



DÉPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE
DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES

LABORATOIRE DE MAGMATISME ET DE RISQUES NATURELS
LABORATORY OF MAGMATISM AND NATURAL HAZARDS

**CARACTÉRISATIONS PÉTROGRAPHIQUE, MINÉRALOGIQUE, GÉOCHIMIQUE
ET GÉOCHRONOLOGIQUE DES FORMATIONS MAGMATIQUES DE MBENGWI
(RÉGION DU NORD-OUEST, CAMEROUN)**

THESE

présentée en vue de l'obtention du grade de **DOCTEUR/Ph.D** en Sciences de la Terre

Option: Pétrologie - Volcanologie

Par

MBASSA BENOÎT JOSEPH

Matricule: 93Q158

Diplôme de première année de Doctorat en Sciences de la Terre

Sous la codirection de :

Emmanuel NJONFANG

Maître de Conférences

Université de Yaoundé I

et

Pierre KAMGANG

Maître de Conférences

Université de Yaoundé I

Soutenue publiquement le 26 Janvier 2015 devant le jury composé de:

Président : TCHOUA M. Félix, Professeur, Université de Yaoundé I, Cameroun;

Rapporteurs : NJONFANG Emmanuel, Maître de Conférences, Université de Yaoundé I, Cameroun ;
KAMGANG Pierre, Maître de Conférences, Université de Yaoundé I, Cameroun ;

Membres : NJILAH Isaac KONFOR, Maître de Conférences, Université de Yaoundé I, Cameroun ;
NDJIGUI Paul Désiré, Maître de Conférences, Université de Ngaoundéré, Cameroun ;
TCHAMENI Rigobert, Maître de Conférences, Université de Yaoundé I, Cameroun ;
GREGOIRE Michel, Directeur de Recherches, CNRS/GET, Toulouse III, France.

Année : 2015

V.2.4.2 Ilménite	112
V.2.5 Sphène	113
V.2.6 Epidote	114
V.2.7 Chlorites.....	114
V.2.7.1 Classification et composition chimique	114
V.2.7.2 Estimation des températures de cristallisation des chlorites.	115
V.2.8 Carbonates	116
Conclusion	116
CHAPITRE VI: GÉOCHIMIE	118
VI.1 Étude géochimique des formations récentes	118
VI.1 1 Nomenclature et Caractéristiques chimiques	118
VI.1.1.1 Nomenclature	118
VI.1 1.2 Caractéristiques chimiques	119
VI.1.2 Variation et évolution des éléments chimiques	121
VI.1.2.1 Variation et évolution des éléments majeurs et mineurs	121
VI.1.2.2 Variation et évolution des éléments en traces et terres rares	124
VI.1.3. Géochimie isotopique Rb/Sr et Sm/Nd	133
VI.1.3.1 Composition isotopique des formations récentes	133
VI.1.3.2 Datation isotopique	134
VI.2. Étude géochimique des formations Pan-Africaines	135
VI.2.1 Nomenclature et caractéristiques chimiques	135
VI.2.1.1 Nomenclature	135
VI.2 1.2 Caractéristiques chimiques	137
VI.2.2 Variation et évolution des teneurs en éléments chimiques	139
VI.2.2.1 Distribution des éléments majeurs	139
VI.2.2.2 Distribution des éléments en traces	141
VI.2.3 Affinités magmatiques et contexte géodynamique	148
VI.2.3.1 Affinités magmatiques	148
VI.2.3.2 Contexte géodynamique.	150
VI.2 4 Géochimie isotopique Rb/Sr et Sm/Nd	152
VI.2 4.1 Compositions isotopiques des formations Pan-Africaines	152
VI.2 4.2 Datation isotopique sur roche totale	153
Conclusion	155
CHAPITRE VII: DISCUSSION	157
VII.1 Formations récentes	157
VII.1.1 Processus de différenciation	157
VII.1.2 Pétrogenèse et contamination crustale	160
VII.1.2.1 Pétrogenèse	160
VII.1.2.2 Contamination crustale	162
VII.1.2.3 Mélange magmatique?	163
VII.1.3 Nature et caractéristiques de la source	166
VII.1.4 Contexte géodynamique et affinités magmatiques	170
VII.2 Formations Pan-Africaines	171
VII.2.1 Nature de la source des granitoïdes	171
VII.2.2 Origine des magmas et contraintes pétrogenétiques	173
VII.2.3 Différenciation magmatique	176
VII.2.3.1 Cristallisation fractionnée	176
VII.2.3.2 Mélange magmatique	179
VII.2.4 Estimation des conditions pression et température de cristallisation des granites	180
VII.2.4.1 Estimation de la température de cristallisation	180
VII.2.4.2 Estimation de la pression de cristallisation	181
VII.2.5 Signification géodynamique	182
VII.2.6 Modèle général pour la formation des granitoïdes et des roches mafiques associées	185

VII.2.7 Intérêt économique des formations géologiques de Mbengwi: Appui au développement.....	186
VII.2.7.1 Intérêt géotechnique	186
VII.2.7.2 Intérêt industriel des basaltes.....	187
VII.2.7.3 Intérêt métallogénique et minier des granitoïdes	187
Conclusion	188
CONCLUSION GÉNÉRALE	189
BIBLIOGRAPHIE	193
ANNEXES	227
B.J Mbassa, M. Grégoire, E. Njonfang, P. Kamgang, M. Benoît, S. Duchene, 2012. Geochemical and petrological features of the last magmatic event of Mbengwi area, a continental sector of the Cameroon Volcanic Line (CVL) in Central Africa. Abstract, <i>34th International Geological Congress</i> .	
B. J. Mbassa, E. Njonfang, M. Benoit, P. Kamgang, M. Grégoire, S. Duchene, P. Brunet, B. Ateba, F. Tchoua M., 2012. Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of the recent magmatic formations from Mbengwi, a continental sector of the Cameroon Volcanic Line (CVL), Central Africa. <i>Mineralogy and Petrology</i> 106: 217–242.	
B. J. Mbassa, E. Njonfang, M. Grégoire, P. Kamgang, M. Benoit, Z. Itiga, S. Duchene, M. Bessong, J. D. Nolla, Ntepe Mfomou, F. Tchoua M., 2014. Petrographic, mineralogical and geochemical characterizations of the the Pan–African granitoids from Mbengwi (NW–Cameroon, central Africa). Abstract, <i>GEOREM 014 – 108</i> .	

RÉSUMÉ

Ce travail de recherche doctorale repose sur (1) une étude de terrain des différents affleurements, et (2) des études pétrographique, minéralogique et géochimique d'une centaine d'échantillons appartenant à deux groupes de roches d'âge, de chimisme et de contexte géodynamique distincts à savoir: les formations magmatiques récentes et les granitoïdes Pan-Africains de Mbengwi.

Les formations magmatiques récentes de Mbengwi se composent de laves et de syénites appartenant au même épisode magmatique. Elles forment une série alcaline bimodale allant des basanites aux rhyolites avec un gap entre 50 et 62 % de SiO₂. Les laves ont des textures microlitiques aphyriques ou porphyriques habituellement à tendance fluidale. La mésostase est cryptocristalline et la phase phénocristalline est constituée de plagioclase, forstérite, pyroxène, magnétite, ulvospinelle, et accessoirement apatite; les carbonates étant secondaires. Les syénites ont un grain fin à moyen et se composent d'amphiboles sodi-calciques, orthose et/ou microcline, albite sodique, clinopyroxène, ilménite et accessoirement quartz ou fayalite, apatite, zircon et titanite. Les laves mafiques (basanites et hawaïites) sont sodiques tandis que les roches felsiques (trachytes, rhyolites et syénites) sont potassiques, métallumineuses à hyperalcalines et non-contaminées par la croûte continentale. Les basanites ont été produites par fusion partielle à des taux variables (5 – 8 %) d'une source mantellique homogène. Le principal processus de différenciation est la cristallisation fractionnée avec deux différentes lignées dont la première inclut la basanite E₃₀, les trachytes et syénites, et la deuxième va de la basanite E₅₅ aux hawaïites. Les laves mafiques ont des caractéristiques chimiques conformes à une activité de panaches établie par leurs caractères d'OIB, leurs rapports isotopiques εNd positifs (1,03387 – 5,16934) et leurs faibles ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0,703175 - 0,727181). L'ensemble des données isotopiques Sr-Nd suggèrent l'implication d'un réservoir de type HIMU dans la genèse de la série alcaline de Mbengwi. Leur âge de 28,2 ± 0,6 Ma obtenu à partir de l'errorchrone Rb/Sr, est presque semblable aux 27,40 ± 0,6 Ma (âge K/Ar) obtenu sur un trachyte des Monts Bamenda voisins. Cet âge exclut toute migration locale d'âge et signifie que la région de Mbengwi sur le plan volcanique est un continuum du grand système des monts Bamenda.

Les formations Pan-africaines forment une suite continue de roches plutoniques plus ou moins déformées (SiO₂: 48,1 – 77,9 %) constituée de monzogabbros, monzodiorites, monzonites, monzonites à quartz, granodiorites et granites. Les textures sont granoblastiques et leurs structures sont mylonitiques, marquées par l'étirement des minéraux phylliteux et la recristallisation du quartz autour des porphyrocristaux de feldspaths alcalins. Leur composition minéralogique est assez homogène et constituée de magnésiohornblende, ferrohornblende, actinote, Mg-hastingsite, hastingsite, édénite, Fe-édénite, de Mg-biotite, Fe-biotite, lépidomélane, sidérophyllite muscovite et phengite, de quartz, de feldspaths, d'ilménite, de magnétite, de titanite, et accessoirement de sulfures, d'épidote, d'apatite, de zircon, avec pour minéraux secondaires les carbonates et les chlorites ferrifères.

Ces granitoïdes sont chimiquement caractérisés par: i) un fort fractionnement ((La/Lu)_N = 4,05 – 102,96); ii) un enrichissement en LILE par rapport respectivement aux HFSE; iii) des anomalies négatives en Rb, K, P, Sr, Ti, Eu et positives en Ba, Th et La; iv) des εNd

majoritairement négatives (-15,86633 – 0,62502), ϵSr positifs (4,26913 - 79,59672) et de faibles rapports initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,704078 – 0,709895). Ce sont des granitoïdes calco-alcalins, avec une prédominance du type I sur le type S ($A/\text{CNK} = 0,63 - 1,2$), hyperpotassiques et à affinité shoshonitique. Ces granitoïdes possèdent des indices d'enrichissement chimique en certains éléments utiles (Cu, Sn, Nb, Pb, Ta, Th, U, Zn) qui méritent une attention particulière.

Ces roches sont métalumineuses à faiblement hyperalumineuses ($\text{ASI} = 0,38 - 1,11$), syn- à post-tectoniques avec une signature géochimique de type subduction. Les valeurs isotopiques ϵNd négatives et ϵSr positives doublées de faibles rapports initiaux des granitoïdes de Mbengwi, attestent de leur origine crustale. Le couplage des traceurs Sr et Nd localise avec précision leurs réservoirs dans la croûte continentale inférieure exceptés deux échantillons (E_{12} , E_{33}) dont la source est localisée dans la croûte océanique. Leurs magmas sont issus de la fusion partielle d'un ou de plusieurs protolithes ignés hétérogènes relativement riche en potassium; et leur différenciation serait le résultat combiné des processus de cristallisation fractionnée et de multiples mélanges. L'errorchrone Rb/Sr confère des âges de $637,9 \pm 12$ Ma aux granitoïdes de Mbengwi et 568 ± 11 Ma aux intrusions basiques associées. Cette période de mise en place de granitoïdes correspond à l'évènement D_1 Pan-Africain au Cameroun.

Mots clés: *Mbengwi, série alcaline bimodale, granitoïdes déformés Pan-Africains, série calco-alcaline continue, type I, métalumineux, cristallisation fractionnée, mélange magmatique.*

ABSTRACT

This study is based on field work on various outcrops and massifs, and petrographic, mineralogical and geochemical studies of about a hundred rock samples belonging to two different group of rocks according to their age, chemistry and geodynamic settings (the Pan-African and the recent magmatic rocks of the Mbengwi area).

The Mbengwi recent magmatic formations consist of volcanics and syenites belonging to the same magmatic episode. They form a bimodal basanite-rhyolite alkaline series with a gap between 50 and 62 wt. % SiO₂. Lavas have microlitic aphyric or porphyric textures with a flow structure in most samples. The groundmass is cryptocrystalline and the main phenocryst phases include plagioclase, forsterite, clinopyroxene, magnetite, ulvospinel, accessory apatite and secondary carbonates. Syenites have a fine- to medium-grained texture and are made up of sodi-calcic amphiboles, orthoclase and/or microcline, plagioclase, clinopyroxene, ilmenite and occasionally either quartz or fayalite, apatite, zircon and titanite. Mafic lavas (basanite-hawaiite) are sodic while felsic rocks (trachytes, rhyolites, syenites) are potassic, metaluminous to peralkaline. The geochemical and isotopic characteristics ($0.7031 < (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}} < 0.7043$; $1.03 < \epsilon\text{Nd}_{\text{initial}} < 5.17$) of these rocks are similar to those of other rocks from the CVL. The less evolved lavas represented by basanites, were generated by variable degrees (5 – 8 %) of partial melting of the mantle. The main differentiation process is fractional crystallization with two different trends: the first includes basanite E₃₀, trachytes and syenites, and the second integrated basanite E₅₅ and hawaiites. Mafic lavas have chemical features consistent with plume activity outlined by their OIB characters, and their isotopic positive ϵNd ratios (1.03387 – 5.16934) and low initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.703175 – 0.727181). The Sr-Nd isotopic dataset suggest that the HIMU reservoir was involved in the genesis of the Mbengwi alkaline series. Their Rb/Sr errorchron age of 28.2 ± 0.6 Ma almost similar to the 27.4 ± 0.6 Ma (K/Ar age) obtained in a trachyte from neighboring Bamenda Mountains, precludes any local age migration and reveals that the Mbengwi area is a volcanic continuum of the great system of the Bamenda mountains.

The Pan-African rocks form a continuous deformed plutonic series (SiO₂: 48.1 – 77.9 wt. %) made up of monzogabbros, monzodiorites, monzonites, quartz-monzonites, granodiorites and granites. Textures are granoblastic and their structure is mylonitic, marked by the stretching of flake minerals and the recrystallization of quartz around alkali feldspar porphyrocrystals. Their mineralogical composition is rather homogeneous and consists of magnesiohornblende, ferrohornblende actinolite, hastingsite, Mg-hastingsite, edenite, Fe-edenite, Mg-biotite, Fe-biotite, lepidomelane, sidérophyllite, muscovite, phengite, quartz, feldspars, magnetite, ilmenite, titanite and incidentally of sulphides, magmatic epidote, apatite, zircon, iron-rich chlorites and carbonates.

These granitoids are chemically characterized by: i) a strong fractionation ($(\text{La}/\text{Lu})_{\text{N}} = 4.05 - 102.96$), ii) an enrichment in LILE respectively to HFSE, iii) negative anomalies in Rb, K, Sr, Ti, Eu and positive ones in Ba, Th, La, and iv) mainly negative ϵNd (-15.86633 – 0.62502), positive ϵSr (4.26913 – 79.59672) and low initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (0.704078 – 0.709895). They are I-type calc-alkaline granitoids (A/CNK: 0.63 – 1.2) and very incidentally

S-type, hyperpotassic, with shoshonitic affinity. The Mbengwi granitoids have indices of chemical enrichment in certain useful elements such as Cu, Sn, Nb, Pb, Ta, Th, U and Zn which deserve a particular attention.

These rocks are metaluminous ($ASI = 0.38 - 1.107$) to weakly peraluminous, syn- to post-tectonic and have a subduction-type geochemical signature. The range of ϵNd , ϵSr and the low initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios of the Mbengwi granitoids attest of their crustal origin. The coupling of Nd and Sr tracer locates their sources in the lower continental crust except two samples (E_{12} , E_{33}), whose source is located in the oceanic crust. Their magmas are produced by partial melting of one or several heterogeneous igneous protoliths relatively rich in potassium, and their differentiation may be the combined result of fractional crystallization process and multiple mixing or mingling. Rb/Sr errorchron provides ages of 637.9 ± 12 Ma for the granitoids and 568 ± 11 Ma to the associated basic intrusions. The period of emplacement of granitoids corresponds to the Pan-African D_1 event in Cameroon.

Keywords: *Mbengwi, bimodal alkaline series, Pan-African deformed granitoids, continuous calc-alkaline series, I type, metaluminous, fractional crystallization, mingling and mixing.*

LISTE DES ABRÉVIATIONS

a.p.f.u = Atome par formule unité
AFC = Assimilation and fractional crystallisation.
BEN = Basalt Essey Nancy
BIF = Banded iron formation.
BP = Basse pression
BVHO = Basalt of volcano Hawaii observatory
cf. = confère
cm= centimètre
Cps = Coup par seconde
CC = Croûte continentale ou Continental crust.
CCC = Cisaillement Centre Camerounais
CF = Crystal fractionation
CRPG = Centre de Recherches Pétrographique et Géochemique
DI = différenciation index
DTP = Dynamismes Terrestre et Planétaire
EM = Enriched mantle
EMORB = Enriched Mid oceanic ridge basalt
ENE = Est Nord Est
ENS = École normale supérieure
FOZO= Focal Zone
GET = Géosciences Environnement Toulouse
GM = granitoïdes de Mbengwi
GPS = Global positioning system
H = habitant
HFSE = High field strength element
HIMU = High Mantle Uranium source.
HP = Haute pression
HREE = heavy rare earth element
HR-ICP-MS = High Resolution Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry
IG = Indice de compacité de Gravelius
IRGM= Institut de Recherches Géologiques et Minières
LA-ICP-MS= Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry
LILE = Large ion lithophile élément.
LMTG = Laboratoire de Mécanismes de Transferts en Géologie
LOI= Loss of ignition
LPA = Lumière polarisée analysée
LREE = Light Rare Earth Element
LTM = Laboratoire de Traitement des minerais
LVC = Ligne volcanique du Cameroun
MINEPIA = Ministère de l'Élevage des Pêches et des Industries Animales
MORB = Mid Oceanic Ridge Basalt

NMORB = Normal Mid Oceanic Ridge Basalt
N = Nord ou North
NIST= National Institute of Standards and Technology
NW = North West
OIB = Oceanic Island Basalt
OMP= Observatoire Midi-Pyrénées
OPB = Oceanic Plateau Basalt
PM = Primitive Mantle
ppb = Partie par Billion
ppm = Partie par million
S = Sud
SCAC = Service de la coopération et d'actions culturelles
s.l. = *sensus lato*
s.s. = *sensus stricto*
S^t = Saint
SW = South West
TAS = Total Alkaline versus Silica
TIMS = Thermal Ionisation Mass Spectrometry
TTG = Tonalite, Trondhjénitique, Granodiorite
USGS = United States Geological Survey
VAB = Volcanic Arc Basalts
VAG = Volcanic Arc Granites
W = West
WPA = within plate alkaline
WPT = within plate tholeiite

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I: Normales climatiques mensuelles de la région de Mbengwi (1990 – 2005).....	6
Tableau II: Données de pluviométrie annuelle de la région de Mbengwi (1990 - 2005).....	7
Tableau III: Limite de détection des oxydes de principaux minéraux analysés à la microsonde	35
Tableau IV: Première étape du protocole de séparation du Sr, Pb, Nd.	41
Tableau V: Deuxième étape du protocole de séparation du Sr, Pb, Nd	42
Tableau VI: Phase ultime du protocole de séparation du Sr, Pb, Nd	42
Tableau VII: Composition minéralogique des formations Pan-Africaines de Mbengwi	66
Tableau VIII: Variation des teneurs en oxydes des différents types lithologiques des formations récentes	122
Tableau IX: Comparaison des rapports de quelques éléments incompatibles des laves felsiques de Mbengwi à ceux des autres laves de la LVC et du Tibesti	129
Tableau X: Comparaison des rapports d'éléments incompatibles des laves mafiques de Mbengwi à ceux des autres laves de la LVC, MORB, PM, OIB et CC	130
Tableau XI: Comparaisons des teneurs en certains éléments des granitoïdes de Mbengwi par rapport à leur clarke.	187

LISTE DES PLANCHES

Planche I: Potentialités économiques de la zone de Mbengwi.	13
Planche II: Quelques structures de déformation des granitoïdes de Mbengwi.	49
Planche III: Modes d'affleurement et aspects macroscopiques des roches de Mbengwi.	53
Planche IV: Textures des formations récentes.	61
Planche V: Microphotographies de quelques minéraux des formations récentes.	62
Planche VI: Microphotographies des structures et textures des roches Pan-Africaines de la région. ..	65
Planche VII: Microphotographies de quelques lames minces de granitoïdes.	80
Planche VIII: Texture protomylonitique dans un granite.	178
Planche IX : Photographies illustrant la taille, la forme des enclaves.	179

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Localisation de la zone d'étude	4
Figure 2: Limites de la zone d'étude	5
Figure 3: Diagramme ombrothermique de la région de Mbengwi	6
Figure 4: Image satellite oro-hydrographique de la région du Nord-ouest au 1/200000	8
Figure 5: Carte des unités géomorphologiques.....	9
Figure 6: Carte du réseau hydrographique de la zone d'étude	10
Figure 7: Esquisse géologique simplifiée du Cameroun	15
Figure 8: Schéma illustrant la mise en place de l'unité du bas-Nyong	18
Figure 9: Schéma structural de la portion Camerounaise de la chaîne Pan-africaine	23
Figure 10: Modèle d'évolution tectonique de la chaîne Pan-Africaine de Ngako et al. (2008)	25
Figure 11 : Distribution du magmatisme de la « Ligne du Cameroun »	27
Figure 12: Distribution des âges des édifices de la « Ligne du Cameroun »	28
Figure 13: Schéma directeur de mise en solution des échantillons et préparation des «solutions mères» pour détermination des teneurs en éléments traces par ICP-MS.....	37
Figure 14: Carte d'échantillonnage de la zone d'étude.....	52
Figure 15: Esquisse de la carte géologique de la zone d'étude au 1/50000	81
Figure 16: Position des olivines des échantillons de laves de Mbengwi dans le diagramme de surface de saturation de Roeder et Emslie (1970)	84
Figure 17: Position des pyroxènes des formations récentes de Mbengwi dans le diagramme Q vs J de Morimoto et al. (1988)	86
Figure 18: Position des pyroxènes des laves de Mbengwi suivant le diagramme Wo – En – Fe de Morimoto et al. (1988)	87
Figure 19: Les pyroxènes des laves mafiques de Mbengwi dans le diagramme discriminant Ca vs Ti + Cr de Letierrier et al. (1982)	88
Figure 20: Position des pyroxènes des formations récentes de Mbengwi dans le diagramme de variation de Al^{VI} en fonction de Al^{IV}	88
Figure 21: Position des amphiboles des syénites dans le diagramme $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ vs Si de Leake et al. (1997).	89
Figure 22: Estimation de la pression des magmas suivant le diagramme de Laird et al. (1984)	90
Figure 23: Compositions des feldspaths des formations récentes de Mbengwi dans le diagramme Or – Ab – An de Smith et al. (1988)	92
Figure 24: Proportion d'Al dans les sites tétraédriques des feldspaths des formations récentes de Mbengwi	93
Figure 25: Les spinelles de Mbengwi dans le diagramme $TiO_2-FeO-Fe_2O_3$ de Buddington et Lindsley (1964)	95
Figure 26: Les minéraux opaques des laves de Mbengwi dans le diagramme $Cr\# = [Cr/(Cr+Al)*100]$ vs. $Mg\# (Fe_{total})$ de Haggerty (1981)	95
Figure 27: Position des carbonates des laves de Mbengwi dans le diagramme $CaCO_3- MgCO_3 -FeCO_3 + MnCO_3$	96
Figure 28: Position des amphiboles des granitoïdes de Mbengwi dans les diagrammes de classification de Leake et al. (1997)	99
Figure 29: Position des micas des granitoïdes mafiques de Mbengwi dans le diagramme discriminant $(Mg - Li)$ vs $(Fe_t + Mn + Ti - Al^{IV})$ de Tischendorf et al. (1997).....	100
Figure 30: Position des micas des formations Pan-Africaines de Mbengwi dans le diagramme discriminant $(Mg - Li)$ vs. $(Fe_t + Mn + Ti - Al^{IV})$ de Tischendorf et al. (1997)	101
Figure 31: Position des biotites des formations Pan-Africaines dans le diagramme $Fe^{2+}/(Mg + Fe^{2+})$ vs. Al_{tot}	103
Figure 32: Position des biotites des formations Pan-Africaines dans le diagramme ternaire $TiO_2 - Fe^*O - MgO$ de Nachit et al. (1985)	104
Figure 33: Position des biotites des formations Pan-Africaines dans le diagramme tectono-discriminant Al_2O_3 vs. MgO de Abdel-Rahman (1994).....	105
Figure 34: Position des biotites des formations Pan-Africaines dans le diagramme binaire de Nachit et al. (1985)	106
Figure 35: Position des muscovites des formations Pan-Africaines dans le diagramme ternaire $Mg - Ti - Na$ de Miller et al. (1981)	107
Figure 36: Proportion d'Al dans les sites tétraédriques des feldspaths des formations Pan-Africaines	108
Figure 37: Compositions des feldspaths des formations Pan-Africaines dans le diagramme de Smith et Brown. (1988)	110

Figure 38: Position des oxydes des formations Pan-Africaines dans le diagramme ternaire TiO_2 - FeO - Fe_2O_3 de Buddington et al. (1964)	112
Figure 39: Position des ilménites des formations Pan-Africaines dans le diagramme ternaire Mg - Fe - Mn de Haggerty et Tompkins (1983)	113
Figure 40: Position des chlorites des granitoïdes de Mbengwi dans le diagramme de classification de Hey (1954)	115
Figure 41: Diagramme Al^{VI} vs. $Fe/(Fe+Mg)$ des chlorites des GM	116
Figure 42: Position des formations récentes de Mbengwi dans le diagramme TAS	119
Figure 43: Position des roches felsiques de Mbengwi dans le diagramme A/CNK vs. A/NK	121
Figure 44: Variation des éléments majeurs des formations récentes de Mbengwi en fonction de leurs teneurs en SiO_2	123
Figure 45: Variation de quelques éléments en traces compatibles des formations récentes de Mbengwi en fonction de leurs teneurs en SiO_2	125
Figure 46: Variation de quelques éléments en traces incompatibles des formations récentes de Mbengwi en fonction de leurs teneurs en SiO_2	128
Figure 47: Spectres multiéléments des formations récentes de Mbengwi	131
Figure 48: Spectres des terres rares des formations récentes de Mbengwi	132
Figure 49: Position des formations récentes de Mbengwi dans le diagramme des cadrans de Foucarde (1988)	134
Figure 50: Isochrone Rb - Sr des formations récentes de Mbengwi	135
Figure 51: Position des GM dans le diagramme normatif $Q' = f(ANOR)$	136
Figure 52: Composition des GM dans le diagramme TAS de Middlemost (1994)	136
Figure 53: Diagramme K_2O vs. SiO_2 illustrant les affinités calco-alcalines fortement potassiques et shoshonitiques des granitoïdes de Mbengwi	138
Figure 54: Position des GM dans le diagramme de Maniar et Piccoli (1989)	139
Figure 55: Diagramme de variations des différents oxydes en fonction de la teneur en SiO_2 des GM	140
Figure 56: Diagramme de Harker de quelques éléments compatibles et incompatibles des GM	143
Figure 57: Diagrammes de Harker des éléments à comportements transitionnels des GM	145
Figure 58: Spectres multiélément normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) de quelques échantillons représentatifs des GM	146
Figure 59: Spectres des terres rares de quelques échantillons représentatifs des GM, normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995)	148
Figure 60: Position de GM dans le diagramme AFM	149
Figure 61: Composition des GM dans le diagramme $FeO_t/(FeO_t + MgO)$ vs. SiO_2	150
Figure 62: Position des GM dans les diagrammes tectono-discriminants Rb vs. $Y+Nb$ de Pearce (1996)	151
Figure 63: Diagramme Zr vs $(Nb/Zr)_N$ de Thieblemont et Tegye (1994)	152
Figure 64: Isochrone Rb - Sr des GM	155
Figure 65: Illustration de la cristallisation fractionnée des formations récentes de Mbengwi dans le diagramme de variation de Sr en fonction du Rb de Xu et al. (2007)	158
Figure 66: Illustration de la fusion partielle dans le diagramme $Gd/Yb - La/Yb$	159
Figure 67: Modélisation de la cristallisation fractionnée des formations récentes de Mbengwi sur la base de leurs rapports Gd/Y et teneurs Zr	160
Figure 68: Position des compositions des laves felsiques de Mbengwi dans le diagramme de variation des rapports Nb/Y en fonction de Rb/Y de Cox et Hawkesworth (1985) et Leeman et Hawkesworth (1986)	163
Figure 69: Diagramme La/Th , Hf/Th et Ta/Th permettant de discriminer la cristallisation fractionnée et le mélange magmatique	165
Figure 70: Diagramme $(Ce/La)/(Th/Ta)$ et $(Ce/La)/(1/Th)$ permettant de mettre en évidence le processus de mélange entre la basanite E_{30} et la rhyolite F_3	166
Figure 71: Position des roches felsiques de Mbengwi dans le diagramme discriminant des roches felsiques de Eby (1992)	167
Figure 72: Position des laves mafiques de Mbengwi par rapport aux différents composants mantéliques et aux champs des basaltes de divers environnements tectoniques	169
Figure 73: Position des roches magmatiques récentes de Mbengwi dans le diagramme de variation des rapports isotopiques $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{initial}$ en fonction de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{initial}$	169
Figure 74: Position des laves basiques de Mbengwi dans le diagramme discriminant $2Nb - Zr/4 - Y$ de Meschede (1986)	170
Figure 75: (a) Position des syénites de Mbengwi dans le diagramme Zr vs. $(Nb/Zr)_N$ de Thieblemont et Tegye (1994). (b) Diagramme Rb vs $(Y + Nb)$ de Pearce et al. (1984)	171
Figure 76: Position des GM dans le diagramme des quadrants ϵNd vs ϵSr de Fourcade (1998)	172

Figure 77: Diagramme de variation de ϵNd en fonction des teneurs en SiO_2 de quelques GM	173
Figure 78: Projection des granitoïdes Néoprotérozoïques de Mbengwi dans le diagramme de variation des rapports molaires $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeO})$ en fonction de $\text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$	176
Figure 79: Diagrammes de variation Sr et des valeurs Eu/Eu^* en fonction des teneurs en SiO_2 des GM	178
Figure 80: Projection des compositions normatives des GM dans le diagramme expérimental Q-Ab-Or de Holtz et al. (1992)	181
Figure 81: Position des GM dans le système An – Ab – Or	182
Figure 82: Modèle général de formation des granitoïdes et des roches mafiques associées	186

*Donne au sage, et il deviendra plus sage, instruis le juste, et il augmentera son acquis
La crainte du Seigneur est le commencement de la sagesse et l'intelligence est la
science des saints.*

Proverbes 9: 9-10 (Bible TOB)

PREMIÈRE PARTIE: GÉNÉRALITÉS

L'appréciation de ce travail nécessite avant tout d'avoir une idée synoptique à la fois sur la localisation et l'environnement géographique de la zone de Mbengwi, le contexte géologique général du Cameroun, puis les outils, matériels et méthodes utilisés pour obtenir les principaux résultats présentés dans ce document: c'est ce sur quoi porte cette première partie.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Les travaux de pétrologie endogène menés au Cameroun se font essentiellement dans trois domaines géodynamiques bien définis, à savoir: la terminaison nord du craton du Congo, la chaîne Pan-africaine Nord-équatoriale, et la Ligne Volcano-tectonique du Cameroun. La plupart de ces travaux de recherche sur les formations endogènes sont généralement axés sur l'étude du magmatisme des grands ensembles plutoniques, des complexes annulaires, des massifs volcaniques ou sur des monographies des régions bien précises. C'est dans cette perspective que se projette la présente étude intitulée: *«Caractérisations pétrographique, minéralogique, géochimique et géochronologique des formations de Mbengwi (Région du Nord-ouest, Cameroun).»*.

La région de Mbengwi géographiquement, fait partie intégrante des hautes terres de l'Ouest-Cameroun constituées des Monts Bambouto, Bamenda et Oku qui eux-mêmes sont une portion de la mégastucture tectono-magmatique d'orientation SW-NE connue sous l'appellation Ligne Volcanique du Cameroun. Cette région est caractérisée d'une part, par l'abondance de granitoïdes Pan-Africains hétérogènes et syntectoniques renfermant localement des enclaves de gneiss et/ou d'amphibolites, et par la présence par endroits des formations magmatiques tertiaires d'autre part.

Ces formations magmatiques tertiaires qui représentent le dernier évènement magmatique de la région d'étude, se mettent en place au sein des granitoïdes Pan-Africains. Elles sont constituées d'intrusions syénitiques liées aux laves dont l'âge, le chimisme et l'extension spatiale restent à préciser. La complexité de ce travail réside premièrement dans la présence dans une même région, de massifs Pan-Africains et d'un magmatisme Tertiaire et deuxièmement dans le mode de mise en place de ces formations en relation avec la tectonique régionale. Il est donc question pour nous dans ce travail de faire des investigations sur deux types de formations d'âge, de nature, de chimisme différents, et mis en place dans des environnements et des contextes géodynamiques distincts.

Les travaux de Marzoli et al. (2000) ont suggéré un rajeunissement local d'âge dans les hautes terres de l'Ouest-Cameroun suivant la direction SW, allant des monts Oku (31 Ma; Njilah, 1991) aux monts Bambouto (14 Ma). Kagou Dongmo et al. (2010) ont même obtenu dans les monts Bambouto un âge (K/Ar) plus récent de $0,48 \pm 0,01$ Ma sur basalte. La gamme d'âges K/Ar (27,40 – 12,7 Ma) récemment obtenue sur les laves felsiques des monts Bamenda (Kamgang et al., 2010) semble ne pas être conforme à cette hypothèse.

Les principaux objectifs visés dans cette thèse sont :

- cartographier la zone d'étude au 1/50000° ;
- déceler la nature et les traits caractéristiques du magmatisme responsable de la diversité des formations lithologiques, sur la base des études pétrographique, minéralogique, géochimique et géochronologique;
- caractériser les sources magmatiques et de discuter des processus pétrogenétiques et de différenciation de ces deux ensembles géologiques;
- établir les liens entre les formations étudiées et les autres formations de la ligne du Cameroun et du socle Pan-Africain de l'Ouest-Cameroun et d'ailleurs;
- dater ces formations dans le temps, en particulier les roches magmatiques récentes afin de participer au débat, toujours d'actualité, sur la détermination des premières manifestations du magmatisme le long de la Ligne du Cameroun;
- enfin, montrer l'importance économique des formations étudiées.

La mise en forme des données d'analyses en vue de l'atteinte des objectifs fixés plus haut, a abouti à la rédaction de cette thèse structurée en deux grandes parties qui aboutissent à une conclusion générale.

La première partie qui porte sur les généralités comprend trois chapitres. Nous présentons ici de manière synoptique, le milieu naturel de Mbengwi, les grands ensembles géologiques du Cameroun et les différentes techniques et méthodes utilisées pour l'acquisition, le traitement, la mise en forme et l'exploitation des données d'analyses.

La deuxième partie est intitulée résultats et discussion. Cette partie qui représente en fait la contribution scientifique de cette thèse comporte quatre chapitres portant sur différents centres d'intérêt notamment la pétrographie, la minéralogie, la géochimie desdites formations et s'achève par une discussion sur la pétrogenèse, la nature des sources et/ou des protolithes, les processus de différenciation magmatique et les conditions de cristallisation des granitoïdes Pan-Africains.

CHAPITRE I: MILIEU NATUREL

INTRODUCTION

Le secteur d'étude se trouve dans la région Nord-Ouest du Cameroun, à cheval sur les départements de la Mezam et de la Momo. Ce secteur d'étude fait partie intégrante des hautes terres de l'Ouest-Cameroun (*Western Cameroon Highlands*). Il couvre une superficie d'environ 100 km² et est géographiquement compris entre 5°58' et 6°06' de latitude Nord, et entre 9°57' et 10°06' de longitude Est (figure 1 et 2).

