344	1.282	1.3	1.427	1.2	1.156	0.732	0.786	0.871	0.861	0.8812
	8.41	7.36	7.12	7.52	7.5	7.0	8.13	6.34	7.41	6.66	6.72	7.052
	25.82	26.30	26.58	26.16	30.40	27.3	33.28	32.77	32.45	33.31	31.73	32.5666300430561
	1.01	0.99	1.00	0.99	1.04	1.0	0.97	0.94	1.00	0.95	1.04	0.980973369262422
	1.47	1.57	1.59	1.58	1.57	1.6	1.64	1.86	1.81	1.81	1.22	1.668
	<i>Trace elements (ppm)</i>											
	1535	878	867	819	1591	773.3	1630	758	793	1030	688	979.8
	12.95	13.35	12.4	13.5	0.6	10.6	2.8	2.7	3.5	2.7	10	4.34
	20.7	20.7	21	22.7	18.5	21.3	25.2	24.3	26.9	22.8	124.9	44.82
	4.6	5.7	4.7	5.2	3.3	4.9	6.7	6.9	7.3	5.2	6.4	6.5
	9.5	11.5	10.2	10.4	6.3	9.9	12.3	12	12.3	11.6	0.3	9.7
	201	180	166.5	176	108.8	155.0	144.5	115.7	140.7	117.8	124.9	128.72
	494	428	406	419	392.6	396.0	623.1	542.9	586.2	551.5	363.9	533.52
	0.8	0.9	0.8	0.8	0.2	0.7	0.7	0.7	0.8	0.7	103	21.18
	11.55	11.45	11.85	12.7	9.2	11.6	9.8	12.3	15.8	9.7	246.2	58.76
	4.55	6.07	5.36	5.47	0.3	4.3	1	0.9	1	0.8	15.4	3.82
	64	72	66	70	63	74.9	124	130	147	119	74.2	118.84
	168	202	172	184	125.4	180.5	247.7	262.1	273.6	198.1	246.2	245.54
	12.2	14	12.4	12.8	12.4	12.8	25.4	27	31	27.8	15.4	25.32
	34.6	33.1	30.6	31.9	58.9	38.5	50.9	57	82.2	41.3	46.7	55.62
	68.6	66	62.7	63.7	96.6	72.8	103.3	110.8	155.3	83.5	7.12	92.004
	7.79	7.52	7.08	7.28	11.31	8.3	12.72	14.62	18.65	11.67	1.27	11.786
	30.5	28.7	28.6	28.6	39.4	30.9	49.1	53.3	67.2	44.3	5.38	43.856
	5.85	5.96	5.87	5.94	6.19	5.9	9.03	10.13	11.42	9.51	0.69	8.156
	1.24	1.45	1.28	1.24	1.27	1.3	1.83	1.85	1.95	1.85	3.35	2.166
	4.06	3.88	4.39	3.82	4.7	4.2	7.19	8.01	9	7.54	0.57	6.462
	0.59	0.53	0.6	0.54	0.61	0.6	0.95	1.09	1.19	1.04	1.36	1.126
	2.57	2.48	2.79	2.69	2.78	2.7	5.16	5.68	6.1	5.23	0.19	4.472
	0.46	0.44	0.46	0.46	0.44	0.5	0.94	1.03	1.1	1	1.06	1.026
	1.22	1.08	1.4	1.25	1.15	1.2	2.53	2.63	3.08	2.78	0.17	2.238
	0.18	0.13	0.17	0.16	0.16	0.2	0.35	0.37	0.41	0.37	6.56	1.612
	1.09	0.88	1.21	1.07	0.88	1.0	2.19	2.43	2.55	2.37	47.25	11.358
	0.15	0.16	0.17	0.17	0.13	0.2	0.3	0.32	0.37	0.32	27.76	5.814
	158.9	152.31	147.32	148.82	224.52	168.1	246.49	269.26	360.52	212.78	269.6	271.73
	3.71	3.48	3.27	3.36	5.96	4.1	3.53	3.53	4.51	2.72	6.53	4.164
	21.6	25.6	17.21	20.29	45.55	25.7	15.82	15.96	21.94	11.86	47.64	22.644
	16.57	19.75	13.64	15.67	28.9	18.7	12.42	12	16.03	9.28	28.24	15.594
	2.84	2.68	2.59	2.6	3.78	3.0	2.77	2.65	3.3	2.13	3.87	2.944
	3.02024291497976	3.565	2.94525547445255	2.888888888888889	4.32	3.3	2.65995975855131	2.67150635208711	2.86159169550173	2.58100558659218	4.120833333333333	2.97897934521313
	0.78	0.92	0.77	0.79	0.72	0.8	0.69	0.63	0.59	0.67	0.63	0.642

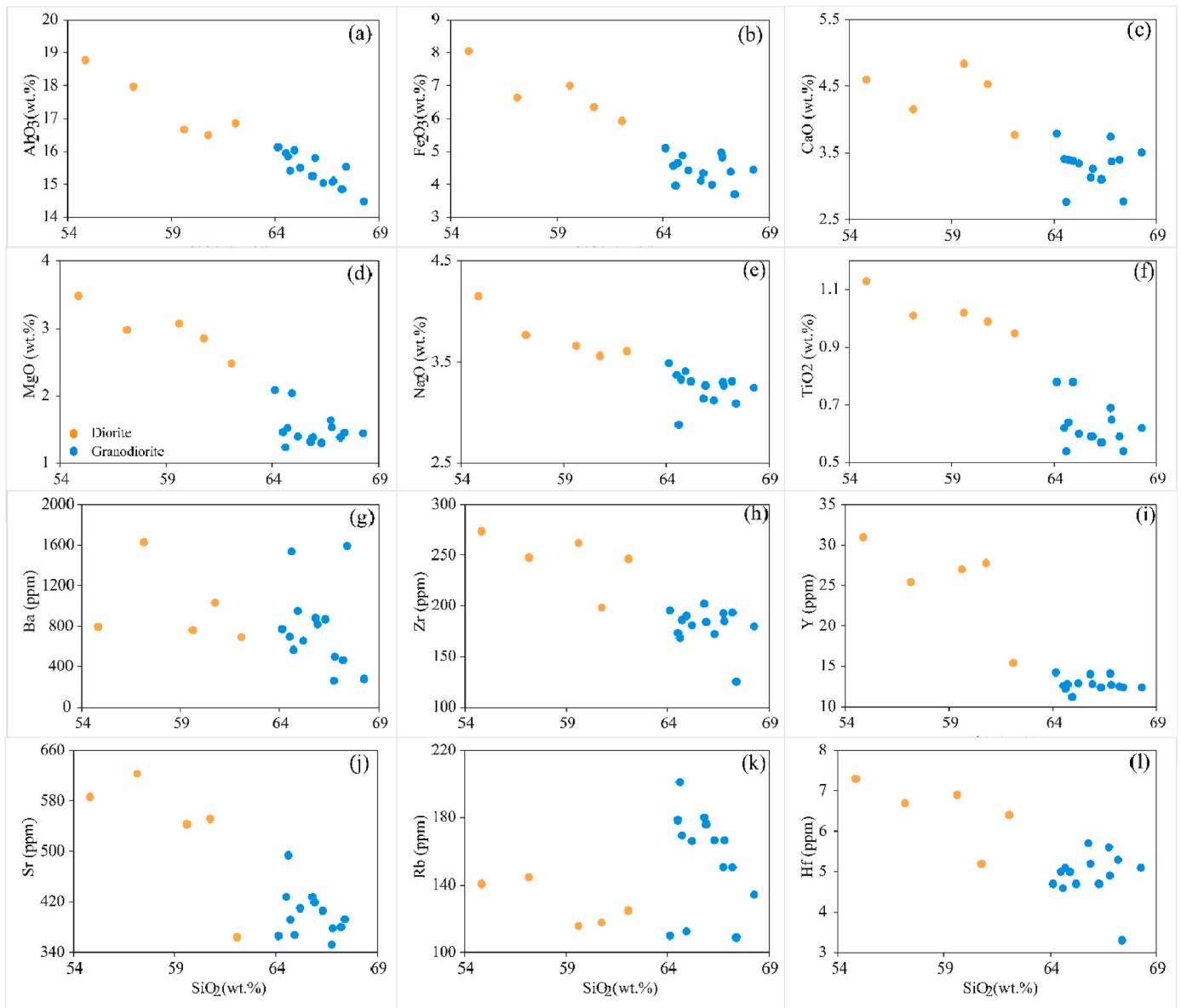


Fig. 5. Harker diagrams of selected major and trace elements against SiO<sub>2</sub> of the Deng-Deng intrusive rocks.

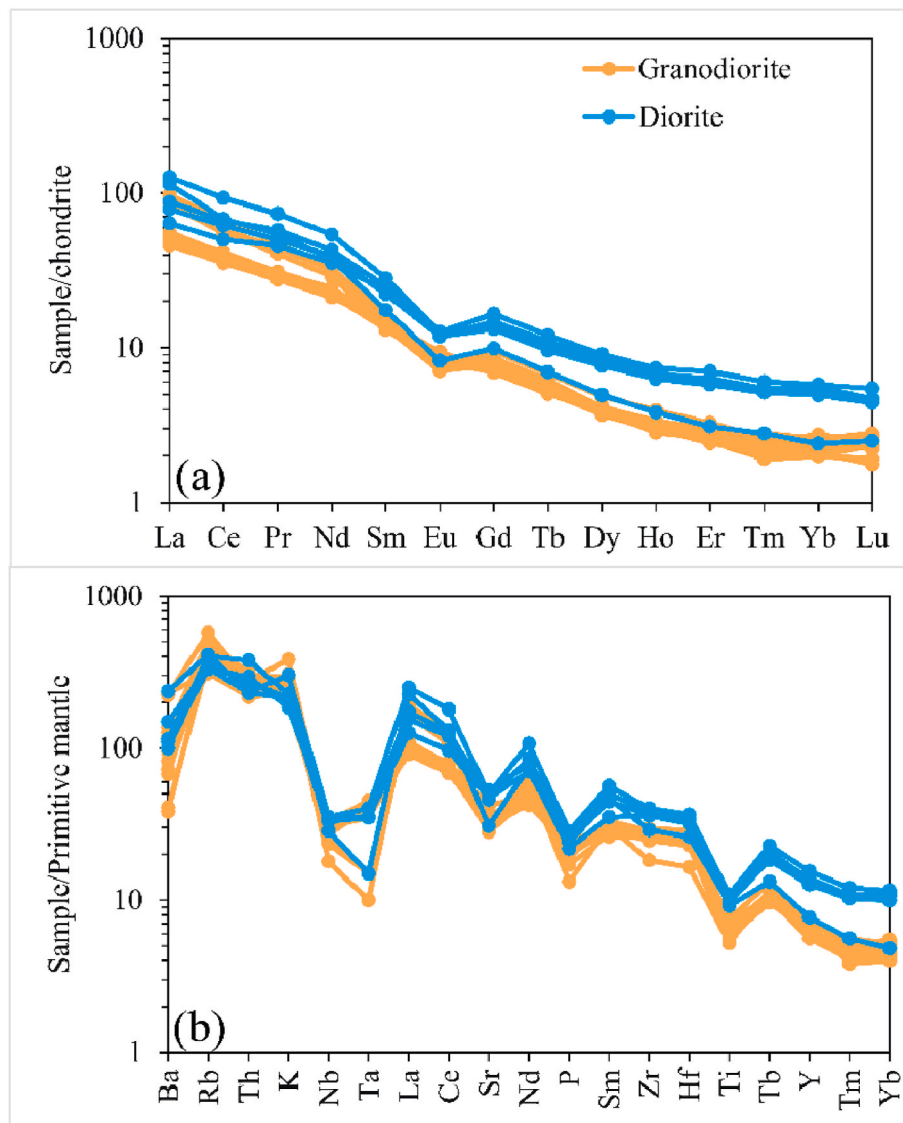


Fig. 6. REE (a) and multi-elements (b) patterns of the Deng-Deng granitoids with values normalized to chondrite (Evensen et al., 1978) and primitive mantle (McDonough and Sun, 1995), respectively.



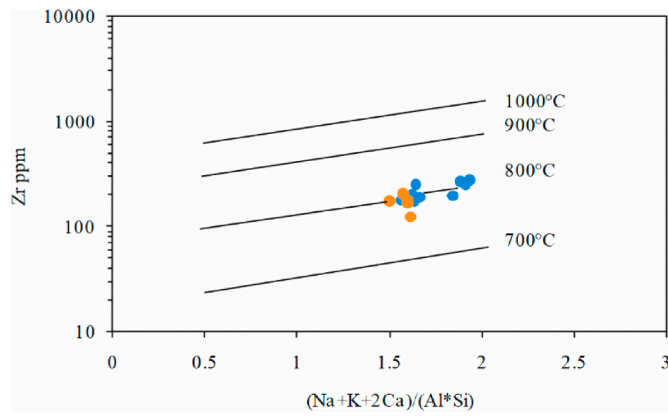


Fig. 7. Zr vs  $(\text{Na}+\text{K}+2\text{Ca})/(\text{Al}^*\text{Si})$  (b) temperatures diagrams of the Deng-Deng granitoids.

evident in most feldspar, and biotite rarely displays kink bands. Altogether, these structural features indicate that the deformation has occurred in this domain during the crystallization phase at temperatures from 250° to 400 °C (Bouchez et al., 1992; Passchier and Trouw, 2005). Feldspars with twinning and kinking, undulose extinction and BLG-recrystallization are noticeable in the medium-grade mylonitic domain. Quartz is further distinguished by BLG- and SGR-recrystallization. Combined with K-feldspar recrystallization into microcline and occurrence of myrmekitic feldspar, all these characteristics are typical of mylonites formed at low-to medium-grade conditions of 400–500 °C (Passchier and Trouw, 2005). However, high-temperature conditions for the deformation of the Deng-Deng granodiorites are also supported by the intergrowth of quartz and feldspar, lobate grain boundaries (Krabbendam et al., 2003; Tullis et al., 1973), and occurrence of subgrains in quartz. These structural features are common in granulites (Martelat et al., 1999; Masberg et al., 1992) and deformed granulites (Vernon, 2000; Blumenfeld et al., 1986). Overall, the structures such as  $\sigma$  porphyroblasts and S-C fabrics suggest a syn-tectonic emplacement of the studied granodiorites.

The Deng-Deng granitoids show a negative slope from LILE (Ba, Th, and K) to HFSE (Nb, Ti, and Hf) on the primitive mantle normalized spider diagrams, and have weak negative Eu anomalies. These geochemical features are consistent with those of subduction-related magmas (Innocenti et al., 2005) and active continental margin (Barbarin, 1999; Pearce et al., 1984). On the Nb vs. Y and Rb vs. Y+ Nb diagrams (Pearce et al., 1984), all the investigated samples fall within the volcanic arc granite (VAG) field (Fig. 9a and b). This is contrasting with their high-K calc-alkaline to shoshonitic characters which are akin to granitoids produced in late-to post-collisional continental settings (Liégeois et al., 1994; Black and Liégeois, 1993). However, most of the studied rock samples cluster in the fields of arc-related and active continental margin settings on the Y vs. Zr (Muller et al., 1997) and La/Yb vs. Th/Yb (Gorton and Schandl, 2000) discrimination diagrams, respectively (Fig. 9c and d). Therefore, the parental magma of the Deng-Deng granitoids was likely generated during the interaction between lithospheric mantle and continental crust, which is typical of continental arc granites (Pearce, 1996).

Fig. 10 proposes a geodynamic model comprising three stages that led to the emplacement of the Deng-Deng I-type granitoids. As the dip angle of the subducted slab increased following the convergence between the Congo Craton and the Adamawa-Yadé sub-domain, the lithosphere was thinned by extension, which resulted in slab detachment causing upwelling and slab melting of asthenosphere. Subsequently, this triggered partial melting of the enriched lithospheric mantle, with input of lower continental crust, which generated the primary mantle magmas for the studied intrusive rocks. Finally, the mantle-derived melt was mixed with felsic magma from upper continental crust, which formed a

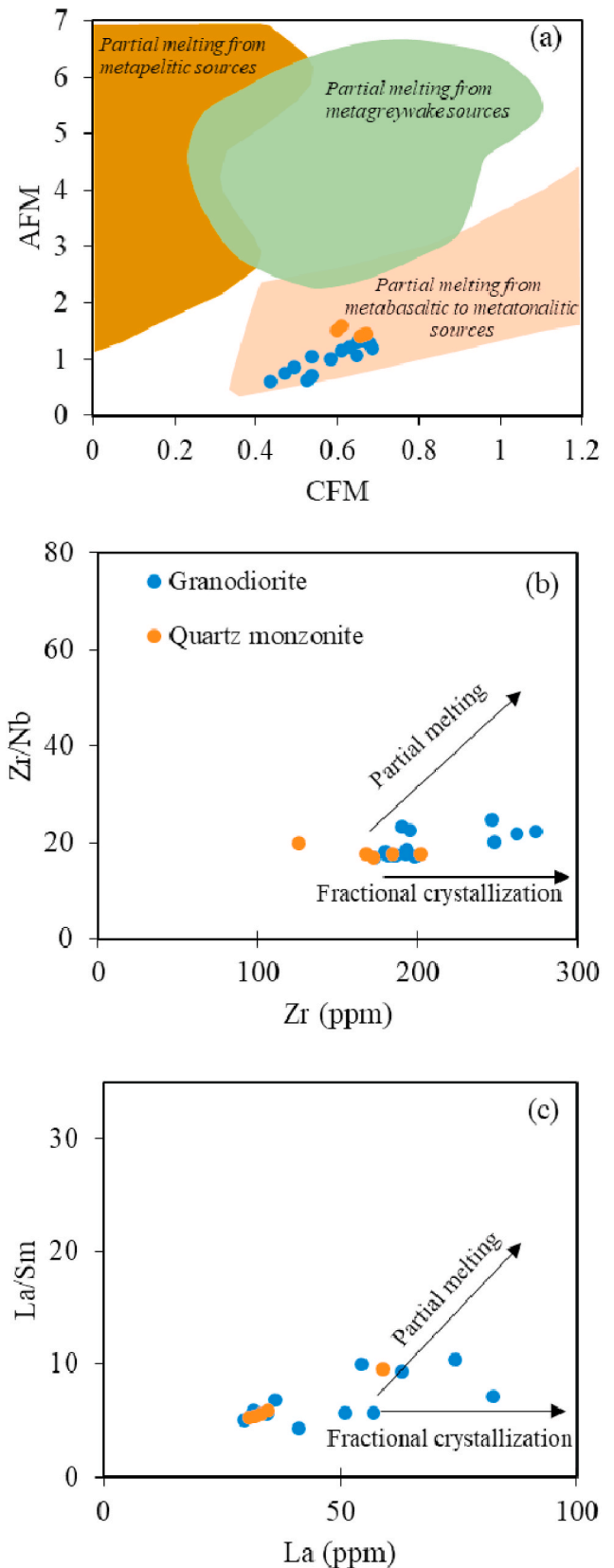
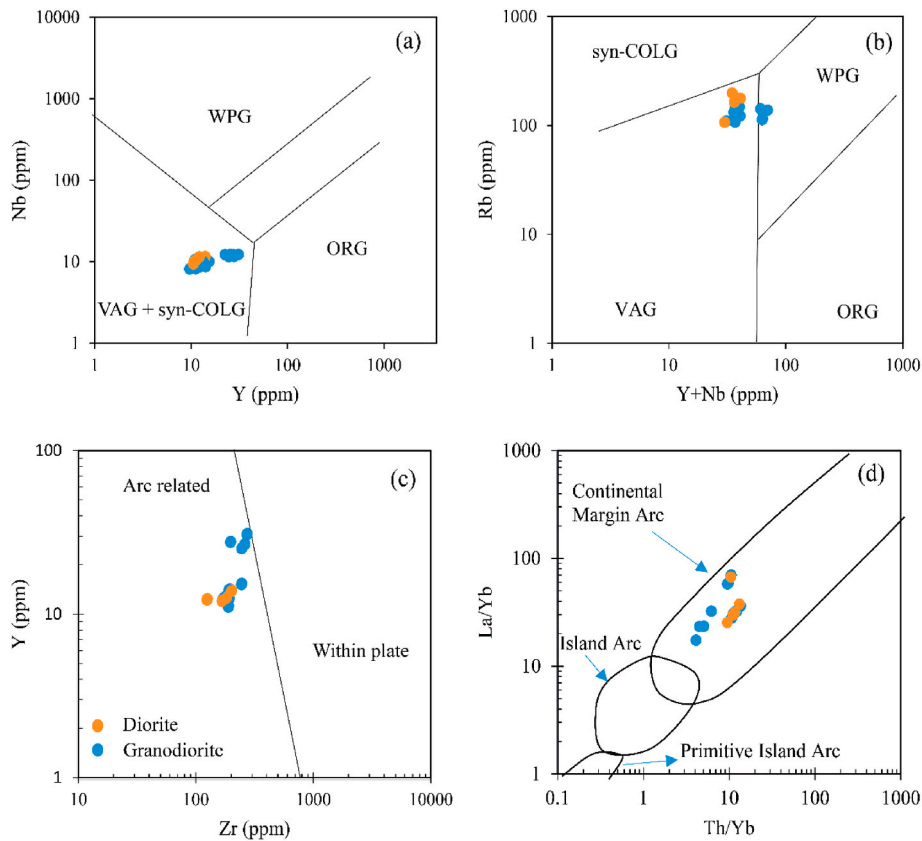
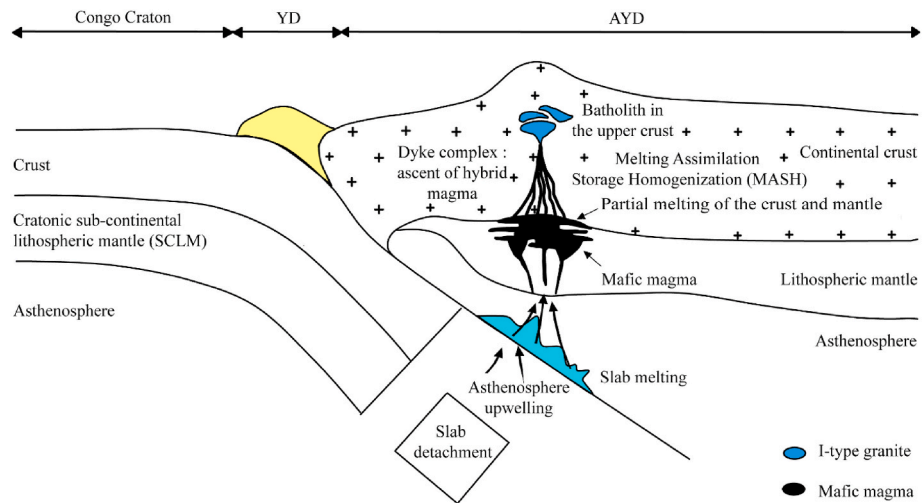