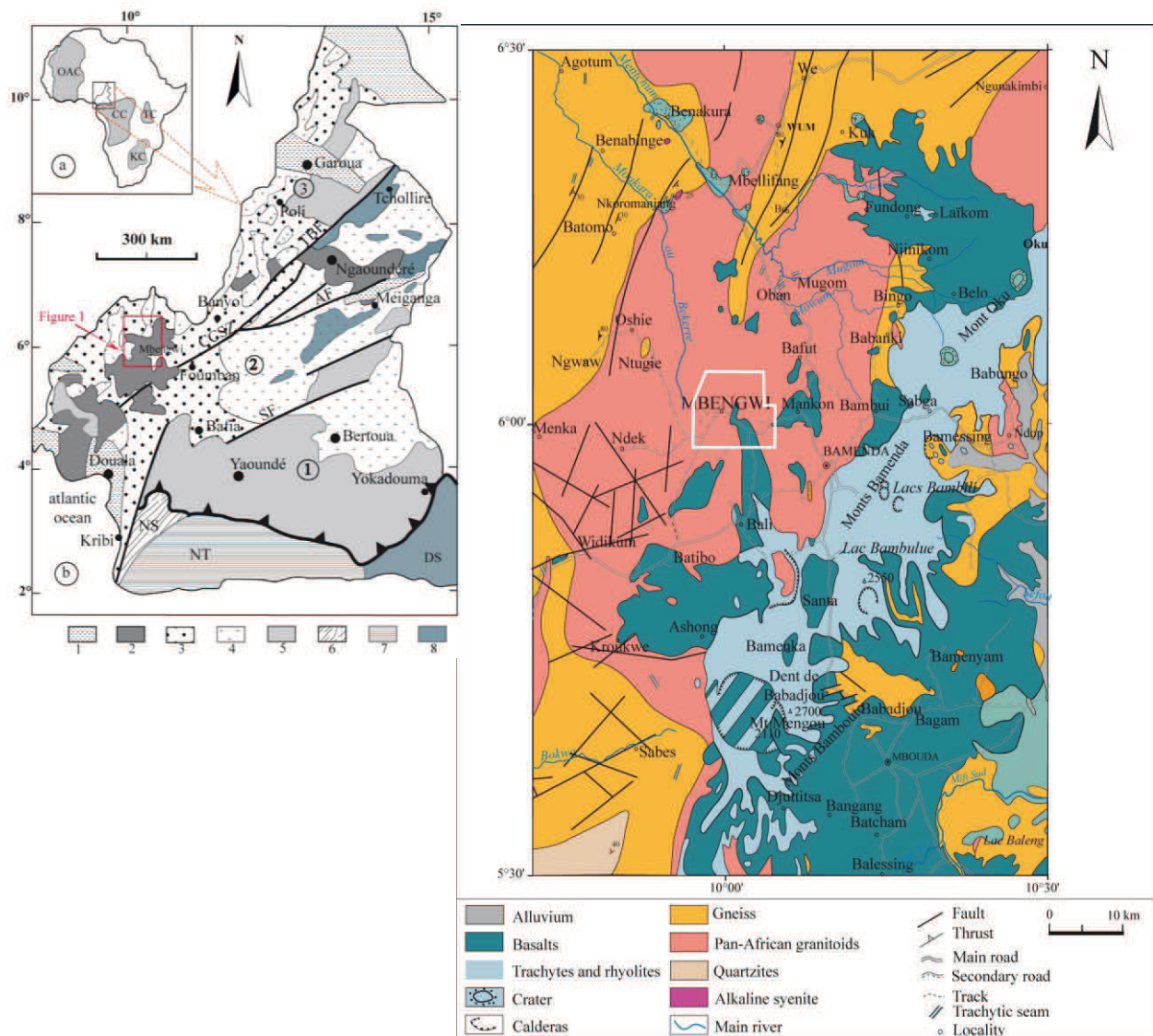


Figure 1: Localisation de la zone d'étude (en encadré blanc) dans les hautes terres de l'Ouest (Monts Bambouto, Bamenda et Oku). *Extrait des cartes Douala –Ouest et Wum-Banyo.*

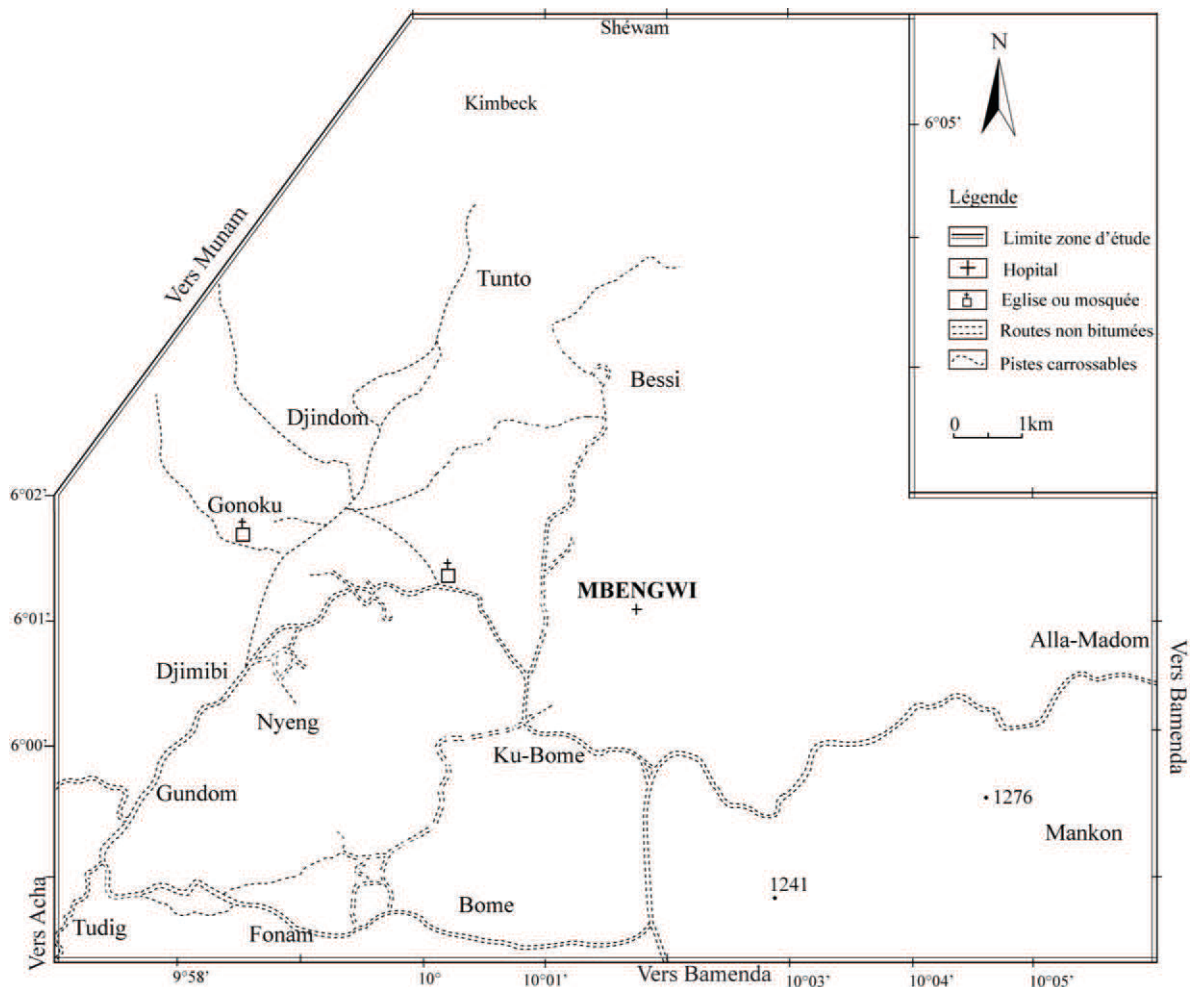


Figure 2: Limites de la zone d'étude. *Les chiffres sur la carte représentent les points côtés.*

I.1 GÉOGRAPHIE PHYSIQUE

I.1.1 CLIMAT ET PLUVIOMÉTRIE

Le climat de la région est de type équatorial de mousson à faciès montagnard (Tsaléfack, 2010). Ce climat est caractérisé par des températures moyennes nettement plus basses que celles du reste du pays et par d'importantes précipitations.

La température et l'humidité de l'air évoluent avec l'altitude; ainsi, les écarts entre les températures maximales et minimales sont de plus en plus grands lorsqu'on s'élève, et les conditions climatiques sont bien différentes selon qu'on se trouve dans une plaine, sur un plateau d'altitude modérée ou sur les hauts plateaux (Peronne, 1969). L'amplitude thermique annuelle moyenne est élevée et de l'ordre de 8,3°C (Tableau I).

La saison sèche va de Novembre à février, soit 4 mois de sécheresse, alors que la saison pluvieuse va de Avril à Octobre, soit 8 mois de pluie (figure 3); le mois de septembre étant le plus pluvieux, tant en nombre de jours de pluie qu'en hauteur de précipitations (Tableau I).

Tableau I: Normales climatiques mensuelles de la région de Mbengwi (1990 - 2005). Source: stations météorologiques de Bamenda et du monastère des Cisterciens de Mbengwi.

Mois	Températures			Précipitations	
	Maximale	Minimale	Moyenne	H (mm)	J
Janvier	25,1	14,6	19,9	19,3	1,7
Février	26,2	15,8	21,1	33,6	2,3
Mars	25,0	16,1	20,6	176,1	11,2
Avril	24,4	16,3	20,3	264,3	16,5
Mai	24,3	16	20,2	262,5	16,6
Juin	22,8	15,1	19	338,8	19,7
Juillet	21	14,7	17,9	372,3	21,6
Août	20,8	14,7	17,8	380,5	22,3
Septembre	21,5	14,7	18,1	487,6	23,7
Octobre	22,9	15,1	19	335,6	22
Novembre	23,6	14,8	19,2	71,7	3,9
Décembre	24,4	14,5	19,5	19,2	1,4
Moyenne annuelle	23,5	15,2	19,3	227,3	

H = Hauteur des précipitations mensuelles (en mm). J = nombre de jours de pluie par mois.

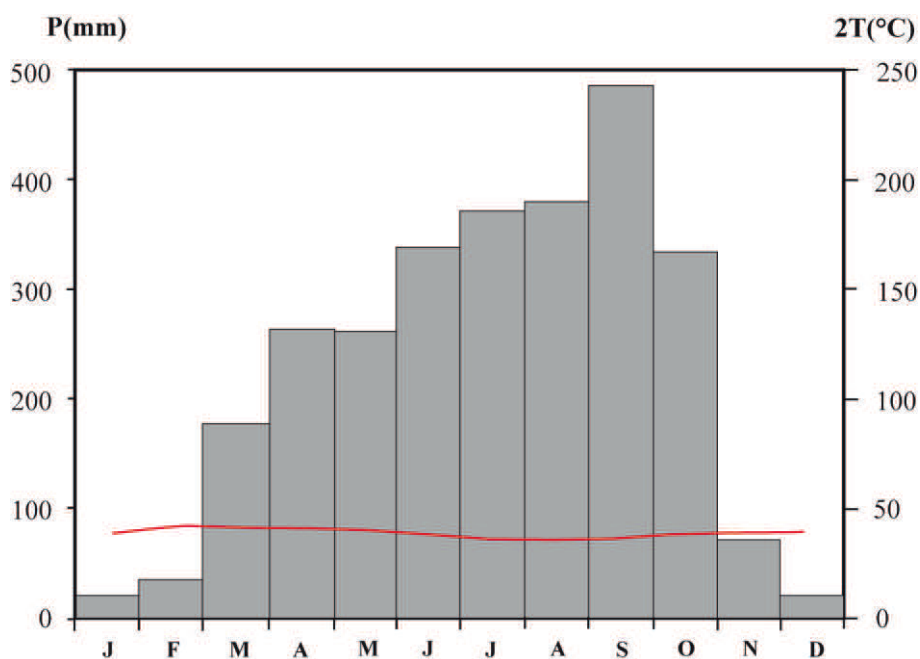


Figure 3: Diagramme ombrothermique de la région de Mbengwi. En rouge, la courbe de variation des températures.

Les données pluviométriques obtenues au monastère *des Cisterciens* de Mbengwi (Tableau II) montrent l'évolution de la pluviométrie de 1990 à 2005. Il en ressort que:

- la hauteur des précipitations annuelles varie de 1500 à 3100 mm avec une moyenne de 2761,5 mm par an durant la période d'observation;

- cette pluviométrie diminue de manière globale depuis l'année 1990: argument en faveur du réchauffement climatique.

Tableau II: Données de pluviométrie annuelle de la région de Mbengwi (1990- 2005)
Source: Station météorologique du monastère des Cisterciens de Mbengwi.

Années	Précipitations	
	Hauteur (en mm)	Nombre de jours
1990	3081,1	167
1991	2940,6	185
1992	2856,7	170
1993	2877,9	175
1994	2212,2	152
1995	2510,5	172
1996	2296,8	166
1997	2527,9	155
1998	2217,3	130
1999	1638,5	160
2000	2257,8	155
2001	2717,35	Non disponible
2002	2595,7	Non disponible
2003	Non disponible	Non disponible
2004	2841,7	Non disponible
2005	2457,5	Non disponible

I.1.2 RELIEF

Le relief de la zone d'étude est modelé par l'érosion. Les altitudes s'étagent de 1000 à 1600 m et les massifs les plus élevés sont localisés à l'Ouest de notre zone d'étude. Nous avons ainsi circonscrit grossièrement trois unités géomorphologiques (figures 4 et 5):

- L'unité 1, dont les altitudes sont inférieures à 1200 m, est constituée de plaines alluviales et de vallées drainées par des cours d'eaux, et où affleurent souvent les volcanites.

- L'unité 2, d'altitudes comprises entre 1200 et 1400 m, est constituée de plateaux intermédiaires où affleurent largement les granitoïdes.

- L'unité 3 est constituée de massifs d'altitudes supérieures à 1400 m, formés d'orthogneiss.

Il s'agit dans l'ensemble d'un relief très vallonné appartenant à un ensemble montagneux allant des monts Bambouto au mont Oku, qui se rattache au NE au plateau de l'Adamaoua.

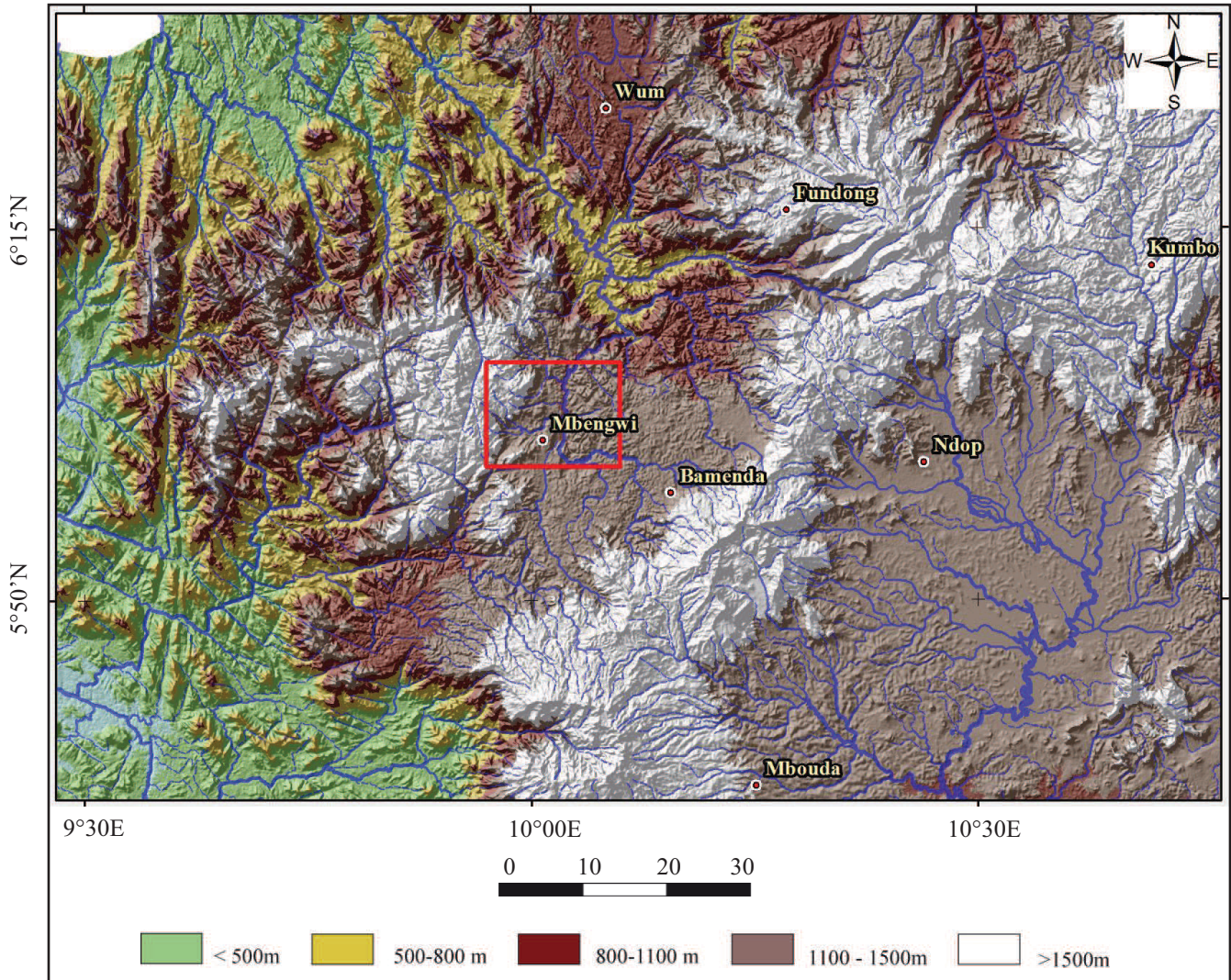


Figure 4: Image satellite oro-hydrographique de la région du Nord-ouest au 1/200000 (Extrait de l'image Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) de coordonnées 05°35 - 06°30N, et 9°29 - 10°45E). Rectangle rouge = zone d'étude.

Source : site <http://srtm.csi.cgiar.org/SELECTION/inputCoord.asp>, au format TIFF.

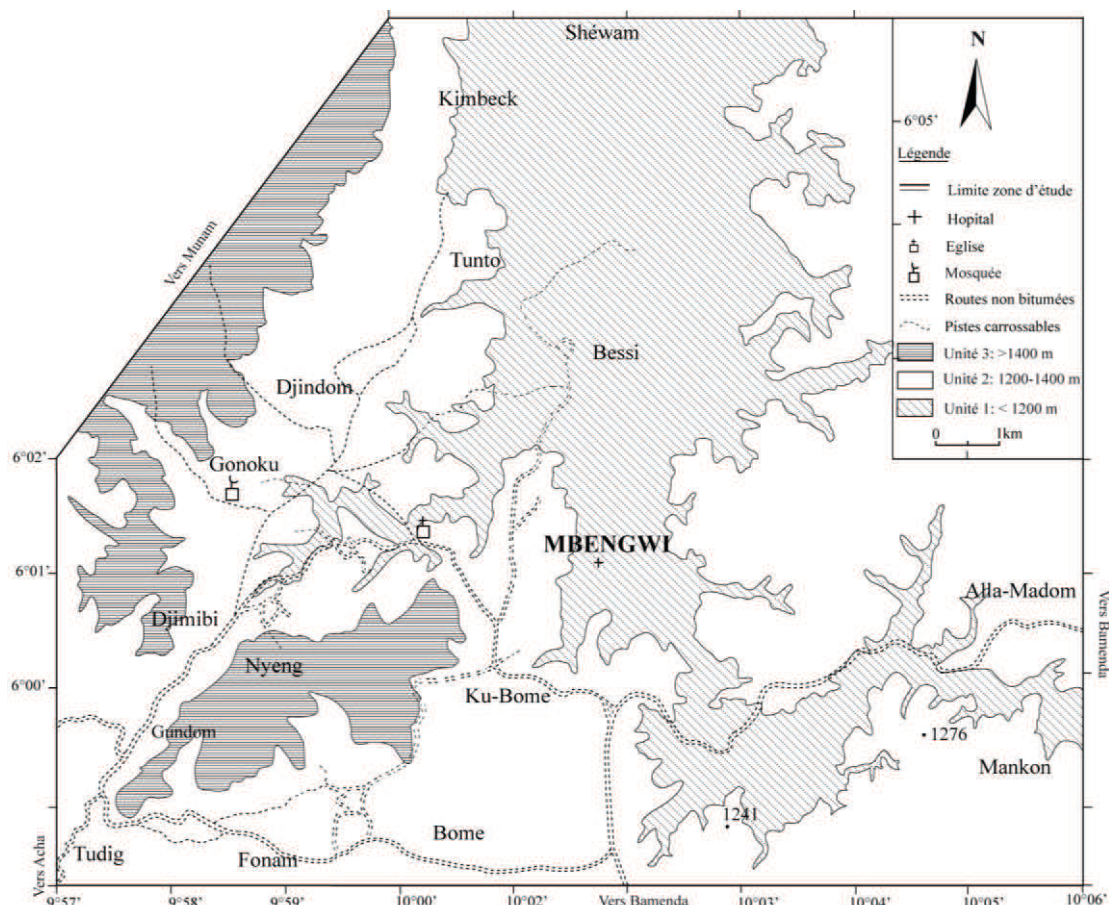


Figure 5: Carte des unités géomorphologiques (Extrait des cartes: AKWAYA 2B, MAMFE 4d, BAFOUSSAM 3c, NKAMBE 1a au 1/50.000).

I.1.3 HYDROGRAPHIE

I.1.3.1 RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

La zone d'étude fait partie intégrante du bassin de la Bénoué. Elle est fortement irriguée, et drainée par une multitude de cours d'eau à régime saisonnier ou permanent, dont les principaux collecteurs sont la Mezam et l'Abi. Ces deux cours d'eau qui prennent leurs sources respectivement au sud de Bamenda au niveau des monts Bambouto, coulent vers le Nord, et se rejoignent au NE du centre-ville de Mbengwi pour constituer la branche principale de la Mentchum.

Le réseau hydrographique est dense et dendritique (figure 6) et les lits des cours d'eau ont des pentes relativement fortes ($IG > 80 \%$) (Rodier et Francou, 1967).

I.1.3.2 VARIATION DE LA HAUTEUR DES EAUX

Le rythme saisonnier des pluies intervient sur la hauteur des eaux.

La saison des basses eaux s'étend de décembre à avril, voire mai. Elle comprend d'abord une période de tarissement bien marquée, pouvant aller jusqu'à l'étiage absolu entre

janvier et février. L'apparition de l'étiage absolu se situe dans 60 % des cas, entre le 16 février et 15 Mars pour la Mezam. A cet étiage absolu, succède une période de stabilisation des débits avec l'amorce timide d'une reprise de l'écoulement. Cette reprise ne démarre réellement qu'en juin (Olivry, 1986).

Les hautes eaux sur la Mezam sont observées, dans 80 % des cas, entre la première quinzaine de septembre.

Les cours d'eau ont des profils en long montrant des chutes (comme celle observée sur l'Abi, à l'entrée du centre administratif de Mbengwi) dont l'aménagement peut entraîner un véritable afflux touristique (Planche I-a).

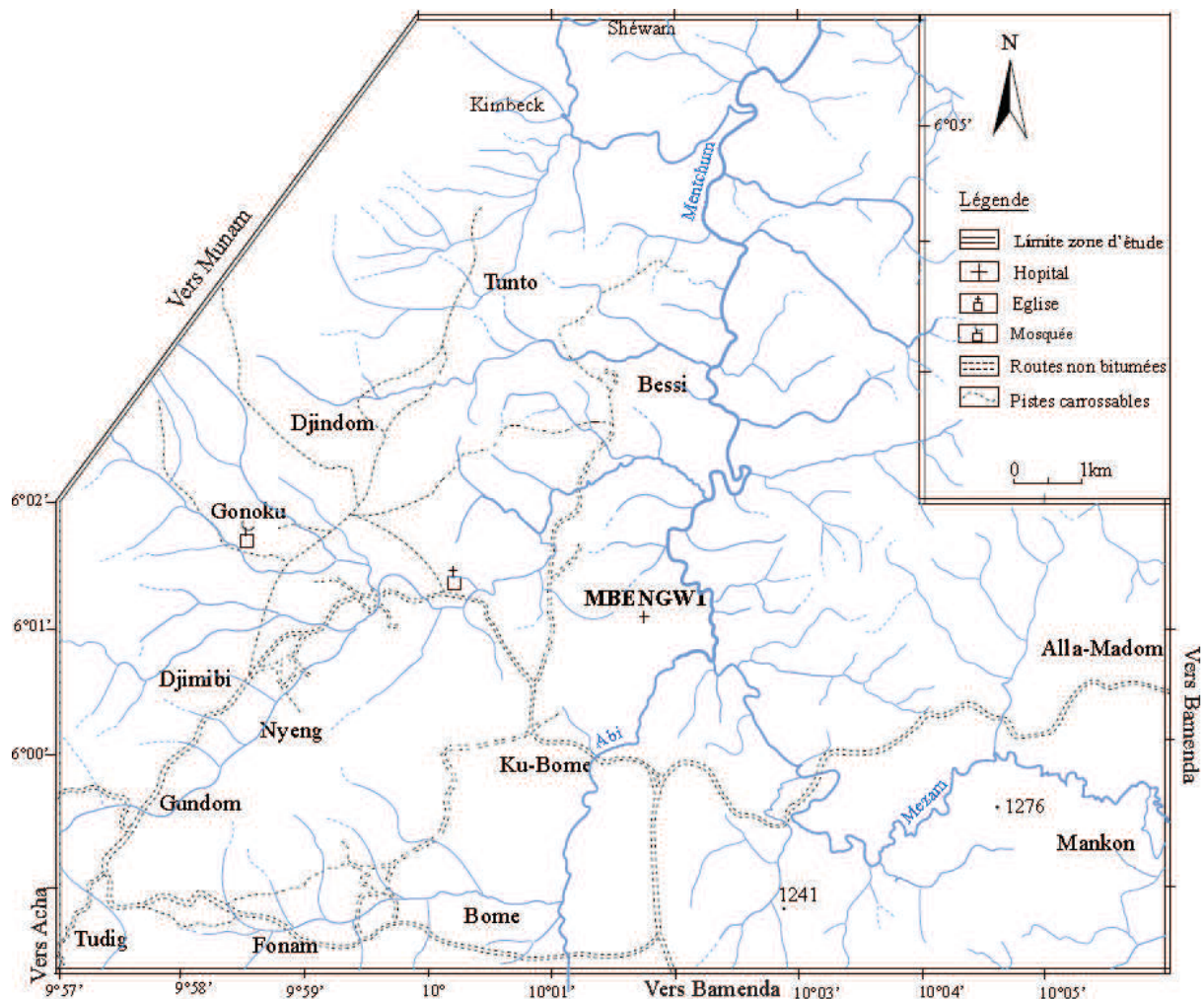


Figure 6: Carte du réseau hydrographique de la zone d'étude (Extrait des cartes topographiques: AKWAYA 2B, MAMFE 4d, BAFOUSSAM 3c, NKAMBE 1a au 1/50000).

I.1.4 SOLS, VÉGÉTATION ET FAUNE

I.1.4.1 SOLS

Le processus fondamental d'évolution dû à un climat tropical chaud et humide est la ferrallitisation, accompagnée des phénomènes de concrétion et de cuirassement plus ou moins intense (Vallerie, 1971).

Les sols sont ferrallitiques typiques ou remaniés, et hydromorphes. Les sols ferrallitiques rouges apparaissent sur les basaltes les plus anciens. Leur fertilité dépend de l'épaisseur et de la richesse de l'horizon humifère (Champaud, 1973). Sur les roches granitiques, les sols sont beaucoup plus clairs, plus sableux et, de structure polyédrique fine à moyenne. Les sols ferrallitiques humifères, riches en matières organiques figurent parmi les plus fertiles de la région, bien qu'ils manquent de bases et d'azote assimilables par les plantes. Les sols ferrallitiques remaniés dérivant des roches du socle, sont situés pour la plupart au niveau des zones planes ou à faible pente. Leur fertilité dépend de l'épaisseur et de la profondeur de l'horizon caillouteux qu'ils contiennent (Champaud, 1973).

Les sols hydromorphes occupent les fonds marécageux, assez nombreux dans cette région. Ces sols sont généralement moins fertiles que les sols environnants. Cependant cette faible fertilité est compensée par la présence d'eau, la platitude du sol et la teneur élevée en matières organiques (Champaud, 1973).

I.1.4.2 VÉGÉTATION ET FAUNE

Le type de végétation est fortement influencé par l'altitude et l'intensité des activités agro-pastorales. Cette végétation est étagée, mixte, forestière et graminéenne. Seules subsistent des forêts galeries et quelques forêts semi décidues.

Les savanes sont soit herbeuses (*Grass savannas*) à *Impérata cylindrica* ou *Hyparrhénia spp*, soit arbustives (*shrubs savannas*) à *Bridelia Ferruginea* et *Annona Senegalensis*, soit enfin boisées (*woodlands savannas*) à *Daniela Oliveira* et *Lophira Lanceolata* (Letouzey, 1985). Au niveau des zones de pâturage intensif, la végétation se dégrade avec apparition de *sporobolus*. Par ailleurs, au niveau des plateaux intermédiaires, les populations locales ont façonné presque entièrement le paysage phytogéographique, par l'introduction du bocage (cultures vivrières), et un reboisement important en *Pin* et *Eucalyptus* (Planche I-b)

La faune sauvage est très réduite et ne se rencontre plus que dans les régions inhabitées, où survivent encore quelques buffles dans les forêts galerie, des antilopes, des cynocéphales, des singes arboricoles, des rongeurs et divers oiseaux. On y note également la présence de plusieurs espèces de poissons dans les cours d'eau et les étangs piscicoles.

I.2 GÉOGRAPHIE ÉCONOMIQUE

I.2.1 POPULATION ET GROUPES ETHNIQUES

Deux principaux groupes ethniques autochtones sont présents dans cette zone d'étude: les *Meta* et les *Mankon*. Les *Meta*, occupant la rive gauche de la Mezam, sont originaires du département de la Momo, tandis que les *Mankon* sont du département de la Mezam et occupent la rive droite dudit cours d'eau. La structure traditionnelle est sous l'autorité d'un chef appelé « *Fon* » ou « *Foh* ».

A cette population autochtone, il faut ajouter les *Bororo*, éleveurs nomades, et de nombreux peuples d'origines diverses exerçant dans l'administration, le commerce ou le secteur informel.

Les chiffres du recensement général de la population et de l'habitat de 2005 donnent des effectifs de 138683 et 524127 habitants respectivement pour les départements de la Momo et de la Mezam; avec des densités respectives de 119,1 et 266,8 h/km² (*Sources: Institut national de la statistique - Annuaire statistique du Cameroun 2006*). Ces chiffres nous permettent d'estimer l'effectif de la population dans la zone d'étude à environ 15000 âmes. Cependant cette population est l'objet de migration temporaire et d'exode rural des jeunes qui vont vers les grandes métropoles, en vue de l'amélioration de leurs conditions de vie.

I.2.2 ACTIVITÉS ÉCONOMIQUES

L'économie de la région repose sur l'agriculture (planche I- c), l'élevage, l'artisanat et le commerce. Les principales cultures vivrières sont le maïs et le manioc, base de l'alimentation dans cette région, auxquels s'ajoutent l'igname, la patate douce, la banane plantain, la canne à sucre, ainsi que différents pois et haricots. Comme fruits, nous trouvons du citron, de l'orange, de la banane, de la papaye, de l'avocat etc. A ces cultures vivrières s'ajoutent le palmier à huile, le café et le cacao.

L'élevage bovin est exercé majoritairement par les *Bororo* qui pratiquent la transhumance, tandis que l'élevage porcin et du petit bétail est assuré par les autochtones. Le produit de cet élevage est destiné à la consommation locale, régionale ou nationale. On note de part et d'autre quelques étangs piscicoles (planche I- d).

A défaut d'industries, l'on note la présence d'artisans isolés exerçant dans la fabrication d'armes à feu, d'oripeaux divers, et de costumes traditionnels d'appareils. Le commerce se fait à travers de très nombreux marchés périodiques de brousse.

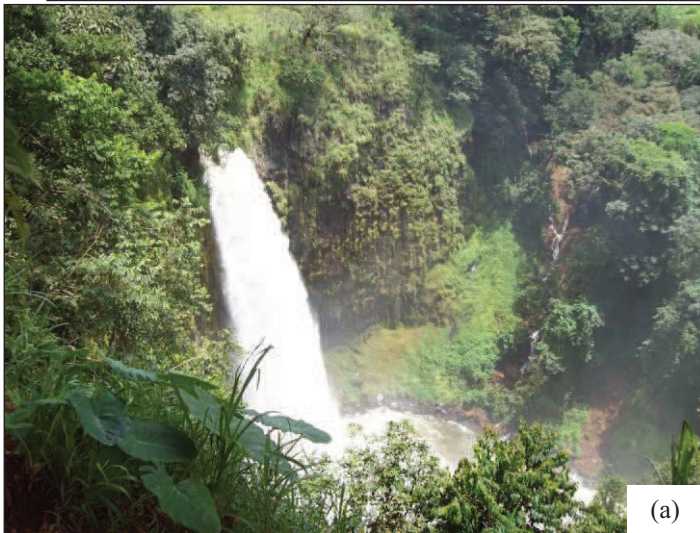


Planche I: Potentialités économiques de la zone de Mbengwi.

- (a)- Chute de Abi au centre-ville de Mbengwi;
- (b) - Plantation d'eucalyptus située près du monastère des *Cisterciens* de Mbengwi;
- (c) - Champs de cultures vivrières (manioc et ignames) à Nongmokwé;
- (d) - Étangs piscicoles du MINEPIA à Ku-Bome.

CHAPITRE II:

CONTEXTE GÉOLOGIQUE GÉNÉRAL

II.1 SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE DU CAMEROUN

Les travaux de tectonique, géochronologie, géochimie, et pétrologie menés jusqu'à ce jour au Cameroun ont conduit à le compartimer en cinq grands ensembles géologiques distincts par leurs formations et leurs cadres géodynamiques. Ces cinq grands ensembles structuraux sont: le craton, la couverture du craton, la chaîne Pan-Africaine, la Ligne du Cameroun et les bassins phanérozoïques (Vicat, 1998).

L'esquisse de la carte géologique du Cameroun (figure 7) montre deux grands ensembles cristallins distincts tant sur le plan pétrologique que structural, à savoir:

- Les formations du socle ou substratum, d'âge Précambrien;
- Les formations magmatiques, d'âge Tertiaire à Actuel, qui constituent la ligne du Cameroun (in Njonfang, 1998).

II.1.1 FORMATIONS DU SOCLE OU SUBSTRATUM

Les premiers travaux sur la géologie du Cameroun (Gazel, 1956; Furon, 1968) ont permis de dater le socle Précambrien. Les études géochronologiques (Lasserre, 1966) ont par la suite permis de diviser ce socle en trois zones structurellement distinctes, et d'âges différents:

- L'extrémité nord-ouest du craton du Congo ou complexe du Ntem, qui couvre presque entièrement le Sud du Cameroun;
- L'unité du bas-Nyong;
- La «zone mobile d'Afrique centrale» marquée par l'orogénèse Pan-Africaine (Bessoles et Lasserre, 1977; Lerouge et al., 2006) et qui occupe environ 2/3 du territoire camerounais.

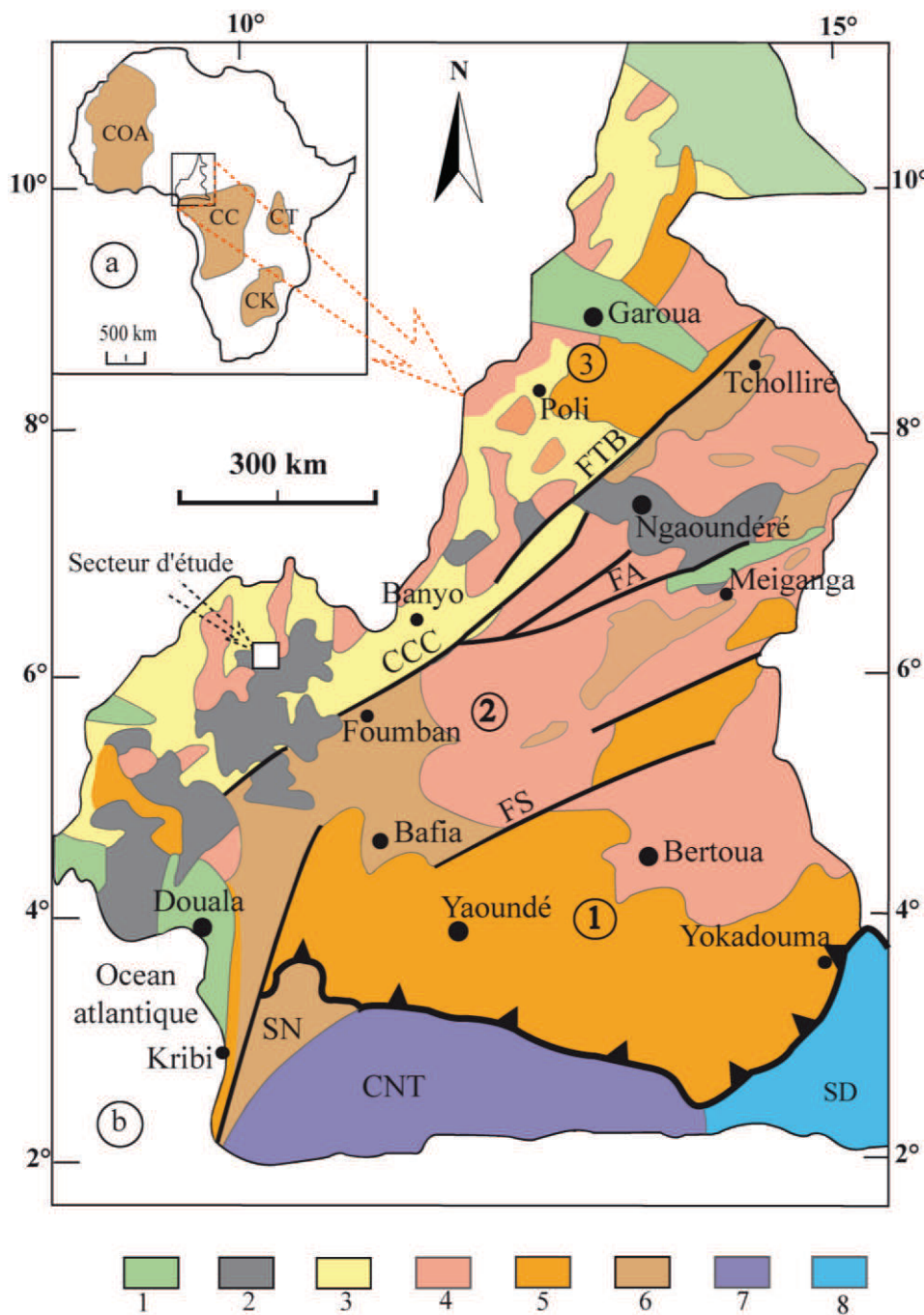


Figure 7: Esquisse géologique simplifiée du Cameroun avec ses principaux domaines Pan-Africains. Adapté de Toteu et al. (2004) et Kwekam et al. (2010).

① = Domaine Sud - ② = Domaine central - ③ = Domaine Nord. FA: Faille de l'Adamaoua, SD: séries du Dja, SN: séries du Nyong, CNT: complexe du Ntem, FS: faille de la Sanaga, FTB: Faille de Tcholliré-Banyo. CCC = Cisaillement Centre Camerounais. 1 = couverture phanérozoïque; 2 = volcanisme; 3 = ensembles gneiss, granite, amphibolite indifférenciés; 4 = granites; 5 = séries méso à Néoprotérozoïques charriées sur le craton du Congo; 6 = séries paléoprotérozoïques (TTG); 7 = Archéen; 8 = séries néoprotérozoïques. CC = Craton du Congo; CK = craton du Kalahari; COA = craton Ouest-africain; CT = craton Tanzanien.

II.1.1.1 TERMINAISON NORD DU CRATON DU CONGO: LE COMPLEXE DU NTEM

Le complexe du Ntem ou groupe du Ntem, comprend 2 grandes unités qui sont d'Ouest en Est: l'unité du Ntem, et l'unité de l'Ayina. Il est constitué dans l'ensemble de roches cristallophylliennes (gneiss à pyroxène, pyroxéno-amphibolite), et cristallines (gabbro, norite, anorthosite, dolérite, granodiorite, syénite) ayant un faciès charnockitique (Champetier de Ribes et Aubague, 1956). Les travaux de Lasserre et Soba (1976), Toteu et al. (1994), Tchameni et al. (2001) et Shang et al. (2004 a) montrent que l'histoire commence à environ 3 Ma, avec la différenciation et la mise en place d'un magma trondhjénitique à l'origine des TTG.

L'unité du Ntem comprend:

- Un complexe plutonique intrusif composé de granitoïdes charnockitiques (Nédelec et Nsifa, 1987; Nédelec et al., 1990);
- Un ensemble gneissique qui forme la série rubanée marquée par une intense déformation associée à la mise en place des granitoïdes potassiques (Tchameni, 1997);
- La ceinture des roches vertes.

Des études récentes menées dans la région d'Ebolowa et Sangmelima, ont permis de mettre en évidence plusieurs épisodes magmatiques archéens dans le complexe du Ntem. L'évolution archéenne de ce complexe est ainsi marquée par une déformation polyphasée, contrôlée par la mise en place successive des ceintures de roches vertes, des TTG, et des granitoïdes potassiques (Tchameni et al., 2001, Shang et al., 2007).