Fig. 8. (a) Zr versus Zr/Nb and (b) La versus La/Sm plots showing that the Deng-Deng granitoids are controlled by partial melting (Allège and Minster, 1978); (c) Molar  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeO}t)$  (AFM) versus molar  $\text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO}t)$  (CFM) diagram (Altherr et al., 2000), showing the source compositions of the Deng-Deng granitoids.



**Fig. 9.** Geochemical tectonic discrimination diagrams. (a) and (b) Tectonic discrimination diagrams (Pearce et al., 1984). (c) Y versus Zr geotectonic discrimination diagram (Müller and Groves, 1995); (d) La/Yb versus Th/Yb diagram (Gorton and Schandl, 2000); (e) Nb versus Rb/Zr arc maturity discrimination diagram (Brown et al., 1984). Syn-COLG: syn-collision granites; VAG: volcanic arc granites; WPG: within plate granites; ORG: ocean ridge granites.



**Fig. 10.** Schematic geotectonic model for the genesis of the Deng-Deng granitoids (adapted from Ngalamo et al., 2017).

large number of granitoids in the studied area. In summary, the Deng-Deng granitoids were probably originated from the mixing between felsic magma derived from partial melting of a lower crust and mafic magma derived from the lithospheric mantle at a convergent margin setting.

**6. Conclusion**

Based on detailed field investigations, petrographical, structural and

whole-rock geochemical studies of the Deng-Deng area, we have drawn the following conclusions:

- (1) The Deng-Deng granitoids consists of granodiorite and diorite. Both rocks are classified as metaluminous to slightly peraluminous, high-K calc-alkaline, and I-type granitoids.
- (2) The granodiorites were affected by low-to medium-grade mylonitic deformation.

- (3) According to their high SiO<sub>2</sub>, MgO and Mg# contents, and low ratios of Th/Ta, Rb/Sr, Nb/La, Nb/Ce, Nb/Ta, and La/Sm, the Deng-Deng granitoids were likely originated from the mixture between mafic magma derived from partial melting of lithospheric mantle and felsic magma derived from partial melting of the lower crust at a converging margin setting.
- (4) The chondrite- and primitive mantle-normalized trace element patterns of the Deng-Deng granitoids are fractionated and show respectively enrichment in LREE relative to HREE and enrichment in LILE compared to HFSE with moderate to slight negative Ba, Nb, Ta, Sr, Ti, Hf, and Eu anomalies. These geochemical features are consistent with emplacement at 775–806 °C in a subduction-related continental magmatic arc setting.

### Declaration of competing interest

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

### Acknowledgement

This research did not receive any specific grant from funding agencies in the public, commercial, or not-for-profit sectors. We are grateful to Prof. Timoleon Ngnouté, Mr Habib Dadjo Djomo and Mr Didas Nkamani Ngantcheu for their kind assistance during fieldwork. The data presented here form a part of the first author's PhD thesis. The authors thank two anonymous reviewers for their critical and constructive comments of the manuscript.

### References

- Allègre, C.J., Minster, J.F., 1978. Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. *Earth and Planetary Science Letters, Trace Elements in Igneous Petrology* 38, 1–25. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90123-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90123-1).
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., De Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.* 17, 1–29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9).
- Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C., Kreuzer, H., 2000. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos* 50, 51–73. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00052-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00052-3).
- Asaah, A.V., Zoheir, B., Lehmann, B., Frei, D., Burgess, R., Suh, C.E., 2014. Geochemistry and geochronology of the 620 Ma gold-associated Batouri granitoids, Cameroon. *Int. Geol. Rev.* 57, 1485–1509. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.951003>.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46, 605–626. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00085-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00085-1).
- Bella Nké, B.E., Njanko, T., Mamtani, M.A., Njonfang, E., Rochette, P., 2018. Kinematic evolution of the Mbakop Pan-African granitoids (western Cameroon domain): an integrated AMS and EBSD approach. *J. Struct. Geol.* 111, 42–63. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.03.006>.
- Bessoles, B., Trompette, M., 1980. Géologie de l'Afrique: la chaîne Panafricaine, «Zone mobile d'Afrique centrale (partie sud) et Zone mobile soudanaise. *Mem. B R G M* 92, 396.
- Black, R., Liegeois, J.-P., 1993. Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *J. Geol. Soc.* 150, 89–98. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.150.1.0088>.
- Blumenfeld, P., Mainprice, D., Bouchez, J.L., 1986. C-slip in quartz from subsolidus deformed granite. *Tectonophysics* 127, 97–115. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90081-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90081-8).
- Bouchez, J.L., Delas, C., Gleizes, G., Nédélec, A., Cuney, M., 1992. Submagmatic microfractures in granites. *Geology* 20, 35–38. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0035:SMIG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0035:SMIG>2.3.CO;2).
- Brown, G.C., Thorpe, R.S., Webb, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *J. Geol. Soc.* 141, 413–426. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.3.0413>.
- Castaing, C., Feybesse, J.L., Thiéblemont, D., Triboulet, C., Chèvremont, P., 1994. Palaeogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks? *Precambrian Res.* 69, 327–344. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(94\)90095-7](https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)90095-7).
- Chappell, B.W., 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos* 46, 535–551. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00086-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00086-3).
- Chappell, B.W., 1998. Petrographic discrimination of low- and high temperature I-type. *Resour. Geol.* 48, 225–235.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* 83, 1–26.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pac. Geol.* 8, 173–174.
- Chebeu, C., Diorlette Ngo Nlend, C., Paul Nzenti, J., Ganno, S., 2011. Neoproterozoic high-K calc-alkaline granitoids from bapa-batie, north equatorial Fold Belt, Central Cameroon: petrogenesis and geodynamic significance. *Open Geol. J.* 5.
- Choudhury, D., Hussain, M.F., 2021. Neoproterozoic highly fractionated I-type granitoids of Shillong Plateau, Meghalaya, Northeast India: geochemical constraints on their petrogenesis. *Acta Geochim.* 40, 51–66. <https://doi.org/10.1007/s11631-020-00410-w>.
- Clemens, J.D., Stevens, G., Farina, F., 2011. The enigmatic sources of I-type granites: the peritectic connexion. *Lithos* 126, 174–181. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.07.004>.
- Cobbing, J., 2000. *The Geology and Mapping of Granite Batholiths*, Lecture Notes in Earth Sciences. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/3-540-45055-6>.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. London University, London, p. 450.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J., O'Nions, R.K., 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochem. Cosmochim. Acta* 42, 1199–1212. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(78\)90114-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(78)90114-X).
- Fossi, D.H., 2016. *Évolution tectonique de la localité de Deng-Deng (Est-Cameroun): [Dissertation]*. Master thesis. University of Yaoundé I, 1–87 (in French with English Abstract).
- Fossi, D.H., Dadjo Djomo, H., Takodjou Wambo, J.D., Ganno, S., Pour, A.B., Kankeu, B., Nzenti, J.P., 2021. Structural lineament mapping in a sub-tropical region using Landsat-8/SRTM data: a case study of Deng-Deng area in Eastern Cameroon. *Arabian J. Geosci.* 14, 1–22.
- 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. *J. Petrol.* 42, 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.
- Frost, C.D., Frost, B.R., 2011. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin. *J. Petrol.* 52, 39–53. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq070>.
- Fuh, C.G., Jacqueline, Numbem, Kundu, O.M., Tchop, J.L., Nkoumbou, C., 2021. Four Pan-African plutonic sets of the Colomines gold district (East-Cameroon): petrogenesis, K-Ar dating and geodynamic significance. *J. Afr. Earth Sci.* 181, 104220. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104220>.
- Ganno, S., Ngnouté, T., Kouankap Nono, G.D., Nzenti, J.P., Notsa Fokeng, M., 2015. Petrology and geochemistry of the banded iron-formations from Ntem complex greenstones belt, Elom area, Southern Cameroon: implications for the origin and depositional environment. *Geochemistry* 75, 375–387. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2015.08.001>.
- Ganno, S., Nzenti, J.P., Ngnouté, T., Kankeu, B., Kouankap Nono Gus, D., 2010. Polyphase deformation and evidence for transpressive tectonics in the Kimbi area, northwestern Cameroon Pan-African fold belt. *JGMR* 2. <https://doi.org/10.5897/JGMR.0000062>, 001–015.
- Ganno, S., Tsozié, D., Nono, G.D.K., Tchouatcha, M.S., Ngnouté, T., Takam, R.G., Nzenti, J.P., 2018. Geochemical constraints on the origin of banded iron formation-hosted iron ore from the archaean Ntem complex (Congo craton) in the meymonsted area, southern Cameroon. *Resour. Geol.* 68, 287–302. <https://doi.org/10.1111/rge.12172>.
- Ganwa, A.A., Klötzli, U.S., Hauzenberger, C., 2016. Evidence for Archean inheritance in the pre-Panafrican crust of Central Cameroon: insight from zircon internal structure and LA-MC-ICP-MS UPb ages. *J. Afr. Earth Sci.* 120, 12–22. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.04.013>.
- Ganwa, A.A., Stebel, W., Frisch, W., Shang, C.K., Ekodeck, G.E., 2011. Geochemistry and geochronology of the Méiganga metadiorite: implications on the timing of D2 deformational phase in Adamawa Yadé Domain in Cameroon. *Int. J. Brain Cognit. Sci.* 5, 1754–1767. <https://doi.org/10.4314/ijbcs.v5i4.37>.
- Gorton, M.P., Schandl, E.S., 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Can. Mineral.* 38, 1065–1073. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.5.1065>.
- Hamdja Ngoniri, A., Dadjo Djomo, H., Ngnouté, T., Ayonta Kenne, P., Mbiyanga, G., Ganno, S., Nzenti, J.P., 2021. Zircon trace element geochemistry and Ti-in-Zircon thermometry of the ngazi-Tina pan-african post-collisional granitoids, Adamawa Cameroon. *Int. J. Geosci.* 12, 307–328. <https://doi.org/10.4236/ijg.2021.124017>.
- Hans Wedepohl, K., 1995. The composition of the continental crust. *Geochem. Cosmochim. Acta* 59, 1217–1232. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00038-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00038-2).
- Hofmann, A.W., 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet Sci. Lett.* 90, 297–314. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90132-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90132-X).
- Houketchang Bouyo, M., Penaye, J., Mouri, H., Toteu, S.F., 2019. Eclogite facies metabasites from the Paleoproterozoic Nyong Group, SW Cameroon: mineralogical evidence and implications for a high-pressure metamorphism related to a subduction zone at the NW margin of the Archaean Congo craton. *J. Afr. Earth Sci.* 149, 215–234. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.08.010>.
- Houketchang Bouyo, M., Penaye, J., Njel, U.O., Moussango, A.P.I., Sep, J.P.N., Nyama, B. A., Wassou, W.J., Abaté, J.M.E., Yaya, F., Mahamat, A., Ye, H., Wu, F., 2016. Geochronological, geochemical and mineralogical constraints of emplacement depth of TTG suite from the Sinassi Batholith in the Central African Fold Belt (CAFB) of northern Cameroon: implications for tectonomagmatic evolution. *J. Afr. Earth Sci.* 116, 9–41. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.12.005>.
- Innocenti, F., Agostini, S., Di Vincenzo, G., Dogliani, C., Manetti, P., Savaşçın, M.Y., Tonarini, S., 2005. Neogene and quaternary volcanism in western anatolia: magma