Les roches magmatiques des ceintures de roches vertes sont représentées par des ortho-amphibolites correspondant à des tholéiites dont l'âge minimal de mise en place fourni par l'isochrone Sm/Nd est d'environ 3,04 Ga (Tchameni et al., 2001).

Les granitoïdes de la suite TTG comprennent des charnockites et des tonalites datées respectivement à 2,90 et 2,83 Ga (datation U–Pb et Pb–Pb sur zircon). Ces roches résultent de la cristallisation fractionnée d'un magma d'origine mantellique ($-0,5 < \epsilon_{Nd} < +2,2$) (Tchameni et al., 2000, Shang et al., 2004 b). Les anomalies négatives en Nb et Ta de ces TTG suggèrent une mise en place dans un contexte de subduction.

Les granitoïdes potassiques ont une affinité calco-alcaline (Shang et al., 2004 a) et affleurent sous forme de petits massifs orientés NNW-SSE à N-S dans les régions d'Ebolowa et Sangmelima. Ils sont représentés par des granodiorites, granites, leucogranites, et contiennent des enclaves de TTG et de roches vertes qu'ils intrudent. Ils ont une origine

crustale, et sont datés à 2,66 Ga (Pb–Pb sur zircon), correspondant ainsi au dernier épisode magmatique du cycle Libérien (Archéen) dans le complexe du Ntem (Tchameni et al., 2000).

L'unité de l'Ayina, située à l'Est de l'unité du Ntem, est encore mal connue. Cependant, elle est constituée de roches identiques à celles de l'unité du Ntem au sein desquelles, la foliation N130°E libérienne, est reprise par des plis postérieurs d'axe N50°E et de grands couloirs blastomylonitiques N40°E senestres, attribués à l'orogénèse éburnéenne (Maurizot et al., 1986).

Le complexe du Ntem est alors caractérisé par une foliation générale E-W à pendage fort (Jegouzo, 1984). La suite granodioritique a une foliation subverticale N120°–130°E. Les charnockites sont affectés par deux systèmes de cisaillement ductile: un décrochement N0°–40°E parfois associé à des mylonites et pegmatites, et un système de failles inverses N120°E résultant du chevauchement SW des unités NE (Nédelec, 1990).

Les intrusions basiques et ultrabasiques du groupe du Ntem sont constituées de dolérites, de gabbros et rarement de péridotites. Ces intrusions appartiennent à deux épisodes distincts, D₁ et D₂. Le premier (D₁), localisé dans l'unité du Ntem est antérieur à l'orogénèse éburnéenne, et daté à 2 Ga (Vicat et al., 1996; Tchameni, 1997). Il est lié à l'ouverture du bassin Paléo-protérozoïque du Nyong. Le second (D₂), présent surtout dans l'unité du Nyong, est antérieur à l'orogénèse Pan-Africaine, et se met en place vers 1 Ga. Il est lié à la formation du bassin Néoprotérozoïque de Yaoundé (Vicat et al., 1996).

II.1.1.2 UNITÉ DU BAS-NYONG

L'unité du bas-Nyong a été pendant longtemps considérée comme une portion du craton du Congo d'âge libérien (2850 ± 65 Ma, Rb–Sr) réactivée soit au Paléo-protérozoïque, soit au cours de l'orogénèse Pan-Africaine (Lasserre, 1966; Lasserre et Soba, 1976; Bessoles et Lasserre, 1977; Cahen et al., 1984), soit encore à l'éburnéen (Feybesse et al., 1986). Cependant des datations nouvelles U-Pb sur zircon des métasédiments (BIF, gneiss à orthopyroxène et gneiss à grenat) effectuées par Lerouge et al. (2006) révèlent plutôt que celui-ci serait un segment relique de l'orogénèse éburnéenne trans-amazonienne. Ces datations donnent un âge de 2,05 Ga au plutonisme du groupe du Nyong. L'unité du bas-Nyong serait ainsi le résultat d'une convergence puis d'une collision de 3 blocs qui sont: le bouclier Nigérian, le craton de São Francisco et l'ancien craton du Congo (figure 8).

L'unité du bas-Nyong est composée en grande partie de métasédiments et de metabasites Paléo-protérozoïques (Toteu et al., 1994). Elle est marquée par une structure

finement litée, et un degré de métamorphisme fort (Bessoles et Lasserre, 1977). Les roches pour la plupart proviennent de la recristallisation et de l'anatexie des roches archéennes (TTG) sous des conditions proches de la transition faciès des amphibolites - faciès des granulites estimée à 750°C, 9 Kb (Nédelec et al., 1993). Cette anatexie montre que les grandes portions de roches archéennes (TTG) du craton du Congo ont été réactivées sous des conditions élevées au cours du Protérozoïque inférieur. Par conséquent, les noyaux archéens auraient une extension vers le Nord, beaucoup plus importante par rapport à la limite actuelle placée au sud de la ville de Yaoundé (Nzenti et al., 1984).

Sur le plan structural, l'unité du bas-Nyong est profondément restructurée vers sa bordure ouest par une phase de déformation datée vers 2 Ga, et attribuée à l'orogénèse éburnéenne (Feybesse et al., 1986; Toteu et al., 1994). La série du bas-Nyong est recouverte par la nappe de Yaoundé (Nédelec et al., 1993), et repose elle-même sur le craton du Congo (Toteu et al., 1994).

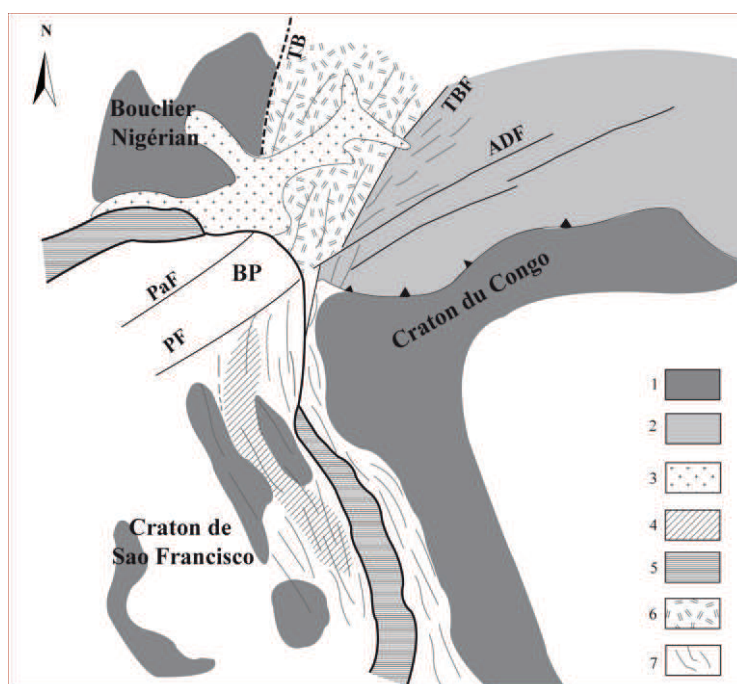


Figure 8: Schéma illustrant la mise en place de l'unité du bas-Nyong (Lerouge et al., 2006).

PaF = Faille de Patos; **PF** = Faille de Pernambuco; **TB** = limite des terrains; **TBF** = Faille de Tcholliré Banyo; **ADF** = Faille de l'Adamaoua; **BP** = Province de Borborema.

1 = craton; 2 = Supposée extension N de l'ancien méga-craton du Congo; 3 = Fossé de la Bénoué; 4 = Chaîne Paléo-protérozoïque d'Ituba-Salvador Curacà; 5 = Océan; 6 = Terrains supposés Paléo-Protérozoïques réactivés au Pan-Africain; 7 = Chaîne Paléo-Protérozoïque et son extension dans la zone mobile d'Afrique centrale.

II.1.1.3 CHAÎNE PAN-AFRICAINE NORD-ÉQUATORIALE OU «ZONE MOBILE D'AFRIQUE CENTRALE » DU CAMEROUN

L'orogénèse Pan-Africaine est représentée en Afrique centrale par une grande chaîne orientée E–W, et qui s'étend du Cameroun au Soudan: C'est la chaîne Pan-Africaine Nord-équatoriale (Nzenti, 1998).

Les formations impliquées dans cette chaîne sont des méta-volcano-sédiments, déposés au Néoproterozoïque dans des bassins ou rifts continentaux ouverts au sein d'un socle, stabilisé à l'Éburnéen (Vicat, 1998). On y rencontre deux groupes de migmatites, l'un d'âge Libérien, et l'autre d'âge Pan-Africain (Lasserre et Soba, 1979). Quelques rares reliques du socle Éburnéen subsistent dans la région de Poli (Penaye, 1988) et au NW de Yaoundé (Lasserre et Soba, 1979).

Le contexte géodynamique est celui d'une chaîne issue de la collision entre le craton du Congo au Sud, et le domaine cratonique Nord de l'Adamaoua -Yadé (Boukeke, 1994) encore mal connu. Deux grandes zones de cisaillement mylonitique traversent le Cameroun du NE au SW: la faille de la Sanaga (Dumont, 1986) qui est sénestre et le Cisaillement Centre Camerounais qui est dextre. Ces deux cisaillements appartiennent à la zone de décrochement des Oubanguides (Rolin, 1995). Ce décrochement se suit de façon continue du Golfe de Guinée au Golfe d'Aden (Cornachia et Dars, 1983).

Quatre phases tectoniques régionales ont été identifiées au Cameroun (Toteu et al., 2004): les phases D₁ et D₂ datées à 635 – 615 Ma, la phase D₃ datée à 600 – 580 Ma et enfin la D₄ datée à environ 545 Ma. A ces quatre épisodes associés à une évolution collisionnelle à post-collisionnelle, Ngako et al. (2008) ont récemment fait correspondre trois événements tectoniques successifs, à savoir:

- Un épaissement crustal (630 – 620 Ma) avec *thrusting* ou poussée (D₁) suivi d'un amincissement (D₂);
- Des mouvements cisailants latéraux senestres (613 – 585 Ma) responsables de la mise en place de la faille de la Sanaga correspondant à la phase D₃ caractéristique du deuxième événement;
- Des mouvements cisailants dextres (585 – 540 Ma) responsables de la mise en place du Cisaillement Centre Camerounais et correspondant à l'épisode D₄ de Toteu et al. (2004).

L'analyse cinématique du CCC et de la faille de la Sanaga révèle des mouvements cisailants senestres précoces (phase D₂) qui ont été suivis par des mouvements cisailants dextres (phase D₃) pendant l'orogénèse Pan-Africaine (Ngako et al., 2003).

II.1.1.3.1 CHAÎNE PAN-AFRICAINE DU NORD CAMEROUN

Le socle Précambrien du Nord Cameroun comprend deux ensembles lithostratigraphiques respectivement d'âges Néoprotérozoïque et Archéen. L'ensemble Néoprotérozoïque comprend des formations supracrustales, et intrusives, ayant des affinités de marge active.

Les formations supracrustales sont représentées par des métasédiments (micaschistes à staurotide), des tufs volcano-détritiques de type grauwackes d'arcs volcaniques, et des volcanites acides ou basiques interstratifiées d'affinité tholéitique ou calco-alcaline (Njel, 1986). L'âge de ces formations supracrustales est proche de celle des métarhyolites datées à 830 Ma, et associées au magmatisme d'extension marquant l'ouverture du bassin (Toteu et al., 1990).

Les formations intrusives comprennent: des massifs syntectoniques précoces de composition calco-alcaline, et à très faibles rapports isotopiques initiaux ($0,7043 < {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} < 0,7063$); des massifs hyperalumineux tardifs, d'origine anatectique et à rapports isotopiques initiaux élevés ($0,7070 < {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} < 0,7102$) ayant des affinités avec des granites d'arc volcanique (VAG) et enfin des massifs post-tectoniques alcalins (Ngako, 2001).

Le champ de déformation Pan-Africain du Nord Cameroun caractérise une tectonique transpressive, résultant de la collision entre un bloc septentrional d'âge inconnu, en forme de poinçon et un bloc méridional d'âge éburnéen (Ngako, 2001). Cette chaîne a été affectée par trois phases de déformation associées à un métamorphisme rétrograde:

- La phase D₁, datée à 630 Ma (Toteu et al., 1987) est caractérisée par une tectonique tangentielle de direction probable N110°E, associée à un métamorphisme dans le faciès des amphibolites (650°C, 5–7 Kbars). Cette phase se traduit à l'échelle régionale par un déplacement des nappes vers l'Ouest ou le Sud-ouest (Ngako et al., 1992).

- La phase D₂, datée à 580 Ma (Toteu et al., 1987) correspond à des décrochements senestres N-S ou NW-SE, associés à des chevauchements et des antiformes et synformes en échelons E-W et WNW-ESE. Le métamorphisme est soit du faciès des amphibolites (600°C, 5–7 Kbars) soit du faciès des schistes verts.

- La phase D₃, est marquée par des décrochements dextres de direction E-W associés à des plis d'entraînement à axe E–W ou N–S déterminant de grandes virgations. Le métamorphisme ici est du faciès des schistes verts.

Les phases D₂ et D₃ sont contemporaines du CCC qui, selon Ngako et al. (1991) contrôlerait une grande partie de la géométrie actuelle de la chaîne, et traduirait un important

raccourcissement E–W à SE–NW. L'évolution structurale d'ensemble met en évidence une direction de charriage précoce ESE–WNW, et une direction d'extension ductile.

II.1.1.3.2 DOMAINE SUD DE LA CHAÎNE PAN-AFRICAINE NORD ÉQUATORIALE

La partie méridionale de la chaîne Pan-Africaine d'Afrique centrale au Cameroun appartient à la chaîne Pan-Africaine des Oubanguides (figure 9) qui borde le Nord du craton du Congo (Poidevin, 1983). Elle comprend 4 ensembles: la série d'Ayos- Mbalmayo-Bengbis, la série de Yokadouma et le groupe de Yaoundé (Vicat, 1998). Ce domaine constitue un important domaine d'empilement de nappes (Numben et al., 2007).

La série d'Ayos-Mbalmayo-Bengbis est composée de schistes et quartzites recristallisés dans le faciès des schistes verts. Le protolithe est une série argilo-arénacée faiblement carbonatée associée à un magmatisme alcalin de faible importance volumétrique, contemporaine de la sédimentation (Nzenti, 1987). Le cadre géodynamique est celui d'un bassin intracontinental. Cette série appartient au même ensemble sédimentaire que la série de Yaoundé (Nédelec et al., 1986).

Le groupe de Yaoundé comprend la série de Yaoundé, chevauchant la bordure nord du craton du Congo, et le groupe de Bafia. Les travaux récents de datations U–Pb sur zircon et Sm/Nd sur roche totale et sur grenat (Numben et al., 2007) révèlent que cette série de Bafia est une séquence métasédimentaire, probablement d'âge Néoprotérozoïque, comme les groupes de Poli, de Lom et de Yaoundé ayant une source Paléoprotérozoïque. Elle est caractérisée par l'abondance de méta-grauwackes, la rareté des métapélites et la retromorphose des assemblages granulitiques dans le faciès des amphibolites.

Le groupe a recristallisé dans des conditions de température et de pression du faciès des granulites et localement, des amphibolites. Les gneiss et les migmatites constituent l'essentiel des formations; les micaschistes n'étant importants qu'au Sud de la faille de la Sanaga. Dans les gneiss, Nzenti et al. (1988) distinguent deux unités pétrographiques: une unité métasédimentaire dans laquelle sont intercalées des lentilles de marbre et de roches calcosilicatées et une autre, méta-ignée, dominée par des pyriclasites et comprenant aussi quelques dykes de pyribolites à grenat, de pyroxénite et de roches riches en biotite. Les données radiométriques Rb/Sr suggèrent un âge Pan-Africain pour la migmatisation de Yaoundé, soit 570 ± 30 Ma pour les amphibolites de Matomb et les micaschistes d'Otéfé (Lasserre et Soba, 1979).

Sur le plan structural, le groupe de Yaoundé est marqué par 2 phases de déformation D₁ et D₂. Ces phases D₁ et D₂ représentent respectivement des épisodes compressifs et extensifs du cycle tectono-métamorphique Pan-Africain dans la nappe de Yaoundé (Mvondo et al., 2003).

- La D₁ est une foliation S₀/S₁ de direction N35°- 40°E et de pendage 10-15° NW. Cette foliation de type compositionnel résulte d'une transposition tectonique, et est caractérisée par un métamorphisme dans le faciès des granulites (675°- 800°C; 9-11 Kb: Mvondo et al., 2003).

- La D₂ correspond à une tectonique tangentielle avec basculement des blocs supérieurs vers le craton du Congo. L'âge de cette tectonique tangentielle est estimé à 565 ± 22 Ma (Lasserre et Soba, 1979) et correspondrait à l'événement D₁ du Nord Cameroun (Toteu et al., 1987).

Les séries de Yokadouma, du Dja inférieur et de Nola sont composées, quant à elles, de schistes et quartzites recristallisés dans les conditions du faciès des schistes verts. Le magmatisme est basique, à composition de tholéiites de rifts, et traduit un amincissement lithosphérique (Vicat et al., 1997; Caron et al., 2011). Le cadre géodynamique est celui d'un rift continental. Cette série constitue une écaille à la base de la série de Yaoundé (Vicat, 1998). Les derniers dépôts Néoprotérozoïques, constituent la série de Mintom (autrefois série du Dja supérieur), qui repose en discordance sur la série inférieure de Dja, et composée de diamictites recouverts par des carbonates (Alvarez, 1995; Caron et al., 2011). Ces séries ont été affectées par les déformations Pan-Africaines, excepté la partie méridionale de la série de Nola (Moloto-a-Kenguemba et al., 2008).

La série de Lom comprend un ensemble de métasédiments épi- à mésozonaux, constitués de schistes volcano-sédimentaires et graphiteux, de quartzites, et de micaschistes. Le métamorphisme et la granitisation sont Pan-Africains (Soba, 1989). L'encaissant gneissique Pan-Africain (Soba, 1989) est séparé des métasédiments par des cisaillements NE-SW senestres. Ce groupe de Lom représente un bassin syntectonique (613 - 600 Ma) associé à la zone de cisaillement de la Sanaga (Ngako et al., 2003; Toteu et al., 2006).

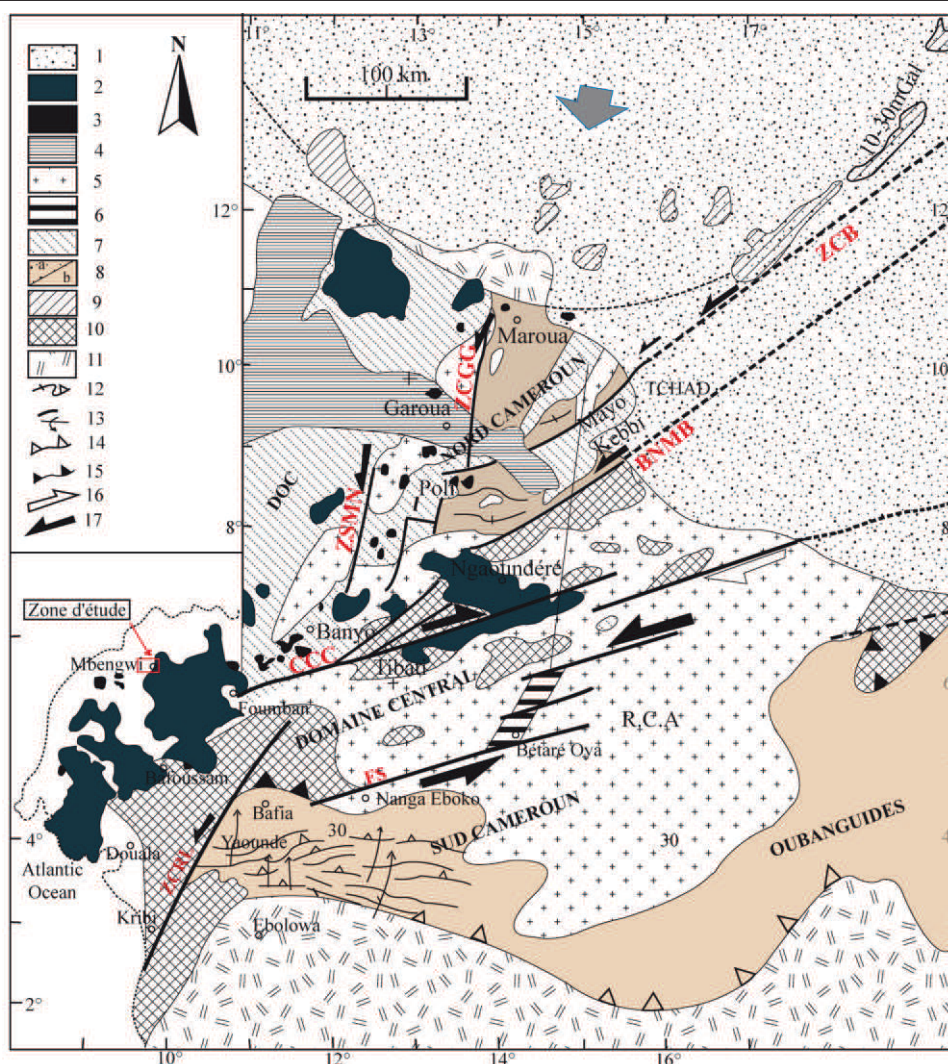


Figure 9: Schéma structural de la chaîne Pan-Africaine (Ngako, 1999; Ngako et al., 2003, 2008).

1 = Sédiments Quaternaires; 2= Massifs volcaniques; 3 = Ensembles plutoniques; 4 = Sédiments Mésozoïques (Fossé de la Bénoué); 5 = Granitoïdes subcalcins syntectoniques tardifs; 6 = Bassin syn-tectonique de Lom; 7 = Domaines Ouest-Camerounais (DOC); intrusions syntectoniques précoces calco-alcalines basiques à intermédiaires, 660 -600 Ma); 8a = Groupe de Poli (Marge active supracrustale Néoprotérozoïque et intrusions juvéniles); 8b = Groupe de Yaoundé; 9 = Crêtes gravimétriques de Massenga-Ounianga (10 - 30mGal); 10 = Reliques Paléozoïques du Nyong et de l'Adamaoua-Yadé; 11 = Craton ; 12 = Tendances de la foliation S2 et de la linéation L2; 13 = Antiformes verticaux inverses; 14 = Principale zone de chevauchement syn-D2; 15 = Zone de Chevauchement syn-D1 (sépare les zones BP à MP du Nord des zones HP du Sud); 16 = Sens du mouvement cisailant syn-D3; 17 = Sens du mouvement cisailant syn-D3. La flèche grise représente la direction de contrainte régionale contrôlant l'épaississement crustale et les grands mouvements senestres syn-D1-3 Direction régionale de contraintes principales. Les lignes épaisses sont des zones de cisaillements.

BNMB = Zone de cisaillement Buffle Noir de Mayo Baléo; ZCB = Zone de cisaillement de Balché; CCC = Cisaillement Centre Camerounais; ZCGG= Zone de cisaillement Godé-Gormaya; MNSZ = Zone de cisaillement de Mayo Nolti; ZCR = Zone de cisaillement du Rocher du Loup ; FS = Faille de la Sanaga.

II.1.1.3.3 GRANITOÏDES DE LA CHAÎNE PAN-AFRICAINE NORD ÉQUATORIALE

Les granitoïdes Pan-Africains couvrent une superficie considérable dans la partie centrale du Cameroun, et également à l'Ouest du Cameroun, notamment le long de la Ligne du Cameroun. Ces granitoïdes sont très variés (Gazel, 1956; Bessoles et Trompette, 1980) et constituent un cycle d'âge cambrien qui englobe la majorité des granites syn- et post-tectoniques, à l'exception des granites ultimes (Lasserre, 1967 a et b).

Ces granitoïdes sont de type I et S, métalumineux à faiblement hyperalumineux (Nzenti et al., 2006; Njanko et al., 2006; Tchameni et al., 2006, Tetsopgang et al., 2006; Djouka-Fonkwé et al., 2008; Kwékam et al., 2010). Ils correspondent à des granites à biotite et amphibole, granites à biotite et muscovite, monzogranites, monzonites à quartz, granodiorites, syénogranites, monzonites, tonalites, monzodiorites à quartz, monzodiorites et diorites. Le magmatisme est calco-alcalin ou shoshonitique.

Ils proviennent soit de la fusion anatectique de la croûte superficielle, soit de la fusion partielle d'un manteau lithosphérique juvénile (Djouka-Fonkwé et al., 2008; Kwékam et al., 2010).

Les âges de ces granitoïdes s'étalent du Néoprotérozoïque III (630 Ma), à la fin du Cambrien (510 Ma environ) (Bessoles et Trompette, 1980; Djouka-Fonkwé et al., 2008; Njiekak et al., 2008; Kwékam et al., 2010).

A l'état actuel de nos connaissances, nous pouvons énumérer 5 modèles principaux qui ont été proposés pour expliquer l'évolution tectonique de la chaîne Pan-Africaine: le modèle de **multiples collisions** (Toteu, et al., 1991), le modèle d'un «**basin and range**» **dahoméen** (Affaton et al., 1991), le modèle de **rifts continentaux** associés à l'ouverture de l'océan dahoméen (Castaing et al., 1993; 1994), le modèle de **chaîne bi-liminaire** bordée par deux principales zones de subduction (Trompette, 1994), le modèle de **poinçon** (Ngako et al., 2008).

Le dernier modèle ci-dessus cité (figure 10) implique une collision entre trois blocs continentaux, à savoir: le craton São Francisco-Congo, le bloc Est-saharien et le craton Ouest-africain. Cette collision a généré une déformation intense dans le nord-ouest du Cameroun, suite à la pénétration du poinçon subsaharien dans la marge active du craton São Francisco-Congo entre 640 et 580 Ma.

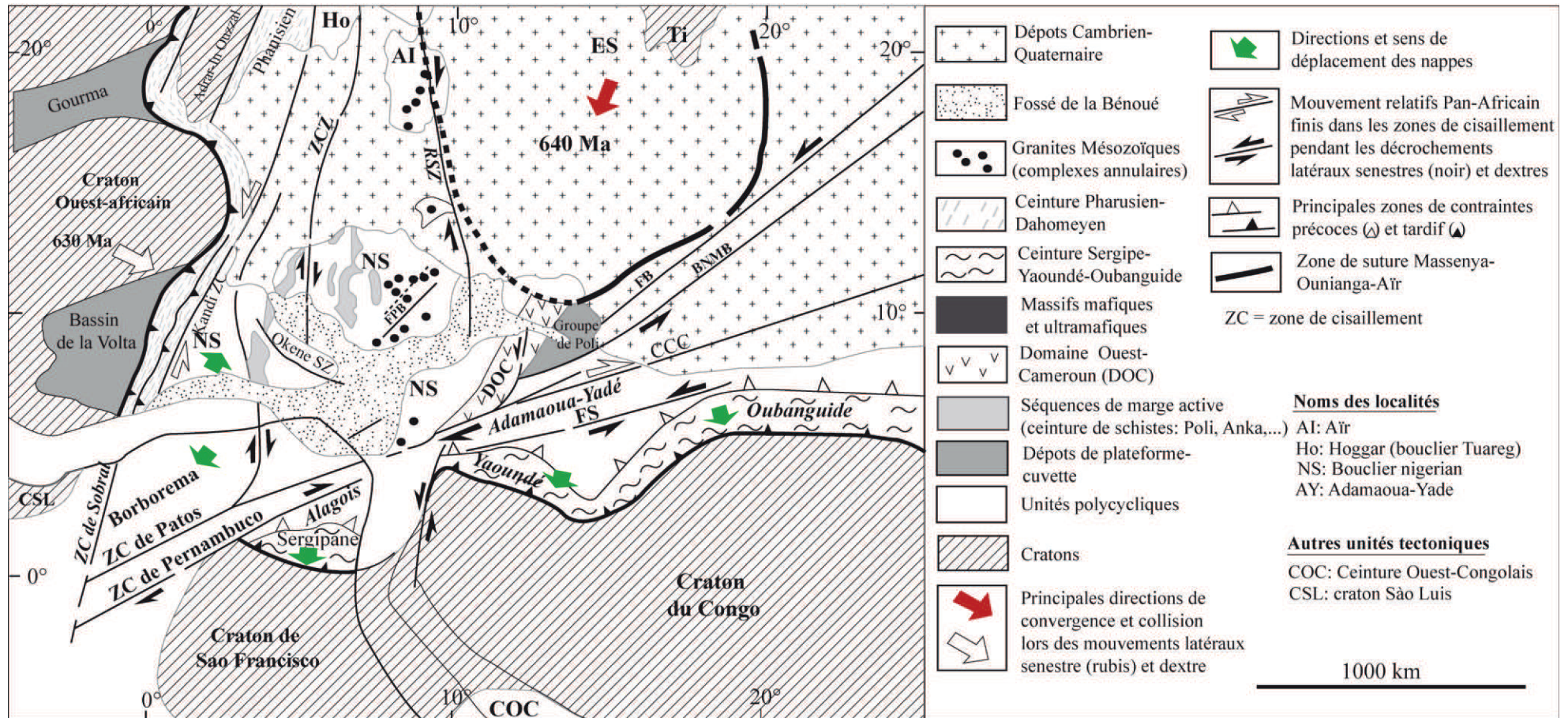


Figure 10: Modèle d'évolution tectonique de la chaîne Pan-Africaine de Ngako et al. (2008).

Le sens fini du mouvement de cisaillement se corrèle au Nord-ouest du Cameroun avec les phases D_2 (flèches vertes) et D_3 (flèches vides). Les principales zones de cisaillement recoupent les plis précoces dans tous les domaines Pan-Africains. La géométrie finie illustrée à la fois par des mouvements senestres (Nord-ouest du Cameroun) et dextres (domaines Trans-Sahara - Nigéria Brasiiliens) décrit un creux tectonique épousant la forme en fourche du Sahara oriental.

II.1.2 LIGNE DU CAMEROUN

II.1.2.1 DÉFINITION ET CARACTÉRISTIQUES

La Ligne du Cameroun est un linéament géologique d'environ 100 kilomètres de large, orienté SW-NE (valeur moyenne: N30E). Cette mégastucture tectono-magmatique est caractérisée par un alignement de volcans océaniques, de massifs pluto-volcaniques et de volcans continentaux s'étalant sur plus de 1600 kilomètres (figure 11).

Les données pétrologiques et géochimiques disponibles à ce jour montrent que les compositions des roches plutoniques définissent globalement une série complète de type gabbro-diorite-monzonite-syérite-granite, tandis que celles des roches volcaniques s'étendent des basanites aux trachytes, rhyolites et/ou phonolites dans un massif donné, définissant une série bimodale caractérisée par une grande abondance de laves mafiques et felsiques et la rareté des roches intermédiaires (mugéarites et benmoréites), excepté à la frontière continent-océan (Bioko et le Mont Cameroun) où l'on ne retrouve que des laves essentiellement basaltiques. Cependant quelques massifs comprenant les monts Manengouba et Bamenda-Bambouto affichent une gamme complète de composition allant des termes basiques aux termes felsiques (Marzoli et al., 1999; 2000; Kagou Dongmo et al., 2001; Kamgang et al., 2007; 2008; Njonfang et al., 2011). La nature entièrement alcaline de cette mégastucture a été remise en cause par la découverte des volcans ayant des affinités transitionnelles dans quelques localités du secteur continental (Fosso et al., 2005; Kuepouo et al., 2006; Moundi et al., 2007).

Les données géochronologiques jusqu'ici obtenues ont permis de dater les premières manifestations magmatiques à environ 70 Ma. Selon ces données, l'activité magmatique le long de la Ligne du Cameroun peut être divisée en trois périodes: la première (70 - 40 Ma) qui est bien exprimée sur les complexes anorogéniques et le plateau Bamoun; la deuxième (40 - 30 Ma), représentée par les volcans du Nord Cameroun (cuvette de Bénoué, plateau Kapsiki) et Golda Zuelva, et la dernière (Éocène supérieur à Récent) caractérisée par l'apparition du magmatisme dans le secteur océanique avec une volcanicité épisodique (figure 12).

Sur le plan structural, les observations de terrain, l'interprétation des photographies aériennes (Tchoua, 1974; Gouhier et al., 1974) et satellitaires (Cornachia et Dars, 1983; Déruelle et Regnault, 1983; Moreau et al., 1987) et les analyses d'auto-corrélation (Moreau et al., 1987) ont permis d'identifier 4 grandes directions de fracturation ou de linéaments majeurs:

- N30°E ou direction de la Ligne du Cameroun;
- N70°E ou direction de l'Adamaoua (n'appartenant pas à la ligne du Cameroun);

- N135°E ou direction de la haute Bénoué;
- N170°E ou direction Pan-africaine trans-saharienne.

Les directions N70°E et N-S sont connues dans le socle Pan-Africain (foliation) contrairement aux directions N135°E et E-W déduites du modèle de Riedel, qui sont mieux exprimées dans les terrains sédimentaires et volcaniques (Moreau et al., 1987).

Sur le plan sismique, la Ligne du Cameroun ne présente aucun risque majeur à cause de sa faible sismicité (magnitude $\leq 4,8$) qui correspond généralement à l'intensité VI sur l'échelle de Mercalli (Fairhead, 1985; Tabod et al., 1992; Ateba et Ntepe, 1997; Ateba et al., 2009).

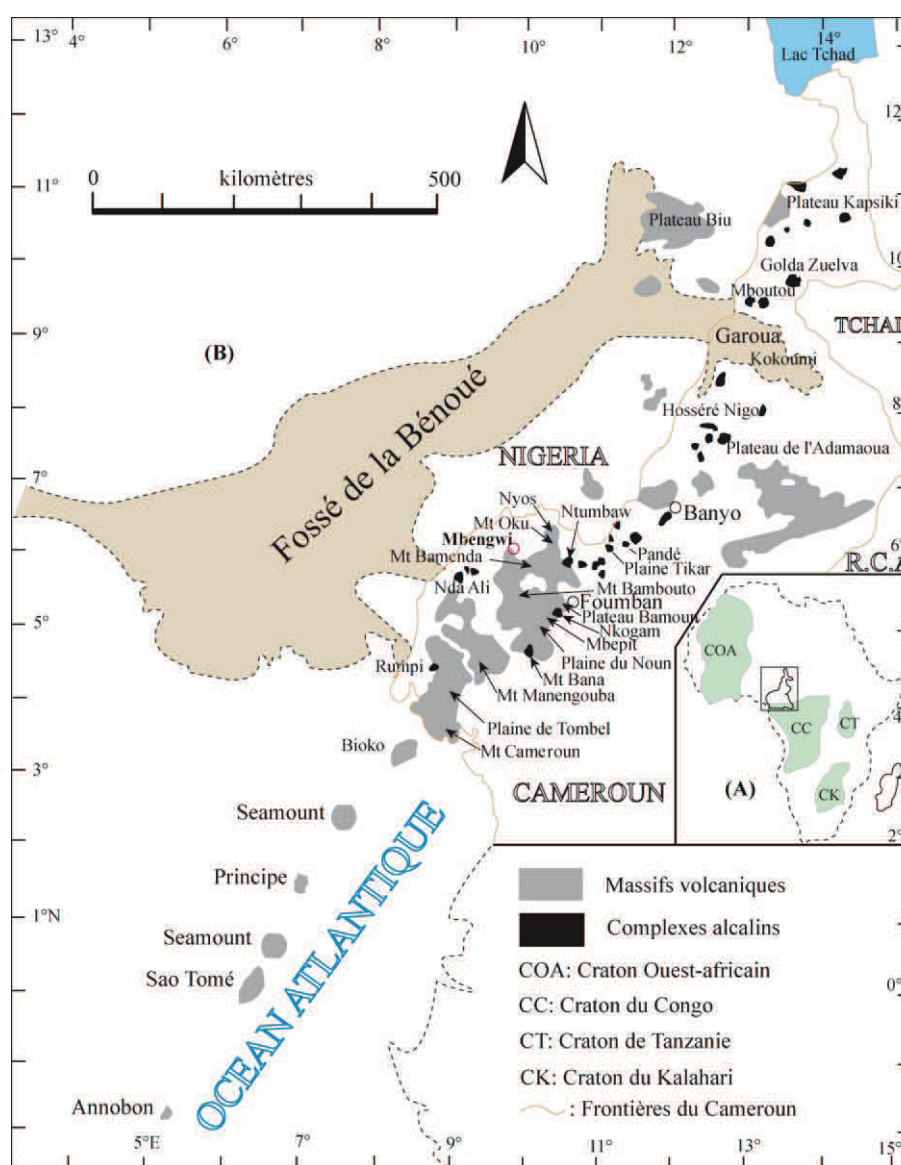


Figure 11: (A) localisation du Cameroun en Afrique;
 (B) Distribution du magmatisme de la «Ligne du Cameroun» (Njonfang et al., 2011).
 La localisation des seamounts (guyots) est de Burke (2001).

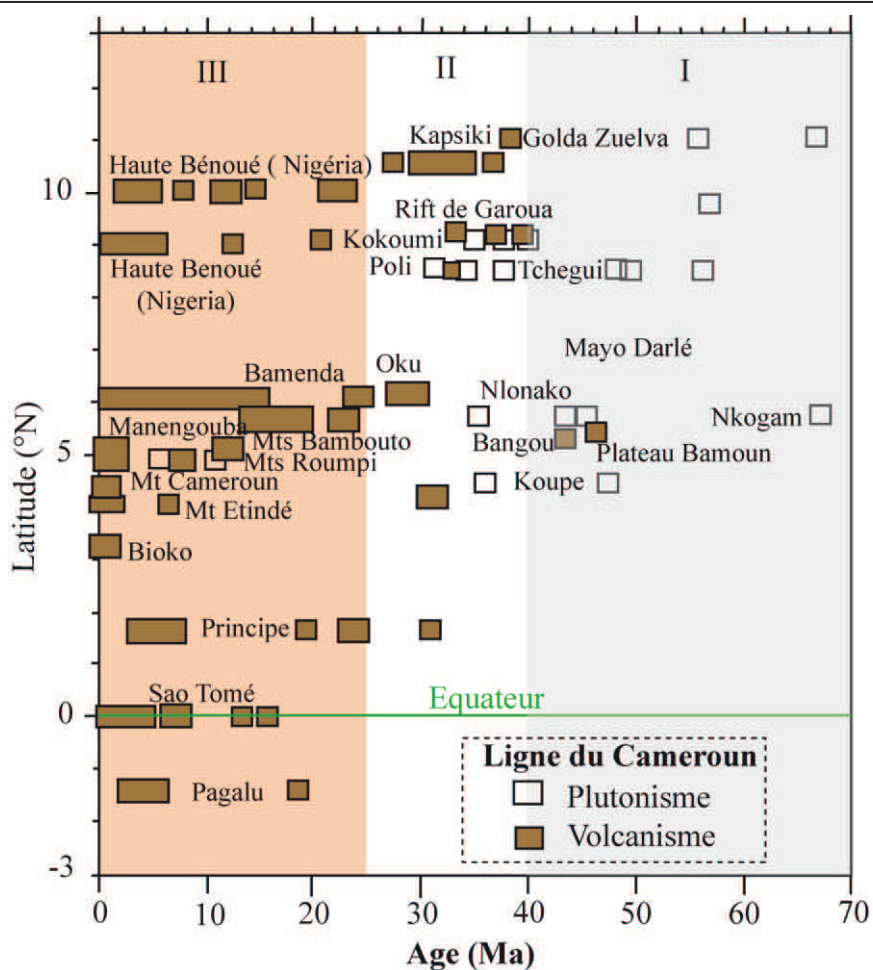


Figure 12: Distribution des âges des édifices volcaniques et plutoniques de la Ligne du Cameroun (Njonfang et al., 2011 et références incluses).

II.1.2.2 DIFFÉRENTS MODÈLES ET INTERPRÉTATIONS DE LA «LIGNE DU CAMEROUN»

Pour expliquer l'origine du magmatisme le long de la Ligne du Cameroun, différents modèles aussi contradictoires que complémentaires ont été proposés. Ces différentes hypothèses attribuent l'origine de la Ligne du Cameroun entre autres à: **un fossé tectonique** (Geze, 1943; Dumort 1968), **un rift continental naissant** (Vincent, 1970; Lasserre, 1978, Jacquemin et al., 1982) marqué par la présence de basaltes transitionnels ou moyennement alcalins (Moundi et al., 1996; Fosso, 1999), **un ou plusieurs points chauds** à la convergence de l'Atlantique sud, du fossé de la Bénoué et du golfe de Guinée (Morgan, 1972; Tchoua, 1974; Van Houten, 1983; N'ni et al., 1986; Duncan et al., 1991) liés à l'ouverture de l'Atlantique ou encore **une ligne chaude** (réservoir magmatique linéaire) profonde, fonctionnant par intermittence (Bonatti et Harrison., 1976; Meyer et al., 1998; Déruelle et al., 2007).

Le modèle de Ngako et al. (2006) sur lequel nous portons notre choix, prend en considération à la fois l'absence de migration régulière d'âge suivant la direction SW-NE de la Ligne du Cameroun, les caractéristiques pétrologiques et les arguments structuraux. En effet, à partir du modèle de Hieronymus et Berkovici (2000), Ngako et al. (2006) attribuent le mécanisme de la mise en place de la Ligne du Cameroun à l'action combinée de multiples interactions complexes entre les panaches mantelliques et les failles lithosphériques précambriennes pendant le mouvement de la plaque africaine, qui induisent l'alignement oblique des complexes magmatiques.

II.2 GÉOLOGIE RÉGIONALE

Les hautes terres de l'Ouest-Cameroun tel que défini par Marzoli et al. (1999; 2000) sont constituées des monts Bambouto, Bamenda et Oku.

Les monts Bamenda qui sont plus proches de la zone d'étude, sont situés entre 5°40'N et 6°10'N et 10°00'E et 10°30 E' et représentent le quatrième volcan le plus important de la Ligne Volcanique du Cameroun en terme volumétrique. Ils apparaissent comme une prolongation NE des monts Bambouto avec lesquels il n'y a aucune limite claire. Le massif culmine à 2621m (bordure du lac Bambili) et repose sur un socle granitique Pan-Africain (Toteu et al., 2001; Nzolang et al., 2003). Les laves mafiques sont constituées de basanites, basaltes, et hawaiiites tandis que les laves intermédiaires sont rares et comportent peu de benmoréites et mugéarites contrairement aux laves felsiques qui sont abondantes et constituées de trachytes, de rhyolites, de dépôts et de coulées pyroclastiques (Gountié Dedzo et al., 2011). Les roches mafiques et intermédiaires sont alcalines et les roches felsiques sont généralement métalumineuses à hyperalcalines. Les âges K-Ar (Kamgang et al., 2010) prouvent que les laves felsiques sont plus anciennes (27,40 - 18,98 Ma) que les laves mafiques (17,4 Ma à Présent).

Les massifs volcaniques de Oku et des Bambouto sont également dominés par les laves felsiques par rapport aux laves mafiques. Comme dans les Monts Bamenda, les laves felsiques sont plus anciennes (Marzoli et al., 1999, 2000) et incluent d'abondants trachytes, des rhyolites (moins abondantes), et très peu de benmoréites; tandis que les laves mafiques se composent de basanites, basaltes et accessoirement d'hawaiiites et mugéarites. Les laves mafiques sont généralement alcalines et les felsiques alcalines à hyperalcalines; cependant la présence de quelques laves à affinité transitionnelle a été signalée (Marzoli et al., 2000).

Comme dans d'autres massifs de la Ligne Volcanique du Cameroun, la cristallisation fractionnée souvent associée à la contamination crustale des magmas mantelliques est le principal processus de différenciation des laves des hautes terres de l'Ouest-Cameroun (Marzoli et al., 1999; 2000; Kamgang et al., 2010).

La région de Mbengwi située à l'WNW des monts Bamenda est caractérisée par l'abondance de roches Pan-Africaines par rapport aux roches magmatiques Tertiaires. Les formations Pan-Africaines sont constituées principalement de granitoïdes hétérogènes et syntectoniques, renfermant localement des enclaves de gneiss et/ou d'amphibolites.

II.3 ZONE D'ÉTUDE: BILAN DES TRAVAUX ANTÉRIEURS

La région de Mbengwi et ses environs immédiats n'ont jamais fait jusqu'ici l'objet d'études détaillées et approfondies. Néanmoins, les travaux de Dumort (1968) et Peronne (1969), pour la plupart menés à grande échelle sont d'une importance considérable d'autant plus qu'ils donnent un aperçu général de la géologie de cette partie du Cameroun où l'on rencontre des formations du socle, traversées par des filons de diverses natures, et sur lesquelles reposent des formations volcaniques et sédimentaires.

Les roches métamorphiques comprennent les gneiss et les amphibolites. Les gneiss, quasi absents du secteur de Mbengwi, forment plus loin à Ntugié un groupe important et assez diversifié, et sont affectés par une migmatisation qui est soit de type hétérogène (épibolite, diadysite), soit de type homogène (embréchite rubanée et oeillée) (Dumort, 1968). Les amphibolites s'observent au milieu des roches plus franchement migmatitiques, comme dans la région d'Oschié (Peronne, 1969). Ce sont des roches sombres, généralement assez massives, à grain fin, présentant presque toujours une certaine schistosité et un débit en plaquettes, affleurant en dalles plus ou moins irrégulières.

Les roches plutoniques sont constituées d'anatexites et de granitoïdes. Sur la base de la nature du grain, on distingue trois types: le type porphyroïde, le type à grain moyen et le type à grain fin. Les granites, pour la plupart calco-alcalins, forment deux groupes pétrographiques bien distincts: les granites monzonitiques et les granites potassiques (à biotite). Les granites potassiques ont une composition et une texture qui varient continuellement, et gardent beaucoup d'affinités avec les roches généralement migmatitiques qui les encadrent (Dumort, 1968; Peronne, 1969). Les granites monzonitiques, sont ceux ayant un rapport microcline/plagioclase voisin de 1 (Peronne, 1969). Ils représentent le groupe le plus

important des granites hétérogènes, et forment des massifs à contours diffus, qui semblent parfois s'allonger dans le sens de la foliation. On peut y distinguer 3 types:

❖ Les granites monzonitiques à biotite dominante. Ce type est très répandu autour d'Acha, Ntugie, et Oschie. Il a une texture irrégulière avec un grain souvent fin, parfois plus large, sub-porphyroïde (Dumort, 1968; Peronne, 1969). On y remarque des traînées de biotite et des enclaves amphibolitiques.

❖ Les granites monzonitiques à biotite et muscovite dominantes; ils affleurent sur la route de Njinikom à Wum.

❖ Les granites à biotite et amphibole. Ce sont des roches grenues orientées, avec un microlitage discontinu de biotite et hornblende verte.

Les anatexites sont des granites que l'on peut qualifier d'orientés ou gneissiques, plus rarement foliés. A l'affleurement, l'hétérogénéité est très grande, avec une variation de la taille du grain, de la couleur et de la teinte des éléments (Dumort, 1968).

Les roches filoniennes sont essentiellement des filons de quartz, d'aplite et de pegmatite. Les aplites forment des filons plus ou moins diffus dans les gneiss et les migmatites. Elles sont pauvres en mica et riches en magnétite (Peronne, 1969). Les filons de pegmatite sont associés aux diverses roches du socle. Il s'agit soit des pegmatites à quartz, soit des pegmatites quartzo-feldspathiques très pauvres en mica, soit des pegmatites à muscovite et grenat, généralement associés aux granites à muscovite (Dumort, 1968; Peronne, 1969).

Les formations volcaniques sont représentées par les basaltes, trachytes et rhyolites. L'activité volcanique s'est manifestée par l'émission de laves de faible puissance (moins d'un mètre) sous forme de diverses coulées de type lisse, vacuolaire, prismé ou tufacé.

Les coulées vacuolaires ne sont pas très représentées, et occupent les points bas des reliefs, notamment les lits des cours d'eau. Les coulées lisses peuvent se suivre sur plusieurs kilomètres, et sont assez profondément altérées, au point qu'on ne voit parfois qu'un manteau d'argile rouge sur le socle. Les coulées tufacées sont rares du fait de leur très grande altérabilité et apparaissent à la base de certaines coulées de trachyte ou au milieu des basaltes andésitiques. Ces tufs ont une extension géographique plus grande que celle des trachytes. Ils sont dans l'ensemble de teinte variée et contiennent des enclaves du socle et des éléments de roche trachytique de taille millimétrique à centimétrique, emballés dans une matrice. Les tufs clairs, constitués uniquement d'éléments de roches leucocrates ont une composition qui va d'un tuf kératophyre à fragments de kératophyre, à un tuf trachytique (parfois rhyolitique). Les tufs hétérogènes sont formés d'éléments de roche claire de type trachytique mêlés à des

fragments de roches sombres (Dumort, 1968; Peronne, 1969). Cette texture témoigne d'une activité explosive marquée par des explosions variées et des émissions de nuées abondantes très chaudes, ayant précédé la mise en place des appareils trachytiques et rhyolitiques.

Les coulées prismées, assez abondantes, ont des compositions de basalte et trachyte. Sur la surface topographique, ces coulées affleurent en blocs polygonaux, décimétriques à métriques (Peronne, 1969).

CONCLUSION

Il ressort de cette présentation que, l'ébauche de l'histoire géologique de Mbengwi ne se limite qu'aux seuls travaux de Dumort (1968) et Peronne (1969) réalisés à très grande échelle et ne se basant sur aucune analyse chimique. D'où notre intérêt à explorer en détail cette zone, la cartographier, décrire et analyser les différentes formations lithologiques.

CHAPITRE III : MATÉRIELS ET MÉTHODES D'ÉTUDE

Dans ce chapitre nous avons pour souci de présenter les différents outils de travail mis à notre disposition, les différents procédés et techniques utilisés pour bien mener ce travail de recherche. La présentation de ces matériels et méthodes d'études va respecter le canevas de travail que nous nous sommes imposés à savoir : dans un premier temps le nécessaire utilisé pour les travaux de terrain, par la suite les travaux en laboratoire où nous ferons allusion aux différentes techniques analytiques; et enfin la rédaction du mémoire qui a pour corollaire l'exploitation des données d'analyses. Nous présenterons les différents programmes et logiciels utilisés.

III.1. TRAVAUX DE TERRAIN

Les travaux de terrain ont consisté à:

- récolter et géo-référencier des échantillons de roches;
- reconnaître et délimiter les faciès;
- décrire l'environnement géologique et géographique ainsi que les éléments structuraux à l'affleurement;
- faire des mesures structurales nécessaires à la confection d'une carte structurale et l'ébauche d'une histoire géologique de la région;
- collecter les données climatiques;
- photographier le relief, les structures, les roches et tous les détails possibles.

À cet effet, nous disposons comme matériel de travail: d'un marteau de géologue, d'une massette métallique de 5 kilogrammes, d'un appareil photo, d'une loupe, d'une boussole, et d'un GPS.

Depuis l'année 2000, 13 campagnes de terrain effectuées en solitaire ou en équipe, soit l'équivalent de 234 jours, ont été nécessaires pour couvrir l'ensemble de la zone d'étude, et ébaucher une carte géologique au 1/50 000^e.

III.2 TRAVAUX DE LABORATOIRE

Ils ont été effectués en partie au Cameroun dans les ateliers de lames minces de l'université de Yaoundé I et du LTM de Nkolbissong, au laboratoire de géologie de l'ENS de

Yaoundé, ensuite en France dans les laboratoires de l'OMP de l'Université Paul Sabatier de Toulouse et de l'École des mines de Saint Etienne, puis en Espagne à Séville.

Ils ont consisté en la confection des lames minces et des lames épaisses, l'observation microscopique desdites lames, l'observation stéréographique des photographies aériennes, le traitement d'images satellitaires et des données structurales, la préparation du matériel pour diverses analyses et les analyses proprement dites. Nous ne présenterons cependant ici que les techniques analytiques.

III.2.1 DIFFÉRENTES ANALYSES

III.2.1.1 ANALYSES MINÉRALOGIQUES A LA MICROSONDE ÉLECTRONIQUE

C'est cette technique qui a été utilisée pour déterminer les compositions en éléments majeurs des minéraux de nos échantillons de roche.

Les analyses ont été réalisées à la microsonde CAMECA SX50 du Service de microanalyses et microscopie du LMTG de l'OMP de l'université Paul Sabatier de Toulouse. Les conditions d'analyses étaient les suivantes:

- ❖ Pour les minéraux anhydres : tension d'accélération de 15 keV, intensité du faisceau de 20 nA et faisceau focalisé.
- ❖ Pour les minéraux hydratés et les verres : tension d'accélération de 15 keV, intensité du faisceau de 10 nA et faisceau défocalisé (20 μm).
- ❖ Les temps d'acquisition sont de 10 secondes sur le pic, et 5 secondes de part et d'autre du pic pour le fond continu, pour un volume d'analyse de l'ordre de 5 μm^3 .

Les limites de détection analytiques des oxydes dans les principaux minéraux sont présentées dans le tableau III.

Les lames minces polies ont été recouvertes d'une fine couche de carbone (environ 50 nm) déposée par évaporation avec un évaporateur à carbone Edwards (type Auto 306).

Les lames minces déjà carbonées sont placées deux à deux dans un porte-échantillon puis introduites dans le dispositif de la microsonde qui est connecté à trois écrans dont deux d'ordinateurs et un de téléviseur. Le processus opératoire de l'analyse consiste à repérer le minéral à analyser, placer la croisée des fils du réticule de la sonde sur une zone claire dudit minéral, choisir le programme approprié, puis lancer l'analyse en lumière réfléchie.

Sur la base de cette configuration, il est possible d'analyser 3 éléments simultanément, avec une durée d'analyse de 20 secondes en moyenne pour chaque élément. Il faut moins de 2 minutes pour analyser une dizaine d'éléments dans un matériau avec une précision relative de l'ordre du centième.

Tableau III: Limite de détection des oxydes de principaux minéraux analysés à la microsonde CAMECA SX50 (Ancey et al., 1978). *Source:* Service de microanalyses et de microscopie du GET.

Minéral	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO
Cpx	0,070	0,077	0,070	0,088	0,109	0,101	0,058	0,052	0,088	0,039	-
Opx	0,073	0,074	0,072	0,081	0,102	0,097	0,054	0,044	-	0,038	-
Ol	0,071	0,068	-	0,080	0,106	0,103	0,057	0,043	0,000	-	0,136
Pl	0,071	0,069	0,069	-	0,098	-	0,076	0,050	0,059	0,039	-
Chr	0,072	0,074	0,069	0,101	0,128	0,121	0,082	-	-	-	0,158
Pléo	0,063	0,063	0,072	0,080	0,104	0,096	0,092	-	-	-	0,138
Mt	0,074	0,075	0,069	0,076	0,144	0,111	0,080	-	-	-	0,166
Ilm	0,068	0,096	0,065	0,092	0,132	0,114	0,071	0,047	0,099	0,040	0,159
Amph	0,100	0,224	0,100	0,142	0,153	0,145	0,080	0,069	0,119	0,058	0,194
Titanite	0,032	0,053	0,040	0,066	0,081	0,094	0,036	0,041	0,057	0,028	-
Biotite	0,052	0,144	0,045	0,099	0,099	0,110	0,059	0,046	68,495	0,056	0,183
Épidote	0,034	18,144	69,163	20,335	0,100	0,107	63,185	0,058	0,073	33,975	0,000
Kfs	0,031	0,047	0,039	0,000	0,093	0,000	0,035	0,039	0,075	0,027	0,000

Cpx = clinopyroxène, Opx = orthopyroxène, Ol = olivine, Pl = plagioclase, Chr = chromite, Pléo = pléonaste, Mt = magnétite, Ilm = ilménite, Amph = amphibole, Kfs = feldspaths alcalins.

III.2.1.2 ANALYSES DES ÉLÉMENTS MAJEURS SUR ROCHE TOTALE

Les analyses des éléments majeurs ont été effectuées sur roche totale par fluorescence aux rayons X. La spectrométrie de fluorescence X est une technique d'analyse multi-élémentaire qui permet de déterminer avec précision la composition chimique globale d'un échantillon de roche en éléments majeurs (%) et en éléments traces jusqu'à $\mu\text{g/g}^{-1}$.

Le principe de l'analyse consiste à bombarder de la matière avec des rayons X, analyser qualitativement et quantitativement le spectre des rayons X réémis par la matière (poudre de roche), et en déduire la composition élémentaire, c'est-à-dire les concentrations massiques en éléments.

A cet effet, cinquante échantillons sélectionnés en fonction du type pétrographique et de la variation du faciès, ont été envoyés à l'université Jean Monnet de Saint Etienne. Les résultats de ces analyses exprimés, en pourcentage des poids d'oxydes sont présentés en annexes 14 et 18.

➤ **Pratique de l'analyse par fluorescence au rayons X**

La poudre de roche obtenue, est mise dans une coupe dont le fond est un film polymère. L'analyse se fait sous hélium pour éviter que la poudre ne s'envole sous l'effet du pompage. La fusion au métaborate de lithium (éléments à faible numéro atomique) et les pastilles pressées (éléments à numéro atomique élevé) sont les deux techniques de préparation

d'échantillons utilisées pour l'analyse. La fusion implique le mélange de l'échantillon avec un flux que l'on fond en un disque de verre. Cette méthode convient à l'analyse des éléments majeurs. Lorsque des déterminations d'éléments en traces sont requises, ou lorsque les échantillons contiennent de fortes concentrations de minéraux sulfurés, des fusions spécialisées sont nécessaires.

III.2.1.3 ANALYSES DES ÉLÉMENTS EN TRACES SUR ROCHE TOTALE PAR ICP-MS

i) Préparations des échantillons

La préparation des échantillons pour analyses des éléments en traces se fait en 3 étapes successives à savoir: la minéralisation, la fabrication des « solutions mères », et la fabrication des « solutions filles ».

➤ **Minéralisation**

C'est l'étape initiale de la fabrication des solutions mères qui se résume essentiellement aux différentes attaques acides et évaporations des échantillons de roches en solution. Celle-ci intègre les étapes (1), (2), (3) de notre schéma directeur illustré à la figure 13.

➤ **« Solutions mères »**

La détermination des teneurs en éléments en traces des différents échantillons de roches nécessite une mise en solution de ceux-ci. Pour cela 100 mg de poudre roche totale sont prélevés et attaqués sous une hotte aspirante successivement par 1 ml de HNO₃ bidistillé et 2 ml de HF, placés dans un bac à ultrason pendant au moins 15 minutes puis chauffés sur une plaque à 95°C pendant une nuit. Le mélange FH-HNO₃ - roche totale est par la suite refroidi et sera réintroduit dans les plaques chauffantes après ouverture des savilleux pour laisser évaporer à 85°C jusqu'à obtention d'un résidu sec de couleur blanche. C'est ce résidu sec qui sera repris par de l'acide chlorhydrique (HCl) 3N, puis transféré dans des piluliers pour avoir la « solution mère ». Le protocole de dissolution et de réalisation des « solutions mères » est identique pour tous les échantillons et illustré à la figure 13.

La préparation de chaque série d'analyses suit le même protocole et se réfère à des standards internationaux, dont les concentrations en éléments traces sont d'emblé parfaitement connues. Pour le cas d'espèce, nous avons utilisé pour les analyses des laves, deux standards différents: BEN du CRPG de Nancy qui est un basalte très différencié et BHVO de l'USGS. Ces deux standards qui servent d'étalons respectivement pour nos laves

felsiques et nos laves mafiques, seront traités et analysés de la même manière que tous nos échantillons, ainsi qu'un « tube à blanc » en vue de contrôler la qualité de nos mesures et la fiabilité de nos résultats.

Toutes ces manipulations sont réalisées avec le plus grand soin afin d'éviter toute contamination extérieure dans la salle blanche du LMTG (moins de 10000 particules de 0,3 μm par pouce cubique d'air). Les attaques et les évaporations sont effectuées sur plaques chauffantes dans des boîtes ventilées de classe 100.

Les « solutions mères » ainsi obtenues (40 ml, concentration ≈ 100 ppb) sont ensuite laissées au repos pendant au moins 48 heures afin que le résidu soit complètement dissout, et que la complexation des éléments en traces à doser soit complète.

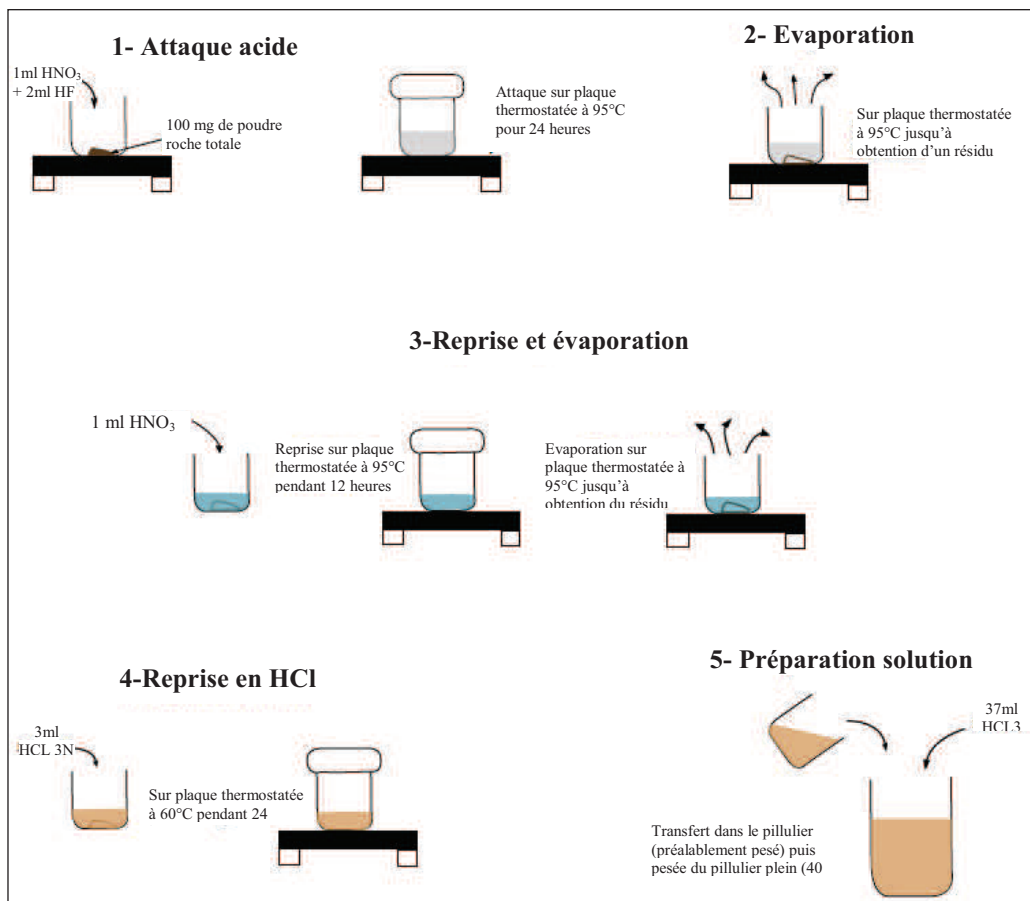


Figure13: Schéma directeur de mise en solution des échantillons et préparation des «solutions mères» pour détermination des teneurs en éléments traces par ICP-MS.

➤ « Solutions filles »

La préparation des « solutions filles » destinées à être analysées à l'ICP-MS se fait la veille et le jour même des mesures. Cette préparation débute par le prélèvement de 150 μl de « solution mère » auxquels on ajoute 10 μl d'une solution artificielle enrichie en Tm ($Tm = 77,9$

ppb; Barrat et al., 1996), cette dernière étant utilisée comme étalon interne (*Spike*). Les standards BEN et BHVO et « le blanc » sont également apprêtés pour les mesures, respectivement par prélèvement de 1,5 ml de « solution mère » sans ajout de spike de Tm, prélèvement de 500 µl de « solution mère » + 300 µl de spike Tm, et prélèvement de 150 µl de « solution mère » + 10 µl de spike de Tm. La fin de cette préparation interviendra lorsque les échantillons ainsi conditionnés seront chauffés à 140°C pendant 30 minutes sous plaque thermostatée puis repris avec environ 20 ml de HNO₃ et dissout dans l'eau ultra pure. Ces «solutions filles » seront hermétiquement fermées dans des béciers puis chauffées sur une plaque thermostatée, cette fois à 60°C jusqu'à leur transfert dans des tubes pour passeur automatique d'échantillons, pour être analysées.

ii) Principe et conditions de mesures à l'ICP-MS

La détermination des concentrations en éléments en traces a été réalisée par ICP-MS de type HR-ICP-MS Thermo ElectronTM Élément II.

Les solutions filles préalablement préparées sont transférées dans des tubes spécifiques pour analyses. Ceux-ci sont ensuite disposés dans un passeur d'échantillons dont on programme le fonctionnement via l'ordinateur de pilotage de l'ICP-MS.

L'échantillon en solution est prélevé par un cathéter puis envoyé dans le nébuliseur où la solution est transformée en aérosol par adjonction d'Argon purifié. L'échantillon est alors introduit dans la chambre de nébulisation qui, par condensation des plus grosses gouttes de l'aérosol sur les parois, va permettre l'obtention d'un brouillard extrêmement fin et homogène. L'injecteur va ensuite amener cet aérosol à proximité immédiate du plasma tout en conservant sa grande homogénéité. C'est ce plasma à très haute température (6000 - 8000°C) induit dans la torche par un champ magnétique créé, qui va permettre l'ionisation des éléments.

La géométrie des cônes et leur espacement sont définis de manière à échantillonner le faisceau ionique généré par le plasma, en arrière de l'onde de choc induite par sa vitesse supersonique. Le faisceau ionique transféré dans la partie spectrométrie de masse, est alors accéléré par un champ électrique à 8000 V au niveau de la lentille d'extraction, focalisé puis diminué physiquement par des fentes métalliques, avant son entrée dans le secteur magnétique. La double focalisation qui est en fait la combinaison d'un secteur magnétique et d'un secteur électrostatique permet la séparation des ions respectivement en fonction de leur masse et de leur énergie cinétique.

A leur sortie du séparateur en masse, ces ions viennent frapper le système de détection qui comptabilise en nombre de coups, la quantité d'ions reçus; cette réponse en nombre de coups étant fonction de la concentration de l'élément dans l'échantillon (Ex: 1.10^6 cps/ppb pour ^{118}In , 2.10^6 cps/ppb pour ^{238}U).

Cependant pour certaines familles d'éléments (du numéro atomique 32 jusqu'à 60), la réalisation des mesures à différentes résolutions ne permet pas de faire la séparation entre les oxydes de l'isotope de masse légère et l'isotope de masse lourde. Dans ce cas, la correction de l'interférence de masse ne peut se faire par l'augmentation de la résolution, mais plutôt en estimant les produits d'oxydes sur ces familles d'éléments. C'est d'ailleurs le cas pour les terres rares pour lesquelles, même en réalisant les mesures à haute résolution on ne parvient pas à se débarrasser des interférences d'oxydes des terres rares légères sur les terres rares lourdes. Ce phénomène est particulièrement critique dans le cas de nos mesures puisque la méthode de calcul utilisée pour la détermination des concentrations en éléments en traces est basée sur l'adjonction à tous nos échantillons du Tm (terre rare lourde) comme étalon interne.

L'ajout de Tm en étalon dans nos échantillons revient à réaliser une dilution isotopique, et permet: 1) de s'affranchir de la perte de matériel à partir du moment où on a ajouté le spike Tm (perte de Er, Tm, Yb); et 2) de recalculer la concentration en éléments en traces des échantillons, en combinant la mesure régulière de l'étalon externe (standard BEN et BHVO-2 de concentration connue) et la mesure des échantillons spikés.

Le calcul des concentrations en éléments en traces se fait en plusieurs étapes successives:

- soustraction des données en nombre de coups, obtenues pour le blanc à celles obtenues pour les échantillons et l'étalon externe;
- correction des terres rares moyennes et lourdes de la production d'oxydes pour les échantillons et l'étalon externe;
- connaissant la masse équivalente exacte de l'échantillon (masse d'échantillon dans la solution fille mesurée) et la masse de Tm ajoutée, on recalcule les concentrations de l'échantillon par rapport au Tm et à la valeur (en nombre de coups) pour le standard BEN correspondant.

III.2.1.4 ANALYSES ISOTOPIQUES Sr ET Nd PAR SPECTROMÉTRIE DE MASSE

Les mesures des rapports isotopiques du Sr et du Nd ont été réalisées sur un spectromètre de masse Thermo Electron TM Triton T1, qui est un spectromètre de type TIMS, à sources solides et à multicollecteurs. Le principe repose sur la séparation des différents

éléments d'un faisceau ionique en fonction de leur énergie cinétique par un champ magnétique. Ainsi les ions les plus lourds qui ont l'énergie cinétique la plus élevée sont les moins déviés par le champ magnétique; ce qui permet de séparer les différents isotopes d'un même élément.

i) Préparation des échantillons

Deux techniques différentes ont été utilisées avant la séparation du Sr et du Nd lors des étapes d'élution:

(1) attaque sur poudre de roche totale et minéralisation de l'échantillon;

(2) aliquote et évaporation des « solutions mères », utilisées pour la mesure des concentrations en éléments en traces par ICP-MS puis reprise par élution.

➤ Protocole de dissolution et de minéralisation.

- ✓ Pesée précise de 100 mg de poudre roche totale dans un bécher d'attaque en téflon;
- ✓ ajout de 2 ml de HF et de 1 ml de HNO₃ puis introduction du bécher hermétiquement fermé dans un bac à ultrason pendant 5 minutes pour dilution;
- ✓ chauffage pendant 48 heures sur plaque thermostatée à 95°C dans une enceinte de classe 100;
- ✓ évaporation, béciers ouverts sur plaque chauffante à 95°C dans une enceinte ventilée jusqu'à obtention d'un résidu sec;
- ✓ reprise du résidu avec 1 ml de HNO₃ pour bien dissoudre le résidu, et évaporation totale sur plaque chauffante à 95°C dans l'enceinte ventilée, jusqu'à évaporation totale;
- ✓ ajout de 1 ml de HCl 6N afin de les préparer à l'élution sur résine échangeuse d'ions, puis évaporation sur plaque à 95°C dans l'enceinte de classe 100 jusqu'à obtention d'un résidu bien sec pour reprise en solution avec du HCl 2,5N avant la première élution.

➤ Aliquote des « solutions mères »

Il se résume en 2 principales étapes:

1) Le prélèvement direct d'un volume précis de la « solution mère » à l'aide d'une micropipette et son transfert dans un bécher d'attaque en téflon. Le volume de « solution mère » à prélever est calculé à partir des concentrations en Nd de façon à obtenir au minimum 1500 ng de Nd à l'issue des étapes d'élution tout en tenant compte des rendements de cette dernière.

2) L'évaporation de la « solution mère » en HCl 3N sur plaque chauffante à 90°C dans l'enceinte de classe 100 (environ 24 heures) jusqu'à obtention d'un résidu sec pour reprise en solution avec du HCl 2,5N avant la première élution.

ii) Protocole d'élution

La séparation du Sr et du Nd à analyser au spectromètre de masse se fait suivant la technique de chromatographie en phase liquide sur des colonnes en polypropylène contenant des résines échangeuses d'ions. Le protocole général utilisé pour la séparation du Sr puis du Nd est illustré dans les tableaux IV, V et VI.

La séparation du Sr et des terres rares se fait sur des colonnes cationiques, contenant 7 ml de résine **DOWEX AG50X8 200-400 mesh** en milieu acide. Le protocole d'élution est détaillé dans le tableau IV-b et a été défini suite à des calibrations des colonnes en volume d'acide introduit (de normalité donnée).

Tableau IV: Première étape (Attaque acide) du protocole de séparation du Sr et des terres rares.

Conditionnement	2ml de HCl 2,5N	
HCl 2,5N	1ml d'échantillon	Surnageant après centrifugation du résidu repris avec HCl 2,5N
	1ml	Piégeage
	1ml	Piégeage
	1ml	Piégeage
	10ml	Rb, Ca, K
	6ml	Sr (à conserver)
HNO₃ 4N	3ml	Ba
	5ml	Terres rares (à conserver)
Remobilisation	H ₂ O	Remise en suspension de la résine avec une micropipette de 5ml
Rinçage	10ml HCl 6N	Lavage
Conditionnement	5ml HCl 2,5N	

La séparation du Nd des autres terres rares est réalisée par chromatographie en phase inverse (Richard et al., 1976) sur des colonnes contenant de la résine LN-SPEC (poudre de téflon sur laquelle a été fixée une molécule organique de Di-Ethyl Hexyl phosphate). Le protocole d'élution est aussi défini suite à la calibration en volume des colonnes (tableau V).

Tableau V: Deuxième étape (Élution) du protocole de séparation de Sr, Pb, Nd

	Volume Éluant	C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7	C8	C9	C10	C11	C12
H₂O+Ech	0,6ml ou 3x 0,2 ml Thru- Spec												
HCl 0,25N	0,25ml												
	0,25ml												
	0,25ml												
	0,25ml												
	Suivant colonne Nd	3,5ml	3,5ml	4ml	4ml	3,5ml	3ml	4ml	4ml	5ml	3,5ml	3,5ml	3,5ml
HCl 2N		2ml	2ml	2,5ml	2,5ml	2ml	2,5ml	2,5ml	2,5ml	2,5ml	2,5ml	2,5ml	2,5ml

Tableau VI: Phase ultime du protocole de séparation de Sr, Pb Nd

Colonne Sr-SPEC	Colonne TRU-SPEC	Colonne LN-SPEC
<input type="checkbox"/> 150 µl de résine	<input type="checkbox"/> 150 µl de résine	<input type="checkbox"/> Lavage 3 ml H ₂ O
<input type="checkbox"/> Lavage 1ml HCl 6N	<input type="checkbox"/> Lavage 2x 2ml H ₂ O MQ	
<input type="checkbox"/> Lavage 2x 2 ml HNO ₃ 0,05N		
<input type="checkbox"/> Conditionnement 2 x 0,5ml HNO ₃ 2N	<input type="checkbox"/> Conditionnement 2 x 0,5 ml HNO ₃ 1N	<input type="checkbox"/> Conditionnement 2ml H ₂ O MQ
<input type="checkbox"/> Empiler Sr sur TRU		Acides utilisés : HNO₃: 2N, 7N, 0,05N et 1N HCl: 6N, 0,2N et 0,25N
<input type="checkbox"/> dépôt 0,5 ml d'échantillon (HNO ₃ 2N)		
<input type="checkbox"/> 0,2 ml HNO ₃ 2N		
<input type="checkbox"/> 0,2 ml HNO ₃ 2N		
<input type="checkbox"/> Découplage des colonnes		
<input type="checkbox"/> 2 x 0,25 ml HNO ₃ 7N	<input type="checkbox"/> Rincer 0,5 ml HNO ₃ 1N	
<input type="checkbox"/> 1 ml HNO ₃ 7N	<input type="checkbox"/> Rincer 0,5 ml HNO ₃ 1N	
<input type="checkbox"/> 3 x 0,1 ml HNO ₃ 2N	<input type="checkbox"/> Empiler TRU sur LN	
<input type="checkbox"/> Placer bécher, récupérer Sr	<input type="checkbox"/> 0,2 ml H ₂ O MQ	
<input type="checkbox"/> 2 x 0,25 ml HNO ₃ 0,05N	<input type="checkbox"/> 0,2 ml H ₂ O MQ	
<input type="checkbox"/> 0,5 ml HNO ₃ 0,05N	<input type="checkbox"/> 0,2 ml H ₂ O MQ	
<input type="checkbox"/> BÉCHER POUBELLE	<input type="checkbox"/> Découplage de colonnes	
FIN	FIN	<input type="checkbox"/> 4 x 0,25 ml HCl 0,25N
		<input type="checkbox"/> 2,75 ml HCl 0,25N
		<input type="checkbox"/> Placer bécher récupérer Nd
		<input type="checkbox"/> 1,5mL HCl 0,25N
		<input type="checkbox"/> BÉCHER POUBELLE
		<input type="checkbox"/> Lavage 4 ml HCl 6N
		<input type="checkbox"/> Lavage 3 ml HCl 0,2N
		FIN

III.3 LOGICIELS UTILISÉS

Les principaux programmes utilisés en dehors de l'outil *Microsoft Office* qui a servi pour le traitement des données d'analyses chimiques et la mise en forme de ce mémoire sont:

- *Ternplot*, *Tridraw* et *SigmaPlot* pour les diagrammes triangulaires;
- *Mapinfo* pour géoréférencier et positionner les points d'échantillonnage sur la carte puis *Coreldraw*, *Adobe Illustrator* et *ArcGis10* pour dessiner et traiter diverses cartes et figures;
- *Pétromode* pour la détermination des compositions modales de nos roches;
- le logiciel *Xmas* de la Société Sam'x pour la mise en forme des analyses à la microsonde et le calcul des formules structurales des minéraux.

DEUXIÈME PARTIE: RÉSULTATS ET DISCUSSIONS

*Déjà nous avons la peine à nous représenter les réalités terrestres,
même ce qui est à notre portée, nous le découvrons avec effort.*

Mais les réalités célestes, qui les a explorées?

Sagesse 9: 16 (Bible TOB)

CHAPITRE IV: DESCRIPTIONS STRUCTURALE ET PETROGRAPHIQUE

Hormis les formations sédimentaires très localisées (grès, sable et argiles), on rencontre à Mbengwi deux grandes formations cristallines: les granitoïdes déformés ou orthogneiss et les formations magmatiques récentes (laves et syénite). Notre souci ici est de présenter dans un premier temps les différentes lithologies telles qu'elles affleurent sur le terrain, en faisant allusion à leurs caractéristiques structurales qui nous renseignent sur la nature et l'intensité de la déformation, leurs modes d'affleurement, et ensuite aborder leur description pétrographique d'abord à l'échelle de l'affleurement puis à l'échelle de la lame mince.