- sources and geodynamic evolution. *Marine Geol. Miocene Recent tectonic Evol. Eastern Mediterranean* 221, 397–421. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.03.016>.
- Janoušek, V., Finger, F., Roberts, M., Frýdka, J., Pin, C., Dolejš, D., 2004. Deciphering the petrogenesis of deeply buried granites: whole-rock geochemical constraints on the origin of largely undepleted felsic granulites from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. *Earth Environ. Sci. Trans. Royal Soc. Edinburgh* 95, 141–159. <https://doi.org/10.1017/S026359330000985>.
- Kankeu, B., Greiling, R.O., Nzenti, J.P., 2009. Pan-African strike-slip tectonics in eastern Cameroon—magnetic fabrics (AMS) and structure in the Lom basin and its gneissic basement. *Precambrian Res.* 174, 258–272. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.08.001>.
- Kankeu, B., Greiling, R.O., Nzenti, J.P., Ganno, S., Danguene, P.Y.E., Bassahak, J., Hell, J.V., 2018. Contrasting Pan-African structural styles at the NW margin of the Congo Shield in Cameroon. *J. Afr. Earth Sci. Precambrian Geol. Egypt: Stratigr. Geodyn. Min. Resour.* 146, 28–47. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.06.002>.
- Kankeu, B., Nzenti, J.P., Greiling, R.O., Ganno, S., Ngnotué, T., Basahak, J., Hell, J.V., 2010. Application de la technique de l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique (ASM) à l'identification des structures géologiques: le cisaillement panafricain de Bétaré Oya dans le district aurifère de l'Est Cameroun. *Annales de la Faculté des Sciences, Série Sciences de la Terre* 38 (1), 17–30.
- Krabbandam, M., Urai, J.L., van Vliet, L.J., 2003. Grain size stabilisation by dispersed graphite in a high-grade quartz mylonite: an example from Naxos (Greece). *J. Struct. Geol.* 25, 855–866. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00086-X](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00086-X).
- Liégeois, J.P., Black, R., Navez, J., Latouche, L., 1994. Early and late Pan-African orogenies in the Air assembly of terranes (Tuareg shield, Niger). *Precambrian Res.* 67, 59–88. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(94\)90005-1](https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)90005-1).
- Loose, D., Schenk, V., 2018. 2.09 Ga old eclogites in the Eburnian-Transamazonian orogen of southern Cameroon: significance for Palaeoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Res.* 304, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.10.018>.
- Martelat, J.-E., Schulmann, K., Lardeaux, J.-M., Nicollet, C., Cardon, H., 1999. Granulite microfabrics and deformation mechanisms in southern Madagascar. *J. Struct. Geol.* 21, 671–687. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00052-8](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00052-8).
- Masberg, H.P., Hoffer, E., Hoernes, S., 1992. Microfabrics indicating granulite-facies metamorphism in the low-pressure central Damara Orogen, Namibia. *Precambrian Res. Archaeol. Limpopo Granulite Belt: Tectonics Deep Crustal Proc.* 55, 243–257. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(92\)90026-K](https://doi.org/10.1016/0301-9268(92)90026-K).
- McDonough, W.F., Sun, S.-s., 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol. Chem. Evol. Mantle* 120, 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- Metang, V., Nkumbou, C., Tchakounté Numbem, J., Njopwouo, D., 2014. Application of remote sensing for the mapping of geological structures in rainforest area: a case study at the matomb-makak area, center-south Cameroon. *J. Geosci. Geomatics* 2, 196–207. <https://doi.org/10.12691/jgg-2-5-3>.
- Moudiogh, C., Tamehe, L.S., Ganno, S., Nzepang Tankwa, M., Brandão Soares, M., Ghosh, R., Kankeu, B., Nzenti, J.P., 2020. Tectonic setting of the Bipindi greenstone belt, northwest Congo craton, Cameroon: implications on BIF deposition. *J. Afr. Earth Sci.* 171, 103971. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2020.103971>.
- Muller, D., Groves, D., Bhattachargi, S., 1997. *Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization*, second ed. Springer.
- Müller, D., Groves, D.L., 1995. Definitions and nomenclature. In: Müller, D., Groves, D.L. (Eds.), *Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization*, Lecture Notes in Earth Sciences. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 3–10. [https://doi.org/10.1007/978-3-662-00920-8\\_2](https://doi.org/10.1007/978-3-662-00920-8_2).
- Mvondo, H., Owona, S., Ondo, J.M., Essono, J., 2007. Tectonic evolution of the Yaoundé segment of the neoproterozoic central african orogenic belt in southern Cameroon. *Can. J. Earth Sci.* <https://doi.org/10.1139/e06-107>.
- Nedelec, A., Macaudiere, J., Nzenti, J.-P., Barbey, P., 1986. *Evolution structurale et métamorphique des schistes de Mbalmayo (Cameroun). Implications pour la structure de la zone mobile pan-africaine d'Afrique centrale, au contact du craton du Congo. C. r. Acad. sci., Sér. 2, Méc. Phys. Chim. Sci. Univ. Sci. Terre* 303, 75–80.
- Nga Essomba Tsoungui, P., Ganno, S., Tanko Njiosseu, E.L., Ndema Mbongue, J.L., Kamguia Woguia, B., Soh Tamehe, L., Takodjou Wambo, J.D., Nzenti, J.P., 2020. Geochemical constraints on the origin and tectonic setting of the serpentinitized peridotites from the Paleoproterozoic Nyong series, Eseka area, SW Cameroon. *Acta Geochim* 39, 404–422. <https://doi.org/10.1007/s11631-019-00368-4>.
- Ngako, V., Affaton, P., Nnange, J.M., Njanko, Th., 2003. Pan-African tectonic evolution in central and southern Cameroon: transpression and transtension during sinistral shear movements. *J. Afr. Earth Sci.* 36, 207–214. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(03\)00023-X](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(03)00023-X).
- Ngalamo, J.F.G., Bisso, D., Abdelsalam, M.G., Atekwana, E.A., Katumwehe, A.B., Ekodeck, G.E., 2017. Geophysical imaging of metacratonization in the northern edge of the Congo craton in Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.* 129, 94–107.
- Ngamy Kamwa, A., Tchakounte, J.N., Nkumbou, C., Owona, S., Tchouankoue, J.-P., Mvondo Ondo, J., 2019. Petrology and geochemistry of the Yoro-Yangben Pan-African granulite intrusion in the archaean Adamawa-Yade crust (Sw-Bafia, Cameroon). *J. Afr. Earth Sci.* 150, 401–414. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.11.004>.
- Ngatcha, R.B., Okunlola, O.A., Suh, C.E., Ateh, K.I., Hofmann, A., 2019. Petrochemical characterization of Neoproterozoic Colomine granitoids, SE Cameroon: implications for gold mineralization. *Lithos* vol. 344–345, 175–192. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.06.028>.
- Ngnotué, T., Nzenti, J.P., Barbey, P., Tchoua, F.M., 2000. The Ntui-Betamba high-grade gneisses: a northward extension of the Pan-African Yaoundé gneisses in Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.* 31, 369–381. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(00\)00094-4](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(00)00094-4).
- Ngumhe Fils, S.C., Mimba, M.E., Nyeck, B., Nforba, M.T., Kankeu, B., Njandjock Nouck, P., Hell, J.V., 2020. GIS-based spatial analysis of regional-scale structural controls on gold mineralization along the bétaré-oya shear zone, eastern Cameroon. *Nat. Resour. Res.* 29, 3457–3477. <https://doi.org/10.1007/s11053-020-09695-3>.
- Nomo Negue, E., Takodjou Wambo, J.D., Yamgout Ngonouno, F., Negou Nembouet, J., Neda Soh, A.C., Tsassé Nganno, A.S., Fossi, D.H., Tchameni, R., 2021. Searching gold origin through litho-structural analysis and morphological characterization of alluvial gold nuggets in the Guiva-Yangamo area (Batouri goldfield, Eastern Cameroon). *Arabian J. Geosci.* 14, 1–18. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-07799-5>.
- Nzenti, J.P., Barbey, P., Macaudiere, J., Soba, D., 1988. Origin and evolution of the late precambrian high-grade Yaoundé Gneisses (Cameroon). *Precambrian Res.* 38, 91–109. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(88\)90086-1](https://doi.org/10.1016/0301-9268(88)90086-1).
- Nzenti, J.P., Kapajika, B., Wörner, G., Lubala, T.R., 2006a. Synkinematic emplacement of granitoids in a Pan-African shear zone in Central Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.* 45, 74–86. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2006.01.005>.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*, second ed. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, New York.
- Pearce, J., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. *Geol. Assoc. Canada Short Course Notes* 12, 79–113.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25, 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58, 63–81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>.
- Pin, C., Poidevin, J.L., 1987. U-Pb zircon evidence for a pan-african granulite facies metamorphism in the Central African Republic: a new interpretation of the high-grade series of the northern border of the Congo craton. *Precambrian Res.* 36, 303–312. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(87\)90027-1](https://doi.org/10.1016/0301-9268(87)90027-1).
- Poucllet, A., Tchameni, R., Mezger, K., Vidal, M., Nsifa, E., Shang, C., Penaye, J., 2007. Archaean crustal accretion at the northern border of the Congo Craton (South Cameroon). The charnockite-TTG link. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 178, 331–342. <https://doi.org/10.2113/gssgibull.178.5.331>.
- Ramsay, J.G., Huber, M.I., 1987. *Modern structural geology. Folds and Fractures* 2, 309–700.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J. Petrol.* 36, 891–931. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.4.891>.
- Rudnick, R., Gao, S., 2003. The role of lower crustal recycling in continent formation. *Geochim. Cosmochim. Acta Suppl.* 67, 403.
- Rudnick, R.L., Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Rev. Geophys.* 33, 267–309. <https://doi.org/10.1029/95RG01302>.
- Shand, S.J., 1951. *Eruptive Rocks*, 4th Ed. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Shang, C.K., Liégeois, J.P., Satir, M., Frisch, W., Nsifa, E.N., 2010. Late Archaean high-K granite geochronology of the northern metacratonic margin of the Archaean Congo craton, Southern Cameroon: evidence for Pb-loss due to non-metamorphic causes. *Gondwana Res.* 18, 337–355. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.02.008>.
- Shellnutt, J.G., Zhou, M.-F., Zellmer, G.F., 2009. The role of Fe-Ti oxide crystallization in the formation of A-type granitoids with implications for the Daly gap: an example from the Permian Baima igneous complex, SW China. *Chem. Geol.* 259, 204–217. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.10.044>.
- Soh Tamehe, L., Nzepang Tankwa, M., Chongtao, W., Ganno, S., Ngnotue, T., Kouankap Nono, G.D., Simon, S.J., Zhang, J., Nzenti, J.P., 2018. Geology and geochemical constrains on the origin and depositional setting of the Kpwa-Atog Boga banded iron formations (BIFs), northwestern Congo craton, southern Cameroon. *Ore Geol. Rev.* 95, 620–638. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.03.017>.
- Soh Tamehe, L., Wei, C., Ganno, S., Rosière, C.A., Nzenti, J.P., Gatse Ebotehoua, C., Lu, G., 2021. Depositional age and tectonic environment of the Gouap banded iron formations from the Nyong group, SW Cameroon: insights from isotopic, geochemical and geochronological studies of drillcore samples. *Geosci. Front.* 12, 549–572. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.07.009>.
- Streckeisen, A.L., 1976. *Classification and Nomenclature of Igneous Rocks*. *N. Jahrb. Miner. Abh.* 107, 144–240.
- Sun, S.-s., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Lond. Special Publ.* 42, 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.
- Sylvester, P.J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos* 45, 29–44. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00024-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00024-3).
- Takodjou Wambo, J.D., Ganno, S., Djonthu Lahe, Y.S., Kouankap Nono, G.D., Fossi, D.H., Tchouatcha, M.S., Nzenti, J.P., 2018. Geostatistical and GIS analysis of the spatial variability of alluvial gold content in Ngoura-Colomines area, Eastern Cameroon: implications for the exploration of primary gold deposit. *J. Afr. Earth Sci.* 142, 138–157. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.03.015>.
- Tanko Njiosseu, E.L., Nzenti, J.-P., Njanko, T., Kapajika, B., Nédélec, A., 2005. New UPb zircon ages from Tonga (Cameroon): coexisting Eburnean–Transamazonian (2.1 Ga) and Pan-African (0.6 Ga) imprints. *Compt. Rendus Geosci.* 337, 551–562. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.02.005>.
- Tata, E., Suh, C.E., Vishiti, A., Shemang, E.M., Fon, A.N., Ateh, K.I., Chombong, N.N., 2019. Wallrock alteration categories and their geochemical signatures in gold-bearing Neoproterozoic granitoids, Batouri gold district, southeastern Cameroon. *Geochim. Explor. Environ. Anal.* 19, 269–288. <https://doi.org/10.1144/geea2016-017>.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford.
- Tchakounté, J., Eglinger, A., Toteu, S.F., Zeh, A., Nkumbou, C., Mvondo-Ondo, J., Penaye, J., de Wit, M., Barbey, P., 2017. The adamawa-yadé domain, a piece of

- archaeic crust in the neoproterozoic central african orogenic belt (Bafia area, Cameroon). *Precambrian Res.* 299, 210–229. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.07.001>.
- 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, 23–42. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00072-4](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00072-4).
- Tchameni, R., Pouclet, A., Penaye, J., Ganwa, A.A., Toteu, S.F., 2006. Petrography and geochemistry of the Ngaoundéré Pan-African granitoids in Central North Cameroon: implications for their sources and geological setting. *J. Afr. Earth Sci. Precambrian Central Afr.* 44, 511–529. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.11.017>.
- Toteu, S.F., Michard, A., Bertrand, J.M., Rocci, G., 1987. U/Pb dating of precambrian rocks from northern Cameroon, orogenic evolution and chronology of the pan-african belt of central africa. *Precambrian Res.* 37, 71–87. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(87\)90040-4](https://doi.org/10.1016/0301-9268(87)90040-4).
- Toteu, S.F., Penaye, J., Deloué, E., Van Schmus, W.R., Tchameni, R., 2006. Diachronous evolution of volcano-sedimentary basins north of the Congo craton: insights from U–Pb ion microprobe dating of zircons from the Poli, Lom and Yaoundé Groups (Cameroon). *J. Afr. Earth Sci. Precambrian Central Afr.* 44, 428–442. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.11.011>.
- Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Nyobé, J.B., 1994. U/Pb and Sm/Nd evidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. *Precambrian Res.* 67, 321–347. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(94\)90014-0](https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)90014-0).
- Trouw, R.A.J., Passchier, C.W., Wiersma, D.J., 2009. *Atlas of Mylonites - and Related Microstructures*. Springer Science & Business Media.
- Tullis, J., Christie, J.M., Griggs, D.T., 1973. Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *GSA Bull.* 84, 297–314. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1973\)84<297:MAPOOE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84<297:MAPOOE>2.0.CO;2).
- Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Filho, A.F. da S., Toteu, S.F., Penaye, J., Guimarães, I. P., 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the central African Fold belt. *Geol. Soc. Lond. Special Publ.* 294, 69–99. <https://doi.org/10.1144/SP294.5>.
- Vernon, R.H., 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Vis. Geosci. Annu. Arch.* 5, 1–23. <https://doi.org/10.1007/s10069-000-0002-3>.
- Vernon, R.H., 1991. Questions about myrmekite in deformed rocks. *J. Struct. Geol.* 13, 979–985. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(91\)90050-S](https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90050-S).
- Vishiti, A., Suh, C.E., Lehmann, B., Shemang, E.M., Ngome, N.L.J., Nshanji, N.J., Chinjo, F.E., Mongwe, O.Y., Egbe, A.J., Petersen, S., 2018. Mineral chemistry, bulk rock geochemistry, and S-isotope signature of lode-gold mineralization in the Bétaré Oya gold district, south-east Cameroon. *Geol. J.* 53, 2579–2596.
- Watson, E.B., 1987. The role of accessory minerals in granitoid geochemistry. In: *Hutton Conference on the Origin of Granites*, Univ. Edinburg, pp. 209–211.
- Watson, E.B., Harrison, T.M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet Sci. Lett.* 64, 295–304. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90211-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90211-X).
- Weaver, B.L., Tarney, J., 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature* 310, 575–577. <https://doi.org/10.1038/310575a0>.



# Structural lineament mapping in a sub-tropical region using Landsat-8/SRTM data: a case study of Deng-Deng area in Eastern Cameroon

Donald Hermann Fossi<sup>1,2</sup> · Habib Dadjo Djomo<sup>1,2</sup> · Jonas Didero Takodjou Wambo<sup>1,3</sup>  · Sylvestre Ganno<sup>1</sup> · Amin Beiranvand Pour<sup>4</sup> · Boniface Kankeu<sup>1,2</sup> · Jean Paul Nzenti<sup>1</sup>

Received: 17 June 2021 / Accepted: 5 November 2021  
© Saudi Society for Geosciences 2021

## Abstract

The main goal of this research is to examine the capabilities of Landsat-8 and SRTM remote sensing data for regional scale structural mapping in a sub-tropical region. It is all about suppressing vegetation reflectance in order to optimize the geological mapping of the Deng-Deng area, Eastern Cameroon. The Crippen and Blom's algorithm were implemented for vegetation reflectance removing; principal component analysis (PCA), spatial filtering, and shaded relief were performed for lineament extraction. Geostatistical approach is used to analyse the spatial distribution of highlighted fractures. Fracture sets are defined using statistical characterization of fracture orientation and genetic parameters. Detailed analysis of the overall structures led to the identification of two major networks corresponding to dextral and sinistral shear zones mainly oriented NE–SW. Field investigations show that the area has recorded structures such as metamorphic foliation, boudins, mylonitic foliation, S-C fabrics and fractures, organized into three phases of deformation  $D_1$  to  $D_3$  and geological formations include intrusive granite in a metamorphic basement (garnet-biotite gneiss and amphibolite). Remote sensing results are consistent with field data. Hence, the remote sensing approach developed here is expected to be broadly applicable for identifying regional scale structural features using Landsat-8 and SRTM in other sub-tropical regions around the world.

**Keywords** Landsat-8/SRTM · Lineament extraction · Structural mapping · Shear zones · Deng-Deng area · Eastern-Cameroon

## Introduction

The linear structural segments regional mapping, called “lineaments”, on the Earth's surface has always been a substantial part of any structural geological study (Aminov et al. 2019; Ahmadi and Pekkan 2021). Lineaments can reveal, among other things, the underlying rocks architecture, which has a result of various tectonic processes throughout the regional geological history (Ramli et al. 2010). The structural study of geological units that host mineral deposits is an important task in understanding genesis and accommodation of similar mineral resources. Indeed, the identification of important structural events and their chronology in mining districts allows the construction of genetic models for the formation of these minerals. Due to heavy vegetation, time limit, including the cost and associated natural hazards, conventional field mapping techniques are limited for geological studies in sub-tropical regions (Abdelnasser et al. 2018; Takodjou Wambo et al.

---

Responsible Editor: Biswajeet Pradhan

✉ Jonas Didero Takodjou Wambo  
jonasdidero@gmail.com

<sup>1</sup> Department of Earth Sciences, Faculty of Science, University of Yaoundé I, P.O.Box 812, Yaoundé, Cameroon

<sup>2</sup> Institute of Geological and Mining Research, P.O.Box 4110, Yaoundé, Cameroon

<sup>3</sup> Consulting and Training in Geosciences (CONTGEO) Research Centre for Mineral Exploration Targeting, P.O. Box 4283, Yaoundé, Cameroon

<sup>4</sup> Institute of Oceanography and Environment (INOS), Universiti Malaysia Terengganu (UMT), 21030 Kuala Nerus, Terengganu, Malaysia

2020). It is therefore necessary to develop automated, less time-consuming approaches for geological mapping of these regions, using satellite images, appropriate software, and computer algorithms. Two main techniques are commonly proposed for the identification and extraction of lineaments from remote sensed data (Adiri et al. 2017; Aminov et al. 2019). The first involves the enhancement and visual interpretation of linear structural segments using image enhancement techniques (i.e., band ratio, band combination, and directional filters) to obtain a lineaments map using manual scanning techniques (Metang et al. 2014; Takodjou Wambo et al. 2016, 2018; Adiri et al. 2017; Binam Mandeng et al. 2018). Although effective, this technique is time-consuming and requires lineaments digitization by the user (Massoud 1988). On the other hand, with the increase of computer's power and the development of more advanced computer algorithms, automatic lineament extraction techniques have become widely used in recent decades (Corgne et al. 2010; Pour and Hashim 2014, 2015; Metang et al. 2014; Takodjou Wambo et al. 2016; Binam Mandeng et al. 2018). This approach allows automatic detection and extraction of linear segments using software (PCI GeoAnalyst, Geomatica (Aminov et al. 2019), Canny algorithm (Marghany and Hashim 2010), and MATLAB (Rahnama and Gloaguen 2014). The most widely used software for automatic lineament extraction is the PCI Geomatica LINE module (Adiri et al. 2017; Aminov et al. 2019). Both manual and automatic lineament extraction methods can provide reliable results. According to Ahmadi and Pekkan (2021), even though a variety of manual, semi-automated, and automated techniques are used, the geological lineaments obtained via GIS techniques are not consistent. There are several reasons for this, including that a single method may not provide an accurate lineament distribution and may include artefacts that require integration of multiple algorithms, including manual and automated algorithmic methods. The selection of the technique is based on analytical goals and remote data types, such as satellite or aerial images. For lineament extraction and characterization of active faults, optical and radar remote sensing data are frequently used. Several researchers prefer Landsat TM, ETM+, OLI/TIRS, ASTER, SRTM and Sentinel 2 as state-of-the-art optical sensors (Singh et al. 2013; Metang et al. 2014; Takodjou Wambo et al. 2016; Adiri et al. 2017; Binam Mandeng et al. 2018; Fossi et al. 2021). The increasing spatial resolution of remotely sensed imagery plays an important role in the quality of the lineament maps produced (Hung et al. 2005a). Shaded relief models are also used and considered as a powerful tool for lineament enhancement with an advantage to use artificial sunlight and tilt angles that can vary and assist in the identification of lineaments in highlands areas

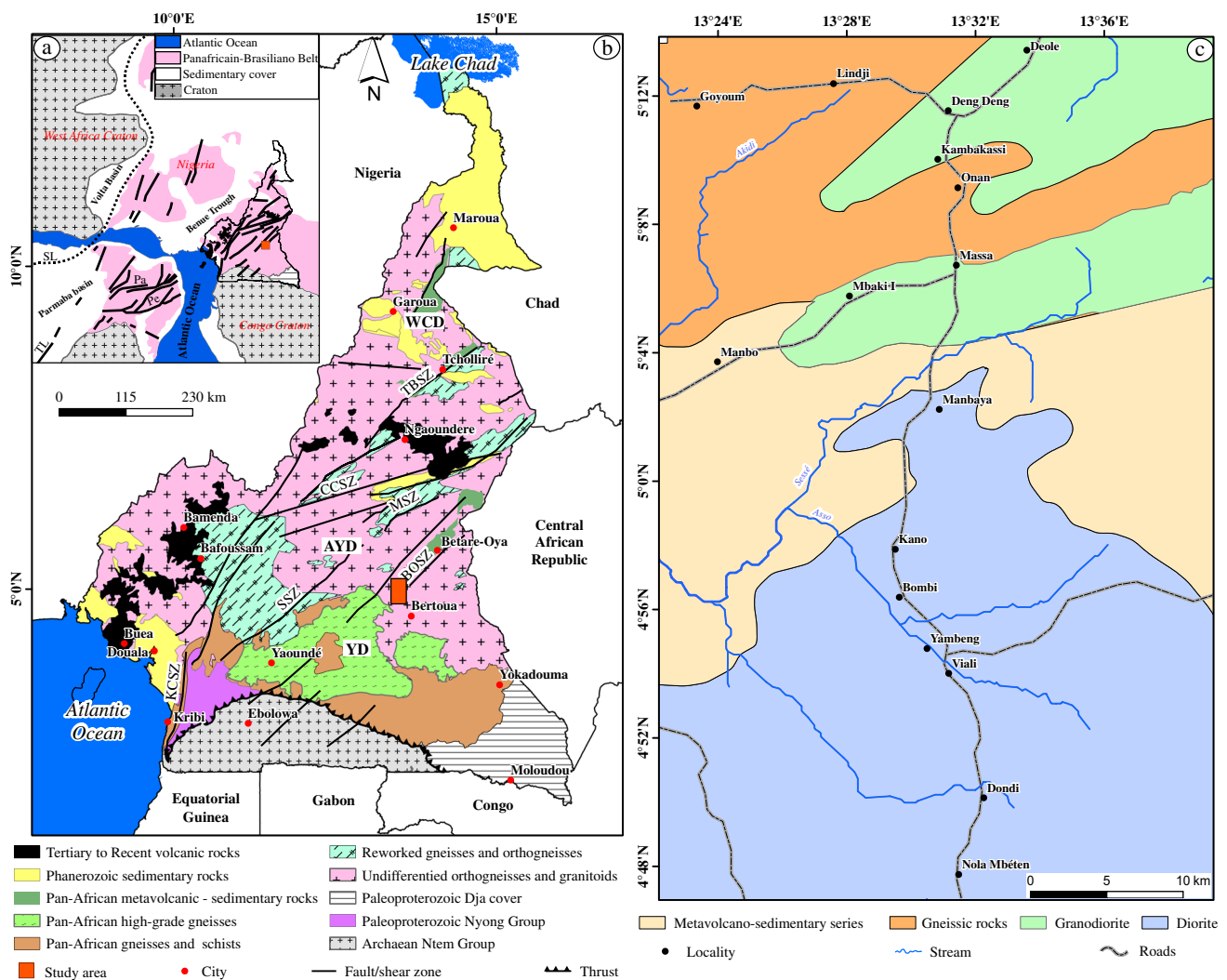
(Jordan and Schott 2005; Grebby et al. 2011). Shadow effects are generated by abrupt changes in elevation that reflect lineaments on the Earth's surface (Abdullah et al. 2010; Saadi et al. 2011; Aminov et al. 2019). The effect of illumination angle is also important to improve the linear characteristics on optical and radar images. In the case of optical images, the illumination angle depends on the position of the sun, while the radar shadow effect is related to the position of the radar satellite relative to the detected surface (Aminov et al. 2019). Results indicate that these methods were successful and promising for identifying lineament. However, structural mapping in the intertropics is complex due to the high vegetation cover that almost always exists compared to arid regions, where vegetation cover is rare or mostly absent. This limitation requires the design of an effective method to remove the effect of vegetation spectra to maximize the potential for identifying surface structural features. Much works have been done on this approach to separate and suppress the spectral response of vegetation and improve the response of the underlying rocks (Crippen and Blom 2001; Neville et al. 2003; Takodjou Wambo et al. 2020).