IV.1 DESCRIPTIONS STRUCTURALES

Notre préoccupation dans cette section n'est pas de faire une étude structurale détaillée, mais bien plus de présenter quelques éléments structuraux qui attestent du caractère plus ou moins déformé des formations Pan-Africaines étudiées.

IV.1.1 STRUCTURES PLANAIRE

IV.1.1.1 FOLIATION

Deux types de foliation sont observables dans les granitoïdes de Mbengwi. Il s'agit d'une foliation de type compositionnel ou gneissique et d'une foliation de type granulométrique ou textural (litage magmatique?). La foliation de type compositionnel est matérialisée par l'alternance plus ou moins fruste de lits clairs quartzo-feldspathiques et de lits sombres ferromagnésiens à biotite et amphibole (planche II - a). La foliation de type granulométrique observée à certains affleurements est illustrée par l'alternance des niveaux porphyroïdes et de niveaux à grain fin. Cette dernière est due soit à la succession de filons parallèles d'aplite à l'intérieur du granite à grain moyen à grossier, soit à une succession de niveaux pegmatitiques dans un granite à grain moyen à fin (planche II - b).

La direction de la foliation S_{n+1} varie d'un affleurement à un autre. Dans les environs de Allah-Madom (N5°59'57,11'', E10°03'05,7'') son attitude est N170E 35W, au niveau du massif de Gundom et au Nord du secteur à Bessi (06°03,644'N; E10°01,324') cette direction passe à N20-30°E avec un pendage de 60° à 75°WNW, alors qu'à Wumnebit (06°02'23,4''N, 10°00'23,4''E) et Barakwe (06°01'40,3''N, 10°00' 03,1''E) elle est de direction N-S avec un pendage subvertical.

IV.1.1.2 SCHISTOSITÉ

La schistosité est marquée par l'étirement ou l'alignement d'amandes quartzo-feldspathiques, ou des paillettes de micas à l'intérieur des différents plans de foliation. Dans les granitoïdes felsiques l'étirement d'amandes quartzo-feldspathiques confère à certains échantillons un aspect œillé. Dans les micaschistes cette schistosité est ardoisière et marquée par l'alignement de très fines paillettes de biotite et de muscovite parallèle à la foliation. Cette schistosité est globalement de direction N-S et se superpose par endroits à la foliation de type compositionnel. A certains affleurements, des boudins allongés parallèlement à la foliation montrent une schistosité interne plutôt oblique à l'allongement (Planche II-c).

IV.1.1.3 BOUDINS

Les formes des boudins mafiques à grain fin semblent traduire la rhéologie de deux matériaux en contact, et permettent même d'apprécier l'intensité et le type de déformation subie. Ces boudins sont généralement arrondis, fusiformes ou allongés parallèlement à la foliation et souvent repris par des cisaillements. Lorsqu'ils sont repris par des cisaillements, ils dessinent des structures sigmoïdes C/S. Ce sont des boudins symétriques d'axe parallèle à la direction de la foliation, ou dissymétriques. Ils ont généralement une schistosité interne S_n . Leurs dimensions sont assez variables (grand axe compris entre 20 et 170 cm avec un petit axe allant de 15 à 65 cm).

IV.1.1.4 PLISSEMENT

Le plissement est mis en évidence par le profil plus ou moins ondulant de certains filons d'aplites qui alternent avec les granitoïdes porphyroïdes (planche II- d) et la torsion des boudins quartzo-feldspathiques ou quartziques (planche II- e et f).

IV.1.1.5 CISAILLEMENTS ET FAILLES

Les cisaillements sont senestres ou dextres. Ce sont souvent des cisaillements non coaxiaux qui ont tendance à réorienter les structures internes d'où leur obliquité par rapport aux structures enveloppantes (Planche II - c). Ceux-ci sont responsables de la formation des veines de tension en échelons (Planche II - e). L'action des failles est observable beaucoup plus au niveau des filons quartzo-feldspathiques. Il s'agit généralement des failles normales (Planche II-g).

IV.1.2 STRUCTURES LINÉAIRES

Les principales structures linéaires sont: les linéations d'étirement minéral et les axes des boudins et/ou plis. Les axes des boudins sont souvent orientés suivant deux principales directions N0-15°E et N120°E.

IV.2 MODE D'AFFLEUREMENT

Les roches volcaniques de la région de Mbengwi affleurent en boules (cas des tufs) ou en blocs (Planches III-a et III-c) sur les flancs des collines ou sous forme de coulées sur les lits des cours d'eau. Elles affleurent seules, ou entre les blocs de syénites. Les coulées sont généralement prismées, et l'observation de certains fronts révèle une hauteur de plus de 100 m qui semble être négligeable par rapport à l'épaisseur réelle de la coulée qui reste difficile à estimer.

Les granitoïdes sont presque ubiquistes et occupent pour la plupart les hautes altitudes exception faite du centre-ville de Mbengwi. Ils affleurent en massifs plus ou moins allongés suivant une direction préférentielle, en boules de formes variables et de dimensions métriques (planche III-d), en dalles décamétriques à hectométriques (planche III-e), ou en dôme (planche III-f). Ces affleurements pour la plupart sont accessibles en saison sèche, et sont généralement recouverts d'une patine d'altération noire. On peut observer à la surface de certains affleurements des creux ou vacuoles de formes et dimensions variables, dus au départ des minéraux ou d'enclaves, par altération différentielle.



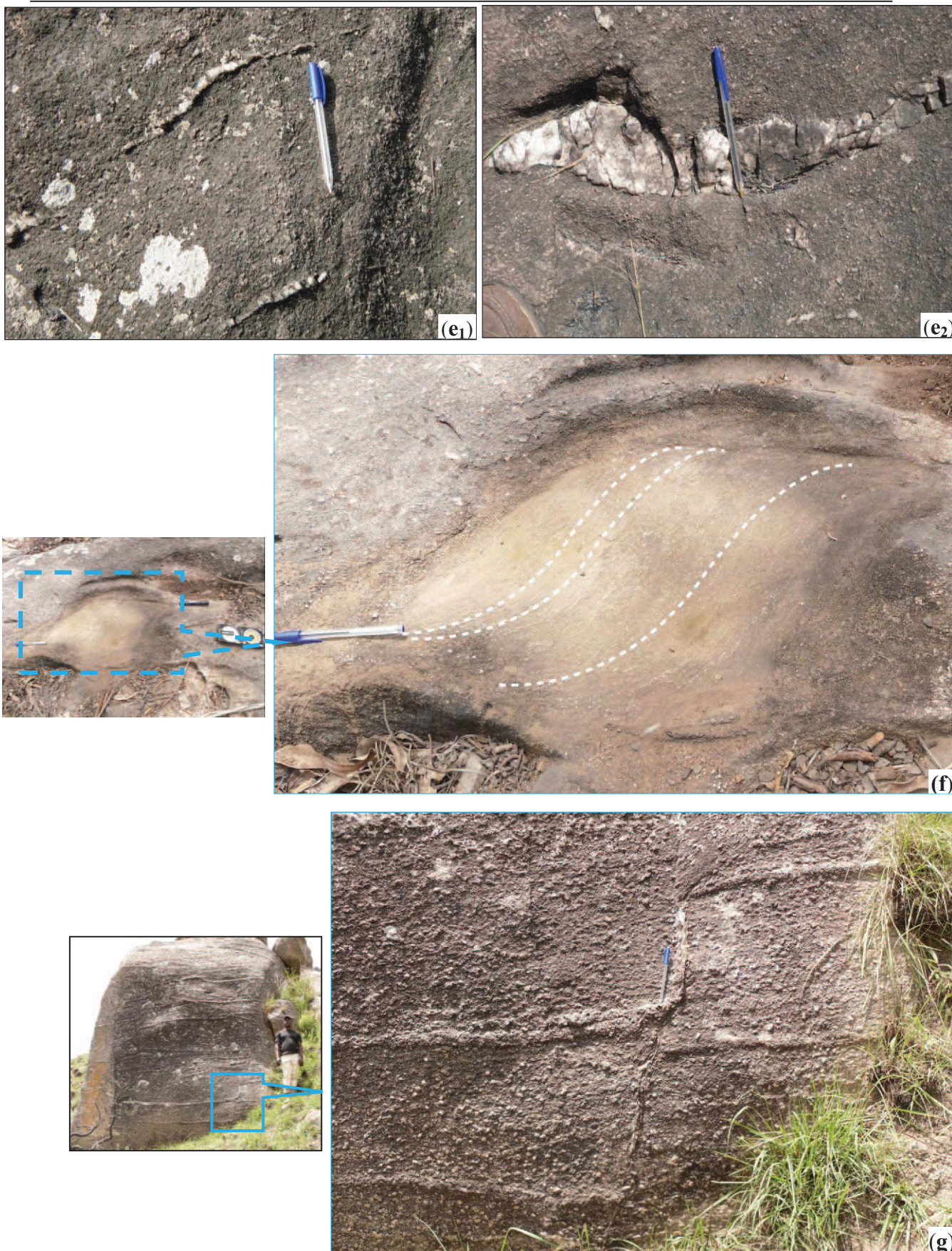


Planche II: Quelques structures de déformation des granitoïdes de Mbengwi.
La pointe du stylo indique le Nord sauf sur la photo (f).

IV.3 ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE

L'étude pétrographique est basée à la fois sur l'observation macroscopique de plus d'une centaine d'échantillons et la description microscopique de quatre vingt dix lames minces de roches (figure 14). Les roches décrites dans ce chapitre proviennent à la fois du socle Pan-Africain et des formations récentes. Trois types pétrographiques affleurent dans la région de Mbengwi. Par ordre d'extension spatiale décroissante, il s'agit des roches plutoniques, des roches volcaniques, et accessoirement des roches métamorphiques.

Pour les descriptions pétrographiques, il convient de mentionner que, les termes texture et structure font respectivement référence à la taille des cristaux et à l'organisation interne de la roche. La définition des textures et de la taille des minéraux dans les volcanites obéit aux critères de Bryan (1979) à savoir: microlites < 0,2 mm ≤ microphénocristaux < 0,5 mm ≤ phénocristaux < 2 mm ≤ mégacristaux. Les compositions modales des roches ont été dans l'ensemble soit estimées visuellement à l'aide d'abaques à partir de l'observation microscopique, soit déterminées à partir du programme « *Péto Mode* » pour quelques échantillons représentatifs.

IV.3.1 FORMATIONS RÉCENTES

IV.3.1.1 GISEMENTS ET ASPECT MACROSCOPIQUE

IV.3.1.1.1 ROCHES VOLCANIQUES

Les laves se présentent sous trois types de coulées : les coulées prismées, les coulées lisses et les coulées vacuolaires.

Les coulées lisses, très denses et compactes, sont de nature basaltique et leur altération laisse en place une patine jaunâtre. Elles sont observables au Nord de la zone d'étude au niveau de « S^t Joseph college ».

Les coulées prismées affleurent à l'entrée de la ville de Mbengwi sur le lit de la rivière Abi et dans la localité de Nongmokwé. Il s'agit généralement d'épaisses coulées en forme de colonnades, observables à certains endroits sur des fronts de plus de 40 mètres de hauteur. Les prismes ou orgues sont majoritairement de forme hexagonale à pentagonale, et délimités par des fentes de tension. Ces orgues pendent vers le Nord, révélant ainsi un écoulement de la lave du Sud vers le Nord.

Les coulées vacuolaires ont des compositions de basaltes à olivine ou de rhyolites. Elles affleurent à Djindom, Nongmokwé, Sang et Munam. Les vacuoles sont de forme variable et de dimensions millimétriques à centimétriques (2 - 15 mm de grand diamètre) et étirées

suivant la direction de la fluidalité. Elles sont plus ou moins étirées dans le sens de la fluidalité. Ces vacuoles sont souvent truffées de carbonates.

Les laves felsiques de composition rhyolitique sont légères. Ce sont des roches à texture microlitique porphyrique. La structure d'ensemble est marquée par une orientation des microlites suivant la direction de la fluidalité. Certains échantillons ont un aspect tigré dû à la présence dans un fond gris, de fiammes de couleur brune, étirées suivant la fluidalité de la lave. Ces laves ont un aspect luisant, ou crayeux lorsqu'elles sont assez altérées, et renferment généralement des enclaves des roches du socle de dimensions centimétriques (1 à 3 cm).

Les tufs affleurent à Nongmokwé en boules de dimensions métriques à décimétriques. Il s'agit des tufs à texture bréchique qualifiés de brèches massives et lithiques dans la classification de Branney et de Kokelaar (2002). La roche se présente comme un assemblage de cristaux et de fragments de roches de nature diverse, de dimensions et de formes distinctes, soudés par un ciment; ce qui donne à la roche un aspect bréchifié. Les fragments (1 - 8 cm de grand axe) sont anguleux ou arrondis et étirés suivant la fluidalité. En fonction de leur couleur, on distingue deux types de tufs: les tufs sombres qui sont de nature trachytique (G₂, E₁) et les tufs clairs qui sont de nature rhyolitique (G₆, F₂, M₁). Leur patine d'altération est blanchâtre ou gris cendré (Planche III- g).

Les laves de Mbengwi se présentent sous cinq variétés texturales: les laves à texture microlitique aphyrique intersertale, les laves à texture microlitique aphyrique fluidale, les laves à texture felsitique, les laves à texture microlitique porphyrique, et les laves à texture bréchique ou tufs (Planche IV).

IV.3.1.1.2 SYÉNITES

Les syénites se rencontrent uniquement dans le village Nongmokwé (SE de la zone d'étude) où elles affleurent sur une butte d'environ 500 mètres de rayon. Ce sont des roches plutoniques grises (mésocrates) affleurant en blocs, en intercalation avec des blocs de rhyolites. Leur texture est grenue à grain fin à moyen, et les minéraux sont jointifs. La taille du grain varie de 0,2 mm à environ 3 mm. On distingue le type gris clair qui est pauvre en minéraux colorés et dans lequel scintillent des cristaux de quartz, et le type gris sombre qui est plus riche en minéraux ferromagnésiens notamment: olivine, amphibole et pyroxène.

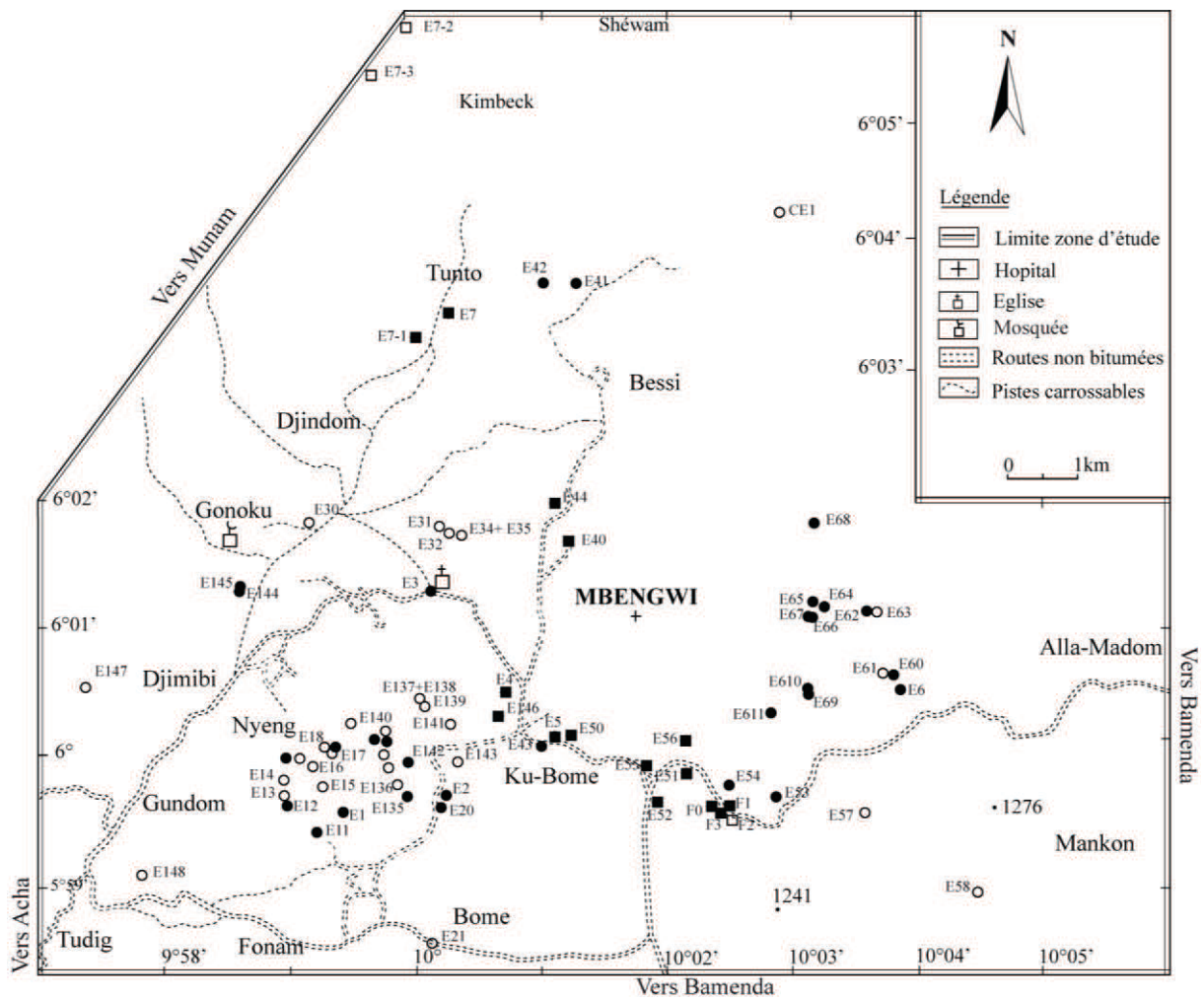


Figure 14: carte d'échantillonnage de la zone d'étude.

Cercles: pleins = échantillons de granitoïdes ayant des analyses roche totale; vides = échantillons de granitoïdes analysés uniquement à la microsonde. Carré: pleins = échantillons de formations récentes ayant des analyses roche totale; vides = échantillons de formations récentes analysés uniquement à la microsonde.



Planche III: Modes d’affleurement et aspects macroscopiques des roches de Mbengwi.

IV.3.1.2 DESCRIPTION MICROSCOPIQUE

IV.3.1.2.1 LAVES

Les laves mafiques ont des compositions de basanites (E₃₀, E₅₁, E₅₅, E₄, E₇, E₇₁), hawaïites (E₅, E₄₀, E₄₃, E₄₄, E₅₀, E₁₄₆) et mugéarites (D₁₅); et les laves felsiques sont constituées de trachytes (E₅₆) et rhyolites (F₃).

i) Basanites

Les basanites représentent les laves les plus riches en phénocristaux, cependant cette phase phénocristalline demeure moins abondante que la phase microcristalline que constitue la mésostase. Certains échantillons (E₅₁) ont une structure fluidale marquée par une orientation préférentielle des microlites dont la concentration varie d'un échantillon à un autre. La mésostase est finement cristallisée et constituée de microlites de plagioclase, de microcristaux d'olivine et de minéraux opaques. Les phénocristaux sont constitués de plagioclase, olivine, clinopyroxène, oxydes ferro-titanés et accessoirement carbonates.

Les plagioclases représentent la phase minérale la plus abondante (30 – 35 %). Ils sont sous forme de phénocristaux et de microlites (0,04 – 0,2 mm). Ils ont majoritairement des compositions de bytownite ou rarement d'oligoclase. Les phénocristaux sont en baguettes ou plaquettes subautomorphes, parfois résorbés par la mésostase (E₅₁) et à inclusion de microcristaux d'olivine. Leur disposition parallèle à l'orientation des microlites confère à la roche une structure fluidale.

L'olivine (15 – 20 %) se présente sous trois phases cristallines: les phénocristaux, les microphénocristaux et les microcristaux. Les phénocristaux (0,9 – 1,5 mm de diamètre) généralement xénomorphes, ont à leurs contours, des franges réactionnelles plus sombres et généralement résorbés ou corrodés par la mésostase. Ces phénocristaux sont souvent à inclusion de minéraux opaques, tandis que les microphénocristaux subautomorphes à automorphes, se retrouvent fréquemment en inclusion dans les plagioclases et les carbonates (E₇₋₁). Dans certains échantillons (E₇₋₁), on observe de larges cristaux d'olivine de 3 à 8 mm de diamètre (Planche V - 1), localement altérés en iddingsite ou en serpentine. Cette iddingsitisation évolue de la bordure vers le cœur du minéral.

Les clinopyroxènes (10 – 15 %) sont en phénocristaux subautomorphes à xénomorphes. Les phénocristaux sont tabulaires ou sub-orthogonaux (1x 3– 0,5 x 2 mm). Ces cristaux sont souvent zonés, et le zonage est marqué le plus souvent par un cœur de couleur rose-clair et une bordure colorée vert-olive à bleu-vert. Certains phénocristaux sont généralement à cœur vert et à inclusions de minéraux opaques et de carbonates.

Les minéraux opaques (20 – 25 %) sont le plus concentrés dans la mésostase, sous forme de microcristaux (0,1 – 0,3 mm de diamètre) arrondis ou anguleux. On les retrouve aussi en inclusion dans l'olivine et le pyroxène. Les microphénocristaux ont souvent un cœur digéré par la mésostase. Certains cristaux sont issus de l'altération des minéraux ferromagnésiens.

Les carbonates (2 %) sont soit en sections hexagonales ou losangiques, soit en agglomérats polycristallins xénomorphes de forme ovoïde ou arrondie, cristallisant dans les géodes. Ils sont reconnaissables par une macle en éventail et certains cristaux sont partiellement bordés par une couronne plus ou moins altérée. Ces carbonates englobent localement les cristaux d'olivine.

ii) Hawaiiites

Les hawaiiites ont presque toutes une structure fluidale, soulignée par l'orientation des microlites de plagioclase suivant la direction de la coulée. Le type à texture microlitique porphyrique est à microphénocristaux de pyroxènes, olivines, minéraux opaques et plagioclases avec comme minéraux accessoires le zircon, l'apatite et les carbonates. La présence de xénocristaux de quartz dans certains échantillons est notable. La mésostase est cryptocristalline et constituée de fins microlites de plagioclases, de microcristaux d'olivine, et de minéraux opaques.

Les plagioclases (35 – 40 %) sont plus abondants en microlites (0,05 – 0,2 mm) qu'en phénocristaux. Les phénocristaux ($\leq 0,4 \times 0,2$ mm) sont souvent légèrement zonés (E_{50}) et/ou à inclusions de minéraux opaques. Ce zonage s'illustre par une bordure mince ($\leq 0,08$ mm) et un cœur épais (0,4 – 0,7 mm). Dans la mésostase, les microlites de plagioclases sont orientés.

Les olivines (15 – 20 %) sont plus concentrées dans la mésostase mais existent aussi en microphénocristaux. Les microphénocristaux sont subautomorphes (forme hexagonale ou losangique) à xénomorphes. L'altération des microphénocristaux en iddingsite est centripète. Lorsque cette déstabilisation n'est pas complète, elle laisse souvent en place un squelette altéré contenant une relique d'olivine. Les microcristaux d'olivine (0,04 – 0,06 mm de diamètre) sont couramment associés aux carbonates dans les géodes, ou en inclusion dans ces derniers.

Les clinopyroxènes (8 – 10 %) sont peu abondants dans les hawaiiites. Ce sont des microphénocristaux subautomorphes, en forme de baguettes allongées. Ils sont fréquemment à inclusions de minéraux opaques et montrent dans certains échantillons une couronne réactionnelle (E_{146}).

Les minéraux opaques (22 – 25 %) sont en grains arrondis ou anguleux de dimensions variables. Les phénocristaux (0,3 à 0,4 mm de diamètre) sont souvent corrodés ou résorbés par la mésostase et englobent des cristaux d'olivine ou de plagioclase dans ces zones de résorption (E₄₀). Les microcristaux (0,02 – 0,09 mm de diamètre) constituent la mésostase.

Le zircon cristallise en microcristaux de forme arrondie ou allongée, en inclusion dans les oxydes.

L'apatite (≈ 2 %) se présente en microphénocristaux xénomorphes (E₅) de teinte grise, souvent en inclusion dans les minéraux opaques et les plagioclases.

Les carbonates (2 – 5 %) sont des cristaux xénomorphes à subautomorphes, généralement craquelés. Ceux de cristallisation tardive viennent colmater les fissures et les géodes. Certains cristaux sont caractérisés par la présence de stries de croissance subcirculaires (E₅₀) et une macle en éventail qui leur confère une pseudo-extinction roulante (Planche V -2). Les cristaux automorphes sont des baguettes allongées pouvant atteindre 2 mm de longueur maximale.

iii) Mugéarite (D₁₅)

La mugéarite a une structure fluidale, marquée par l'orientation des microlites et de baguettes de plagioclases. La roche est composée de plagioclase, olivine, oxydes ferro-titanés et accessoirement apatite.

Le plagioclase occupe 65 à 70 % du volume de la lave et constitue l'essentiel de la mésostase. Ce sont des microlites (0,04 – 0,5 mm) ou baguettes allongées, montrant généralement des craquelures sécantes à l'allongement du minéral. Leur empilement forme des couches qui moulent les phénocristaux d'olivine. On retrouve aussi ces microlites de plagioclase dans les zones de résorption des minéraux opaques.

L'olivine (≈ 15 %) est en cristaux de teinte bleu-vert ou orangée. Les cristaux subautomorphes ont un habitus losangique, prismatique ou sub-hexagonal. Les microphénocristaux (0,3 – 0,4 mm) sont à inclusion d'apatite et oxydes ferro-titanés. Ces microphénocristaux ont souvent des bordures partiellement déstabilisées en iddingsite. Cette altération en iddingsite progresse de la bordure vers le cœur du minéral. Les microcristaux présents dans la mésostase sont arrondis ($\leq 0,08 - 0,1$ mm).

Les minéraux opaques (≈ 10 %) apparaissent en micrograins et en microphénocristaux. Les microphénocristaux (0,1 – 0,3 mm de diamètre) sont généralement corrodés ou résorbés.

L'apatite (≈ 4 %) est en microcristaux et microphénocristaux (0,3 – 0,6 mm) de teinte grise présentant des stries. Elle est souvent associée aux cristaux d'olivine.

iv) Trachyte (E₅₆)

Le trachyte est constitué d'une mésostase entièrement cristallisée et faite de baguettes de feldspaths et de clinopyroxènes. Les phénocristaux sont essentiellement des feldspaths et les microcristaux sont constitués de feldspaths et de clinopyroxène. La structure d'ensemble de la roche est fluidale. Cette structure est souvent traversée par des microfissures colmatées, allongées suivant la direction de la fluidalité. Hormis les deux minéraux précédemment cités on note également la présence d'oxydes ferro-titanés.

Les feldspaths occupent environ 70 % du volume de la roche. Les phénocristaux (1,5 x 2,5 mm de diamètre) sont xénomorphes à subautomorphes, craquelés et présentent une macle simple, ou une double macle péricline. Les microphénocristaux ($\leq 0,5 \times 1$ mm) sont de forme allongée, avec des craquelures perpendiculaires à l'allongement du minéral. Ces phénocristaux d'anorthose sont généralement résorbés par la mésostase, et à inclusion de minéraux opaques ou de clinopyroxènes.

Les clinopyroxènes (≈ 8 %) se présentent en microphénocristaux ou phénocristaux de teinte bleu-vert, subautomorphes à automorphes. Les phénocristaux ($\leq 0,9 - 1,8$ mm) sont à inclusion de minéraux opaques, alors que les microcristaux se retrouvent souvent en inclusion dans les phénocristaux d'anorthose.

Les minéraux opaques (< 5 %) sont anguleux ou arrondis, de taille réduite (0,05 – 0,2 mm de diamètre). Ils sont concentrés dans la mésostase.

v) Rhyolite (F₃)

La mésostase occupe l'essentiel du volume de la roche (environ 80 %) et est caractérisée par la rareté des microlites (0,03 - 0,1 mm). Cette mésostase est cryptocristalline à vitroclastique, de teinte brune, et caractérisée par l'accumulation des traînées ou échardes de verre étirées et des vacuoles provenant de l'éclatement des parois des bulles d'un magma vésiculé. Les seuls phénocristaux sont des feldspaths alcalins et du quartz, emballés par un ciment vitrifié.

Le verre se présente sous forme de veines de teinte grise ou brune. Ces traces de verres ont localement une structure sphérolitique radiaire ou concentrique (Planche V – 3).

Le quartz apparaît en petits cristaux xénomorphes.

Les feldspaths alcalins (≈ 5 %) ont comme dans les trachytes des compositions d'anorthose. Ce sont des cristaux automorphes à subautomorphes, avec ou sans macle, et généralement craquelés. Certains cristaux sont trapus (0,3 x 0,6 mm) alors que les cristaux

hexagonaux (0,5 – 0,9 mm de grand axe) sont prismatiques et allongés dans la direction de la fluidalité.

vi) Tufs rhyolitiques

La structure d'ensemble des tufs est vitroclastique ou eutaxitique, traduite par un assemblage de minéraux, d'enclaves et d'éléments de roches de nature et de taille diverses, emballés dans une mésostase finement cristallisée et présentant souvent des traînées de verre (Planche IV- a). Ces tufs sont caractérisés par les fiammes dévitrifiées de couleur sombre (10 – 30 %) préférentiellement orientées suivant la direction de transport des pyroclastiques. Les fragments lithiques et phénocristaux présentent tous une couronne réactionnelle. La matrice dévitrifiée est faite de quartz + feldspaths alcalins + plagioclases ± clinopyroxènes + minéraux opaques.

➤ **Roche trame**

La roche trame a une texture microlitique porphyrique et est composée de plagioclases, feldspath alcalin, pyroxène, quartz et minéraux opaques.

Le quartz (2 – 3 %) est présent en phénocristaux (2 x 1,5 mm) xénomorphes aux contours nets.

Les clinopyroxènes (< 1 %) se présentent en cristaux subautomorphes, dont les sections basales présentent des teintes brunes. Les phénocristaux sont plus ou moins altérés et les microcristaux sont couramment en inclusion dans les feldspaths (G₂).

Les plagioclases (< 3 %) sont des mégacristaux xénomorphes à subautomorphes, souvent craquelés et parfois à inclusions de minéraux opaques (F₂).

Les feldspaths alcalins (5 - 10 %) ont des compositions de sanidine ou d'anorthose. Il s'agit généralement des mégacristaux (6 × 3 mm) xénomorphes à subautomorphes qui se présentent souvent en sections arrondies, tabulaires ou prismatiques. Ces mégacristaux sont souvent corrodés et/ou résorbés par la mésostase, et cristallisent souvent en bordure des plagioclases (Planche V - 4). L'intercroissance ou interpénétration de certains cristaux (G₆, M₁) dessine souvent des plans d'accolement en zigzag.

Les minéraux opaques (< 4 %) sont anguleux et irrégulièrement répartis dans la roche. Ils résultent parfois de l'altération des autres minéraux ferromagnésiens.

➤ **Fragments lithiques**

Ce sont principalement des débris de roches d'origine magmatique (rhyolite ou trachyte avec très peu de granite, d'ignimbrite et d'obsidienne) ou métamorphique (G₆) et des cristaux

divers, de dimensions centimétriques ($1,5 \times 2,2$ cm) et qui occupent 10 à 25 % du volume de la roche. Ils ont un fort relief et présentent quasiment toutes une couronne réactionnelle.

Les fragments de roches granitiques conservent leur texture grenue, montrant des minéraux jointifs de microcline, orthose et pyroxène. Ce caractère grenu est doublé d'un fin litage, et de la présence de filonets parallèles à cette foliation dans les enclaves d'origine métamorphique (G_2).

IV.3.1.2.2 SYÉNITES

Nous distinguons deux types de syénites: les syénites à quartz (F_0 , BA_{83}) et les syénites à olivine et pyroxène (F_1). La structure de la roche est caractérisée par un assemblage de phénocristaux de feldspaths, d'amphibole et d'olivine entre lesquels s'insèrent les microcristaux d'olivine, clinopyroxène, minéraux opaques, quartz, et de zircon. Les phases minérales communes sont: feldspaths alcalins, amphibole et minéraux opaques. Dans le type à quartz, on note la présence d'autres minéraux accessoires (zircon + apatite), et secondaires (carbonates).

Le quartz (2 – 3 %) se présente en cristaux anguleux, ou arrondis, dont le diamètre varie de 0,25 à 1,5 mm. Il est interstitiel et cristallise entre les phénocristaux de feldspaths.

Les feldspaths alcalins (60 – 70 %) ont des compositions de sanidine ou d'orthose dans les syénites à quartz, et essentiellement de sanidine dans les syénites à pyroxène et fayalite. Ces feldspaths alcalins sont davantage plus abondants dans les syénites à fayalite (≈ 70 %) que dans les syénites à quartz (≈ 50 %). Ils se présentent sous trois générations de cristaux: les mégacristaux (5 – 12 mm), les phénocristaux (1 – 3 mm) et les microphénocristaux (0,5 – 1 mm). Les microphénocristaux sont xénomorphes tandis que les cristaux les plus développés sont en forme de tablettes. Ces feldspaths alcalins sont presque toujours zonés. Les mégacristaux et phénocristaux sont perthitiques et poecilites (minéraux opaques + olivine + clinopyroxène \pm apatite). Le microcline (≈ 3 %), issu de la déstabilisation de l'orthose, apparaît en sections tabulaires subautomorphes, présentant des inclusions d'apatite.

Le clinopyroxène (≈ 4 %) est une hedenbergite. Il apparaît en cristaux automorphes à subautomorphe, de dimension variable (0,02 - 0,05 x - 0,8 - 1 mm). Leur altération débute le long des clivages (Planche V - 5) et aboutit souvent à leur pseudomorphose complète laissant en place le fantôme de l'ancien minéral reconnaissable uniquement par ses formes et teintes.

L'amphibole est plus abondante dans les syénites à quartz (≈ 17 %) que dans les syénites à pyroxène et fayalite (≈ 9 %). Elle se présente en cristaux xénomorphes de dimensions variables (0,1 – 1 mm de dimension). Dans la syénite à pyroxène et fayalite,

l'amphibole souvent associée au clinopyroxène, est à inclusion de minéraux opaques. Les sections basales sont de teinte brune, et à double clivage. Les microcristaux sont interstitiels et cristallisent entre les phénocristaux de feldspaths. Certains cristaux zonés sont à cœur épais avec des bordures altérées (Planche V - 6).

L'olivine (< 2 %) est une fayalite qui se présente en phénocristaux subautomorphes et en microphénocristaux (0,1 - 0,3 mm). Les phénocristaux sont localement craquelés et à inclusion de minéraux opaques, tandis que les microphénocristaux se retrouvent en inclusion dans les mégacristaux de feldspaths. Certains phénocristaux d'olivine ont des recristallisations bordières (Planche V - 7).

Les minéraux opaques (< 2 %) ont une composition d'ilménite. Ce sont des cristaux arrondis ou anguleux, souvent en inclusion dans les amphiboles. Certains phénocristaux présentent généralement des recristallisations bordières (Planche V - 8).

L'apatite (< 1 %) se présente en cristaux interstitiels de teinte grise et de taille variable. Ce sont des cristaux en forme de polygones ou de prismes allongés, souvent en inclusion dans les feldspaths.

Le zircon est en microcristaux interstitiels, xénomorphes de teinte bleue ou violacée.

Les carbonates ont une composition de sidérite et se présentent en microcristaux interstitiels généralement associés aux feldspaths.

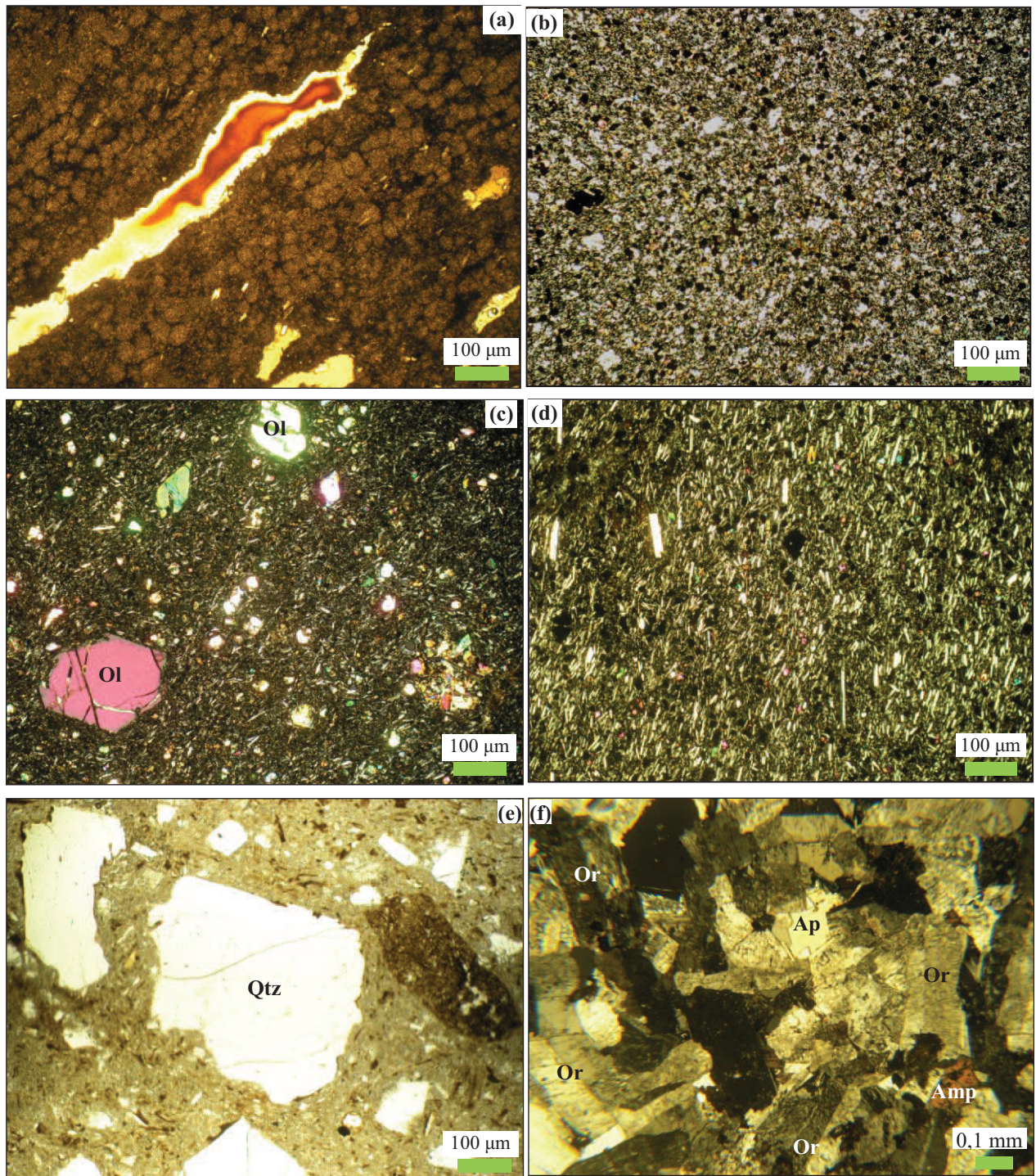


Planche IV: Textures des formations récentes. Les symboles des minéraux sont de Kretz (1983). Amp = amphibole; Ap = apatite; Ol = olivine; Or = orthose; Qtz = quartz.

- a) texture felsitique dans une rhyolite. Les trainées de verre sont étirées et de teinte brune;
- b) texture microlitique aphyrique dans une hawaiite (E₅₀);
- c) texture microlitique porphyrique dans une basanite (E₇);
- d) texture microlitique aphyrique à structure fluidale dans une hawaiite (E₄₆);
- e) texture bréchique dans un tuf rhyolitique; On peut y observer des fragments de roche et des cristaux de quartz emballés dans un ciment leucocrate fin (E₅₂);
- f) texture grenue à grains jointifs dans une syénite alcaline (F₀)

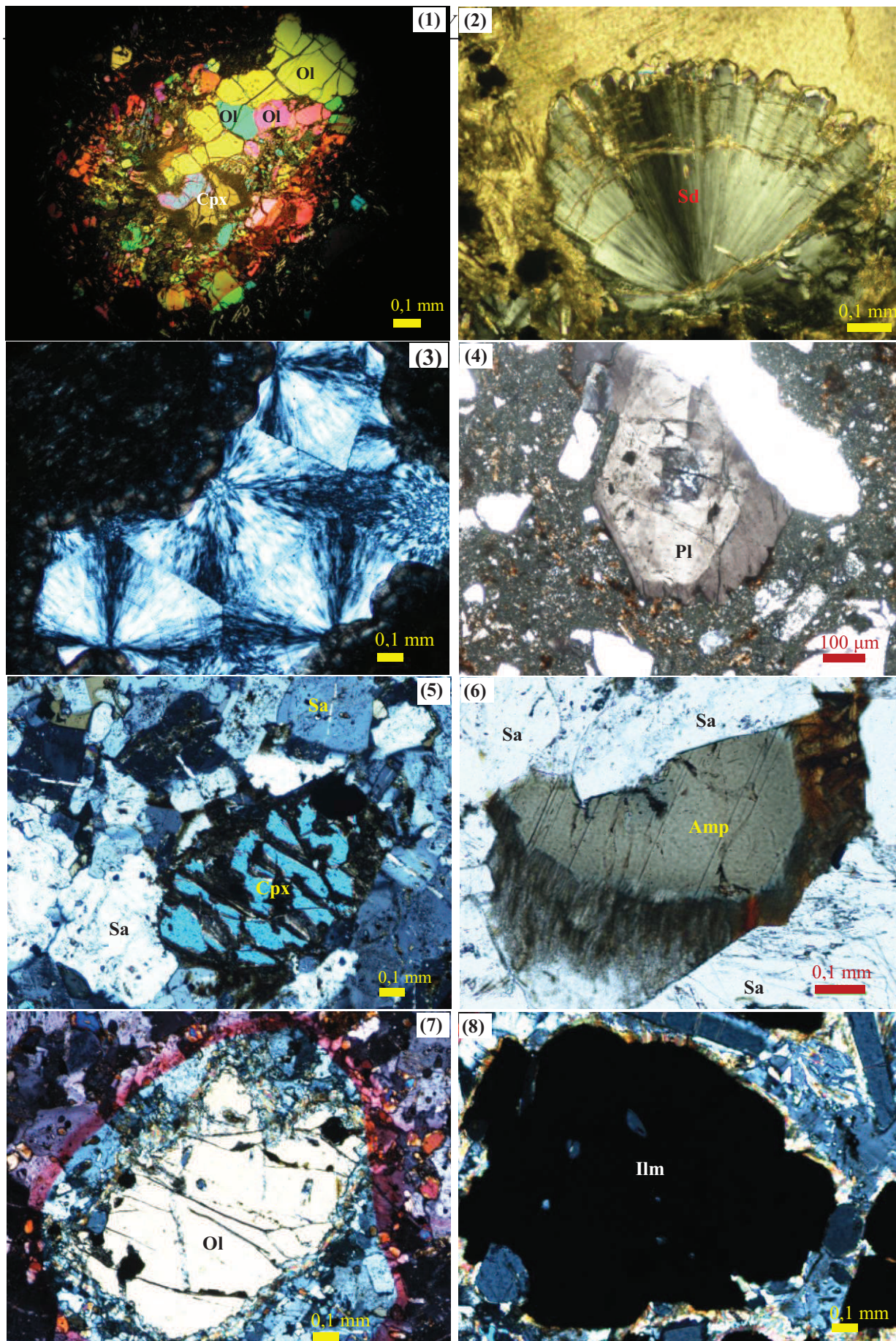


Planche V: Microphotographies de quelques minéraux des formations récentes.

IV.3.1.3 ORDRE DE CRISTALLISATION DES MINÉRAUX

L'ordre de cristallisation des différentes espèces minérales est à rattacher à la séquence de Bowen. Cet ordre d'apparition des minéraux constitutifs est mis en évidence à partir de la morphologie, de la taille des minéraux puis, de certaines relations particulières entre les différentes espèces minérales telles les inclusions qui nous aident à nous prononcer sur l'antériorité d'un minéral par rapport à un autre.

Dans les laves mafiques l'ordre de cristallisation des minéraux qui nous semble logique est le suivant: d'abord les minéraux primaires dans l'ordre suivant: zircon (lorsqu'il est présent) – microcristaux d'oxydes ferro-titanés en inclusion dans les olivines et clinopyroxènes – phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène des basanites et hawaiiites – apatite – phénocristaux de plagioclase – microlites de plagioclase; ensuite les minéraux secondaires, notamment: l'iddingsite issue de l'altération des olivines, et les carbonates provenant de la déstabilisation des plagioclases et des minéraux ferromagnésiens.

Dans les laves felsiques l'ordre de cristallisation des minéraux est celui qui suit: minéraux opaques - clinopyroxènes – albite – anorthose – sanidine – quartz.

Dans les syénites la séquence de cristallisation est la suivante:

- Dans les syénites à pyroxène et fayalite: oxydes ferro-titanés – fayalite – pyroxène – amphiboles – feldspaths alcalins
- Dans les syénites à quartz: ilménite et zircon – apatite – amphiboles – feldspaths alcalins – sidérite et quartz.

IV.3.2 FORMATIONS PAN-AFRICAINES

Les formations Pan-Africaines sont constituées de granitoïdes, accessoirement de roches métamorphiques et de roches filoniennes. Nous utilisons le terme *granitoïde* pour définir toute roche semblable et associée aux granites (Bonin et Moyen, 2011). Les différents types pétrographiques que nous avons sont: les monzogabbros, les monzodiorites, les monzonites, les monzonites à quartz, les granodiorites, les granites à amphibole et biotite, à biotite seule, et à deux micas.

IV.3.2.1 ASPECT MACROSCOPIQUE

Ce sont des roches leucocrates à mésocrates dans lesquelles la déformation plus ou moins intense a laissé des marques observables aussi bien à l'échelle de l'affleurement, que de l'échantillon (Cf. IV.1)

La taille du grain varie considérablement de 0,1 mm à environ 1,5 cm et permet ainsi de distinguer différentes textures à grain fin, moyen ou grossier (Planche VI). L'homogénéité lithologique et/ou texturale est souvent rompue à l'affleurement par la présence des intrusions basiques. Ces granitoïdes sont recoupés à certains endroits par des filons de diverses natures. Leur caractère déformé se traduit à l'affleurement par la présence des boudins, plis, linéations minérales, cisaillements et diaclases. La structure des plutonites à grain moyen à grossier est caractérisée par un rubanement lithologique doublé de l'alignement de certains minéraux ou de l'étirement des amandes de quartz. Les cristaux d'orthose de dimensions centimétriques, présentent des fissures perpendiculaires à la direction de l'allongement du minéral.

Les roches à grain fin (< 1 mm) sont mésocrates à mélanocrates. Elles affleurent généralement soit comme des injections ou intrusions mafiques, soit à l'intérieur des couloirs délimités par des filons quartzo-feldspathiques. Ces formations mafiques ont des compositions de monzogabbro et monzodiorite.

IV.3.2.2 DESCRIPTION MICROSCOPIQUE

A l'échelle de la lame mince, les granitoïdes Pan-Africains de Mbengwi sont presque tous marqués par une texture mylonitique. Cette texture mylonitique est caractérisée par la présence de porphyroblastes de quartz et de feldspaths, moulés par une trame microcristalline dessinant des sortes d'amandes. Cette trame microcristalline est en majorité constituée de quartz, feldspaths, et de minéraux mafiques dont la taille moyenne n'excède pas 0,2 mm. L'on peut aisément observer trois générations de cristaux: les grands cristaux (de taille supérieure à 1 mm), les cristaux moyens (1 – 0,5 mm), et ceux de petite taille ($\leq 0,4$ mm).

Les principales microstructures rencontrées dans quasiment tous les échantillons sont: les myrmékites et les perthites. Ces perthites sont en flammèches ou en tâches.

La composition minéralogique des formations Pan-Africaines de Mbengwi (Tableau VII) varie considérablement d'un type pétrographique à l'autre, beaucoup plus en terme de proportion de chacun des minéraux constitutifs.

Les différentes transformations minérales observées au microscope sont:

- La déstabilisation de l'orthose en microcline ;
- La déstabilisation du plagioclase en damourite ou calcite;
- La déstabilisation de l'amphibole en biotite, épidote, chlorite ou calcite;
- La déstabilisation de la biotite en chlorite ou muscovite;
- La déstabilisation du sphène en oxydes ou épidotes.
- L'altération des oxydes et sulfures en goethite

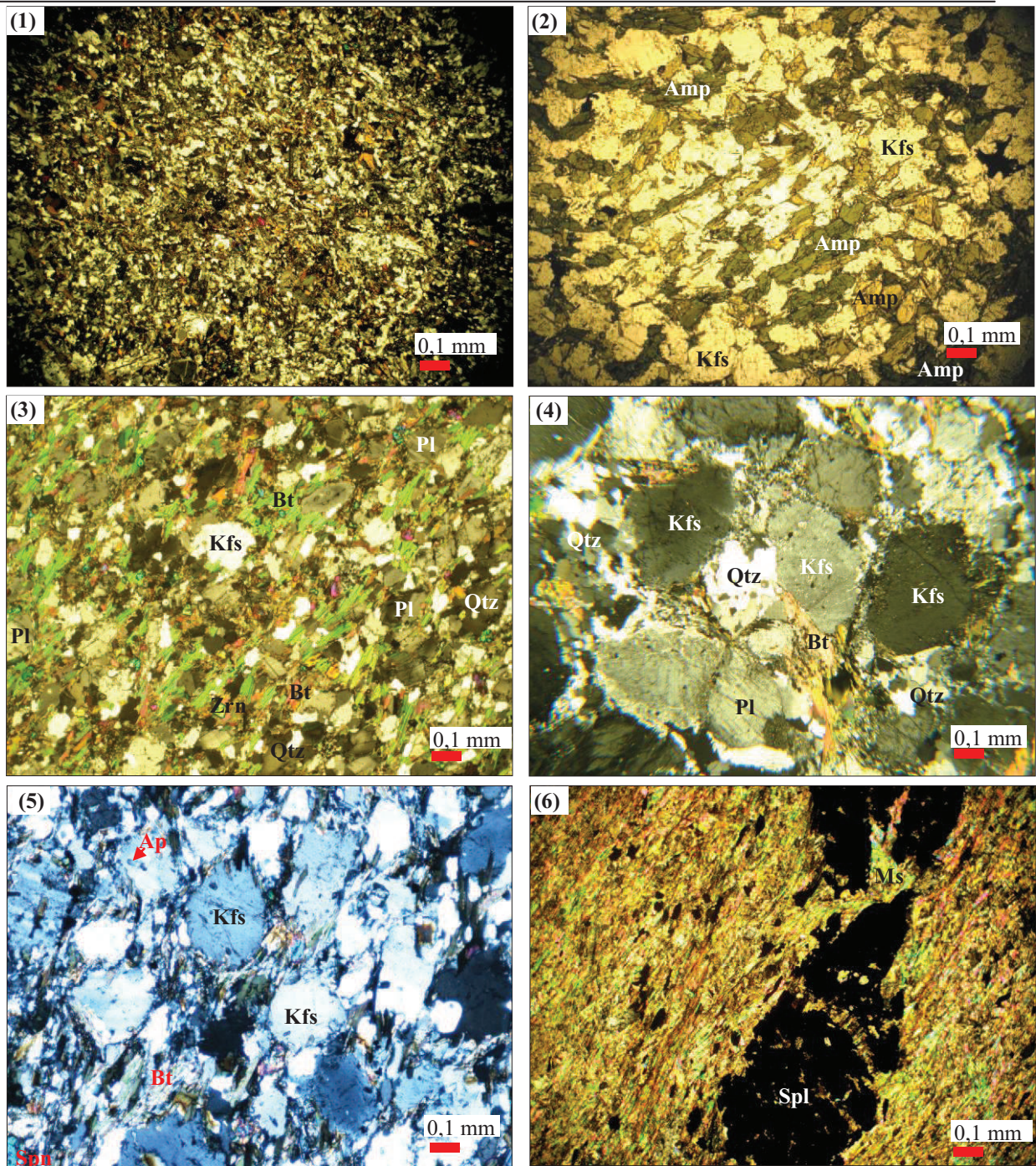


Planche VI: Microphotographies des structures et textures des roches Pan-Africaines de la région de Mbengwi. Les symboles des minéraux sont de Kretz (1983).

- (1): Texture grenue à grain fin dans une monzonite (E₆₃);
- (2): Texture granoblastique dans une monzodiorite (E₁₃₅);
- (3): Texture grano-lépidoblastique dans un granite à biotite (E₁₂₄);
- (4) et (5): Texture granoclastique respectivement dans les granitoïdes à Bt + Amp E₁₃₇ et E₁₂₁;
- (6): Texture lepidoblastique dans un micaschiste (EM1); la schistosité est soulignée par l'alignement de fines paillettes de micas (muscovite + biotite) moulant les porphyrocristaux de spinelle.

Tableau VII: Composition minéralogique des formations Pan-Africaines de Mbengwi

	Monzogabbro	Monzodiorite	Monzonite	Monzonite à Qtz	Granodiorite	Granite à Amp +Biot	Granite à Biot	Granite à 2 micas	Granite leucocrate	Micaschiste
Quartz										
Orthose										
microcline										
Plagioclase										
Amphiboles										
Biotite										
Muscovite										
Chlorite										
Minéraux opaques										
Sphène										
Epidote										
Apatite										
zircon										
pyrite										

IV.3.2.2.1 MONZOGABBROS

Ces roches sont à texture granoblastique à grain fin à moyen. Elles sont caractérisées d'une part par l'abondance de la phase microcristalline par rapport à la phase phénocristalline, et par la prédominance des minéraux ferromagnésiens (amphibole + biotite). Cette abondance d'amphiboles et biotite leur confère une coloration verdâtre très marquée. Hormis ces deux minéraux, on note la présence de quartz, plagioclase et accessoirement sphène, minéraux opaques, apatite, pyrite; l'épidote, la préhnite et la goethite étant secondaires.

Le quartz ($\leq 2\%$) se présente en microcristaux interstitiels ou en inclusion dans les amphiboles.

Les plagioclases (15 – 20 %) sont des microcristaux xénomorphes à macle fine ou grossière. Dans certains cristaux cette macle se répète suivant deux directions sécantes dont l'une est plus prononcée (Planche VII - a). Les microphénocristaux sont à inclusion d'amphiboles, sphène et minéraux opaques.

L'amphibole (42 – 47 %) est l'édénite et rarement la magnésiohornblende (E_{134}). Elle apparaît sous trois phases cristallines: les phénocristaux, microphénocristaux et microcristaux. Ce sont des cristaux pléochroïques dans les teintes brunes ou vertes, xénomorphes à subautomorphes, avec des sections basales de forme octogonale et à deux directions de clivage. Les phénocristaux sont poecilitiques (sphène + apatite + minéraux opaques) et les microphénocristaux souvent associés à la biotite, au sphène, et aux minéraux opaques. Les microcristaux sont souvent en inclusion dans les feldspaths.

La biotite (15 – 20 %) est en petites paillettes ($\leq 0,8 \times 0,4$ mm) ou en larges paillettes ($\leq 2 \times 1,4$ mm) ayant des contours effilochés. Ces paillettes de biotite sont pléochroïques et leurs teintes varient du brun au verdâtre. Elles montrent pour la plupart un clivage parallèle à la longueur du cristal. Certains phénocristaux sont souvent l'objet d'une altération en préhnite. Cette altération en préhnite qui s'opère dans le cœur du cristal (E_{134}), confère localement à la biotite des teintes bleues violacées (Planche VII - b). Les microcristaux sont fréquemment en inclusion dans les plagioclases.

Les minéraux accessoires occupent 3 à 5 % du volume des roches. Le sphène est présent tant dans la phase microcristalline interstitielle qu'en phénocristaux xénomorphes. Il se constitue parfois en fine couronne autour des minéraux opaques. L'apatite cristallise en microcristaux de forme hexagonale ou losangique, de teinte grise et préférentiellement en inclusion dans les phénocristaux d'amphiboles. Les oxydes se présentent en micrograins ou en phénocristaux xénomorphes. Les phénocristaux pour la plupart sont issus de l'altération des sphènes. La pyrite apparaît en microcristaux cubiques à l'intérieur des plages de feldspaths

alcalins. Son altération laisse apparaître à ses bordures des liserés de goéthite de teinte rougeâtre. L'épidote est en microcristaux xénomorphes à subautomorphes, de teinte bleu ou bleu-vert. Elle est souvent issue de l'altération des amphiboles.

IV.3.2.2.2 MONZODIORITES

Les monzodiorites ont une texture granoblastique. La taille du grain varie du méga- au microcristal. Certains échantillons tels E₁₃₅ mettent en évidence une zone de micro-broyage. Les roches sont constituées de quartz + plagioclases + feldspaths alcalins + amphiboles + biotite + minéraux opaques + sphène ± zircon ; l'épidote et la chlorite étant secondaires.

Le quartz ($\leq 2\%$) se présente en microcristaux xénomorphes de diamètre variable (0,2 – 0,45 mm), concentrés dans les zones de broyage et les interstices. Ils colmatent les fissures qui affectent les phénocristaux de feldspaths.

Les plagioclases (35 – 40 %) ont des compositions d'oligoclase et andésine. Ce sont des phénocristaux, microphénocristaux et microcristaux ($\leq 1,5 \times 1,7$ mm) xénomorphes, tabulaires ou allongés. Ces plagioclases sont souvent damouritisés, et marqués par l'occurrence des fissures traduisant leur déformation. Leur macle est grossière ou fine et la direction de la macle dans certains cristaux varie d'un plan de macle à l'autre. Les phénocristaux sont poecilites (amphiboles + biotites + minéraux opaques + plagioclases) tandis que les microcristaux se retrouvent souvent en inclusion dans les feldspaths alcalins.

Les feldspaths alcalins (5 – 8 %) sont l'orthose et le microcline. L'orthose est présente aussi bien en microcristaux ($\leq 0,3 \times 0,5$ mm) phénocristaux (0,65 x 1 – 0,9 x 1,8 mm) qu'en mégacristaux (2,5 - 3,2 mm de longueur) xénomorphes dans les échantillons E₁₃₅ et E₁₄₂. Les mégacristaux sont souvent perthitiques, craquelés et traversés par des fissures ou joints colmatés par du quartz. Ces mégacristaux d'orthose sont riches en inclusions de biotite, minéraux opaques et sphène et s'altèrent en microcline. Le microcline a le même habitus que l'orthose dont il est issu.

L'amphibole (40 – 45 %) a une composition d'actinote (E₁₃₅, E₁₄₂), édénite, magnésio-hornblende ou Mg-hastingsite. Elle apparaît en cristaux de taille variable ($\leq 0,7 \times 1,5$ mm), xénomorphes à subautomorphes, pléochroïques dans les tons verts, bruns ou bleu violacés. Les phénocristaux sont poecilites (biotite + feldspaths alcalins + apatite + minéraux opaques) et souvent zonés. Les microcristaux sont de forme allongée (0,15 – 0,25 mm) et souvent associés à la biotite, à l'épidote ou aux minéraux opaques.

La biotite ($\leq 8\%$) cristallise en petites ($\leq 0,2 \times 0,4$ mm) ou larges ($\leq 0,6 \times 1,1$ mm) paillettes, xénomorphes ayant des contours irréguliers. Les paillettes développées englobent

les feldspaths alcalins, alors que les petites paillettes se retrouvent plutôt en inclusion dans les plagioclases et les minéraux opaques. Quelques-unes sont altérées en chlorite.

Les minéraux accessoires (minéraux opaques + zircon + sphène ± épidote) occupent environ 4 à 6 % du volume de la roche. Les minéraux opaques ont des compositions d'ilménite ou spinelles et sont plus concentrés dans la phase microcristalline. De rares phénocristaux sont fréquemment à bordure de sphène et leur altération en goéthite leur confère souvent des taches rougeâtres. Les microcristaux sont en inclusions dans les feldspaths, biotite, amphiboles ou sphène. Le zircon (< 1 %) s'observe en microcristaux subautomorphes (< 0,4 mm de longueur), de teinte violacée. Il est souvent en inclusions dans les biotites et les amphiboles. Le sphène est en microcristaux interstitiels ($\leq 0,5$ mm) xénomorphes à subautomorphes, avec des teintes brunes ou bleu-vert. Les microphénocristaux généralement craquelés sont à inclusions de minéraux opaques. L'épidote apparaît en cristaux subautomorphes à automorphes. Ce sont des cristaux de teinte grise ou orangée, souvent associés aux spinelles (E₁₃₅).

La chlorite (≈ 2 %) a un aspect lamellaire ou fibreux. Elle est au contact avec la biotite, ou se retrouve soit dans les plages altérées d'amphiboles, soit à leurs contours: ce qui illustre bien que celle-ci serait le produit de la déstabilisation des amphiboles.

IV.3.2.2.3 MONZONITES

Les monzonites sont à grain fin à moyen. Dans ces roches, la proportion de la phase microcristalline est supérieure à celle des phénocristaux; les phénocristaux étant essentiellement des feldspaths. Quartz, feldspaths alcalins, plagioclases, amphiboles et biotite (E₆₃), sont les principaux minéraux constitutifs de ces monzonites, avec comme minéraux accessoires: les minéraux opaques et le sphène.

Le quartz (8 – 10 %) est plus concentré dans la phase microcristalline. Les phénocristaux sont xénomorphes et généralement recristallisés d'où leur aspect polygonisé. Les microphénocristaux (0,1 – 0,2 mm de diamètre) sont souvent à inclusions de microcline et de biotite.

Les plagioclases (20 – 25 %) sont des microphénocristaux ($\leq 0,8 \times 1,5$ mm) et microcristaux ($\leq 0,1 \times 0,3$ mm) xénomorphes à subautomorphes, ayant des compositions d'oligoclase et andésine. Les phénocristaux sont souvent zonés, maclés, et présentent des fissures sécantes à l'allongement du cristal. Certains phénocristaux montrent une double macle similaire à celle du microcline. Les phénocristaux sont à inclusions d'amphiboles de minéraux opaques et de sphène.

Les feldspaths alcalins occupent 25 à 30 % du volume de la roche. L'orthose cristallise en plages perthitiques (2 – 8 mm de diamètre moyen). Les cristaux centimétriques localement transformés en microcline, moulent ou contiennent des inclusions d'amphiboles et plagioclases. Le microcline est aussi abondant que l'orthose et apparaît en microcristaux ($\leq 0,4 \times 0,8$ mm) et phénocristaux ($\leq 0,9 \times 1,6$ mm). Les phénocristaux sont à cœur d'orthose ou à inclusions de plagioclases ou d'amphiboles tandis que les microcristaux, sont souvent inclus dans le quartz.

L'amphibole (30 – 35 %) est l'édénite, la ferro-édénite ou la ferro-hornblende. Ce sont des microphénocristaux ($\leq 0,2 \times 0,7$ mm) xénomorphes, pléochroïques de teinte brune au verte. Ces cristaux d'amphibole se constituent souvent en agglomérats polycristallins en association avec la biotite, le sphène et les minéraux opaques autour des cristaux de quartz. Les microphénocristaux sont à inclusions de microcline; et les baguettes se retrouvent habituellement en inclusion dans les feldspaths alcalins et les plagioclases.

La biotite (5 – 8 %) se présente en lamelles (0,1 – 0,5 mm) pléochroïques de teinte verte ou brune. Ce sont des microphénocristaux présentant presque toujours un clivage longitudinal net, souvent en contact avec l'amphibole.

Les minéraux accessoires: Les minéraux opaques (2 – 3 %) sont des microcristaux xénomorphes d'ilménite, de diamètre moyen compris entre 0,2 et 0,5 mm. Certains phénocristaux semblent être issus de l'altération des sphènes. Le sphène (≈ 2 %) se présente en microcristaux xénomorphes à subautomorphes dont la longueur maximale n'excède pas 0,25 mm. Il présente des teintes très variées qui sont brunes, orangées, bleues ou violacées. Les microcristaux de sphène sont souvent concentrés autour de l'ilménite. Certains cristaux sont à inclusions d'apatite.

IV.3.2.2.4 MONZONITES À QUARTZ

Ce sont des roches à texture granoblastique à grain fin à grossier. Leur composition minéralogique est à quartz + plagioclases + feldspaths alcalins + biotite + sphène \pm amphiboles + minéraux opaques \pm zircon \pm apatite; avec comme minéral secondaire, la chlorite.

Le quartz (15 – 20 %) est interstitiel et se présente soit en microcristaux (0,05 – 0,08 mm) de forme arrondie, soit en microphénocristaux (0,3 – 0,5 mm) recristallisés. Les microphénocristaux ont une extinction en damier et sont quelquefois à inclusions de chlorite (E_{64} , E_{144}) et d'apatite (E_{144}).

Les plagioclases (15 – 22 %) ont des compositions d'albite, d'oligoclase et d'andésine. Ce sont des cristaux de dimensions variables ($\leq 0,6 \times 2$ mm) xénomorphes, ou en forme de prismes ou tablettes. Les phénocristaux sont fréquemment zonés (E₆₅) et regorgent de nombreuses inclusions (biotite + sphène + zircon + minéraux opaques + apatite + chlorite). Les microcristaux se retrouvent localement en inclusion dans le microcline.

Les feldspaths alcalins (25 – 30 %) sont représentés par l'orthose et le microcline. Les porphyrocristaux de feldspaths sont poecilitiques (minéraux opaques + biotite + zircon + sphène + plagioclases + apatite). Ces feldspaths alcalins sont caractérisés par la fréquence de nombreuses microstructures notamment, des perthites en tâches ou en flammèches et des myrmékites. L'orthose se présente en cristaux xénomorphes ou tabulaires ($\leq 0,7 \times 1$ mm). Le microcline cristallise en plages (1,6 – 3 mm) ou en phénocristaux (0,6 – 1,05 mm). La présence de certaines sections de microcline à cœur d'orthose illustre à suffisance qu'ils sont issus de la transformation de ceux-ci. Cependant le microcline reste relativement moins abondant que l'orthose dans cette roche. Les porphyrocristaux de microcline sont souvent affectés par une déformation post-magmatique qui se matérialise par l'occurrence au sein du cristal de microfissures colmatés par du quartz.

La biotite (10 – 15 %) est en fines paillettes (0,05 – 0,4 mm de longueur) ou en tablettes ($\leq 0,6 \times 0,8$ mm) montrant un clivage longitudinal régulier. Ce sont des cristaux de teinte brune, teinte qui vire au verdâtre lorsqu'ils sont chloritisés (Planche VII - c). Les paillettes développées sont à inclusions d'apatite et de minéraux opaques, alors que les petites paillettes concentrées essentiellement dans la phase interstitielle sont associées au sphène et au zircon.

L'amphibole, de couleur verte ou brune, a une composition d'hastingsite (E₄₂), de ferro-édénite (E₄₂, E₆₅ et E₆₇) ou de ferrohornblende (E₆₇) et occupe 15 à 20 % du volume de la roche. Ce sont des cristaux de dimensions variables (0,3 x 0,4 mm à 0,6 x 0,8 mm), souvent associés à la biotite. Les phénocristaux ont des contours sinueux ou lobés, et certains sont poecilitiques (feldspaths + biotite). Les microcristaux sont en inclusions dans les minéraux opaques (E₆₅).

Les minéraux accessoires: Les oxydes (< 3 %) sont des spinelles xénomorphes dont le grand axe varie de 0,04 à 0,5 mm. Les phénocristaux sont pour la plupart issus de la déstabilisation du sphène et contiennent des inclusions de zircon et d'apatite; les microcristaux sont préférentiellement concentrés dans la phase interstitielle, ou en inclusion dans la biotite, le quartz ou les feldspaths. Le sphène (1 – 3 %) apparaît en cristaux xénomorphes (0,3 – 0,5 mm de diamètre), ou de forme losangique, associés aux minéraux ferromagnésiens. Le zircon apparaît en fins microcristaux (0,05 – 0,1 mm) de forme

polygonale ou cubique, préférentiellement en inclusions dans les minéraux opaques, le sphène, la biotite ou les feldspaths. L'apatite s'observe en microcristaux interstitiels (0,2 mm de longueur maximale) de teinte grise, en forme d'hexagone allongé. Elle est souvent en inclusions dans la biotite, le sphène, les feldspaths.

La chlorite est secondaire et se présente en paillettes ($\leq 0,5$ mm), ou en cristaux fibreux de teinte verdâtre.

IV.3.2.2.5 GRANODIORITES

Comme la plupart des formations Pan-Africaines, les granodiorites ont une structure mylonitique. Les phénocristaux sont légèrement étirés parallèlement à l'allongement des bandes microcristallines qui dessinent des sortes de fuseaux. Ils sont composés de quartz, feldspaths alcalins, plagioclases, amphiboles et accessoirement de sphène, minéraux opaques, apatite et zircon. La phase secondaire est représentée par les chlorites.

Le quartz (20 – 25 %) se présente en phénocristaux, microphénocristaux et fins microcristaux interstitiels. Les phénocristaux sont xénomorphes, légèrement étirés et généralement craquelés. Les microcristaux sont sub-arrondis et couramment en inclusions dans les feldspaths, ou colmatent les fissures affectant les plages de feldspaths.

Les plagioclases (30 – 35 %) sont essentiellement de l'oligoclase. On les rencontre en microcristaux, phénocristaux et mégacristaux. Les mégacristaux et phénocristaux sont souvent damouritisés, et regorgent de multiples inclusions de biotite ou chlorite et minéraux opaques, pendant que les microcristaux sont inclus dans le microcline.

L'orthose occupe 12 à 15 % du volume de la roche. Ce sont des mégacristaux (5 x 3 mm), phénocristaux (≤ 4 x 2 mm), ou microcristaux. Les phénocristaux sont xénomorphes, souvent non-maclés et habituellement associés au quartz. Ils sont généralement marqués par la présence de perthites en flammèches et de myrmékites. Les mégacristaux ou plages de microcline sont xénomorphes ou tabulaires et riches en inclusions (biotite + sphène). Ils sont localement traversés par des joints remplis de quartz.

L'amphibole (8 – 10 %) est une ferro-hornblende. Elle se présente en cristaux xénomorphes, généralement clivés et pléochroïques dans les teintes vertes ou brunes. Les phénocristaux sont souvent fissurés et à inclusions de sphène, tandis que les microcristaux ont des contacts sinueux avec la biotite aux niveaux des interstices.

La biotite (5 – 10 %) est en paillettes préférentiellement concentrées dans la phase microcristalline interstitielle, ou quelquefois en inclusions dans les feldspaths. Elle est de teinte brune, cependant les cristaux chloritisés sont verdâtres.

Les minéraux accessoires: Les oxydes (< 3 %) apparaissent en phénocristaux ou en microcristaux xénomorphes de magnétite. Les phénocristaux montrent fréquemment à leur bordure des recristallisations de sphène. Les microcristaux occupent les interstices ou colmatent les fissures affectant les plages de feldspaths. Le sphène (1 – 2 %) se présente en microcristaux ou microphénocristaux de teinte jaune orangée, verte ou bleu-violacée. Ce sont des cristaux losangiques, hexagonaux ou xénomorphes. Les microcristaux sont souvent en inclusion dans le microcline et l'amphibole. Le zircon se présente en microcristaux de forme hexagonale et de teinte bleue ou violacée, généralement en inclusions ou associés au microcline. L'apatite est subautomorphe, souvent allongée, et de couleur grise. Elle est souvent associée aux feldspaths alcalins.

La chlorite est le seul minéral secondaire rencontré dans les granodiorites. Elle apparaît en microphénocristaux de teinte bleutée ayant les mêmes habitus que les biotites desquelles elles sont issues. Dans certains échantillons (E₅₄), ils constituent des agglomérats polycristallins qui moulent les phénocristaux de feldspaths.

IV.3.2.2.6 GRANITES À AMPHIBOLE ET BIOTITE

Ils ont une texture granoblastique. Leur composition minéralogique des granites à amphibole et biotite est faite de: quartz + plagioclases + feldspaths alcalins + biotite + amphiboles. La phase accessoire est constituée de minéraux opaques + sphène ± apatite ± zircon; tandis que les principaux minéraux secondaires sont la chlorite, l'épidote et rarement la calcite.

Le quartz (20 – 25 %) se présente généralement sous deux générations de cristaux: les phénocristaux atteignant dans certains échantillons 3 mm de grand axe et les microcristaux interstitiels (0,1 – 0,5 mm). Il se retrouve souvent en inclusions dans les feldspaths ou colmate les fissures affectant ces derniers.

Les plagioclases (8 – 12 %) sont des cristaux tabulaires, trapus ou xénomorphes, d'albite ou d'oligoclase. Ils présentent une macle simple d'albite, une macle polysynthétique (cas de l'oligoclase) ou dans certains échantillons les deux macles à la fois (Planche VII - d). Certains phénocristaux présentent une macle mécanique caractéristique de la déformation, et sont riches en inclusions (biotite + minéraux opaques). A leur interface avec les feldspaths se développent localement des myrmékites (Planche VII - e). Les cristaux de petite taille (< 0,3 mm) sont xénomorphes, subcirculaires ou allongés, et préférentiellement localisés dans la matrice ou souvent en inclusions dans le quartz (E₆₉).

Les feldspaths alcalins (orthose et microcline) représentent environ 25 à 30 % du volume de la roche. Ce sont des cristaux subautomorphes à xénomorphes, généralement maclés Carlsbad, ou pas et souvent craquelés. L'orthose se présente en cristaux de taille variable. Les porphyrocristaux ($\leq 8 \times 5$ mm) sont centimétriques, perthitiques et contiennent des inclusions d'amphiboles. Le microcline est en cristaux tabulaires ou en plages poecilites (plagioclases + orthose + biotite + minéraux opaques + microcline). Les porphyrocristaux sont assez altérés cependant on observe dans la trame de petites sections limpides. Ces plages de microcline sont souvent traversées par des microfractures à l'intérieur desquelles cristallisent des microcristaux de sphène, des lamelles de quartz ou des aiguilles de séricite. Les microcristaux sont en inclusions dans le quartz.

La biotite (8 – 12 %) est en fines paillettes ($\leq 0,8 \times 0,3$ mm) interstitielles ou en lamelles ($\leq 1,5 \times 3,6$ mm) jaune claire à jaune verdâtre. Les phénocristaux ont des contours dentelés et sont à inclusion d'amphibole. Les cristaux fins moulent les blastes, ou sont en inclusions dans les feldspaths; certaines paillettes contiennent du zircon. Dans les échantillons E₁ et E₁₁ les paillettes de biotite dont le clivage est parallèle à l'allongement du cristal, soulignent la foliation et sont préférentiellement localisées dans les niveaux à ferromagnésiens où elles sont au contact avec la hornblende verte et les minéraux opaques. La biotite s'altère en chlorite.

L'amphibole (8 – 10 %) a des teintes brunes, vertes ou bleues. La taille des cristaux est très variable (0,2 – 1 mm). Les phénocristaux sont soit des prismes allongés, soit des sections basales octogonales; les microcristaux sont aciculaires, ou en baguettes étirées. Ce sont des sections maclées, rarement zonées, qui forment souvent des agglomérats polycristallins. Certains cristaux présentent des macles mécaniques dues probablement à la déformation. Certaines sections basales sont souvent corrodées et regorgent de cristaux de quartz à l'intérieur des golfes de corrosion. Les phénocristaux sont à inclusions de quartz, tandis que les cristaux de petite taille sont soit associés à la biotite, soit en inclusions dans les feldspaths ou la biotite. Leur altération en épidote ou calcite est accentuée le long des clivages.

Les minéraux accessoires: les oxydes (≤ 2 %) sont des cristaux xénomorphes, rarement subautomorphes, d'ilménite et de magnétite. Ils moulent les cristaux de sphène et amphiboles ou s'y retrouvent plutôt en inclusions. Le sphène (≤ 3 %) se présente en cristaux interstitiels de forme hexagonale, de teinte très variable (brun, brun-orangé, bleu-vert ou violacé). Il est rarement maclé et cristallise localement soit au contact entre la biotite et les oxydes, soit en bordure des phénocristaux d'ilménite (Planche VII - f) tout autour desquels il forme souvent une mince couronne (Planche VII - g). Le zircon (< 1 %) se présente en microcristaux automorphes incolores ou de teinte bleue ou bleu violacée. Il est généralement associé à

l'ilménite ou en inclusions dans les feldspaths et la biotite. L'apatite apparaît en sections de forme allongée et de teinte grise. Elle est associée à la biotite et aux feldspaths ou en inclusion dans les spinelles et l'amphibole.

Les minéraux secondaires: La chlorite ($\leq 2\%$) apparaît en paillettes ou en lamelles de dimension variable et de teinte bleutée. Les cristaux les plus développés ont des contours sinueux ou effilochés et ont des inclusions de sphène. Les cristaux de petite taille s'associent pour former des agglomérats polycristallins. L'épidote ($< 1\%$) apparaît en petits cristaux de forme octogonale ou losangique de teintes grise, verte ou orangée généralement en contact avec les amphiboles.

IV.3.2.2.7 GRANITES À BIOTITE

Ce sont des roches ayant une texture granoblastique à grano-lépidoblastique. La composition des granites à biotite est à quartz + feldspaths + biotite + sphène + apatite + zircon + oxydes ferro-titanés. La chlorite, les sulfures et l'épidote constituent la phase secondaire.

Le quartz (30 – 40 %) est xénomorphe, et présent aussi bien en microcristaux interstitiels (0,3 – 0,5 mm) qu'en porphyrocristaux recristallisés et à extinction ondulante. Les porphyrocristaux (2 – 4 mm de diamètre) forment des agglomérats de plusieurs individus jointifs, de forme arrondie (Planche VII - h) et riches en inclusions de biotite et feldspaths. Dans la phase interstitielle, le quartz est associé au microcline, sphène, biotite et minéraux opaques et moule les plages de feldspaths, ou s'y retrouve parfois en inclusion.