The Deng-Deng area is part of the Lom series, which is a component of the central domain of the Pan-African central African fold belt in Cameroon. This area represents one of the least developed provinces in terms of natural resources exploration. Although, thorough structural analyses have been carried out on the Betare-Oya (BOSZ) and Sanaga (SSZ) shear zones due to the availability of geological and geophysical data (e.g., Kankeu et al. 2018, 2010; Nguemhe Fils et al. 2020), no research linking field structures to remotely sensed lineaments has yet been published. Moreover, due to the undergoing gold exploration activity in the area, the research of lineaments can potentially improve the already existing surface geological map and aid in understanding the subsurface structural setup. The aims of this work is to provide an overview on using remote sensing data especially Landsat-8 and SRTM data, for lineament mapping of Deng-Deng area, Eastern Cameroon. The particularity of the study is that while previous researches (Masoud and Koike 2006; Es-Sabbar et al. 2020; Elmahdy et al. 2020) have used Landsat-7 data to map structural elements in arid region, no attempt has been done in semi-arid and highland areas. In this study principal component analysis, spatial filtering, shaded relief, automatic, and manual lineament extraction were implemented to enhance the capacity of regional scale structural mapping in the Deng-Deng area. The present study also improves our knowledge on the geological structures of the Pan-African basement of eastern Cameroon by defining the tectonic framework of the Deng-Deng area. The methods used, as well as the data obtained, constitute an important guide for mineral exploration in the region.

### Area of study

The Precambrian basement complex of Cameroon has record the crustal evolution from the Mesoarchaeen to Neoproterozoic times (Toteu et al. 1994; Tchameni et al. 2006; Ganwa et al. 2016; Tchakounté et al. 2017), and consists of two major litho-structural units namely the Congo Craton (CC) and the Central African Fold Belt (CAFB) (Fig. 1). The CAFB is the major orogenic belt of central Africa, extending from Nigeria to the west to Sudan and Uganda to the east (Toteu et al. 2006; Van Schmus et al. 2008). In Cameroon, this belt comprises three main geodynamic domains, namely the southern or Yaoundé (YD), the central or Adamawa-Yade (AYD),

and the northern or North-western Cameroon (NWCD) domains (Nzenti et al. 2006; Toteu et al. 2006; Van Schmus et al. 2008) (Fig. 1b). The AYD is a largest domain that stretches from the Sanaga fault (SF) to the Tchollire-Banyo Shear Zone (TBSZ) to the North. It includes numerous syn- to post-tectonic high-K calc-alkaline Pan-African granitoids intruding high-grade gneisses and amphibolites of Archean to Paleoproterozoic age (Nzenti et al. 2007; Ganwa et al. 2008, 2016; Tchakounté et al. 2017). The AYD is also characterized by major NE-striking transcurrent shear zones, regarded as prolongations of the major shear zones of northeast Brazil in a pre-drift Gondwana reconstruction (Castaing et al. 1994). Numerous works highlighted that the AYD has been affected by three to



**Fig. 1** a Reconstitution map of the Pan-African NE Brazilian and West African domains showing the continuity between the Sergipano and North Equatorial ranges (after Castaing et al. 1994). b Geologic map of Cameroon (Kankeu et al. 2018) showing the location of the Deng-Deng area and the main lithotectonic domains. YD: Yaounde domain; AYD: Adamawa Yade domain; WCD: Western Cameroon

domain; BOSZ: Bétare-Oya Shear Zone; SSZ: Sanaga Shear Zone; Pe: Permambuco Shear Zone; Pa: Patos Shear Zone TBSZ: Tibati-Banyo Shear Zone; SL: Suture Line; KF: Kandi Fault; KCSZ: Kribi-Campo Shear Zone; NT: Ntem complex; DS: Dja Series; NS: Nyong Series



four phases of deformation (Ngako et al. 2003; Njanko et al. 2006; Kankeu et al. 2010; Ganwa et al. 2011; Ganno et al. 2010, 2016; Bella Nké et al. 2018). The YD (Nedelec et al. 1986; Nzenti et al. 1988) is bounded to the south by the Congo Craton (Ntem Complex), to the west by the Kribi-Campo Fault and continues eastwards into Central African Republic in the Bolé and Gbaya series (Pin and Poidevin 1987). Two major lithological units are regionally distinguished: a weakly metamorphosed unit comprising shales and quartzites (Ayos-Mbalmayo-Bengbis and Yokadouma series) and a highly metamorphosed unit formed by gneisses, migmatites, micaschists, amphibolites, and calc-silicate rocks (Yaoundé, Ntui-Betamba and Bafia series). These two units are intruded by diorites and granodiorites and have undergone high-pressure and high-temperature metamorphism ( $T = 750\text{ }^{\circ}\text{C} - 800\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 0.9 - 1.3\text{ GPa}$ ; Nzenti et al. 1988). These geological formations have been affected by four deformation phases (Mvondo et al. 2011). The NWCD is a vast domain limited to the South by the Adamawa accident and extending to the far North of the country. It consists of metavolcanic rocks associated with the Poli metasedimentary series corresponding to an extension, metabasites, and calc-alkaline orthogneisses belonging to an accretionary episode (Houketchang Bouyo et al. 2013). This orogenic domain is characterized by a polyphase (three deformation phases) and polycyclic evolution (Ngako et al. 2003).

The Deng-Deng area extend over approximately 2300 km<sup>2</sup> and lies between 4°52' and 5°22' N latitudes and 13°24' and 13°40' E in the eastern part of Cameroon, and corresponds to the SW extension of the Lom series. This series is composed of metasedimentary rocks, subdivided into two main structural and metamorphic units (Soba 1989). Volcano-clastic sequence, orthogneiss, quartzite, and polygenic conglomerate form the first unit, which was metamorphosed under greenschist facies conditions. This unit is monocyclic

and associated with graben structures. The second and polycyclic unit is closely related to the horst structures and composed of staurolite micaschists, gneisses, and staurolite-chloritoid mylonites (Ngako et al. 2003). These two units are intruded by granitoids and quartz veins that show evidence of sinistral shear deformation. The Deng-Deng intrusive rocks can be classified as deformed and undeformed granitoids based on fact that they have recorded structural features or not. The deformed rocks generally display a N70°E foliation related to the Central Cameroon Shear Zone (CCSZ) system and consist of granodiorite while the undeformed rocks are diorite in composition. These rocks outcrop as slabs, domes and boulders and generally intruded the metamorphic basement mainly consisting of garnet-biotite gneisses and amphibolites. The Lom series is well-known for its lode gold mineralization (Ngatcha et al. 2019; Takodjou Wambo et al. 2020).

## Data and methods

### Data used

Several types of data were used including a topographic and geological maps of the study area at 1:5,00,000 scale (Gazel and Gérard 1954), a digital elevation model (DEM) extracted from Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) and a scenes of Landsat-8. The Landsat-8 OLI consist a free of cloud terrain-corrected scene (path/row = 184/56) covering the study area, which comprises 11 bands (coastal aerosol, blue, green, red, near infrared, two shortwave infrareds, panchromatic, cirrus, and two thermal infrareds; Table 1) that was downloaded in 20 August 2017 from the USGS Earth Explorer website. The visible and near-infrared (VNIR) and short-wave infrared (SWIR) (bands

**Table 1** Characteristics of the Landsat-8 OLI/TIRS sensors

Sensor	Band number	Band name	Spectral rang ( $\mu\text{m}$ )	Spectral resolution (m)	Radiometric resolution	Swath width (km)
Operational Land Imager (OLI)	1	Coastal	0.433–0.453	30	16 bits	185 km
	2	Blue	0.450–0.515	30		
	3	Green	0.525–0.600	30		
	4	Red	0.630–0.680	30		
	5	NIR	0.845–0.885	30		
	6	SWIR 1	1.560–1.660	30		
	7	SWIR 2	2.100–2.300	30		
	8	PAN	0.500–0.680	15		
	9	Cirrus	1.360–1.390	30		
Thermal Infrared Sensor (TIRS)	10	TIRS 1	10.6–11.2	100		
	11	TIRS 2	11.5–12.5	100		

1–7) of the Landsat-8 data with a spatial resolution of 30 m were used.

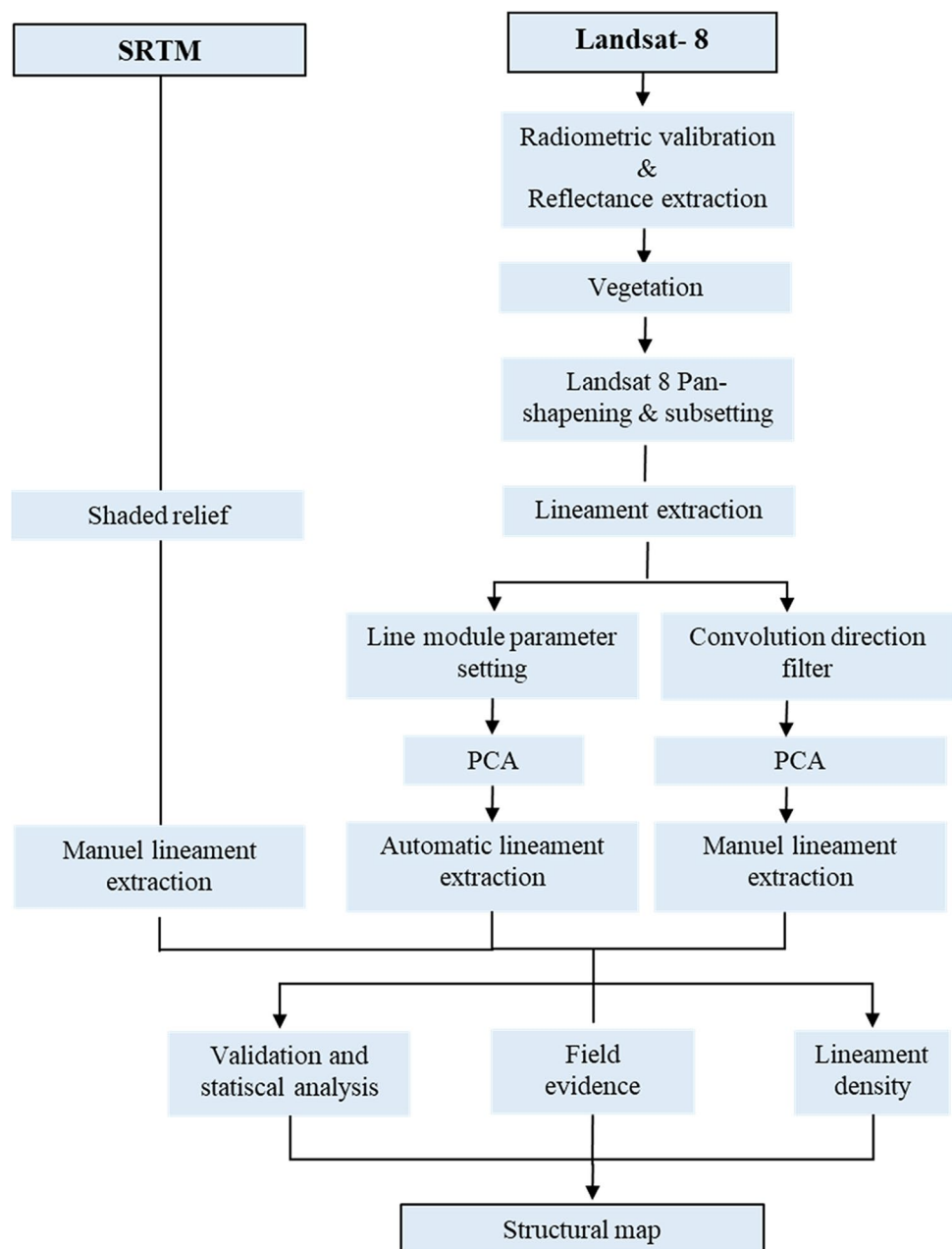
In addition, a SRTM 1-arc second elevation data product was used for the orthorectification of radar image as well as for a shaded relief analysis. Attitudes of structural data were analyzed by contouring their projection on a Schmidt Net (lower hemisphere).

**Pre-processing and image enhancement**

The pre-processing stage in digital image processing was performed on the Landsat-8 multispectral data in order to reduce the atmospheric effects that exist in optical remote

sensing image. The preprocessing of the raw Landsat-8 data, including atmospheric correction, radiometric calibration, and image normalization was first of all performed on the dataset before any further processing. Radiometric calibration, Atmospheric and Topographic Correction (ATCOR) model were implemented using Erdas Imagines 2014. In the same environment, image normalization was performed on this dataset and further sub-setting was done to extract the targeted study area. To enhance the spatial characteristics, the Landsat 8 VNIR and SWIR bands with a 30-m pixel size were fused with the panchromatic bands, having a 15-m pixel size (Adiri et al. 2017; Aminov et al. 2019). Figure 2 shows a step by steps flowchart methodology applied in this

Fig. 2 Flowchart methodology



study. According to Crippen and Blom (2001) suppression of vegetation reflectance in remote sensing images is ultimately based on spectral unmixing. This involves modeling observed (mixed) spectrum at an image pixel in terms of linear or nonlinear combinations of individual pure spectral components. Crippen and Blom's algorithms were used in the following sequential stages: (i) the correction of the dark pixel; (ii) a calculation of vegetation index; (iii) estimating the statistic ratio between the index of vegetation and the values of the digital number (dn) of each band; (iv) a calculation of the smooth, best-fit curve for the above ratios; and finally (v) selection of a target average DN value and scaling all pixels at each vegetation index level. A detailed description of the algorithm can be found in Crippen and Blom (2001).

## Processing

### Principal component analysis (PCA)

The PCA is an effective technique used to improve multispectral image for geological interpretations (Pour and Hashim 2011, 2012; Takodjou Wambo et al. 2016, 2020; Adiri et al. 2017). It reduces information of several bands, sometimes strongly correlated showing redundant information into more reduced component count. The principal component calculation (PCT) performed by a linear transformation of the data use eigenvectors and eigenvalues derived mathematically from the covariance matrix (Eq. (1)), then the values of the original data file is transformed into values of the principal component (Eq. (2)) (Jensen 1996).

$$\begin{bmatrix} V_1 & 0 & \dots & V_1 \\ 0 & V_2 & \dots & 0 \\ 0 & 0 & \dots & V_N \end{bmatrix} V = E_e^{Cov(E_e)} \quad (1)$$

where Cov is the matrix of covariance,  $E_e$  eigenvectors matrix,  $T$  is the function of transposition, and  $V$  is the eigenvalues diagonal matrix (nondiagonal elements are zeros)

$$P_2 = \sum_{k=1}^n (d_k E_{ke}) \quad (2)$$

where  $e$  is the first and second principal component number,  $P_e$  is the output value of principal component of  $e$  number,  $k$  is an input band,  $n$  is bands numbers (total),  $d_k$  is the value (input) in band  $k$ ,  $E_{ke}$  is the element of eigenvector matrix at  $k$  and  $e$  (row, column).

The PCA forms a new set of orthogonal axes that have their origin at the mean and that rotating in order to optimize the data variance (Pour and Hashim 2011). Several studies have been based on PCA in detection of lineaments (Takodjou Wambo et al. 2016; Adiri et al. 2017; Binam Mandeng

et al. 2018). In this study,  $PC_2$  were used for lineaments mapping (Adiri et al. 2017). A standard PCA transformation was performed for the spectral regions of VNIR and SWIR bands of Landsat-8.

### Directional filtering

Directional filtering is a spatial domain filtering technique and edge enhancement filter that selectively enhances image features having specific direction gradients and consists on changing pixel value based on that of its neighbour's (Carr 1996). This technique is very useful in radar and optical image processing for visual interpretation, edge enhancement, and manual lineament extraction. This is a commonly used technique in geological applications to highlight geological structures (Amri et al. 2011; Al-Djazouli et al. 2019). The main objective of this process is to find the best way for lineament identification and the enhancement of geostructural information in the images corresponding to structural discontinuities. The algorithm of directional filtering produces the first difference of the image input in the vertical, horizontal, and diagonal directions. As a result, many additional edges of diverse orientations are enhanced. Edge enhancement is performed by convolving the original data with a weighted mask or kernel (Pirasteh et al. 2013; Pour and Hashim 2015).

### Shaded Relief

Shaded relief thematic maps are a visual terrain representation consisting of gray values stored in raster images (Marston and Jenny 2015) and can be extracted from the digital elevation model (DEM). The lineaments obtained manually and automatically are spatially correlated against the shaded relief thematic map (Adiri et al. 2017). It supposes an illumination of the raster surface given at a defined azimuth and altitude of the sun. The boundaries between the unshaded and shaded areas may indicate the presence of lineaments (Saadi et al. 2011). For this work, the azimuth of  $0^\circ$  (north), which indicates the sun's relative position along the horizon, was chosen because it can expose the unshaded and shaded areas better than other values (Aminov et al. 2019). The altitude angle of  $45^\circ$ , indicating the sun's angle of elevation above the horizon, was chosen. The task was performed using the spatial analyst hillshade tool implemented in the ArcGis software.

### Lineament's extraction

In this study, the automatic lineament's extraction was done following two main processing steps including (i) the detection of edges mainly related to contours that give information on areas of abrupt changes in the neighboring pixel's

values, and (ii) the lines detection (Adiri et al. 2017; Aminov et al. 2019). This is often performed using the PCI Geomatica software LINE module for automatic linear extraction (Qari 2011). There are two categories of parameters applied through this module (Hung et al. 2005b) mainly edge detection (RADI: filter radius, GTHR: edge gradient threshold) and curve extraction stages (LTHR: curve length threshold, FTTH: line fitting threshold, ATHR: angular difference threshold, DTHR: linking distance threshold) of the automatic lineament extraction procedure (Adiri et al. 2017). In the first stage, the ‘‘Canny edge detection algorithm’’ was applied to produce an edge strength image. These edge detection algorithms are recognized for their good results in contours detection (Corgne et al. 2010). This step is completed using the radius provided by the RADI parameter. In the second stage, binary image were obtain using the gradient from the filtered image with the value provided by the GTHR parameter. The curves are extracted from the binary edge image at the third stage. According to the value assigned in the LTHR parameter, any curve with a number of pixels smaller than the value provided in this parameter is not taken into consideration for further processing. The extracted curves are then converted to a vector form by fitting line segments to them. This is follows by the extraction of polylines in accordance with tolerance value defined in the FTTH parameter.

The automatic lineament’s extraction was performed using different value combinations for each LINE module’s parameter (Adiri et al. 2017). The process was performed on the entire datasets to select the optimal parameter settings that produced suitable output information of the lineaments extracted. The application of these parameters over the used data was carried out with respect to the literature and validated by visual interpretation. The default values, the proposed values and the defined values for the LINE module parameters in this study are presented in Table 2. The second step was to select the optimal bands from the Landsat-8 that should be used for lineament’s extraction (Hung et al. 2002). Each of the individual bands from these datasets was tested for automatic lineament extraction based on the ability to

identify the linear segments and features over the study area using the defined optimal values of parameters.

In order to evaluate the automatically extracted lineaments by the LINE module, a reference lineament map of the study area is required. The reference map for the evaluation is created based on the manual extraction of lineaments (Suzen and Toprak 1998). Some disadvantages and advantages of automatic and manual lineament extraction are discussed in previous studies (Ramli et al. 2010). However it is easy to distinguish, whether the linear characteristics are tectonic or man-made, from the main advantage of manual extraction. Further, all six bands of Landsat-8 (VNIR and SWIR bands) were selected at this stage of the study. Then, the directional convolution filtering was applied on Landsat-8 OLI band imagery to enhance the geological structural information and to highlight the main lineament directions in the study area. The task was carried out using Erdas imagine software. Four principal directional filters: N–S, E–W, NE–SW, and NW–SE with a 7 × 7 kernel size were applied (Table 3). The directional filter’s angles were assigned as follows: N–S by 0, NE–SW by 45, E–W by 90, and NW–SE by 135. The selected kernel size in this study was suggested as an optimal kernel size typically used in edge enhancement (Chavez and Bauer 1982).