Les plagioclases (10 – 16 %) sont de l'oligoclase et rarement de l'albite. Ce sont soit des cristaux tabulaires soit de larges plages xénomorphes atteignant 4 mm de longueur. Ces plagioclases présentent une macle polysynthétique d'albite ou localement une double macle péricline. Les phénocristaux sont riches en inclusions de quartz (E_{126}), biotite, microcline et épidote.

Les feldspaths alcalins (18 – 25 %) sont présents autant dans la phase phénocristalline que dans la phase microcristalline interstitielle qui constitue la matrice. Il s'agit de l'orthose et du microcline qui apparaissent en grandes plages (5 – 12 mm d'extension) ou en lattes xénomorphes à subautomorphes. Certaines plages déformées de microcline aux contours irréguliers, sont souvent traversées par des filonets d'aplite ou caractérisés par des microfractures colmatées par du quartz. Ils contiennent par ailleurs de nombreuses inclusions de biotite, épidote, plagioclase et/ ou de minéraux opaques.

La biotite (5 – 8 %) est en paillettes jaune-pâle ou verdâtre, montrant un clivage longitudinal régulier. Ce sont des paillettes pas très développées ($\leq 1,2$ mm) en association de deux à trois individus, souvent en inclusion dans les feldspaths. Les paillettes les plus développées sont à inclusions de zircon et minéraux opaques, et celles de la trame moulent les cristaux de sphène et d'épidote.

Les minéraux accessoires que sont les oxydes, le sphène, l'apatite, occupent environ 4 à 6 % du volume de la roche. Les oxydes (≤ 3 %) sont squelettiques, arrondis ou anguleux et de dimensions variables. Ils ont des compositions de magnétite ou d'ilménite et sont de cristallisation primaire. Le sphène (3 – 5 %) reste le plus abondant des minéraux accessoires. Il est automorphe (losangique) à subautomorphe, souvent zoné, et fréquemment en inclusions dans les feldspaths. L'apatite apparaît en microcristaux automorphes en inclusions dans les feldspaths ou la biotite.

La chlorite est de teinte bleu-vert, et d'aspect fibreux. Elle est issue de l'altération de la biotite. Le rutile et la pyrite sont rares.

IV.3.2.2.8 GRANITES À DEUX MICAS

Les granites à deux micas ont des textures grano-lépidoblastiques. La structure d'ensemble de la roche est mylonitique, marquée par la présence de phases microcristallines moulant les phénocristaux. Ces roches sont caractérisées par la fréquence des myrmékites et perthites en flammèches. Elles sont composées de quartz, plagioclases, orthose, biotite, muscovite ou phengite, sphène, et minéraux opaques.

Le quartz (25 – 35 %) est xénomorphe, et apparaît soit en plages recristallisées soit en microcristaux. Les plages recristallisées ont un aspect polygonisé et montrent une extinction en damier (E_{60}). Les microcristaux (0,5 mm) moulent les phénocristaux de feldspaths ou colmatent les fissures affectant ces feldspaths; ils se retrouvent aussi en inclusions dans les cristaux de microcline.

Les feldspaths alcalins (25 – 32 %) sont représentés par l'orthose et le microcline perthitiques ou non. L'orthose cristallise également en plages xénomorphes ($\approx 6 \times 3$ mm) à macles simples, ou présentant à la fois une macle simple d'orthose et une double macle de microcline. Il est souvent marqué par la présence de perthites en flammèches et présente de multiples inclusions de biotite, de plagioclase, d'apatite et de minéraux opaques. Les plages d'orthose sont souvent affectées par une déformation submagmatique matérialisée par des craquelures ou fissures colmatées par du quartz. Ces mêmes marques de déformations s'observent également dans les plages de microcline, produits de transformation de l'orthose.

Les microcristaux de microcline sont essentiellement localisés dans les interstices où ils sont associés au quartz.

Les plagioclases (20 – 25 %) ont majoritairement des compositions d'oligoclase (An_{10-22}) et accessoirement d'albite. Ils apparaissent sous deux générations de cristaux: les phénocristaux et les microcristaux. Les grands cristaux sont subautomorphes à xénomorphes, souvent zonés, et à inclusions de sphène et de biotite. Certains présentent une macle mécanique en croisette.

La biotite (8 – 10 %) se présente en paillettes allongées aux contours dentelés, pléochroïques dans les tons bruns à jaune clair. Elle est associée à la muscovite et agencée en forme de traînées moulant les autres minéraux et alternant avec les niveaux quartzo-feldspathiques relativement épais. Seules les sections longitudinales ont un clivage fin et régulier. Les larges paillettes sont à inclusions de zircon, apatite et spinelle, et les moins développées sont en inclusions dans les feldspaths. Leur altération en chlorite se traduit soit par une variation de couleur du brun au verdâtre, soit par la présence des feuilletts de chlorite pris en sandwich dans celles de biotite.

La muscovite (4 – 6 %) est en paillettes (1,2 x 0,4 mm) allongées de teinte verte, fréquemment clivées. Elle se retrouve aussi en inclusion dans les feldspaths. Elle s'altère en phengite ou en chlorite. La phengite se présente en microcristaux xénomorphes, de teintes bleu-vert ou violacées similaires à celles de la muscovite qu'on retrouve en inclusion dans les feldspaths alcalins.

Les minéraux accessoires: Les oxydes (2 – 5 %) sont des phénocristaux ou des microcristaux xénomorphes de magnétite et rarement d'hématite, de dimensions variables (0,5 – 1,4 mm de diamètre). La plupart des phénocristaux est issue de l'altération des biotites ou de celle du sphène. Ils sont au contact avec l'épidote, et souvent à cœur de sulfures. Le sphène (1 – 3 %) est de forme arrondie ou rectangulaire et cristallise dans les interstices. Il se développe au contact entre la biotite et les oxydes. L'apatite apparait en microcristaux allongés, arrondis ou hexagonaux de teinte grise. Elle est presque toujours en inclusions dans les feldspaths, les oxydes ou la biotite. L'épidote est un minéral interstitiel, xénomorphe, légèrement coloré et de teinte brune ou verte.

Les minéraux secondaires: La chlorite (< 2 %) se présente en cristaux xénomorphes de teinte vert pâle ou bleu-vert avec un léger pléochroïsme d'autant plus marqué que la chlorite est riche en Fe. Elle est souvent clivée et les cristaux lamellaires occupent les interstices.

IV.3.2.3 ORDRE DE CRISTALLISATION DES MINÉRAUX

Nous distinguons deux paragenèses: une magmatique et l'autre métamorphique. En prenant en compte la taille des minéraux et certaines relations particulières entre les différentes espèces minérales notamment les inclusions nous avons établi l'ordre de cristallisation suivant :

Dans la paragenèse magmatique : zircon – minéraux opaques (ilménite, magnétite ou hématite) – apatite - amphibole – biotite – muscovite – plagioclases – orthose – microcline - quartz.

Dans la paragenèse métamorphique constituée essentiellement de minéraux secondaires nous avons l'ordre suivant: sphène – épidote secondaire - phengite - chlorite – séricite ou damourite - calcite.

IV.3.3 ENCLAVES : LES MICASCHISTES

IV.3.3.1 GISEMENTS ET ASPECT MACROSCOPIQUE

Les micaschistes affleurent en boules de dimensions métriques au sein des orthogneiss uniquement sur le massif de Gundom (WSW du centre ville de Mbengwi), et représenteraient des écrans du socle. Ce sont des roches à grain très fin, de couleur grise et d'aspect luisant. La structure de la roche est marquée par une schistosité fine qui facilite son débit en fins feuillet. Lorsqu'elle est altérée, la roche est assez friable et se raye à l'angle.

IV.3.3.2 DESCRIPTION MICROSCOPIQUE

La structure de la roche est schisteuse; elle se traduit par la présence des rubans microplissés de biotite et de muscovite qui moulent des porphyroblastes d'ilménite (voire Planche VI - 6). Leur composition minéralogique est faite de quartz + muscovite + biotite + minéraux opaques ± sulfures.

Le quartz (10 – 12 %) se présente en néograins de 0,04 à 0,2 mm de grand axe, souvent allongés dans la direction de la schistosité.

La biotite (35 – 40 %) est en paillettes allongées. Elle est associée à la muscovite avec laquelle elles moulent les cristaux de quartz et les oxydes.

La muscovite (30 – 35 %) est en fines paillettes ou en cristaux aciculaires.

Les minéraux opaques (8 – 12 %) sont les minéraux les plus développés; ils apparaissent en plages xénomorphes à grand diamètre généralement allongé suivant la schistosité. Ces cristaux d'ilménite sont souvent résorbés et montrent à leurs limites du quartz polygonisé.

Les minéraux accessoires et secondaires sont représentés par la pyrite, le rutile et très rarement la préhnite qui se développe aux dépens de la biotite.

IV.3.4 ROCHES FILONIENNES

IV.3.4.1 GISEMENTS ET ASPECT MACROSCOPIQUE

Dans ce groupe nous rangeons toutes les roches qui recoupent les autres formations du socle et les veines tardives qui remplissent généralement les zones de fractures. Il s'agit ici des veines de quartz, des filons quartzo-feldspathiques pegmatitiques à aplitiques. Ces filons recoupent par endroits le massif sur toute sa largeur, et sont souvent affectés par un plissement. Leur épaisseur varie de quelques centimètres (cas des filons quartzo-feldspathiques) à plus d'un mètre (pegmatite de quartz).

Nous allons nous intéresser uniquement à la description microscopique des filons quartzo-feldspathiques. L'abondance relative de l'orthose par rapport au quartz confère à certains échantillons une coloration rose (E_{66}).

IV.3.4.2 DESCRIPTION MICROSCOPIQUE

Les cristaux sont jointifs et sont représentés par le quartz, le plagioclase, l'orthose, le microcline et accessoirement le sphène.

Le quartz ($\approx 45\%$) est en cristaux xénomorphes dont les plus développés atteignent 1,5 mm. Ils forment souvent des agglomérats de plusieurs cristaux, souvent associés ou inclus dans les feldspaths.

Les feldspaths alcalins ($\approx 35\%$) sont des cristaux d'albite, orthose ou microcline. L'albite et l'orthose sont de taille plus réduite et présentent des teintes brunes d'altération. L'altération de l'orthose en microcline se traduit généralement par la présence des reliques d'orthose au cœur des cristaux de microcline. Le microcline est le plus abondant des feldspaths alcalins; il se présente en plages xénomorphes à subautomorphes, de dimensions centimétriques ayant des contours irréguliers. Ceux-ci sont à inclusions de sphène.

Les plagioclases ($\approx 15\%$) ont des compositions d'albite et accessoirement d'oligoclase. Ce sont de fins cristaux rectangulaires, souvent à inclusions de sphène.

Le sphène ($\approx 2\%$) est en cristaux très fins de teinte bleu-vert.

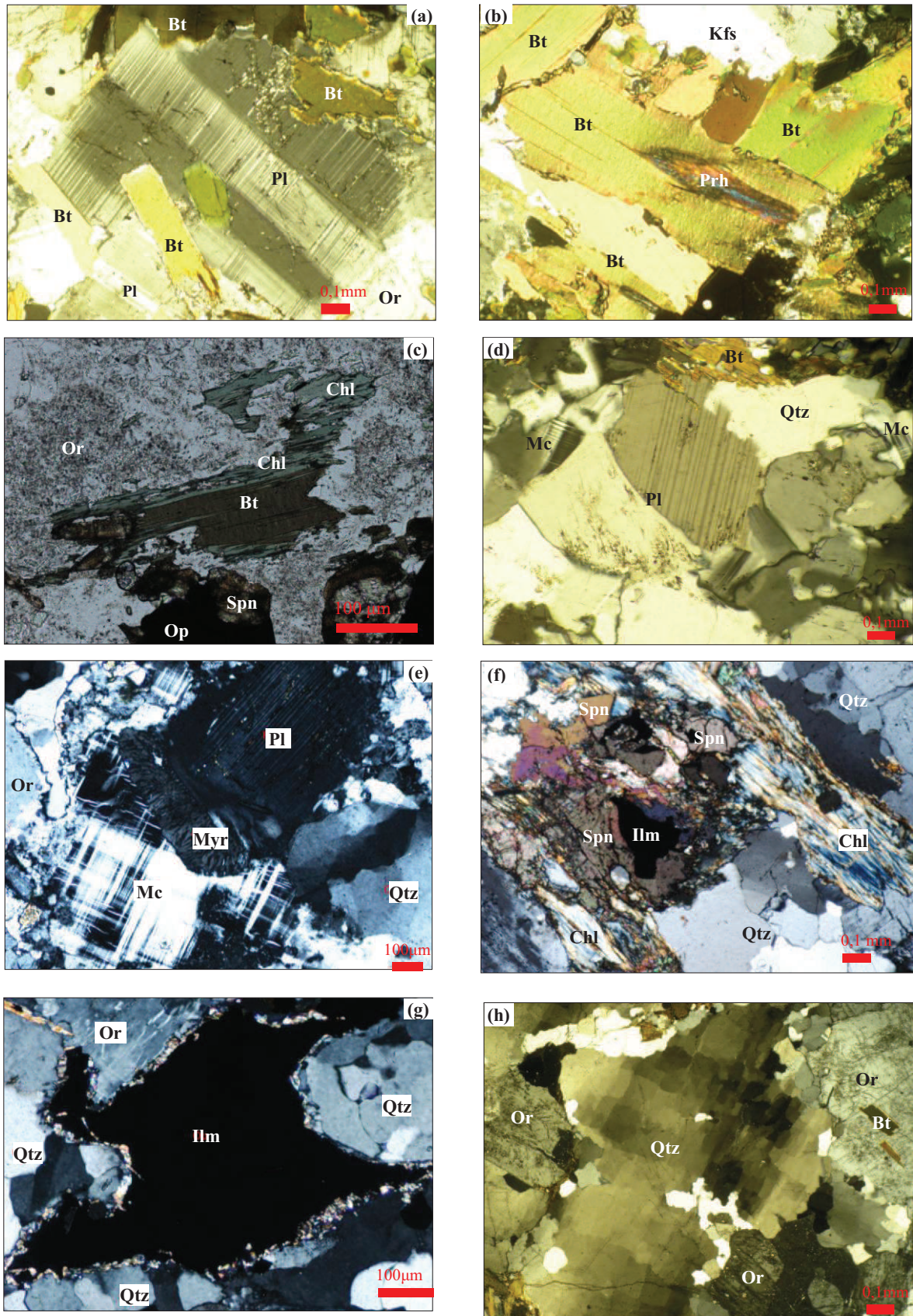


Planche VII: Microphotographies de quelques lames minces de granitoïdes.

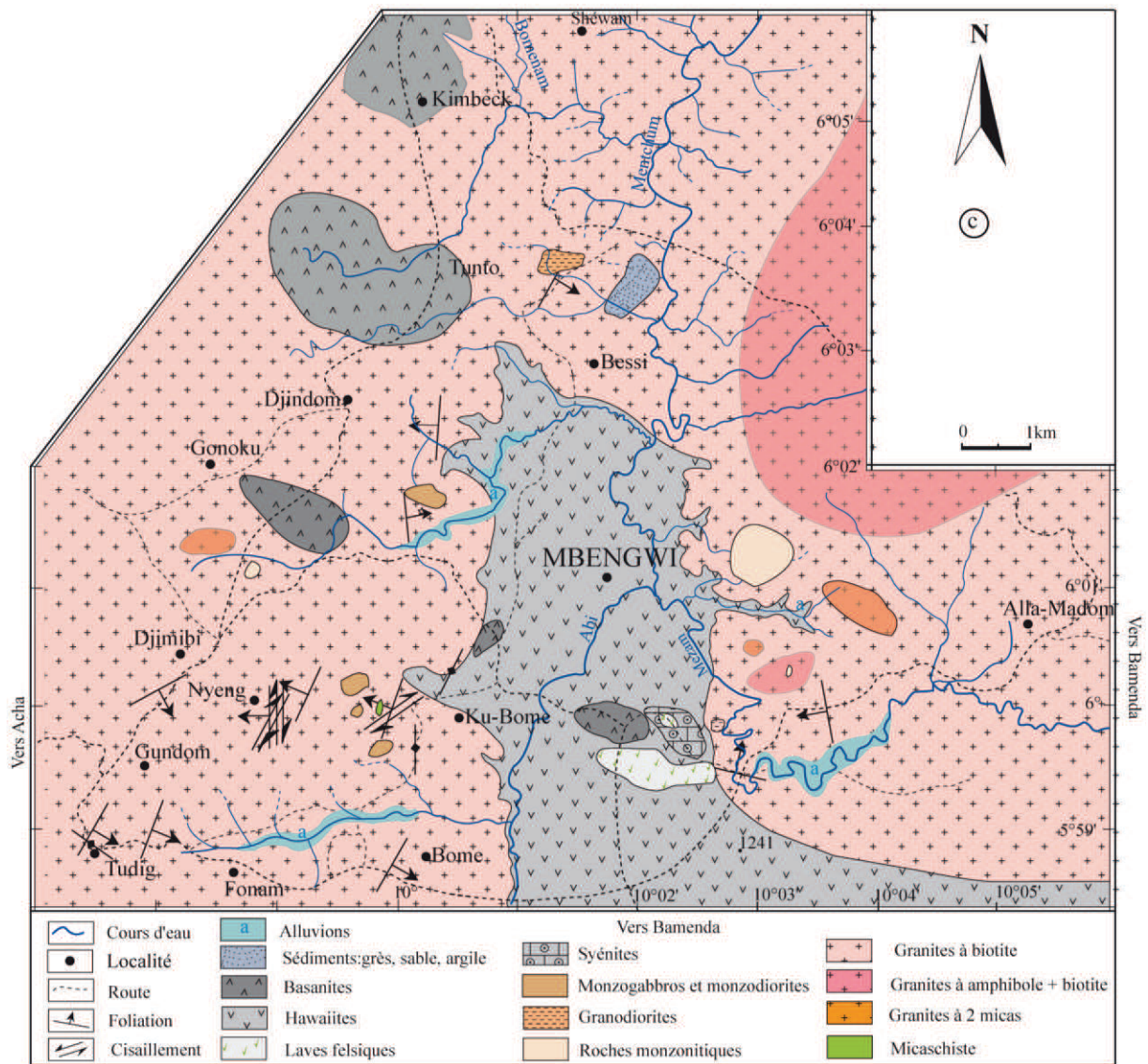
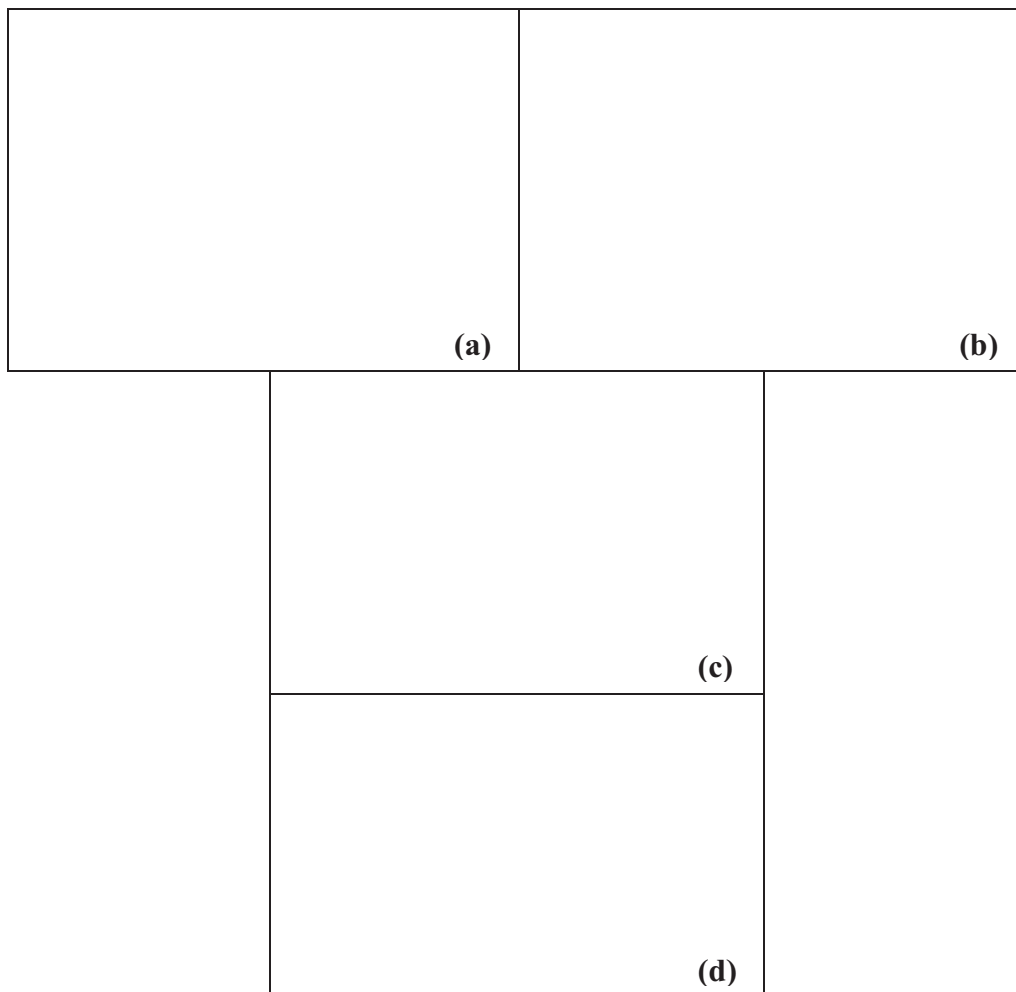


Figure 15: Esquisse de la carte géologique de la zone d'étude au 1/50000^e.

Légende Planche II



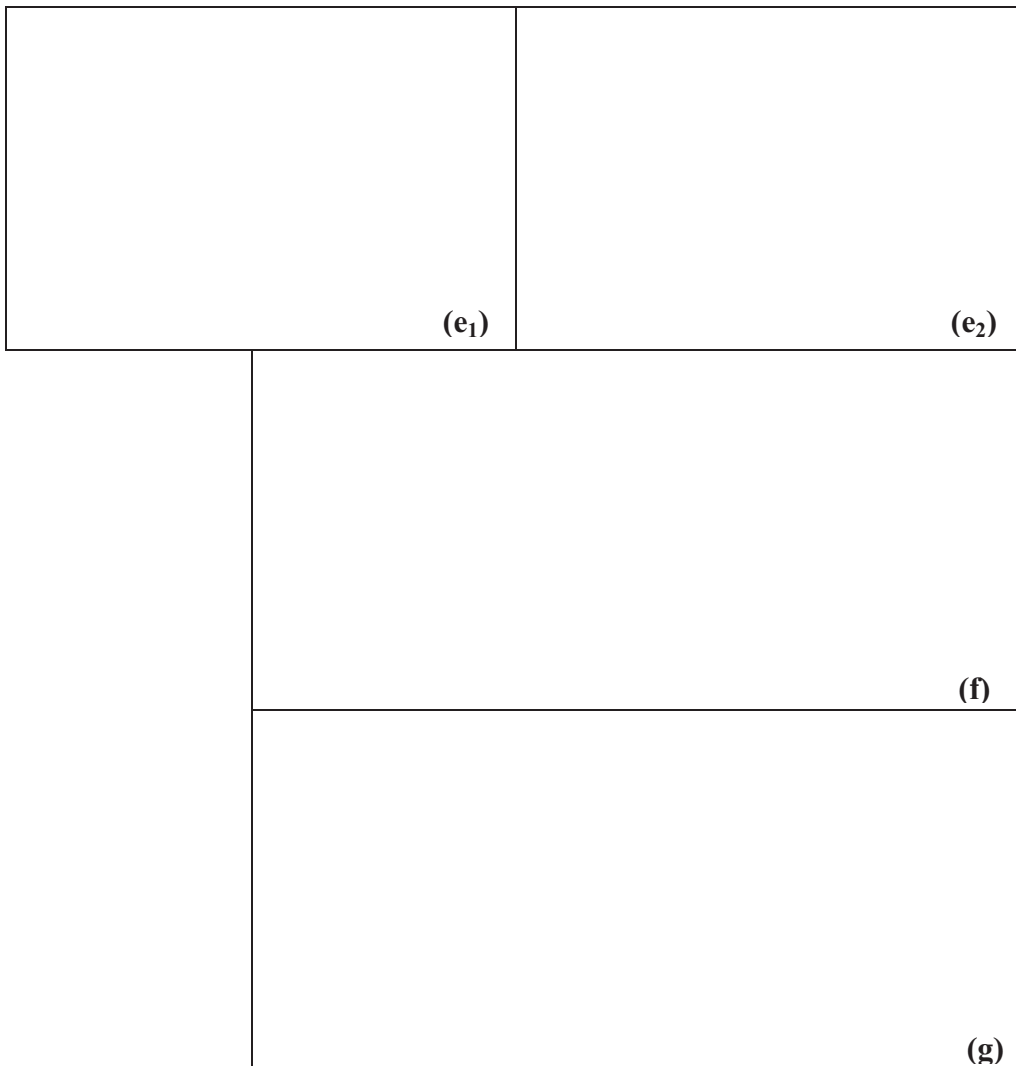
(a): Foliation compositionnelle;

(b): Foliation texturale ou granulométrique

(c): Boudin symétrique, parallèle à la foliation (marqueur de cisaillement pur), mais à schistosité interne oblique, suggérant une rotation dextre d'une schistosité interne;

(d): Flexure d'un filon granitique illustrant le plissement ;

Légende Planche III (suite et fin)



(e₁) = Veines de tension en échelons; (e₂) = veine de tension fracturée.

(f): Boudin granitique à grain fin dissymétrique, sigmoïde à schistosité interne oblique et conforme au sens dextre de rotation dans un encaissant d'orthogneiss;

(g): Faille normale observée dans une boule d'orthogneiss dans le massif de Gundom (le sens et l'amplitude du déplacement sont appréciables sur le filon quartzo-feldspathique).

Légende de la Planche III

(a)	(b)
(c)	(d)
(e)	(f)
(g)	(h)

- (a) Affleurement en bloc des basanites (à Tunto);
- (b) Affleurement en bloc des syénites (à Nongmokwé);
- (c) Affleurement en boule de tufs rhyolitique (à Nongmokwé);
- (d) Affleurement en boule des granitoïdes (à Gundom);
- (e) Affleurement en dalle des granitoïdes (à Bessi);
- (f) Affleurement en dôme des granitoïdes (à Gundom);
- (g) Altération d'un tuf rhyolitique;
- (h) Prismaticion de basalte à Njembong;

Légende planche V

(1)	(2)
(3)	(4)
(5)	(6)
(7)	(8)

- 1) Agglomérat de cristaux d'olivine dans la basanite E₃₀ ;
- 2) Macle en éventail d'un carbonate (sidérite) dans l'hawaiiite E₄₆;
- 3) Structure radiaire ou sphérolitique du verre volcanique dans une rhyolite (F₃);
- 4) Plagioclase à bordure de feldspath alcalin dans un tuf rhyolitique;
- 5) Pseudomorphose d'un clinopyroxène par les minéraux opaques dans une syénite (F₁);
- 6) Amphibole zonée à cœur épais et bordure altérée dans une syénite à quartz (F₀);
- 7) Recristallisation bordière d'une olivine dans une syénite à fayalite et pyroxène (F₁);
- 8) Recristallisation bordière d'une ilménite dans une syénite à fayalite et pyroxène (F₁).

Les symboles des minéraux sont de Kretz (1983).

Légende Planche VII

(a)	(b)
(c)	(d)
(e)	(f)
(g)	(h)

- (a) Altération d'une biotite en préhnite dans un monzogabbro ;
- (b) plagioclase à double macle dans un monzogabbro ;
- (c) Altération d'une biotite en chlorite dans une monzonite à quartz ;
- (d) Albite à double macle dans un granite à amphibole et biotite ;
- (e) Présence de myrmékites au contact entre microcline et plagioclase dans un granite à amphibole et biotite;
- (f) Cristallisation du sphène en bordure d'une ilménite dans un granite à amphibole et biotite;
- (g) Cristal xénomorphe d'ilménite à fine couronne de sphène dans un granite à amphibole et biotite ;
- (h) Plage déformée de quartz et à recristallisation bordière dans un granite à biotite

CHAPITRE V: ÉTUDE MINÉRALOGIQUE

Ce chapitre porte essentiellement sur la présentation, l'exploitation et l'interprétation des données d'analyses à la microsonde électronique. Les compositions chimiques des différents minéraux constituant les types pétrographiques répertoriés et décrits précédemment sont présentées en annexes. La finalité ici est de déterminer les conditions thermodynamiques de cristallisation desdits minéraux, ainsi que les principaux processus pétrogénétiques ayant contrôlé la genèse et la mise en place de ces formations. Pour tous les diagrammes, la légende est la même pour chaque type lithologique.

Nous nous intéressons dans ce chapitre à toutes les phases minérales primaires représentées par les péridots, les pyroxènes, les amphiboles, les micas et les feldspaths, aux minéraux accessoires (sphène, minéraux opaques et épidote) ainsi qu'aux minéraux secondaires (carbonates et chlorite).

V.1 FORMATIONS RÉCENTES

V.1.1 PÉRIDOTS

Quatre-vingt quatre analyses chimiques d'olivines ont été effectuées dans treize échantillons de laves et un échantillon de syénite, soit une moyenne d'environ six analyses par échantillon. Les formules structurales ont été calculées sur la base de trois cations et quatre oxygènes. Les résultats, reportés à l'Annexe 1, montrent que les compositions sont assez variables.

V.1.1.1 COMPOSITION DES OLIVINES

Les olivines des laves mafiques de Mbengwi sont magnésiennes. Les valeurs des Mg# ($100\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$) varient de 63,3 à 89,11 dans les basanites, de 60,59 à 70,00 dans les hawaiiites et de 61,10 à 66,80 dans les mugéarites. Ces compositions correspondent aux hyalosidérites (Fo: 50 – 70 %) et chrysolites (Fo: 70 – 90 %) dans les basanites et totalement aux hyalosidérites dans les hawaiiites et mugéarites. Leurs teneurs en NiO sont inférieures à 0,3 % à l'exception de trois analyses dans les basanites (E₇ et E₇₋₁).

Les compositions chimiques des phénocristaux d'olivine dans les laves varient dans l'ensemble de la bordure vers le cœur du cristal. Cette variation s'exprime soit par une diminution du taux de forstérite (cas de la basanite E₃₀ où il varie de Fo_{76,7} à Fo_{70,8}) soit par

une augmentation (cas de E₇, où l'on passe de Fo_{83,1} à Fo_{87,5}) de la bordure vers le cœur du minéral.

Les teneurs en CaO varient de 0,11 % (E₃₀) à 0,59 % (E₅₀). Les olivines à faibles teneurs de CaO (< 0,15 %) sont généralement les plus magnésiennes et représentent environ 5 % des analyses. Dans certaines basanites (E₃₀, E₇), on note la présence d'olivines à CaO < 0,15 % et NiO > 0,3 % qui pourraient être considérées comme des xénoctaux mantelliques (Kamenetsky et al., 2006), mais leurs teneurs en forstérite (Fo < 90; Sato, 1977 et Dick, 1999) ne nous permet pas de les considérer comme tel.

Les teneurs en MnO sont comprises entre 0,10 et 0,96 % dans les laves. Elles sont similaires à celles des olivines des basaltes des monts Bamenda (0,15 – 0,86 % : Kamgang et al., 2013) et même à celles des autres laves mafiques de la Ligne du Cameroun (Ngounouno et al., 2001; Suh et al., 2008; Wandji et al., 2009; Kagou Dongmo et al., 2010).

Dans les syénites, les olivines sont ferrifères et ont une composition de fayalite (Fa_{81-87,9} Fo_{13,1-19}). Elles sont caractérisées en outre par de fortes teneurs en manganèse (MnO: 3,9 – 5,0 %). Ces teneurs en MnO sont proches de celles des olivines des trachytes des monts Bamenda (3,5 % : Kamgang et al., 2010) mais demeurent inférieures aux 6,5 % obtenus sur les olivines des trachytes du complexe de Pandé (Njonfang et Moreau, 2000).

V.1.1.2 ESTIMATION DES CONDITIONS THERMODYNAMIQUES DE CRISTALLISATION DES OLIVINES

Les températures de cristallisation des olivines des laves de Mbengwi déterminées à partir de l'abaque de Roeder et Emslie (1970) se situent entre 1215°C et 1025°C (figure 16); et sont proches de celles des olivines des autres basaltes de la Ligne du Cameroun, notamment celles des picrites du mont Cameroun (1210°C: N'ni, 1984), des basaltes de la plaine du Noun (1200 – 1150°C: Wandji, 1995), des basaltes de la plaine de Tombel (1215 – 1050°C: Nkouathio et al., 2002), ou des basanites et basaltes du Mbepit (1213 – 1188°C: Tchokona Seuwi, 2010).

Les premières olivines à cristalliser dans les laves mafiques sont celles des basanites (E₃₀) et les dernières sont celles des mugéarites (D₁₅). Autrement dit, la température de cristallisation des olivines est proportionnelle au taux de forstérite et inversement proportionnelle à l'indice de différenciation.

En assimilant la composition de la roche totale à celle du liquide, nous avons déterminé le coefficient de distribution K_D qui définit les conditions d'équilibre à partir de la formule:

$KD = X_{FeO}^{olivine} \cdot X_{MgO}^{liquide} / X_{FeO}^{liquide} \cdot X_{MgO}^{olivine}$ (X = fraction molaire) établie par le géothermomètre de Roeder et Emslie (1970). Ainsi les valeurs des KD sont comprises entre 0,17 et 0,42. Les olivines à KD très éloigné de 0,33 sont des olivines relictuelles en état de transformation poussée en carbonates de magnésium ou de fer (par réaction avec le CO₂), constituant les cœurs de ceux-ci.

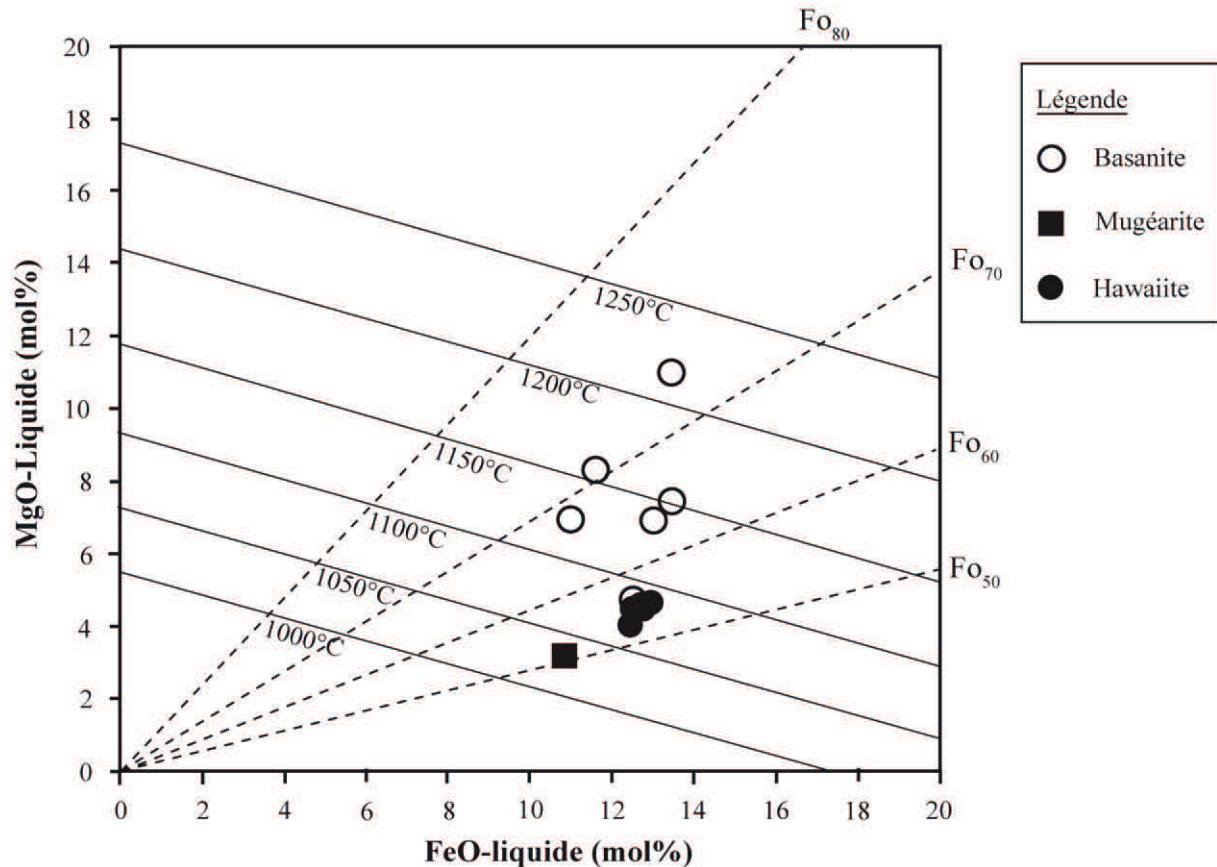


Figure 16: Position des olivines des laves mafiques de Mbengwi dans le diagramme de Roeder et Emslie (1970). *MgO-liq* = Proportion molaire de MgO dans le liquide (en %); *FeO-liq* = Proportion molaire de FeO dans le liquide (en %).

V.1.2 PYROXÈNES

V.1.2.1 CARACTÈRES GÉNÉRAUX

Quarante analyses chimiques des pyroxènes présentées à l'Annexe 2 ont été réalisées dans les laves et les syénites. Leur formule structurale a été calculée sur la base de quatre cations et six oxygènes. L'analyse de cette formule structurale révèle dans les laves, un déficit permanent en Si dans les sites tétraédriques T, et la présence dans 65 % d'analyses de fer ferrique dans les sites octaédriques.

V.1.2.2 CLASSIFICATION

Les pyroxènes des formations récentes de la région de Mbengwi correspondent aux Quad c'est-à-dire des Ca-Fe-Mg pyroxènes (figure 17). Ils ont des compositions de diopside ($Wo_{45,1-49,9}En_{40,2-43,1}Fs_{9,4-14,7}$) et d'augite ($Wo_{42,3-45}En_{36,2-47,6}Fs_{8,4-21,5}$) dans les basanites, essentiellement de diopside ($Wo_{46,5-49,9}En_{34,2-43,8}Fs_{6,5-19,3}$) dans les hawaiiites, d'augite ($Wo_{41,7-44,2}En_{27,3-33,3}Fs_{23,9-28,5}$) dans les trachytes puis d'augite ($Wo_{43,5-43,9}En_{16,8-21,7}Fs_{34,4-39,8}$) et d'hédenbergite ($Wo_{45,4}En_{21,3}Fs_{33,3}$) dans les syénites à pyroxène et fayalite (figure 18).