**Geostatistic analysis**

Linear techniques for interpolating parameter with geographic reference can be grouped according to (i) fixed weights methods and polygonal window; (ii) stochastic geostatistics methods that is kriging. Geostatistic analysis is generally considered as an appropriate technique to evaluate spatial variability of continuous interpolation variable that gives marginal estimated values with minimal error variance (David 1988). The experimental variogram which is mathematical tool is defined by the relation (3):

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i) - Z(x_i + h)] \tag{3}$$

$Y(h)$  is experimental variograms;  $(h)$  is a distance vector;  $Z(x)$  and  $Z(x_i + h)$  are values of the variable  $Z$  at  $x_i$  and  $x_i + h$  positions respectively;  $N(h)$  is the number of pairs separated by the distance  $h$ . Ideally,  $N(h) \geq 30$  is the threshold of validity.

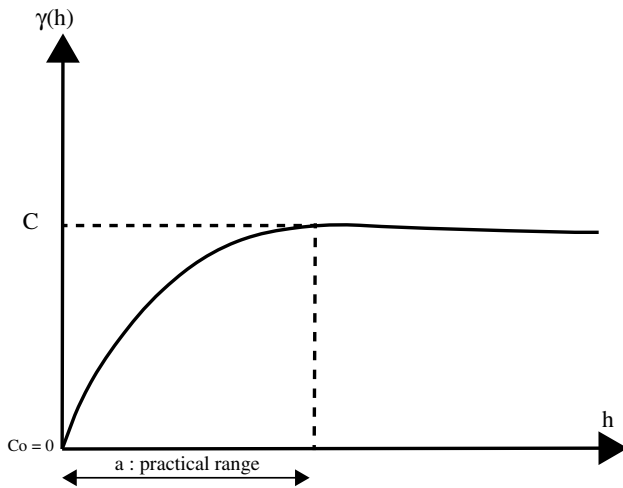
Figure 3 illustrates the graphical representation of the theoretical variogram. The regionalization parameters of the experimental variograms were determined after adjusting theoretical models (linear, spherical, exponential, cubic, Gaussian, and logarithmic). The variographic modeling of the lineaments orientations in all directions allowed us to retain the exponential model that will present the least residues after cross validation ‘‘live one out’’; the general expression is given by Eq. (4) below:

**Table 2** The values used for the parameters of the LINE module

Threshold parameters and units	Values		
	Default	Proposed	Defined
1 RADI (In pixels)	10	3–8	6
2 GTHR (In range, 0–255)	100	10–70	54
3 LTHR (in pixels)	30	10–50	15
4 FTTH (in pixels)	3	2–5	3
5 ATHR (in degrees)	30	3–20	15
6 DTHR (in pixels)	20	10–50	20

**Table 3** The four applied principle directional filters with 7×7 kernel matrices

N-S							E-W						
1	1	1	2	1	1	1	-1	-1	-1	0	1	1	1
1	1	2	3	2	1	1	-1	-1	-2	0	2	1	1
1	2	3	4	3	2	1	-1	-2	-3	0	3	2	1
0	0	0	0	0	0	0	-2	-3	-4	0	4	3	2
-1	-2	-3	-4	-3	-2	-1	-1	-2	-3	0	3	2	1
-1	-1	-2	-3	-2	-1	-1	-1	-1	-2	0	2	1	1
-1	-1	-1	-2	-1	-1	-1	-1	-1	-1	0	1	1	1
NE-SW							NW-SE						
0	1	1	1	1	1	2	2	1	1	1	1	1	0
-1	0	2	2	2	3	1	1	3	2	2	2	0	-1
-1	-2	0	3	4	2	1	1	2	4	3	0	-2	-1
-1	-2	-3	0	3	2	1	1	2	3	0	-3	-2	-1
-1	-2	-4	-3	0	2	1	1	2	0	-3	-4	-2	-1
-1	-3	-2	-2	2	0	1	1	0	2	-2	-2	-3	-1
-2	-1	-1	-1	-1	-1	0	0	-1	-1	-1	-1	-1	-2



**Fig. 3** Variogram graphic representation

$$\gamma(h) = C_0 + C_1[1 - \exp(\frac{-3h}{a})] \tag{4}$$

Where  $C_0$  is the practical range effect, i.e., the discontinuity at the origin;  $C = C_0 + C_1$  is the stage;  $a$  is the practical range (distance from which 95% of the plateau is reached);  $h$  is the distance between two support points. In the framework of this study, the set of lineation’s that would represent fracturing is considered independently of its kinematic context. This is therefore a purely quantitative approach where the lineaments have been differentiated only according to their direction.

**Validation**

The above mentioned techniques were used to extract lineaments from satellite images. However, there is no commonly

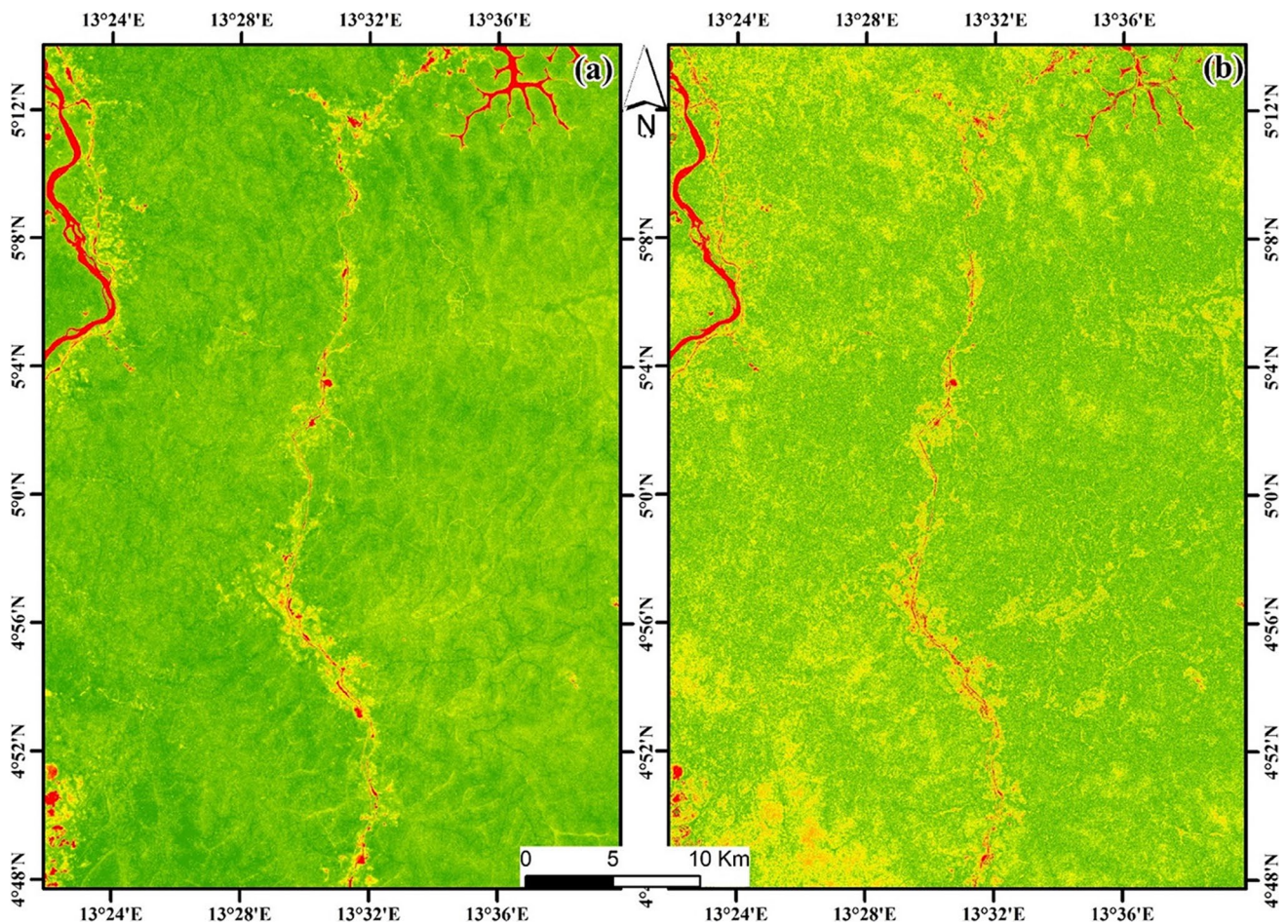
accepted method for the validation of the final lineament map. Although any one of these techniques (or a combination of several of them) can be used to extract lineaments, four different techniques are applied here to ensure that no lineaments are missing from the area. The reason for this is that the area is not homogeneous in term of surface characteristics, and it is believed that each method can improve one aspect of the surface. Each process generates a GIS layer that can be easily linked to other layers. However, the presence of multiple lineament maps can lead to confusion and complexity. To overcome this problem, a single lineament map should be generated from the results of all these methods.

**Results**

The forced invariance method was successfully applied on the multispectral data. Two criteria were used to check the performance of a Forced Invariance approach: the false color image (by visual analysis) and the normalized difference vegetation index (NDVI). It can be observed that the original image (Fig. 4a) was dominated by vegetation, whereas, in the treated image (Fig. 4b), the red hue was not evident. The use of the NDVI was also a criterion. It is obvious that by comparing Fig. 4a, b, also the NDVI values were significantly reduced.

**Lineaments mapping**

Image pre-processing techniques such as radiometric calibration and atmospheric correction for Landsat-8 as well as sub-setting applied on these images allowed us to preliminary enhance and prepare them for further analysis. The application of processing methods in different images (Fig. 5a–d) leads to a lineament map of the study area (Fig. 6b).The automatic extraction was performed using



**Fig. 4** NDVI (a) before and (b) after suppressing vegetation reflectance

defined optimal parameter values (Table 1). The statistical information (Fig. 7) shows 1413 (1048 automatic and 267 manual) and 2989 (2861 automatic and 128 manual) geological lineaments identified and extracted from the Landsat-8 and SRTM images respectively. According to the statistics, the automatic lineament lengths range from 600 to 2668 m and 528 m to 6582 m for Landsat and SRTM, respectively (Fig. 7a, c). For manual extraction, the lengths range between 1225 m and circa 24,917 m for the Landsat 8 image (Fig. 7b), while the lineaments detected on the SRTM images have the lengths that vary between 1355 m and 25,847 m (Fig. 7d). The most abundant lineament’s length values are between 528 to 1537 m and represents up to 24.50% of the total number of automatically extracted lineaments. The most dominant population of extracted lineaments has lengths ranging from 1225 to 5694 m (223) for the Landsat 8 OLI, and from 1355 to 6264 m (82) for the SRTM, and covers 84% and 65% of the total number of manual extracted lineaments respectively (Fig. 7).

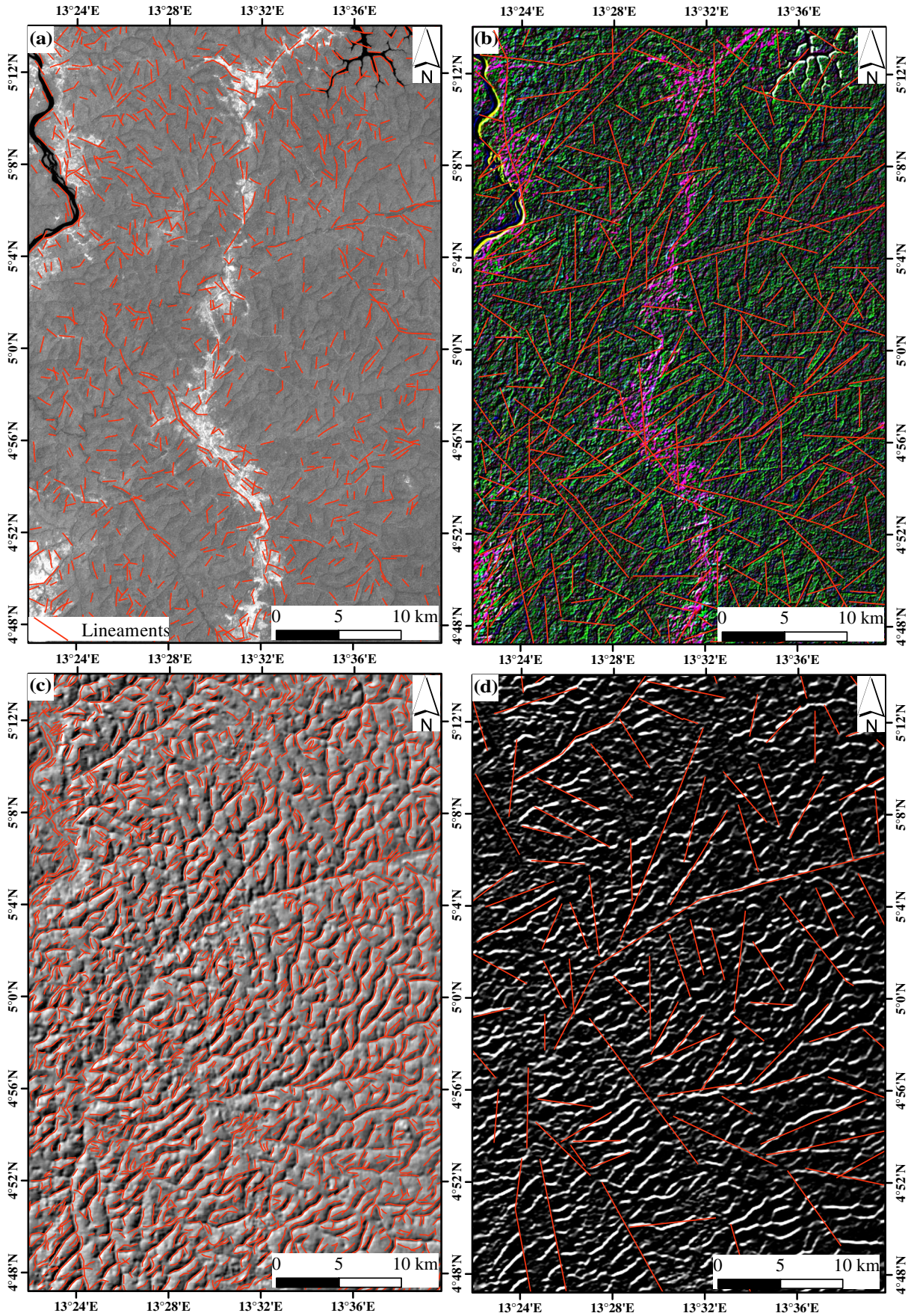
The final map (Fig. 6b) generated after adding all the lineaments (Fig. 6a) is combined and those that correspond to the

roads are deleted. The total number of lineaments generated by the different methods is 4402. After deleting of duplicate lineaments, including those corresponding to roads, the total number in the final map is 4000. These lineaments have various sizes, ranging between 528 m and 25,847 m with an average and a standard deviation of 1335 m and 1835 m, respectively.

The experimental variogram of lineament cumulative lengths (CL) is structured (Fig. 8), showing no random spatial distribution of lineaments. The regionalization parameters are determined from the exponential model and the general expression of the first elementary variogram is represented by the Eq. 5. The nugget effect represents 12% of the total dispersion at the level of lineaments.

$$\gamma_1(h) = 0.2 + 7.1 \times [1 - \exp(\frac{-3h}{a})] \tag{5}$$

Lineaments variogram is multi structured with three ranges, determined, respectively at distance  $a_1 = 2.2$  km;  $a_2 = 5.2$  km;  $a_3 = 8.1$  km. The maximum range is 8 km. The structuring of lineament networks is therefore important. The presence of different plateaus indicates the existence of



◀**Fig. 5** Images from remote sensing of the study area with the main lineaments identified: **(a)** principal component analysis; **(b)** a window of the gradient filter (Yésou et al. 1993); **(c, d)** A shaded relief of the STRM

several levels of correlation. This would highlight a nesting of some structures, at various scales.

**Field mapping**

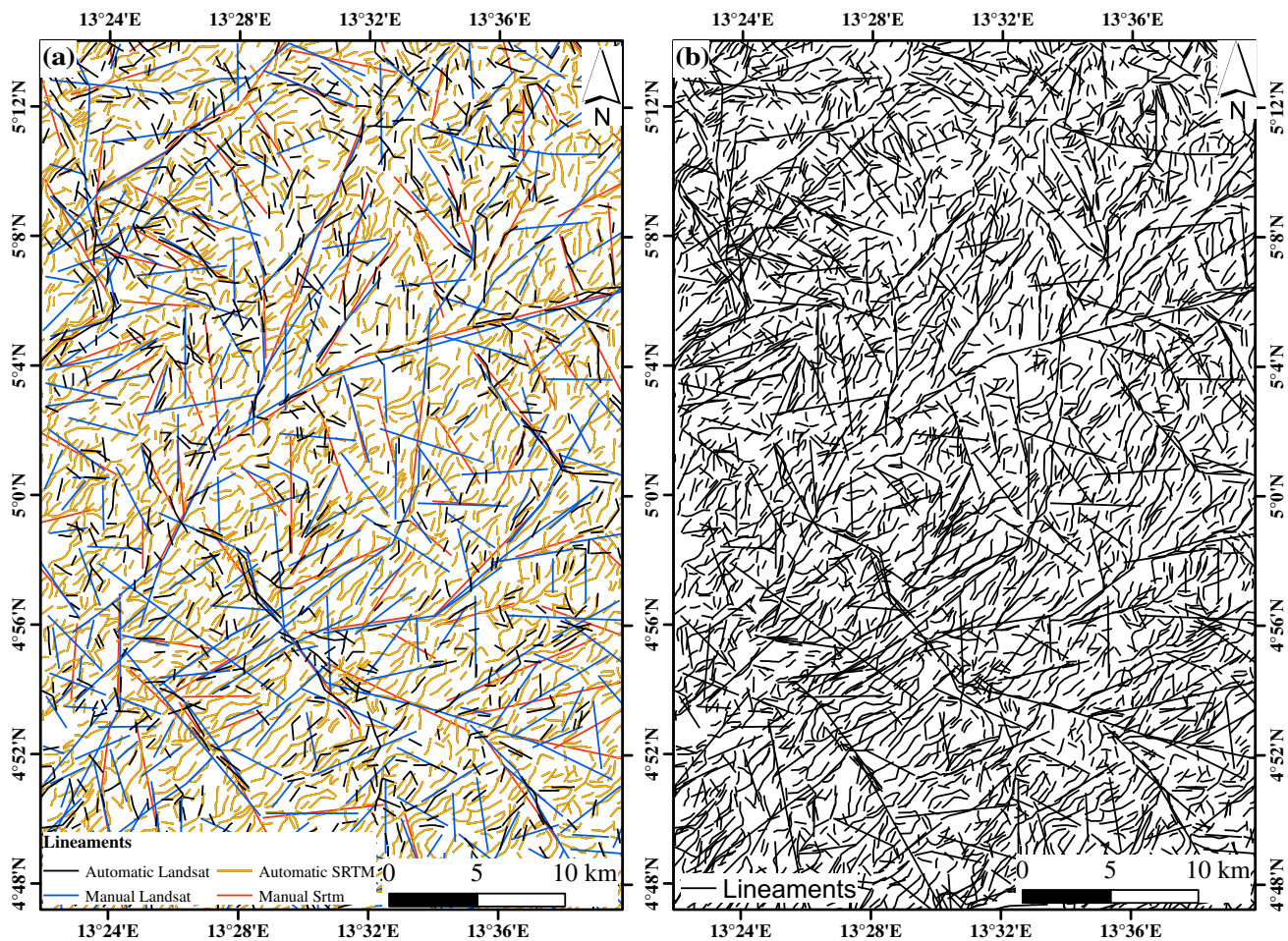
The Deng-Deng area is made up of metamorphic rocks especially amphibolites and gneisses (garnet biotite gneisses and biotite gneiss) intruded by magmatic rocks (granodiorite and diorite). Outcrops of metamorphic rocks are scarce and amphibolite mostly appears as enclaves in magmatic rocks. Diorite crops as large blocks and slabs in the Yamben and Viali areas (Fig. 9a). Granodiorite is the most abundant rock type of the area and crops at Deng-Deng, Mbaki, and Nola Mbétem villages as large elongated bodies roughly trending NE–SW (Fig. 9b). This rock is coarse-grained with mineral composition dominated by quartz, feldspar, and biotite. The

gneisses outcrop as blocks and slabs at Mbaki I village, and display clear metamorphic foliation (Fig. 9c, d).

**Structural analysis**

The geometrical, kinematic and chronological analysis of structural elements recorded by the rocks of the Deng Deng area have led to the recognition of three main deformation phases ranging from  $D_1$  to  $D_3$ . The first two phases ( $D_1, D_2$ ) are ductile and associated to metamorphic recrystallization, while the last  $D_3$  phase is essentially brittle.

The  $D_1$  deformation phase is only recorded in metamorphic rocks, and it is associated with the development of  $S_1$  metamorphic foliation and  $B_1$  boudins. The  $S_1$  foliation is the major structure and it is characterized by the alternation of bands (Fig. 10a) and the preferred orientation of minerals (Fig. 9b). A total of 60  $S_1$  foliation planes were taken on the outcrops indicate moderate to steep dipping between 45 and 90 (average: N042E, 70NW). The pole to  $S_1$  foliation shows a girdle distribution (Fig. 12a), around a gently SE plunging axis. The  $B_1$  boudins is developed in the quartzo-feldspathic



**Fig. 6** a Superposition of lineaments; b Lineament of study area

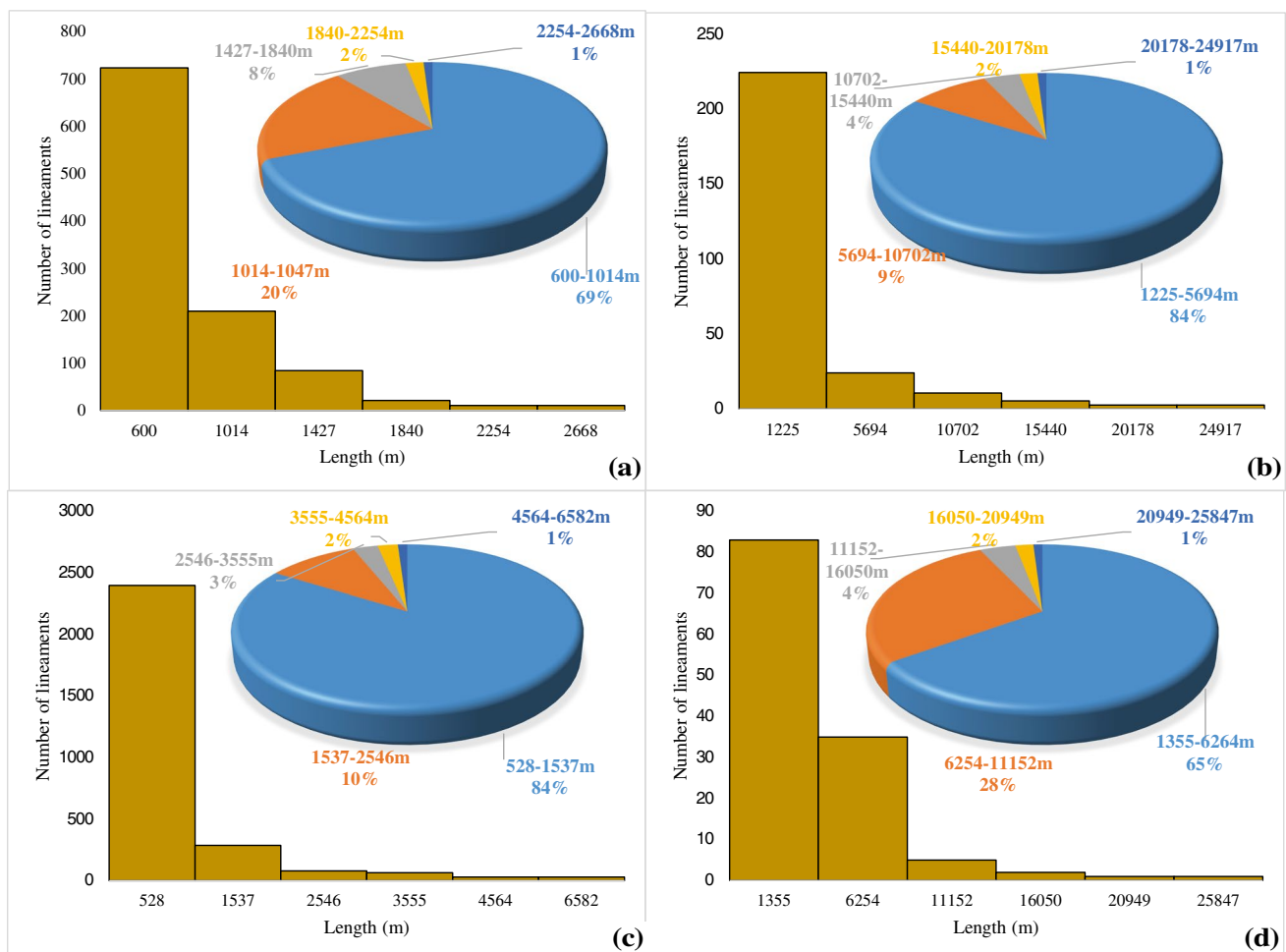


layers (Fig. 10c) and can be attributed to the multilayer boudins of Ghosh and Sengupta (1999). They have an asymmetrical shape and their axes are parallel to the  $S_1$  foliation suggesting a coaxial deformation (Ganno et al. 2010).

The  $S_1$  metamorphic foliation has been progressively transposed by the  $D_2$  deformation phase, which is mainly associated with the development of  $S_2$  mylonitic foliation and  $C_2$  ductile shear zones showing a typical S/C structures. The  $S_2$  mylonitic foliation is defined by the planar arrangement and/or the preferential orientation of the K-feldspar sigmoidal crystals, mica fish, and quartz ribbons in the granodiorite (Fig. 10d). A total of 80 measurements of dips and strikes of  $S_2$  surfaces were taken. The  $S_2$  foliation surfaces have moderate to high dips (45–90°) mainly to the SE and NW with average orientation N48E69SE at Deng-Deng village and N72E4848NW at Mbaki village. The poles to  $S_2$  foliation from the main outcrops show a girdle distribution, around a gently NW and SW plunging axis respectively (Fig. 12b,

c). The S/C structures are characterized by S planes of mylonitic foliation that form with  $C_2$  shear planes an angle less than 40°.  $C_2$  shear planes are marked by the oblique arrangement on schistosity planes made up of biotite flakes and platy quartz (Fig. 10e). The asymmetric K-feldspar phenocrysts are arranged obliquely with respect to the C planes and indicates a sinistral shear movement (Fig. 10f). These C planes form two intersecting families: the C' planes and the C planes themselves; the C planes have an average direction of N45°E, and the C' planes have an average direction of N130°E.

The  $D_3$  deformation phase has affected both the metamorphic and the magmatic rocks of the study area, but it is mostly a brittle phase. It is marked by dry and filled joints. The dry joints are chronologically the last deformational feature on the study area. Fractures classified as diaclases or faults ( $F_3$ ) are characterized according to the filling (diaclases) or displacement (fault) of the component, respectively (Fig. 9g).



**Fig. 7** Histograms showing the distribution of lineaments relative to the length and their percentage from both Landsat and SRTM images, respectively. **a, c** Automatic lineaments. **b, d** Manual lineaments

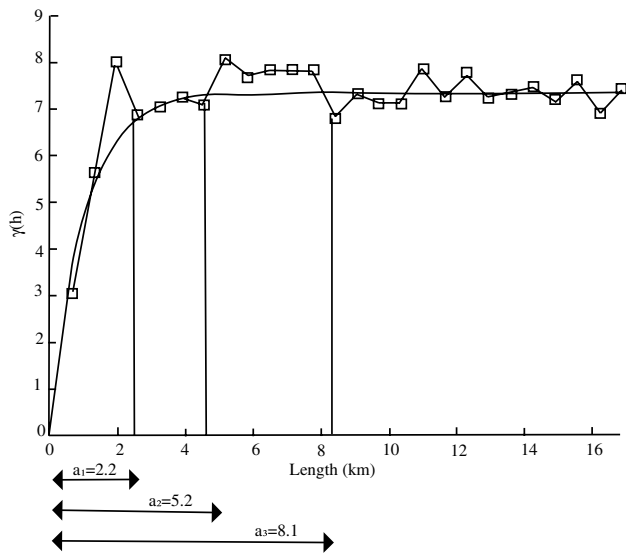


Fig. 8 Variogram of the lineaments in direction

## Discussion

### Lineaments

Geological structures were delineated from satellite imagery analysis. The regional litho-structural architecture of Deng-Deng area was updated based on the use of remote sensing

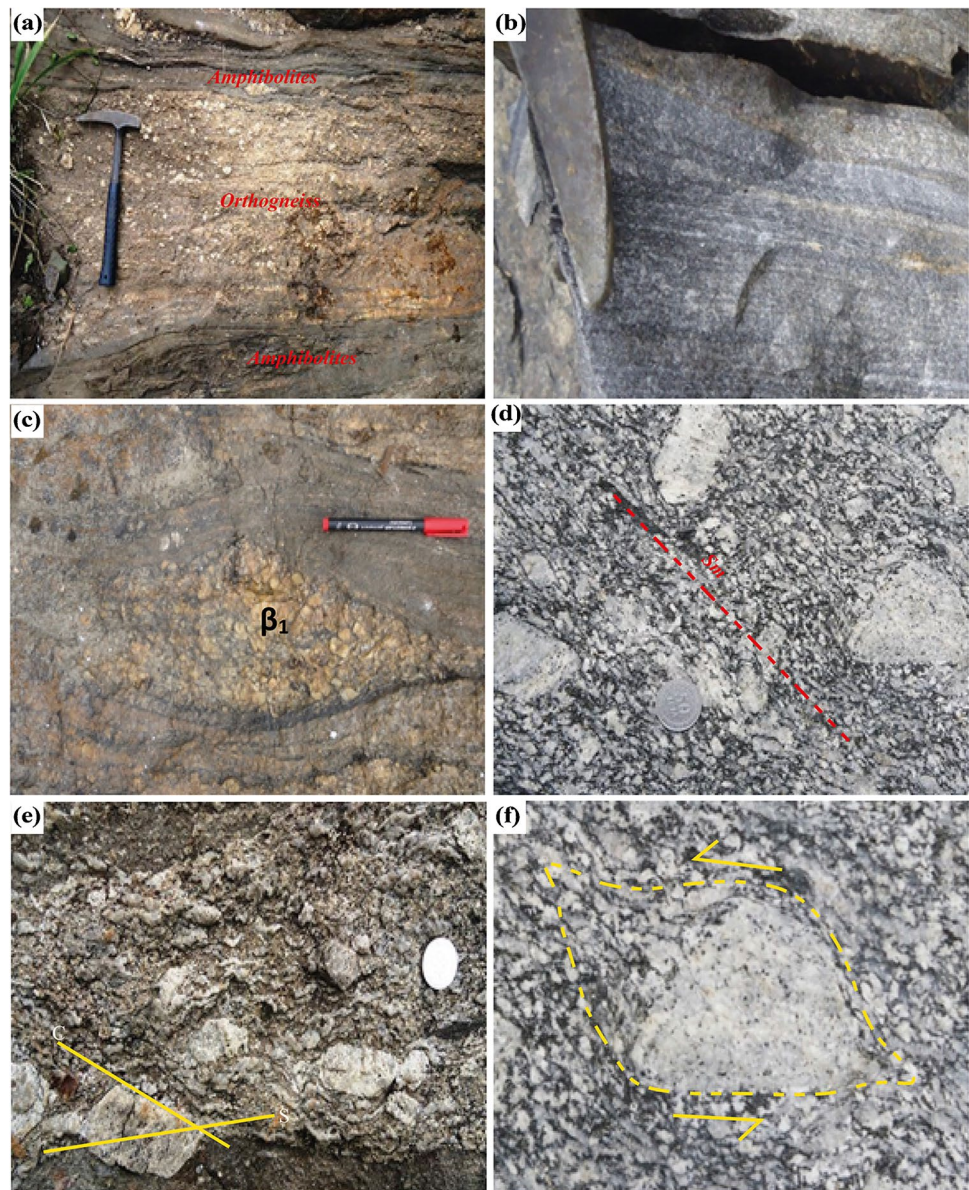
data. The NE–SW (N20–70), E–W (N90–100), and N–S (N170–180) directions were revealed from remote sensing processing as being the main structural trend of the area (Fig. 11). The NE–SW strike slip fault is represented by sub-verticals planes carrying a sub-horizontal striation plunging dipping towards north, and rarely south.

The NE–SW sinistral to dextral movement is shown on regional shear zone visible on the map following the displacement of the foliation in contact with the shearing system (Fig. 12). The directions of schistosity planes reveal the existence of a stress field oriented towards NE–SW, as some lineaments. This direction has been described by Kankeu et al. (2010) in the Garga-Sarali area and corresponds to the regional scale Bétaré-Oya shear zone, the Sanaga fault and the major direction of Central African fold belt (CAFB) in Cameroon (Ganno et al. 2010). The Sanaga fault is a relay strike slip fault of the Central Cameroon Shear Zone (CCSZ; Ngako et al. 2003), a continental-scale transcurrent fault that probably host gold-bearing fluids into structures in the Lom series (Fon et al. 2012). During our fieldworks, we noticed that the NE–SW strike slip fault was much more frequent than their conjugated one. They are presented a strong vertical and weak horizontal component. The rocks deformation may be subjected to a lithology constraint, particularly the main stress orientation in regard to lineament. The lineament opening and closing is controlled by the tectonic movement’s interaction (compression or extension). A mixture of the directional filter from “Sobel horizontal” and “Gradient

Fig. 9 Field occurrence of main rocks types. a Diorite; b Granodiorite; c Amphibolites; d Gneisses



**Fig. 10** Field views of main structural elements on Deng-Deng area. **a** orthogneiss intercalated by amphibolites; **b**  $S_1$  foliation outlined by a compositionnal banding; **c** Boudin of orthogneiss enclosed in amphibolite; **(e)**  $S_2$  mylonitic foliation in magmatic unit; **d** S/C Structure; **e** Assymmetric feldspar showing sinistrial kinematics



NW” where the entire filter, previously combined in RGB mode (red green blue), was then filtered using “Sobel vertical” operator to highlight all linear irregularities, such as regional foliation on the map. This structure from remote sensing, combined with field data, makes it possible to highlight the main foliation trend being the NE–SW direction similar to the direction of the Bétaré-Oya shear zone. Thus, the NE–SW lineament structures on the map, due to their penetrative character correspond to foliation trace in confident with field data that revealed NE–SW foliation surfaces orientations (Fig. 12).

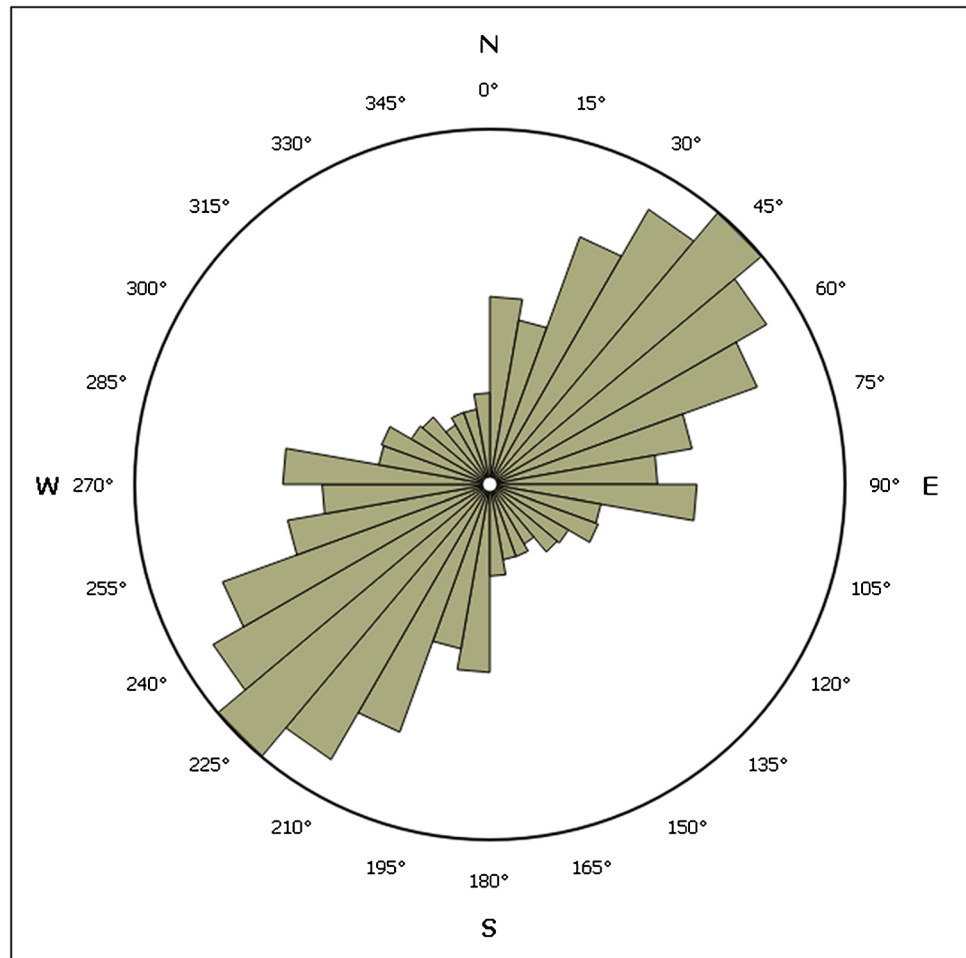
The main N-S direction could be related to the direction of the Western Grassfields of north-western Cameroon (Tchindjang et al. 2006). This direction follows that of the fold

axes in the metamorphic rocks in the region (Le Maréchal 1976).

### Statistical analysis

The geostatistical analysis showed the structuring of lineaments CL. This structuring observed in Deng-Deng area, is consistent with the results of several authors (Koudou et al. 2014; Teikeu Assatse et al. 2016). The dispersion rate (12%) is low than that obtained by Teikeu Assatse et al. (2015) (24.18%) in Yaoundé area. The nugget effect is commonly encountered in the geostatistical analysis of fractured media (Massoud 1988; Lasm et al. 2004). Massoud (1988) reported that, within an experimental variogram, it is difficult to

**Fig. 11** Rose diagram showing the distribution of the remote sensing lineaments of Deng-Deng area



distinguish the microstructures effect from those of measurement errors. The multi-regionalization noted in Deng-Deng area, was also observed in the Yaoundé area (Teikeu Assatse et al. 2015). This indicates the complexity of tectonic events in the Precambrian basement at the stage of development of fractures network.

### Density

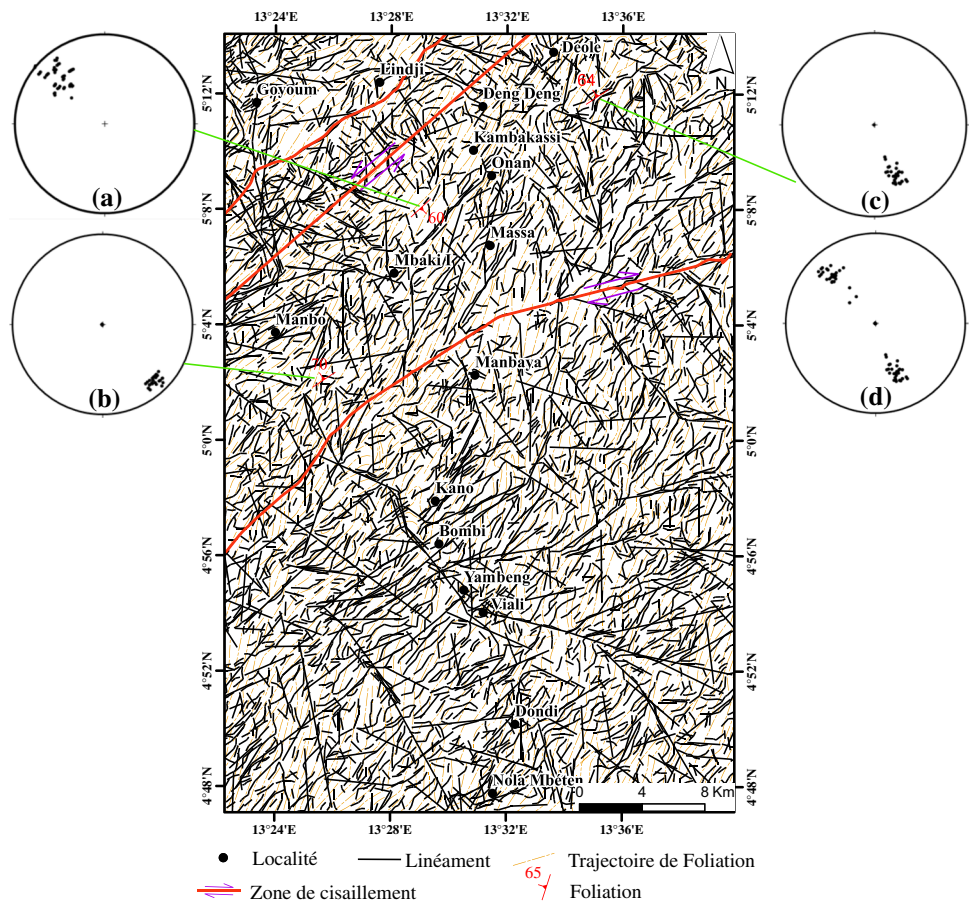
In lineaments analysis, the density classification map is a parameter that is used to perform a correlation analysis with other geological data (Corgne et al. 2010). The lineaments density analysis is used to determine the frequency of lineaments per unit (Mostafa et al. 1995) and also known as lineament-frequency (Greenbaum 1985). The lineament density map in this study is derived for the radar, as well as manual interpretation lineament map to analyze the dispersion pattern of the lineaments (Fig. 13). The number of lineaments present in a given unit area is counted to determine lineament density. The task was implemented using the line density tool implemented in the ArcMap software. The higher density values in the

map are represented by a red color, while the lower values are in blue. The lineament density has been classified into very high, high, moderate, low and very low classes. The high density of discontinuities indicates the tectonic changes that affected geological formations. Comprehensive density analysis indicated that the results of lineament extraction can indirectly reveal the groundwater potential, hydrothermal mineralization and geohazard in the study area.

### Textural aspects and deformational effects

The Deng-Deng shear zone is a portion of Lom series that was intensely sheared during the Pan-African orogeny (Fossi 2016). Therefore, a detailed microstructures analysis of the granitoids was performed in order to establish the deformational pattern to which these rocks were subjected. According to the mylonite classification (Passchier and Trouw 2005; Trouw et al. 2009), two mylonitic domains were distinguished in the Deng-Deng area. This includes the low-grade mylonitic domain, which affects the diorite and the medium-grade mylonitic domain

**Fig. 12** Structural map of the Deng-Deng area and equal area lower hemisphere stereoplots showing distribution of the poles to  $S_1$  foliation in gneisses (a), to  $S_2$  mylonitic foliation (b, c), and synthetic stereoplots of mylonitic foliation (d)



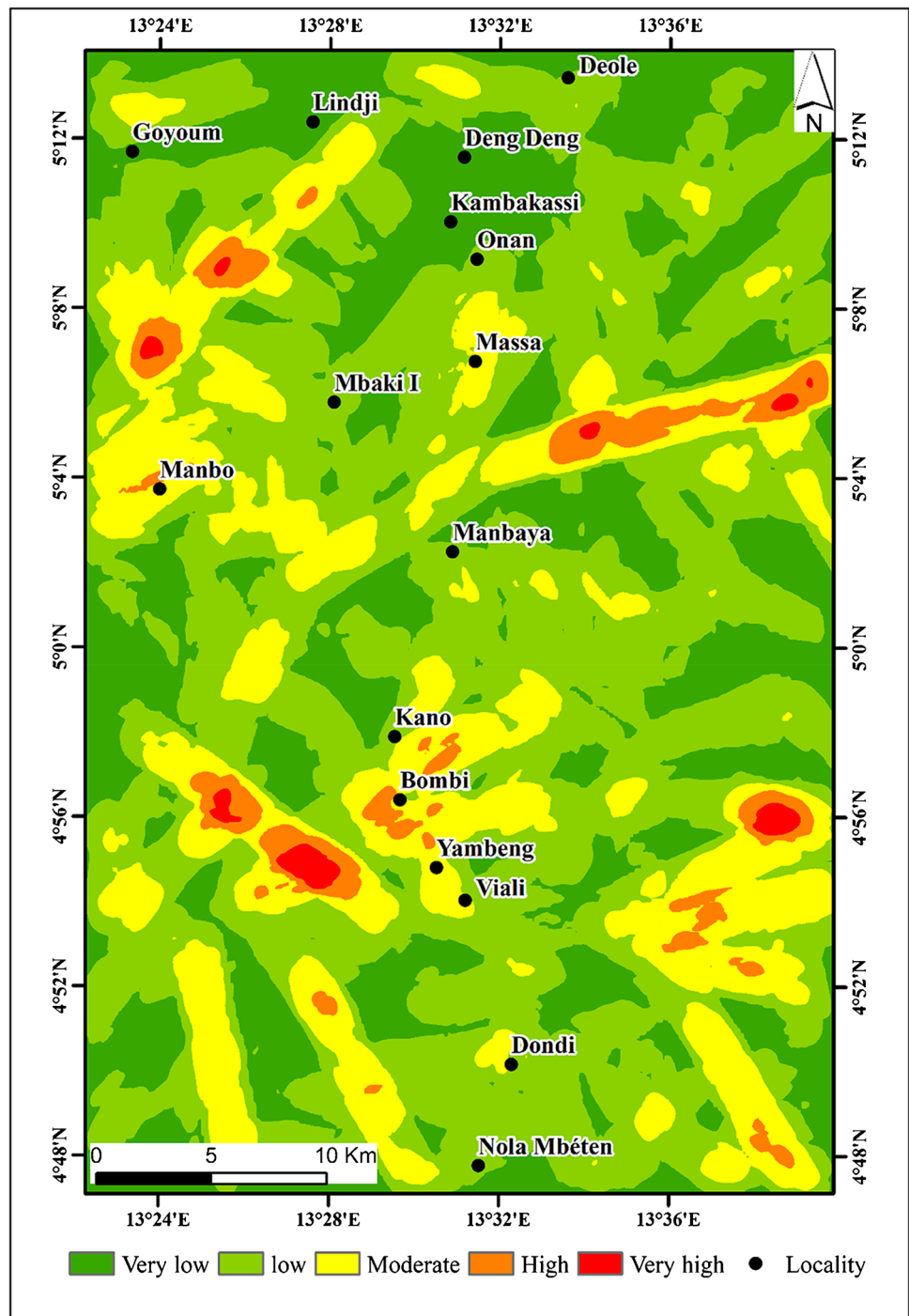
located near the shear zones at the margins of the granodiorite plutons.

The low-grade mylonitic domain is mostly recognizable on microscopic scale, and refers to granodiorites that have almost preserved their igneous textures. In this domain, K-feldspar phenocrysts comprise perthitic orthoclase and microcline, which occur as subhedral to anhedral crystals showing myrmekitic microstructure at the rims adjacent to plagioclase (Fig. 14a). Feldspars with undulose extinction and kink bands in this domain are rare. Quartz with undulose extinction is often noticeable. Bulging recrystallization (BLG-recrystallization) is observed in deformed quartz, whereas plagioclase crystals often show brittle deformation. The latter crystals occasionally display sub-magmatic microfractures filled with aggregates of opaque mineral-amphibole-biotite or quartz-feldspar (Fig. 14b).

In the medium-grade mylonitic domain, plagioclase phenocrysts show mechanical twinning and sericitization (Fig. 14c). The deformation twins would indicate plastic deformation at near solidus temperature ( $T > 500$  °C; Mainprice et al. 1986) while sericitization would suggest fluid circulation during the deformation process at  $T < 400$  °C (Stipp et al. 2002). K-feldspar and plagioclase

crystals are surrounded by a foliated matrix consisting of biotite and quartz aggregates. Such deformational features are known to be formed by intracrystalline plasticity in submagmatic phase (Vernon 1991). Quartz occurs either as elongated polycrystalline ribbons (1–3 mm in length) or as elongated granoblastic aggregates and show undulose extinction, which is related to a solid-stage deformation. Some quartz crystals display features of recrystallization by sub-grain rotation (SGR-recrystallization), although BLG-recrystallization is noticeable in these crystals. The K-feldspar porphyroclasts are recrystallized along their margins and their orientation is oblique to the recrystallized quartz mineral lineation, depicting an S-C foliation (Fig. 14d). The mineral lineation is characterized by aligned recrystallized quartz crystals along with few biotite flakes (Fig. 14e). Myrmekite growth appears to be related to the deformation as it is observed along the grain boundaries parallel to the foliation (Fig. 14f). Moreover, the presence of myrmekites bordering feldspar crystals with quartz-filled fractures illustrates an effective sub-magmatic fabric with strain development and crystal plasticity that took place at a temperature close to near-solidus conditions (Bouchez et al. 1992).

**Fig. 13** Lineament density map of the Deng-Deng area

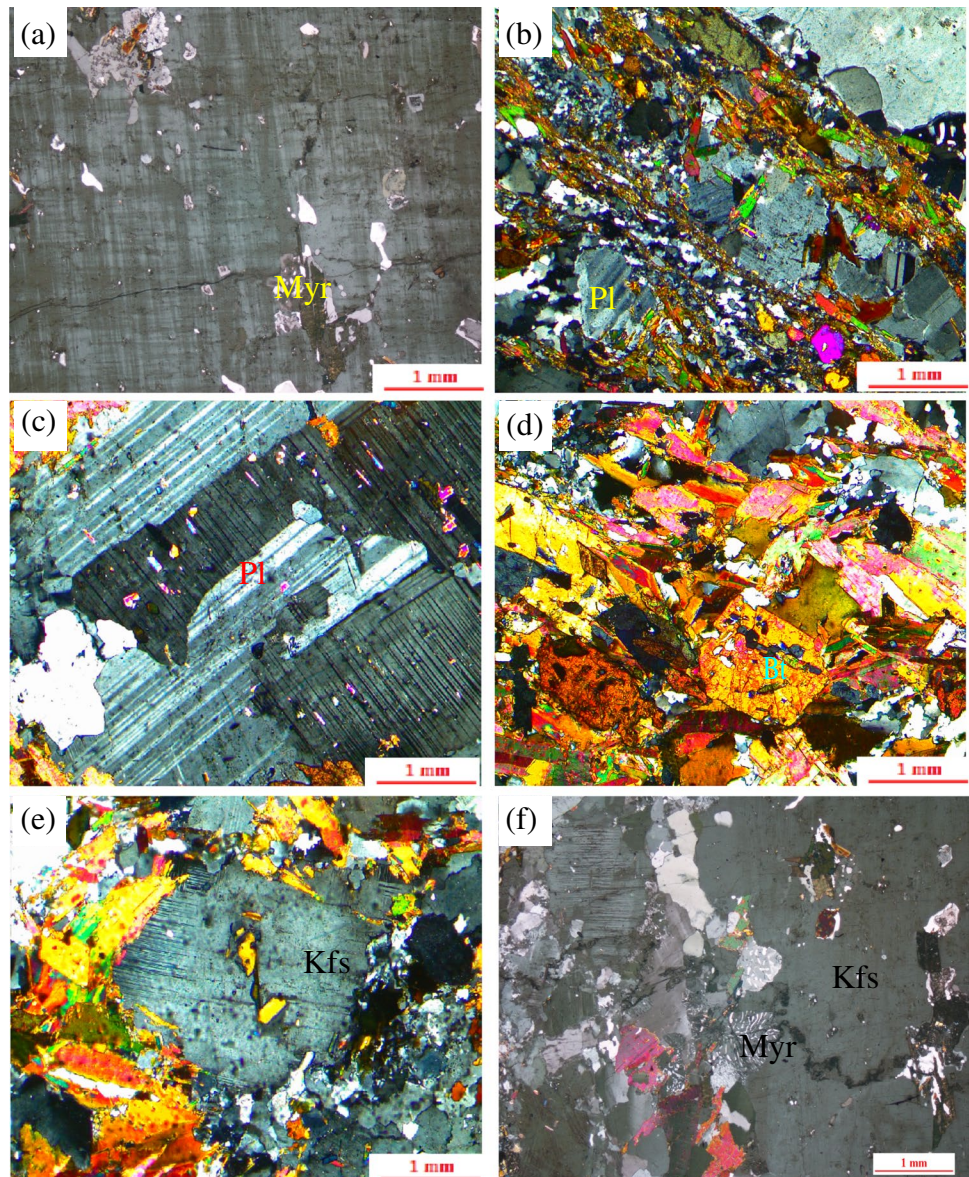


**Comparison with structural field data analysis**

A series of structural data inquiries were conducted to compare and constrain the lineament analysis within the Deng-Deng’s Precambrian tectonic setting and its structuring to the regional tectonic setting, such as the BOSZ. The study consisted in the identification of field sites of measurements of the tectonic elements such as extensional fractures (joints), and faults. The attitude and spatial distribution of these

elements was compared to the results from the lineament analysis to identify possible azimuthal correlations between these two sets of data, characterized by dimensions of different orders of magnitude. Field structural measurements were taken for the ground truth of the satellite image lineament analysis during these campaigns (Fig. 15). The study’s site locations were chosen based on their close geographic proximity to the discovered lineament domains. All the collected brittle features were analyzed without considering

**Fig. 14** **a** Myrmekitic micro-structure. **b** Sub-magmatic microfractures filled with aggregates of opaque mineral-amphibole-biotite or quartz-feldspar; **c** mechanic twinning in plagioclase; **d** mica-fish flakes underlining mylonitic foliation; **e**  $\sigma$ -shape K-feldspar phenocrysts showing sinistral shear sense; **f** tectonically induced myrmekites (Myk)



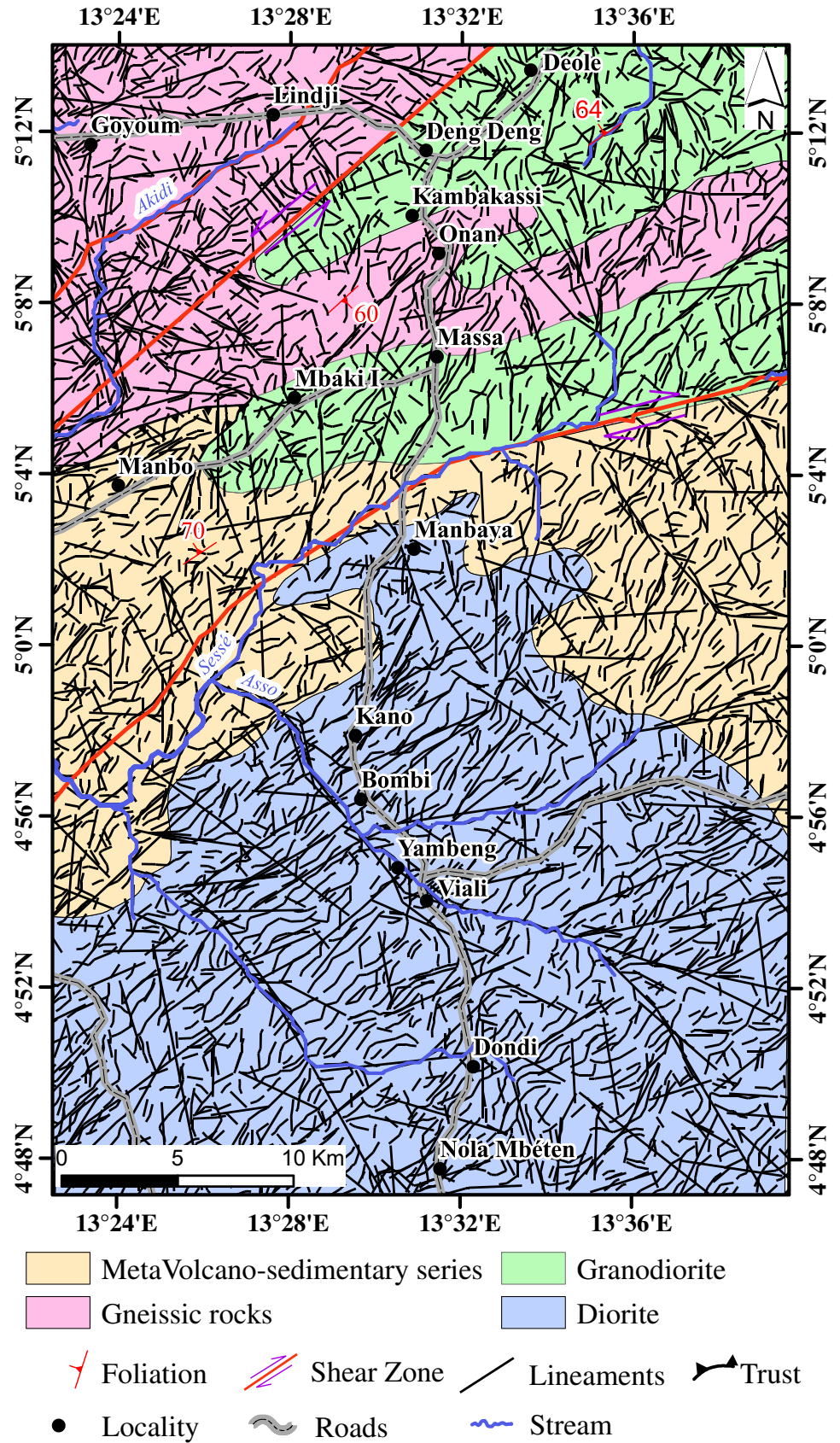
their origin or type, even if this information was recognized in the field and recorded. The aim of the current study was to connect surface expressions as lineament domains to crustal stresses, so this grouping was done on purpose. All open brittle deformations contribute to weakened rock rheology and thus improve erosional process modeling.

## Conclusion

This study explores the potential of Landsat-8 and SRTM for detecting and mapping regional scale structural features in a sub-tropical region such as Deng-Deng area, Eastern Cameroon. This approach makes it possible to update the old map of the area for further geological and mineral exploration projects. Employing algorithm for

suppressing vegetation reflectance offers an effective way to enhance geological structures in Landsat images in heavy vegetated area. Principal component analysis, spatial filtering, and shaded relief have all been found to be effective for detecting, interpreting, and extracting lineament features that may be tectonic in nature. The spatial distribution of the identified fractures was analyzed using a geostatistical approach, and fracture sets were defined using statistical characterization of fracture orientation and genetic parameters. Based on a thorough examination of these structures, two major networks corresponding to dextral and sinistral shear zones, mainly oriented NE–SW were identified. Field investigations have revealed that the area was affected by three deformation phases  $D_1$  to  $D_3$  responsible of the tectonic features such as metamorphic foliation, boudins, mylonitic foliation, S-C fabrics

Fig. 15 Geological map of the Deng Deng area





and fractures. The results of remote sensing are consistent with field observations. The resulting structural information can be combined with a fuzzy overlay approach for prospectivity maps of the area of interest. The latter could guide mineral exploration projects in the Deng-Deng area and his surroundings.

**Acknowledgements** The data provided here are from the first author's PhD thesis at the University of Yaoundé I, supervised by Nzenti Jean Paul. The authors appreciate the anonymous reviewers' insightful comments and feedback on a previous draft of the manuscript. We are thankful to Consulting and Training in Geosciences (CONTGEO) Research Centre for Mineral Exploration Targeting, for providing facilities during preparation of the earlier version of the manuscript.

## Declarations

**Conflict of interest** The authors declare that they have no competing interests.

## References

- Abdelnasser A, Kumral M, Zoheir B et al (2018) REE geochemical characteristics and satellite-based mapping of hydrothermal alteration in Atud gold deposit, Egypt. *J Afr Earth Sci* 145:317–330. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.01.013>
- Abdullah A, Akhir JM, Abdullah I (2010) Automatic mapping of lineaments using shaded relief images derived from digital elevation model (DEMs) in the Maran-Sungi Lembing area, Malaysia. *Electron J Geotech Eng* 15:949–958
- Adiri Z, El Harti A, Jellouli A et al (2017) Comparison of Landsat-8, ASTER and Sentinel 1 satellite remote sensing data in automatic lineaments extraction: a case study of Sidi Flah-Bouskour inlier, Moroccan Anti Atlas. *Adv Space Res* 60:2355–2367. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2017.09.006>
- Ahmadi H, Pekkan E (2021) Fault-Based Geological Lineaments Extraction Using Remote Sensing and GIS-A Review. *Geosciences* 11:183
- Al-Djazouli MO, Elmorabiti K, Zoheir B et al (2019) Use of Landsat-8 OLI data for delineating fracture systems in subsoil regions: implications for groundwater prospecting in the Waddai area, eastern Chad. *Arab J Geosci* 12:241. <https://doi.org/10.1007/s12517-019-4354-8>
- Aminov J, Xi C, Anming B et al (2019) Comparison of multi-resolution optical landsat-8, sentinel-2 and radar sentinel-1 data for automatic lineament extraction: a case study of Alichur Area, SE Pamir. *Remote Sens* 11:778. <https://doi.org/10.3390/rs11070778>
- Amri K, Mahdjoub Y, Guergour L (2011) Use of Landsat 7 ETM+ for lithological and structural mapping of Wadi Afara Heouine area (Tahifet–Central Hoggar, Algeria). *Arab J Geosci* 4:1273–1287. <https://doi.org/10.1007/s12517-010-0180-8>
- Bella Nké BE, Njanko T, Mamtani MA et al (2018) Kinematic evolution of the Mbakop Pan-African granitoids (western Cameroon domain): An integrated AMS and EBSD approach. *J Struct Geol* 111:42–63. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.03.006>
- Binam Mandeng EP, Ngo Bidjeck LM, Takodjou Wambo JD et al (2018) Lithologic and structural mapping of the Abiete-Toko gold district in southern Cameroon, using Landsat 7 ETM+/SRM. *C R Geosci* 350:130–140. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2017.11.003>
- Bouchez JL, Delas C, Gleizes G et al (1992) Submagmatic microfractures in granites. *Geology* 20:35–38
- Carr JR (1996) Spectral and textural classification of single and multi-band digital images. *Comput and Geosci* 22:849–865. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(96\)00025-8](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(96)00025-8)
- Castaing C, Feybesse JL, Thiéblemont D et al (1994) Palaeogeographical reconstructions of the Pan-African/Brazilian orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks? *Precambrian Res* 69:327–344. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(94\)90095-7](https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)90095-7)
- Chavez P, Bauer B (1982) An automatic optimum kernel-size selection technique for edge enhancement. *Remote Sens Environ* 12:23–38. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(82\)90005-0](https://doi.org/10.1016/0034-4257(82)90005-0)
- Corgne S, Magagi R, Yergeau M, Sylla D (2010) An integrated approach to hydro-geological lineament mapping of a semi-arid region of West Africa using Radarsat-1 and GIS. *Remote Sens Environ* 114:1863–1875. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.03.004>
- Crippen RE, Blom RG (2001) Unveiling the lithology of vegetated terrains in remotely sensed imagery. *Photogram Eng Remote Sens* 67:935–943
- David M (1988) Handbook of applied advanced geostatistical ore reserve estimation. Elsevier Science Pub. Co., Inc., New York
- Elmahdy SI, Ali TA, Mohamed MM, Yahia M (2020) Topographically and hydrologically signatures express subsurface geological structures in an arid region: a modified integrated approach using remote sensing and GIS. *Geocarto Int* 1–21. <https://doi.org/10.1080/10106049.2020.1801858>
- Es-Sabbar B, Essalhi M, Essalhi A, Mhamdi HS (2020) Lithological and structural lineament mapping from Landsat 8 OLI images in Ras Kammouna arid area (Eastern Anti-Atlas, Morocco). *Econ Environ Geol* 53:425–440. <https://doi.org/10.9719/EEG.2020.53.4.425>
- Fon AN, Che VB, Suh CE (2012) Application of electrical resistivity and chargeability data on a GIS platform in delineating auriferous structures in a deeply weathered Lateritic Terrain, Eastern Cameroon. *Int J Geosci* 03:960. <https://doi.org/10.4236/ijg.2012.325097>
- Fossi DH (2016) Évolution tectonique de la localité de Deng-Deng (Est-Cameroun): [Dissertation]. Master Thesis, University of Yaoundé I:1–87 (**in French with English Abstract**)
- Fossi DH, Dadjo Djomo H, Takodjou Wambo JD et al (2021) Extraction and analysis of structural lineaments from Mokolo area, North Cameroon, using DEM and remote sensing images, and their influence on drainage morphometric. *Arab J Geosci* 14:1–14. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-08460-x>
- Ganno S, Njiosseu ELT, Nono GDK et al (2016) Structural characterization of outcrop-scale superposed folding in the Kimbi Area (NW Cameroon): implications for the tectonic evolution of the Pan-African north equatorial fold belt. *Earth Sci* 5:62
- Ganno S, Nzenti JP, Ngnotue T et al (2010) Polyphase deformation and evidence for transpressive tectonics in the Kimbi area, northwestern Cameroon Pan-African fold belt. *JGMR* 2:001–015. <https://doi.org/10.5897/JGMR.9000062>
- Ganwa AA, Frisch W, Siebel W et al (2008) Zircon 207Pb/206Pb evaporation ages of Panafrican metasedimentary rocks in the Kombé-II area (Bafia Group, Cameroon): Constraints on protolith age and provenance. *J Afr Earth Sci* 51:77–88. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2007.12.003>
- Ganwa AA, Siebel W, Frisch W et al (2011) Geochemistry and geochronology of the Méiganga metadiorite: implications on the timing of D2 deformational phase in Adamawa Yadé Domain in Cameroon. *Int J Biol Chem Sci* 5:1754–1767. <https://doi.org/10.4314/ijbcs.v5i4.37>
- 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 UPb ages. *J Afr Earth Sci* 120:12–22
- Gazel J, Gérard G (1954) Carte géologique de reconnaissance du Cameroun au 1/500 000, feuille Batouri-Est avec notice explicative. *Memoir Direction Mines Géologie, Yaoundé, Cameroon*
- Ghosh SK, Sengupta S (1999) Boudinage and composite boudinage in superposed deformations and syntectonic migmatization. *J Struct Geol* 21:97–110. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00096-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00096-0)
- Grebby S, Naden J, Cunningham D, Tansey K (2011) Integrating airborne multispectral imagery and airborne LiDAR data for enhanced lithological mapping in vegetated terrain. *Remote Sens Environ* 115:214–226
- Greenbaum D (1985) Review of remote sensing applications to groundwater exploration in basement and regolith - NERC Open Research Archive. *BBS* 85 (8)
- Houketchang Bouyo M, Penaye J, Barbey P et al (2013) Petrology of high-pressure granulite facies metapelites and metabasites from Tcholliré and Banyo regions: Geodynamic implication for the Central African Fold Belt (CAF) of north-central Cameroon. *Precambrian Res* 224:412–433
- Hung LQ, Dinh NQ, Batelaan O et al (2002) Remote sensing and GIS-based analysis of cave development in the Suoimuoi catchment (Son La-NW Vietnam). *J Caves Karst Stud* 64:23–33
- Hung L, Batelaan O, Smedt F (2005a) Lineament extraction and analysis, comparison of LANDSAT ETM and ASTER imagery. Case study: Suoimuoi tropical karst catchment, Vietnam. *Proc SPIE* 5983. <https://doi.org/10.1117/12.627699>
- Hung LQ, Batelaan O, De Smedt F (2005b) Lineament extraction and analysis, comparison of LANDSAT ETM and ASTER imagery. Case study: Suoimuoi tropical karst catchment, Vietnam. In: Ehlers M, Michel U (eds). *Bruges, Belgium*, p 59830T
- Jensen JR (1996) *Introductory digital image processing: a remote sensing perspective*, 2nd edn. Prentice Hall Inc, Upper Saddle River
- Jordan G, Schott B (2005) Application of wavelet analysis to the study of spatial pattern of morphotectonic lineaments in digital terrain models. A case study. *Remote Sens Environ* 94:31–38. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2004.08.013>
- Kankeu B, Nzenti JP, Greiling RO et al (2010) Application de la technique de l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique (ASM) à l'identification des structures géologiques: le cisaillement panafricain de Bétaré Oya dans le district aurifère de l'Est Cameroun. *Annales de la Faculté des Sciences Série Sciences de la Terre* 38(1):17–30
- Kankeu B, Greiling RO, Nzenti JP et al (2018) Contrasting Pan-African structural styles at the NW margin of the Congo Shield in Cameroon. *J Afr Earth Sci* 146:28–47. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.06.002>
- Koudou A, Assoma TV, Adiaffi B, et al (2014) Analyses statistique et géostatistique de la fracturation extraite de l'imagerie Asar Envisat du sud-est de la Côte d'Ivoire. *LARHYSS Journal P-ISSN* 1112–3680 / E-ISSN 2521–9782 0
- Lasm T, Kouamé F, Soro N, et al (2004) Analyse géostatistique de la fracturation extraite de l'imagerie spatiale aéroportée et satellitaire. Application à la région de Man-Danané, Ouest de la Côte d'Ivoire (Geostatistical analysis of fracturing from spaceborne and satellite imagery. Application to the region of Man-Danané (West of Ivory Coast)). *Rev Ivoirienne Sci Technol* 5
- Le Maréchal A (1976) *Géologie et géochimie des sources thermominérales du Cameroun*. ORSTOM
- Mainprice D, Bouchez J-L, Blumenfeld P, Tubià JM (1986) Dominant c slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology* 14:819–822
- Marghany M, Hashim M (2010) Lineament Mapping Using Multispectral Remote Sensing Satellite Data. *Res J Appl Sci* 5:126–130. <https://doi.org/10.3923/rjasci.2010.126.130>
- Marston BE, Jenny B (2015) Improving the representation of major landforms in analytical relief shading. *Int J Geogr Inf Sci* 29:1144–1165. <https://doi.org/10.1080/13658816.2015.1009911>
- Masoud AA, Koike K (2006) Arid land salinization detected by remotely-sensed landcover changes: a case study in the Siwa region, NW Egypt. *J Arid Environ* 66:151–167. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2005.10.011>
- Massoud H (1988) Modélisation de la petite fracturation par les techniques de la géostatistique. 155:197
- Metang V, Nkoumbou C, Tchakounté Numbem J, Njopwouo D (2014) Application of remote sensing for the mapping of geological structures in rainforest area: a case study at the Matomb-Makak Area, Center-South Cameroon. *J Geosci Geomat* 2:196–207. <https://doi.org/10.12691/jgg-2-5-3>
- Mostafa ME, Mohammed MHT, Qari (1995) An exact technique of counting lineaments. *Eng Geol* 39:5–15. [https://doi.org/10.1016/0013-7952\(95\)00003-X](https://doi.org/10.1016/0013-7952(95)00003-X)
- Mvondo H, Owona S, Ondoa JM, Essono J (2011) Tectonic evolution of the Yaoundé segment of the Neoproterozoic Central African Orogenic Belt in southern Cameroon. *Can J Earth Sci*. <https://doi.org/10.1139/e06-107>
- Nedelec A, Macaudiere J, Nzenti J-P, Barbey P (1986) Evolution structurale et métamorphique des schistes de Mbalmayo (Cameroun). Implications pour la structure de la zone mobile pan-africaine d'Afrique centrale, au contact du craton du Congo. *C R Acad Sci Sér 2 Méc Phys Chim Sci Univers Sci Terre* 303:75–80
- Neville RA, Lévesque J, Staenz K et al (2003) Spectral unmixing of hyperspectral imagery for mineral exploration: comparison of results from SFSI and AVIRIS. *Can J R Sens* 29:99–110. <https://doi.org/10.5589/m02-085>
- Ngako V, Affaton P, Nnange JM, Njanko Th (2003) Pan-African tectonic evolution in central and southern Cameroon: transpression and transtension during sinistral shear movements. *J Afr Earth Sci* 36:207–214. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(03\)00023-X](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(03)00023-X)
- Ngatcha RB, Okunlola OA, Suh CE et al (2019) Petrochemical characterization of Neoproterozoic Colomine granitoids, SE Cameroon: implications for gold mineralization. *Lithos* 344–345:175–192
- Nguemhe Fils SC, Mimba ME, Nyeck B et al (2020) GIS-based spatial analysis of regional-scale structural controls on gold mineralization along the Bétaré-Oya Shear Zone, Eastern Cameroon. *Nat Resour Res* 29:3457–3477. <https://doi.org/10.1007/s11053-020-09695-3>
- Njanko T, Nédélec A, Affaton P (2006) Synkinematic high-K calc-alkaline plutons associated with the Pan-African Central Cameroon shear zone (W-Tibati area): Petrology and geodynamic significance. *J Afr Earth Sci* 44:494–510. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.11.016>
- Nzenti JP, Barbey P, Macaudiere J, Soba D (1988) Origin and evolution of the late precambrian high-grade Yaounde Gneisses (Cameroon). *Precambrian Res* 38:91–109. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(88\)90086-1](https://doi.org/10.1016/0301-9268(88)90086-1)
- Nzenti JP, Kapajika B, Wörner G, Lubala TR (2006) Synkinematic emplacement of granitoids in a Pan-African shear zone in Central Cameroon. *J Afr Earth Sci* 45:74–86. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2006.01.005>
- Nzenti JP, Njiosseu EL, Nchare AN (2007) The metamorphic evolution of the Paleoproterozoic high grade Banyo gneisses (Adamawa, Cameroon, Central Africa). *J Cameroon Acad Sci* 7:187–192
- Passchier CW, Trouw RAJ (2005) *Microtectonics*, 2nd edn. Springer-Verlag, Berlin
- Pin C, Poidevin JL (1987) U-Pb zircon evidence for a pan-african granulite facies metamorphism in the Central African Republic. A new interpretation of the high-grade series of the northern border of the Congo craton. *Precambrian Res* 36:303–312. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(87\)90027-1](https://doi.org/10.1016/0301-9268(87)90027-1)

- Pirasteh S, Pradhan B, Safari HO, Ramli MF (2013) Coupling of DEM and remote-sensing-based approaches for semi-automated detection of regional geostructural features in Zagros Mountain, Iran. *Arab J Geosci* 6:91–99. <https://doi.org/10.1007/s12517-011-0361-0>
- Pour AB, Hashim M (2014) ASTER, ALI and Hyperion sensors data for lithological mapping and ore minerals exploration. *Springerplus* 3:130. <https://doi.org/10.1186/2193-1801-3-130>
- Pour AB, Hashim M (2011) Identification of hydrothermal alteration minerals for exploring of porphyry copper deposit using ASTER data, SE Iran. *J Asian Earth Sci* 42:1309–1323. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.07.017>
- Pour AB, Hashim M (2012) Identifying areas of high economic-potential copper mineralization using ASTER data in the Urumieh-Dokhtar Volcanic Belt, Iran. *Adv Space Res* 49:753–769. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2011.11.028>
- Pour AB, Hashim M (2015) Structural mapping using PALSAR data in the Central Gold Belt, Peninsular Malaysia. *Ore Geol Rev* 64:13–22. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.06.011>
- Qari MHT (2011) Lineament extraction from multi-resolution satellite imagery: a pilot study on Wadi Bani Malik, Jeddah, Kingdom of Saudi Arabia. *Arab J Geosci* 4:1363–1371. <https://doi.org/10.1007/s12517-009-0116-3>
- Rahnama M, Gloaguen R (2014) TecLines: a MATLAB-based toolbox for tectonic lineament analysis from satellite images and DEMs, Part 1: Line Segment Detection and Extraction. *Remote Sens* 6:5938–5958. <https://doi.org/10.3390/rs6075938>
- Ramli MF, Yusof N, Yusoff MK et al (2010) Lineament mapping and its application in landslide hazard assessment: a review. *Bull Eng Geol Environ* 69:215–233. <https://doi.org/10.1007/s10064-009-0255-5>
- Saadi NM, Zaher MA, El-Baz F, Watanabe K (2011) Integrated remote sensing data utilization for investigating structural and tectonic history of the Ghadames Basin, Libya. *Int J Appl Earth Obs Geoinf* 13:778–791. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2011.05.016>
- Singh P, Thakur JK, Kumar S (2013) Delineating groundwater potential zones in a hard-rock terrain using geospatial tool. *Hydrol Sci J* 58:213–223. <https://doi.org/10.1080/02626667.2012.745644>
- Soba D (1989) La serie du lom : etude geologique et geochronologique d'un bassin volcano-sedimentaire de la chaine panafricaine à l'est du cameroun. These de doctorat, Paris, p 6
- Stipp M, Stünitz H, Heilbronner R, Schmid SM (2002) Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. *Geol Soc Lond Spec Publ* 200:171–190
- Suzen ML, Toprak V (1998) Filtering of satellite images in geological lineament analyses: An application to a fault zone in Central Turkey. *Int J Remote Sens* 19:1101–1114. <https://doi.org/10.1080/014311698215621>
- Takodjou Wambo J didero, Ganno S, Afahnwie Ngambu A, et al (2016) Use of Landsat 7 ETM+ data for the geological structure interpretation: case study of the Ngoura-Colomines area, Eastern Cameroon. *J Geosci Geomat* 4:61–72. <https://doi.org/10.12691/jgg-4-3-3>
- Takodjou Wambo JD, Ganno S, Djonthu Lahe YS et al (2018) Geostatistical and GIS analysis of the spatial variability of alluvial gold content in Ngoura-Colomines area, Eastern Cameroon: implications for the exploration of primary gold deposit. *J Afr Earth Sci* 142:138–157. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.03.015>
- Takodjou Wambo JD, Pour AB, Ganno S et al (2020) Identifying high potential zones of gold mineralization in a sub-tropical region using Landsat-8 and ASTER remote sensing data: a case study of the Ngoura-Colomines goldfield, eastern Cameroon. *Ore Geol Rev* 122:103530. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103530>
- Tchakounté J, Eglinger A, Toteu SF et al (2017) The Adamawa-Yadé domain, a piece of Archaean crust in the Neoproterozoic Central African Orogenic belt (Bafia area, Cameroon). *Precambrian Res* 299:210–229. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.07.001>
- Tchameni R, Pouclet A, Penaye J et al (2006) Petrography and geochemistry of the Ngaoundéré Pan-African granitoids in Central North Cameroon: Implications for their sources and geological setting. *J Afr Earth Sci* 44:511–529. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.11.017>
- Tchindjang M, Njilah Konfor I, Nziengui M et al (2006) Caractérisation par l'Imagerie Satellitale de Trois Grandes Structures d'effondrement dans les Hautes Terres de l'Ouest Cameroun. *Afr J Sci Technol* 7:8–22
- Teikeu Assatse W, Meli'i J, Nouck P et al (2015) Assessment of groundwater quality in Yaoundé area, Cameroon, using geostatistical and statistical approaches. *Environ Earth Sci* 75:1–15. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4779-710>
- Teikeu Assatse W, Njandjock Nouck P, Tabod CT et al (2016) Hydrogeological activity of lineaments in Yaoundé Cameroon region using remote sensing and GIS techniques. *Egypt J Remote Sens Space Sci* 19:49–60. <https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2015.12.006>
- Toteu SF, Penaye J, Deloule E et al (2006) Diachronous evolution of volcano-sedimentary basins north of the Congo craton: Insights from U-Pb ion microprobe dating of zircons from the Poli, Lom and Yaoundé Groups (Cameroon). *J Afr Earth Sci* 44:428–442. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.11.011>
- Toteu SF, Van Schmus WR, Penaye J, Nyobé JB (1994) U/Pb and Sm/Nd evidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. *Precambrian Res* 67:321–347. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(94\)90014-0](https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)90014-0)
- Trouw RAJ, Passchier CW, Wiersma DJ (2009) Atlas of Mylonites - and related microstructures. Springer Science & Business Media
- Van Schmus WR, Oliveira EP, da Filho AFS et al (2008) Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *Geol Soc Lond Spec Publ* 294:69–99. <https://doi.org/10.1144/SP294.5>
- Vernon RH (1991) Questions about myrmekite in deformed rocks. *J Struct Geol* 13:979–985. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(91\)90050-S](https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90050-S)
- Yesou H, Besnus Y, Rolet J (1993) Extraction of spectral information from Landsat TM data and merger with SPOT panchromatic imagery - a contribution to the study of geological structures. *J Photogram Remote Sens* 48:23–36