Quelques analyses des pyroxènes sont à $Wo > 50\%$ et occupent le domaine au-dessus du quadrilatère En- Fe- Hd - Di. Ces pyroxènes de composition ($Wo_{50,6-51,0}En_{34,6-38,8}Fs_{10,6-14,5}$) sont des diopsides fassaïtiques (De Vine et Sirgusson, 1980) ou fassaïtes, et ne sont présents que dans les basanites.

V.1.2.3 ÉVOLUTION DE LA COMPOSITION CHIMIQUE

Les zonages optiques observés dans certains phénocristaux de clinopyroxène sont chimiquement inverses ou normaux et se traduisent respectivement dans l'ensemble par:

- Une diminution des teneurs en CaO et TiO_2 de la bordure vers le cœur du minéral, sauf dans quelques phénocristaux d'augite rencontrés dans le trachyte;

- Un appauvrissement en fer de la bordure vers le cœur du cristal sauf dans certains phénocristaux zonés présents dans les basanites, ou un enrichissement en MgO de la bordure vers le cœur, exception faite de quelques cristaux de diopside à cœur de fassaïte rencontrés essentiellement dans les basanites E_{30} , E_{51} et E_{7-1} .

Les fassaïtes ont des teneurs variables en CaO (18,7 – 22,5 %), MgO (10,3 – 11,0 %), TiO_2 (2,0 – 4,6 %), Al_2O_3 (9,2 – 12,4 %) et en SiO_2 (43,5 – 49,9 %) et des Mg^* élevés ($0,77 \leq Mg^* \leq 0,79$).

Les phénocristaux de diopside des basanites sont moins riches en magnésium que ceux rencontrés dans les hawaiiites. Par contre, les pyroxènes à composition d'augite rencontrés dans les basanites qui, faut-il le rappeler, ne sont présents que dans les cœurs de certains phénocristaux, sont plus magnésiens, plus titanifères, plus chromifères et plus alumineux que ceux présents dans les trachytes qui par contre sont plus ferrifères et plus manganifères. Les teneurs moyennes en TiO_2 , Na_2O et FeO des augites sont respectivement de 1,03 %, 0,56 % et 11,08 %.

Les valeurs Mg# les plus élevées sont celles des pyroxènes des laves. Ce paramètre varie considérablement dans les laves de 48,9 (trachyte E₅₆) à 87,0 (basanite E₇), comparativement aux syénites (29,6 – 39,0).

Dans les laves, les rapports Al^{IV}/Al^{VI} des clinopyroxènes varient de 0,62 (E₅₅) à 35 (E₇), et ceux de Ti/Al de 0,04 à 0,53. Les valeurs du rapport Ti/Al voisins de 0,3 traduisent ainsi des pressions d'équilibre relativement faibles (Wass, 1979) contrairement aux syénites où ceux-ci sont très élevés (0,89 - 2,18).

Les compositions des clinopyroxènes des syénites sont caractérisées par des teneurs nulles en Cr₂O₃ et des valeurs de Fe# [100Fe_t / (Fe_t + Mg)] variant de 63,47 à 70,39.

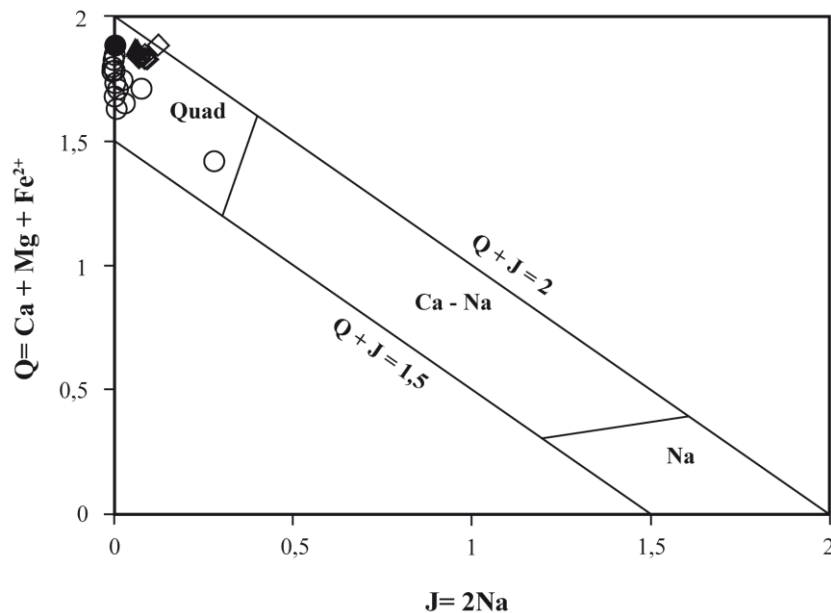


Figure 17: Position des pyroxènes des formations récentes de Mbengwi dans le diagramme de Q vs J de Morimoto et al. (1988). *Légende: cercle vide = basanite; cercle plein = hawaiiite ; triangle plein = trachyte; losange vide = syénite à fayalite et pyroxène.*

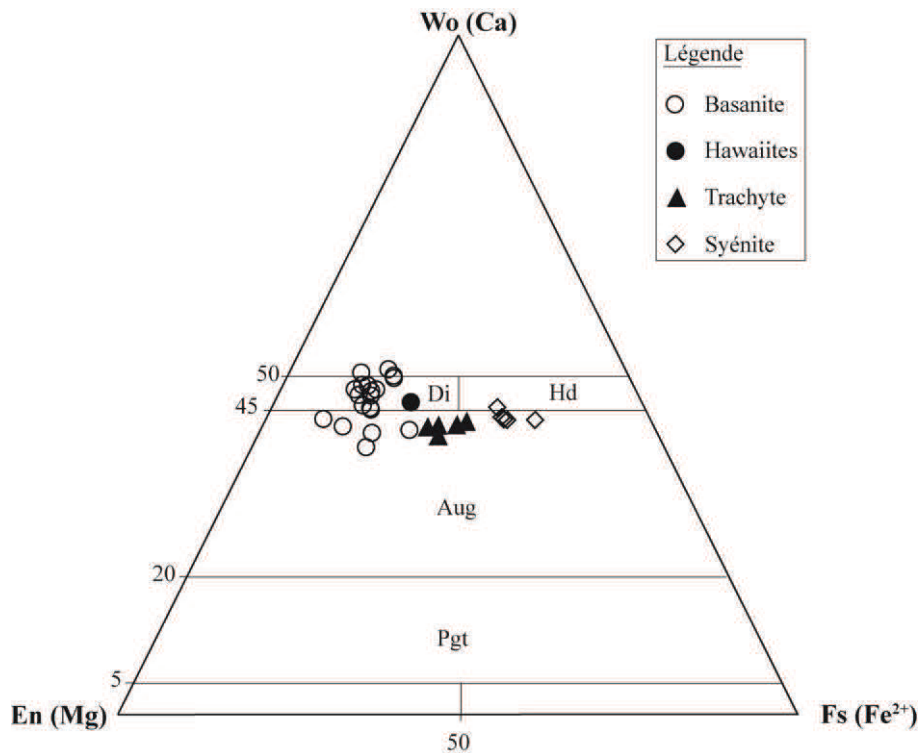


Figure 18: Position des pyroxènes des formations récentes de Mbengwi dans le diagramme Wo – En – Fe de Morimoto et al. (1988). *Wo* = wollastonite; *En* = enstatite; *Fs* = ferrosilite; *Di* = diopside; *Hd* = hédénbergite; *Aug* = augite; *Pgt* = pigeonite.

V.1.2.4 ESTIMATION DES CONDITIONS THERMODYNAMIQUES DE CRISTALLISATION

Dans le diagramme discriminant de Leterrier et al. (1982; figure 19), les pyroxènes des laves mafiques de Mbengwi ont cristallisé à partir d'un magma anorogénique. Deux analyses de pyroxène tombent dans le domaine des basaltes orogéniques. Il s'agit de cristaux zonés présentant une couronne d'altération.

Le diagramme de variation des proportions cationiques de Al^{VI} en fonction de Al^{IV} de Caldeira et Munhà (2002; figure 20) montre que les pyroxènes des formations récentes de Mbengwi occupent autant les domaines de basse pression que celui de haute pression. Les pyroxènes ayant cristallisé dans des conditions de basses pressions ont des rapports $Al^{VI}/Al^{IV} < 0,25$. Il s'agit soit des augites, présentes dans les laves felsiques, soit des diopsides très calciques présents dans les basanites.

Les clinopyroxènes de haute pression correspondent soit à l'hédénbergite dans la syénite, soit aux diopsides les moins riches en calcium dans les laves mafiques. Ils sont caractérisés par de fortes valeurs Al^{VI} comparativement à ceux de basse pression.

Tous les pyroxènes des laves felsiques, de l'hawaïite E₁₄₆ ainsi qu'une analyse d'un cœur de phénocristal de pyroxène présent dans la basanite E₃₀ occupent le domaine RMC défini par Jagoutz et al. (1979) comme étant celui des clinopyroxènes du manteau réfractaire.

Par ailleurs, l'utilisation du thermomètre de Lindsley et al. (1976) appliqué à ces pyroxènes révèle qu'ils ont cristallisé à des températures comprises entre 1200°C et 1150°C.

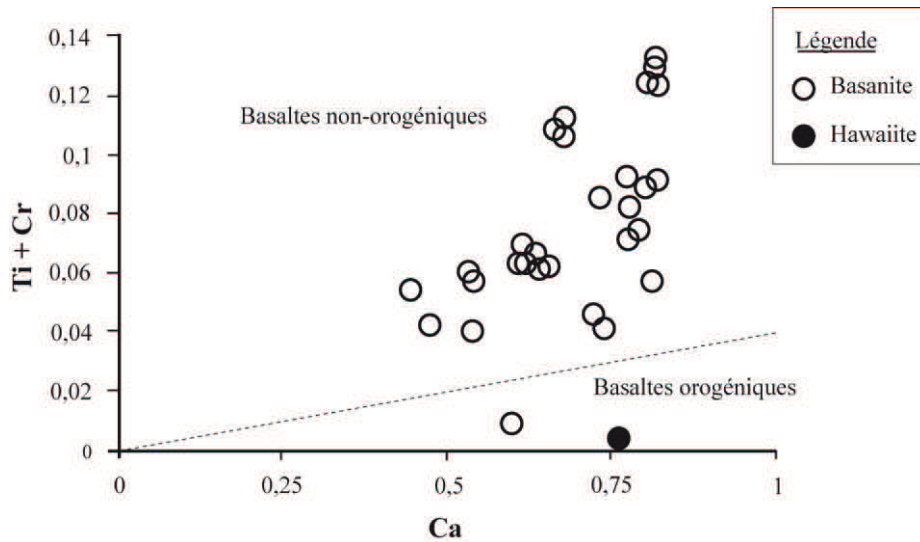


Figure 19: Les pyroxènes des laves mafiques de Mbengwi dans le diagramme discriminant Ca vs Ti+Cr de Leterrier et al. (1982).

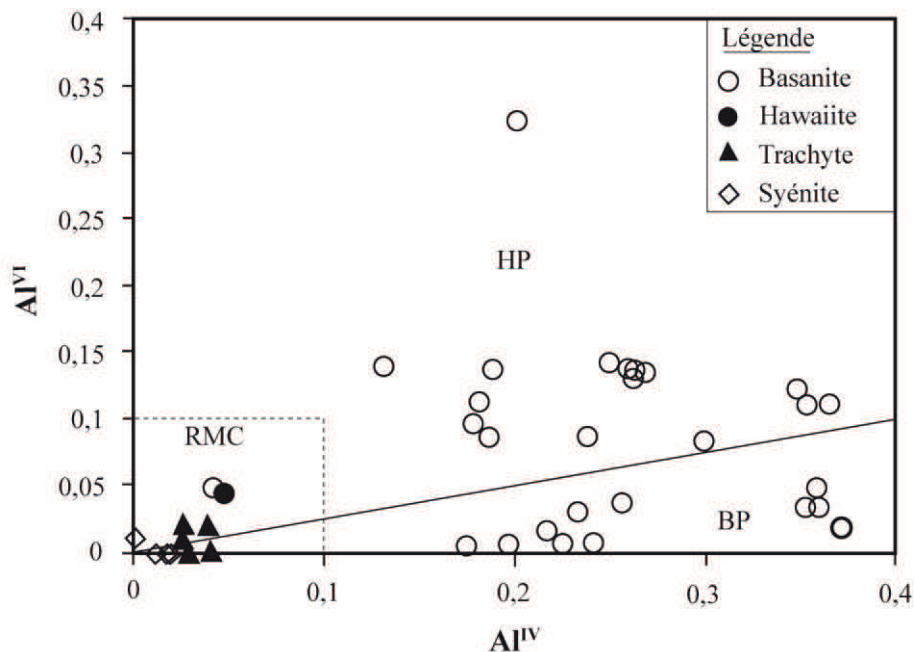


Figure 20: Position des pyroxènes des formations récentes de Mbengwi dans le diagramme de variation de Al^{VI} en fonction de Al^{IV}. Les limites des domaines sont de Caldeira et Munhà (2002). RMC = champs des clinopyroxènes du manteau réfractaire (Jagoutz et al., 1979). HP = haute pression; BP = basse pression.

V.1.3 AMPHIBOLES

V.1.3.1 CARACTÈRES GÉNÉRAUX

Les amphiboles sont des inosilicates à chaîne double de Fe et/ou de Mg dont la formule générale est $AB_2^{VI}C_5^{IV}T_8O_{22}(OH)_2$. A, B, C, T et OH correspondent à des sites cristallographiques. Le site A peut être vacant ou occupé par K ou Na; le site B par Na, Ca, Mg, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Li, Zn, Ni, Co; le site C par Al, Zn, Ni, Co, Fe^{3+} et rarement Cr^{3+} , Mn^{3+} , Zr^{4+} ; le site T par Si, Al ou Ti^{4+} et le site «OH» est occupé par les anions tels OH, F, Cl et O.

Leur formule a été calculée sur la base de vingt-trois oxygènes et dix-sept cations, ce qui signifie que celles-ci sont toutes à site A rempli. Les compositions des amphiboles des syénites sont présentées à l'annexe 3.

Ces amphiboles sont caractérisées par des teneurs en SiO_2 comprises entre 45,44 % et 49,97 %, $NiO \leq 0,15$ %. Leur formule structurale révèle l'absence de cations Al^{VI} , un nombre de cation $Ca \geq 0,5$ a.p.f.u., et $Si \geq 7$ a.p.f.u., et des sommes (Na + K) du site A $> 0,50$ a.p.f.u.

V.1.3.2 CLASSIFICATION

D'après la classification de Leake et al. (1997) illustrée par le diagramme de variation du rapport $Mg / (Mg + Fe^{2+})$ en fonction des teneurs en Si (figure 21), les amphiboles des syénites de Mbengwi sont calco-sodiques et ont majoritairement des compositions de Fe-richitérite et accessoirement katophorite. Leurs X_{Mg} varient de 0,004 à 0,282 et Al_{total} est compris entre 0,07 et 0,41 a.p.f.u. La katophorite est caractérisée d'une part par de faibles teneurs en SiO_2 et d'autre part, par des teneurs en MgO et Al_2O_3 supérieures à celles de la Fe-richitérite.

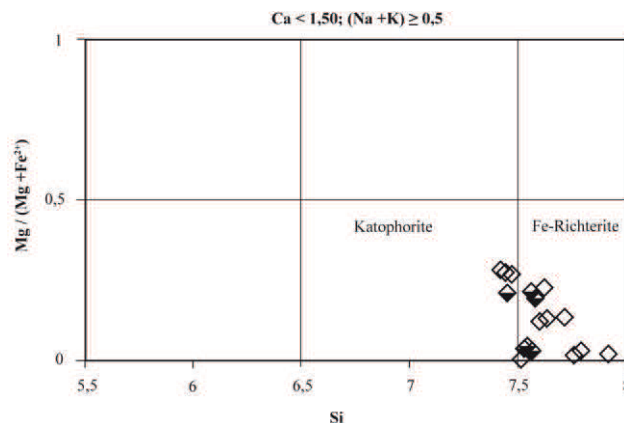


Figure 21: Position des amphiboles des syénites dans le diagramme de variation du rapport $Mg / (Mg + Fe^{2+})$ en fonction des teneurs en Si de Leake et al. (1997). *Légende: losange vide = syénite à quartz; losange mi plein = syénite à fayalite et pyroxène.*

V.1.3.3 ESTIMATION DE LA PRESSION DE CRISTALLISATION

Pour estimer les conditions de cristallisation des amphiboles, nous avons eu recours au diagramme de Laird et al. (1984; figure 22). Celui-ci révèle que toutes les amphiboles des syénites aussi bien la Fe-richérite que la katophorite, ont cristallisé dans les conditions de basse pression.

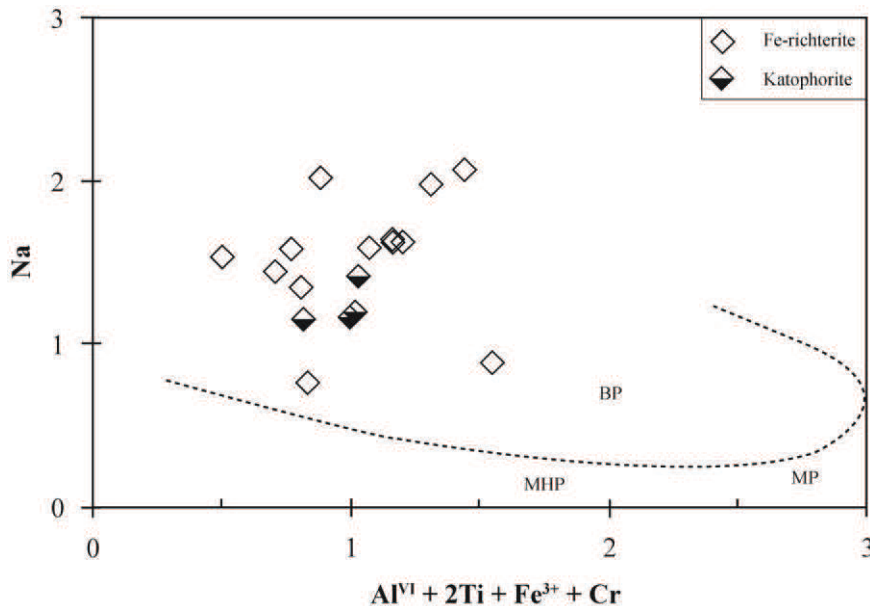


Figure 22: Estimation de la pression des magmas suivant le diagramme de Laird et al. (1984). BP = basse pression; MP = moyenne pression; MHP = moyenne à haute pression.

V.1.4 FELDSPATHS

V.1.4.1 CARACTÈRES GÉNÉRAUX

Les données d'analyses des feldspaths des formations récentes de Mbengwi et leurs formules structurales sont présentées à l'Annexe 4. Une moyenne de trois analyses de feldspaths par échantillon a été réalisée. Les formules structurales sont calculées sur la base de cinq cations et huit oxygènes. Les compositions de ces différents feldspaths sont représentées dans le diagramme Ab – Or – An (figure 23). Leurs teneurs en celsiane sont négligeables ($\leq 0,72\%$).

Le diagramme de variation de Al en fonction de Si (figure 24) illustre que tous les feldspaths ont des sommes $Si + Al^{IV} < 4$. Ceci traduit un déficit de remplissage de Si dans les sites tétraédriques; les proportions de Si et Al dans la formule structurale étant comprises respectivement entre 2,27 – 3,20 a.p.f.u., et 0,70 – 1,68 a.p.f.u. Le nombre de cation (Si + Al) dans ces sites tétraédriques varie de 3,99 à 3,95 a.p.f.u., soit un taux de remplissage entre 98 et 99 %. Ce déficit implique la présence de fer ferrique dans ces sites.

Le calcium et le potassium varient inversement en fonction de l'indice de différenciation, des basanites aux roches felsiques: la teneur en Ca varie de 0 a.p.f.u. (dans les rhyolites et syénites) à 0,74 a.p.f.u (dans la basanite E₅₁) et celle en K de 0,01 a.p.f.u. (dans la même basanite E₅₁) à 0,85 a.p.f.u (dans les syénites). Cette teneur en calcium qui s'exprime par le taux d'anorthite des plagioclases, définit l'ordre de cristallisation car le taux d'anorthite est positivement corrélé avec la température. Ainsi la cristallisation débute par les roches les plus riches en anorthite et s'achève par les moins riches.

Des éléments en traces présents dans les feldspaths des formations récentes de Mbengwi, le moins abondant est le Ba avec des teneurs n'excédant pas 0,007 a.p.f.u.

V.1.4.2 CLASSIFICATION ET ÉVOLUTION DE LA COMPOSITION DES FELDSPATHS

Dans la classification de Smith et Brown (1988), les feldspaths potassiques sont présents beaucoup plus dans les roches felsiques. Ils ont des compositions de Or_{15,9-38,1}Ab_{56,9-72,2} dans les laves felsiques et occupent les domaines de l'albite potassique (K-albite) et accessoirement de la sanidine (une seule analyse dans l'hawaïite E₄₀).

Les plagioclases ont des compositions qui vont du bytownite (An_{73,1}Ab_{25,5}Or_{1,4}) à l'andésine (An_{42,15}Ab_{54,65}Or_{3,2}) dans les basanites, du labrador (An_{51,4-58,7}Ab_{38,9-45,8}Or_{2,1-2,6}) à l'oligoclase (An_{28,3-29,5}Ab_{64-64,7}Or_{6,5-7,1}) dans les hawaïites, et sont réduites au labrador (An_{51,4}Ab₄₇Or_{1,7}) dans la mugéarite.

Les feldspaths des syénites occupent le segment [Ab – Or]. Leur gamme de composition s'étale de l'albite sodique (An_{≤ 0,1}Ab_{95,4-99,2}Or_{0,7-4,7}) à l'orthose (Ab_{13,7-14,9}Or_{81,8-86,1}), en passant par l'albite potassique (An_{0-10,1}Ab_{55,4-85,6}Or_{14,4-44,6}), la Na-sanidine (An_{0-0,8}Ab_{51,4-59,7}Or_{39,5-48,5}) et la sanidine (An_{0-0,1}Ab_{21,4-48,6}Or_{51,3-78,5}). Les teneurs en sanidine des syénites à pyroxène et fayalite (≈ 38 %) sont cependant supérieures à celles des syénites à quartz (≈ 20 %).

Les plagioclases les plus calciques (An₅₄₋₇₃) sont présents dans les basanites (E₅₁) avec des teneurs en CaO comprises entre 8,53 et 15,12 %. Les feldspaths les plus riches en Na₂O, K₂O et les plus pauvres en Al₂O₃ et CaO sont les microlites des laves felsiques.

Dans les laves mafiques, on constate que les microlites sont dans l'ensemble plus riches en Al₂O₃ que les phénocristaux. La composition de certains phénocristaux de plagioclases zonés se traduit par un enrichissement en Na₂O et une diminution de CaO de la bordure (An=63,7) vers le cœur (An=53,7) des cristaux.

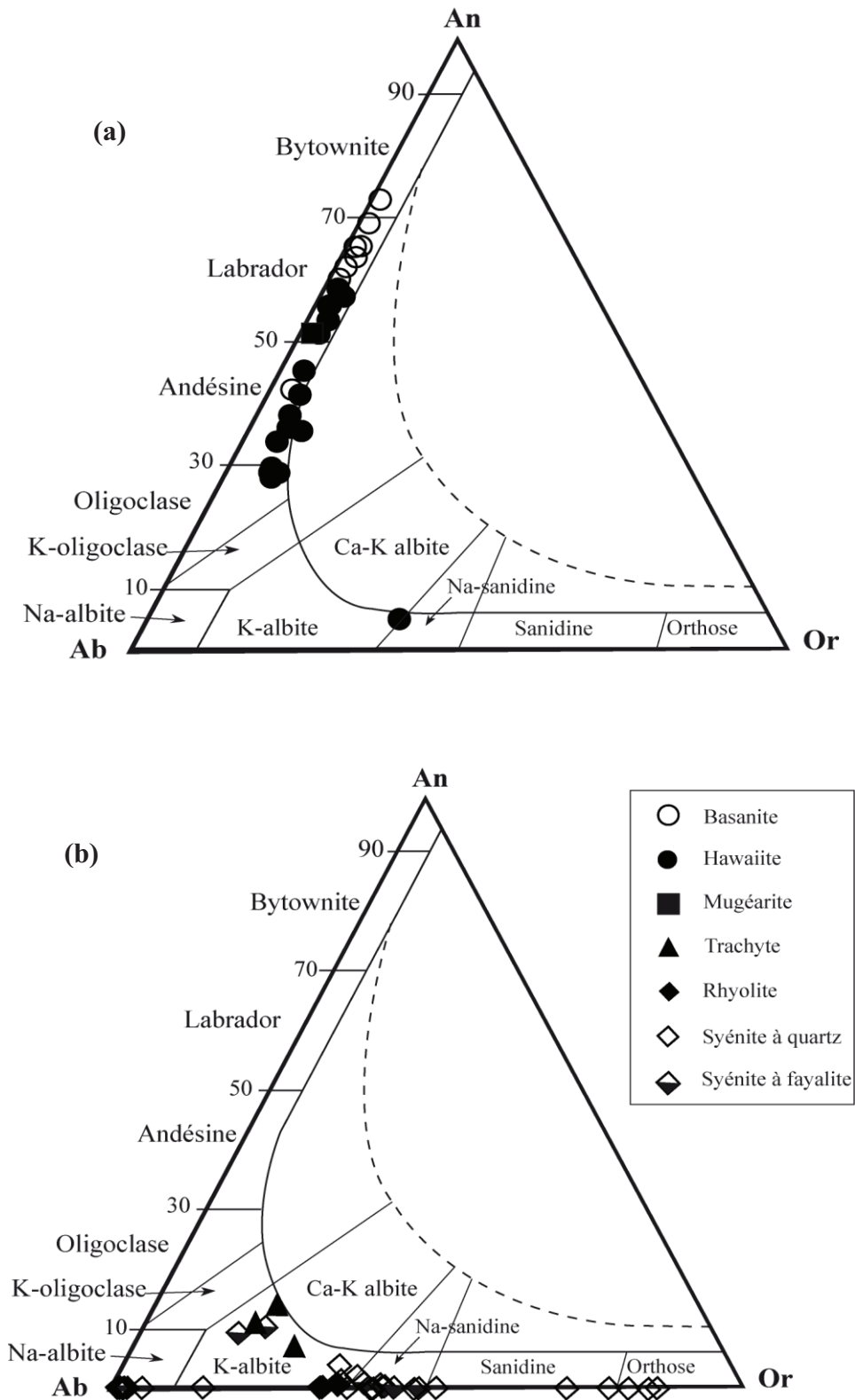


Figure 23: Compositions des feldspaths des formations récentes de Mbengwi dans le diagramme Ab – Or – An de Smith et Brown (1988):

- (a) = laves mafiques;
- (b) = roches felsiques

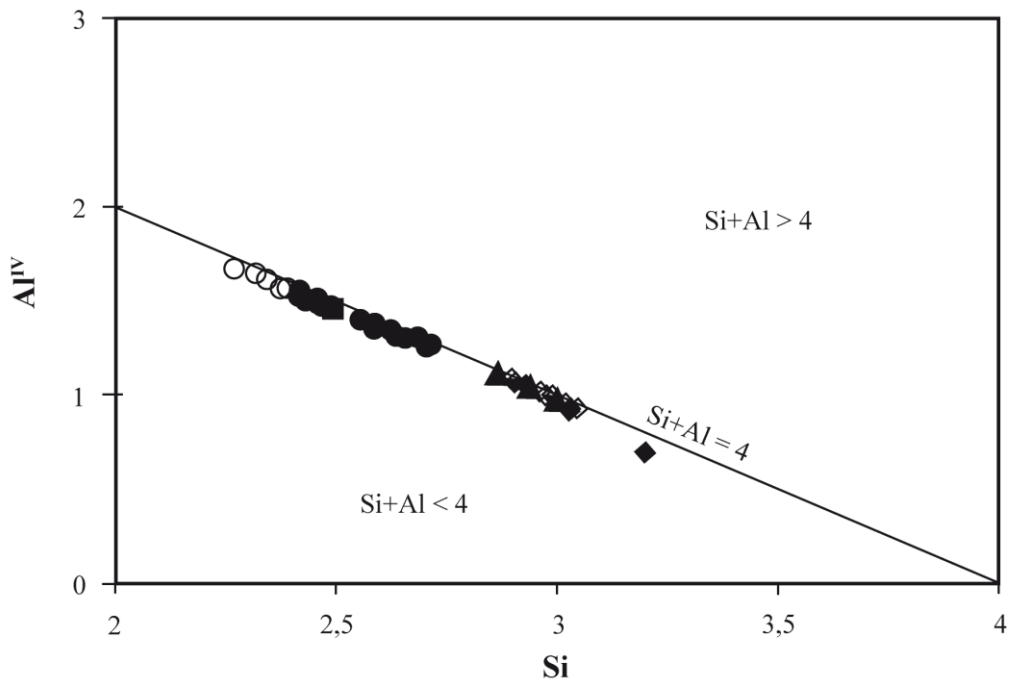


Figure 24: Proportion d'Al dans les sites tétraédriques des feldspaths des formations récentes de Mbengwi. Figurés identiques à ceux de la figure précédente.

V.1.5 MINÉRAUX OPAQUES

Les minéraux opaques présents dans les échantillons des formations récentes de Mbengwi appartiennent au groupe des spinelles *s.l.* ou oxydes ferro-titanés dans les laves, et d'ilménite uniquement dans les syénites.

V.1.5.1 SPINELLES

Les spinelles forment un groupe d'oxydes minéraux de formule générale $(X^{3+})_2Y^{2+}O_4$.

X est occupé par un cation trivalent notamment: Al, Fe^{3+} ou Cr.

Y par des cations bivalents tels: Mg, Fe^{2+} , Mn, Zn ou Ni.

Les différents sous-groupes sont fonction de la prédominance dans le site X de l'un des cations ci-dessus cités; ainsi pouvons-nous distinguer les séries alumineuses, ferrifères ou chromifères selon que les cations Al, Fe^{3+} ou Cr dominent respectivement dans le site X.

Vingt-deux analyses d'oxydes ferro-titanés ont été effectuées sur les laves de la région de Mbengwi, et leurs différentes compositions sont présentées à l'Annexe 5. Leur formule structurale a été calculée sur la base de trois cations.

V.1.5.1.1 CLASSIFICATIONS

Sur la base des différents teneurs en aluminium, fer, chrome, titane et des valeurs des différents rapports cationiques, nous les avons classifiés en utilisant les nomenclatures de Buddington et Lindsley (1964) et Haggerty (1981).

Ainsi, les minéraux opaques des formations récentes de Mbengwi appartiennent aux séries ferrifère et alumineuse des spinelles *s.l.* Dans la classification de Buddington et al. (1964) basée sur les teneurs en fer et en titane (figure 25), les spinelles appartiennent à la solution solide magnétite – ulvospinelle. Ces minéraux opaques intègrent tous le domaine des pléonastes (solution solide à proportion variable entre les pôles hercynite et spinelle *s.s.*) dans le diagramme binaire de Haggerty (1981, figure 26) faisant varier Cr# en fonction de $Mg\#(Fe_{total})$.

V.1.5.1.2 COMPOSITIONS CHIMIQUES

Les oxydes des basanites sont des magnétites dans les échantillons E₅₁ et E₅₅, et ulvospinelles dans les autres basanites. Leur composition en pourcentage de poids des principaux oxydes est la suivante: TiO₂ (1,49 – 20,37 %), Al₂O₃ (1,46 – 52,73 %), MgO (4,4 – 15,81 %), FeO^t (31,09 – 69,99 %), Cr₂O₃ (≤ 13,04 %). Une seule analyse de spinelle présente dans la basanite E₃₀ se distingue par sa richesse en chrome (Cr₂O₃ = 13,04 %) et peut être qualifiée de chromifère.

Les oxydes des hawaiiites sont des titano-magnétites composées de: TiO₂ (3,44 – 23,19 %), Al₂O₃ (1,46 – 6 %), MgO (2,42 – 4,81 %), FeO^t (69,79 – 92,09 %), Cr₂O₃ (≤ 2,13 %). Il s'agit majoritairement des ulvospinelles, avec une seule analyse ayant une composition de magnétite dans l'échantillon E₅. Cette magnétite se distingue par sa richesse en fer (FeO^t = 92,09 %, %).

Les rapports $Y_{Fe^{3+}}$ ($100 Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Cr + Al)$) de ces minéraux opaques sont compris entre 14 et 96,18; $Fe^{2+}\#$ ($100 Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg)$) de 44,7 à 89; Mg/Fe^{2+} (0,12 – 1,58); Cr# ($100Cr / (Cr + Al)$) de 0 à 38,63 pour une très grande variation du rapport $Mg\#/Fe^*$ de 11,03 à 61,26. Les rapports $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ augmentent des basanites aux hawaiiites; cette augmentation a été interprétée par Irvine (1965) comme étant due soit à une évolution de la composition du magma pendant la cristallisation, soit alors à un échange de cations Fe^{2+} et Mg^{2+} entre le spinelle et un silicate coexistant (généralement l'olivine) entraînant ainsi une augmentation de ce rapport dans le spinelle et une baisse de température, phénomène qui s'accroît généralement lorsque le refroidissement est lent.

V.1.5.2 ILMÉNITE

Les cristaux d'ilménite sont chimiquement caractérisés par des teneurs en $TiO_2 > 50 \%$, FeO (40,4 – 40,75 %), des traces de Fe_2O_3 (3,62 – 4,28 %), MnO (4,37 – 4,39 %), CaO (0,03 – 0,06 %), ZnO (0,16 – 0,23 %), NiO (0,05 – 0,17 %) et l'absence totale de SiO_2 , Al_2O_3 et MgO.

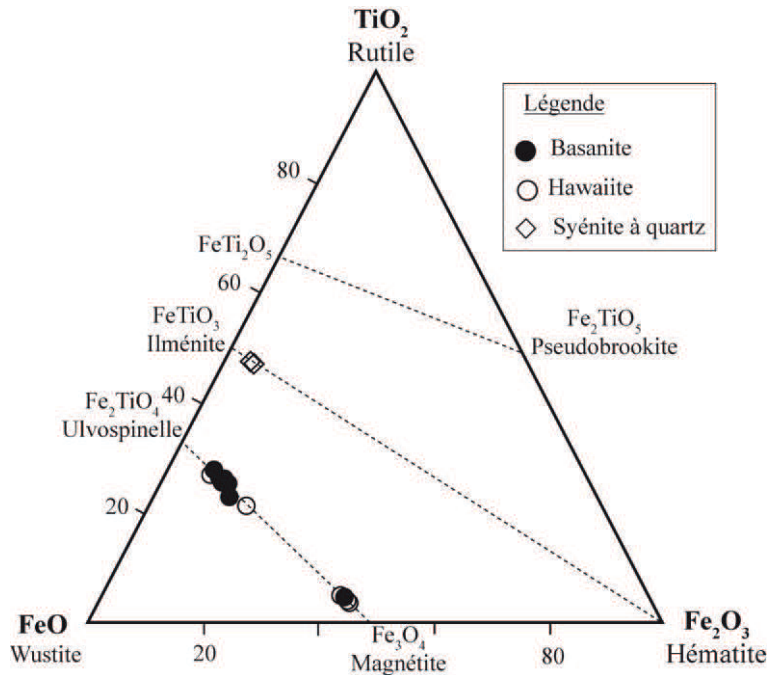


Figure 25: Composition des oxydes des formations récentes de Mbengwi dans le diagramme $TiO_2 - FeO - Fe_2O_3$. Les limites sont de Buddington et Lindsley (1964).

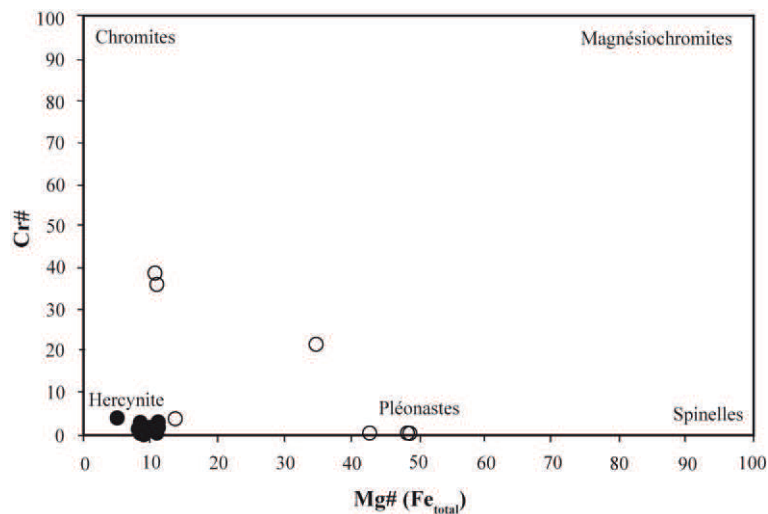


Figure 26: Les minéraux opaques des laves de Mbengwi dans le diagramme binaire de variation $Cr\# = (100Cr / (Cr + Al))$ en fonction de $Mg\# (Fe_{total})$ de Haggerty (1981). NB: $Mg\# (Fe_{total}) = (100Mg / (Mg + Fe_{total}))$. Les figurés identiques à ceux de la figure précédente.

V.1.6 CARBONATES

La formule structurale des carbonates a été calculée sur la base d'un seul cation. La projection de leurs compositions dans le diagramme ternaire $\text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3 - \text{FeCO}_3 + \text{MnCO}_3$ (figure 27), montre que ceux-ci sont majoritairement constitués de sidérite dans les basanites, hawaïites et syénites à quartz, et accessoirement de magnésite uniquement dans les basanites et d'ankérite dans un échantillon d'hawaïite (Annexe 6). Les teneurs en calcite varient de 3 à 62 %, celles en sidérite de 11 à 87 %, celles de la magnésite vont de 6 à 51 %, pour des teneurs en rhodochrosite allant de 0,3 à 5,3 %.

Les carbonates des formations récentes de Mbengwi sont caractérisés par des teneurs variables en FeCO_3 (22,61 – 87,63 %), CaCO_3 (2,85 – 65,14 %), MgCO_3 (0,99 – 74,66 %) et en MnCO_3 (9,96 % – 0,43 %). Ils sont pauvres en calcium, étant donné que leurs teneurs en Ca ($\leq 0,6$ a.p.f.u.) sont en dessous de la valeur 0,8 a.p.f.u., définie par Laverne (1993) comme étant la teneur minimale des carbonates calciques.

Des traces de Ba, Na, Ni et de Zn ont été détectées mais à des teneurs ne dépassant pas 0,002 %. Quoiqu'à des proportions inférieures à 0,4 %, la présence dans ces roches d'autres types de carbonates tels que buetschildite, eitelite, gaspeite, et witherite mérite d'être signalée.

Les carbonates magmatiques sont à composition de sidérite, et se rencontrent dans tous les types lithologiques alors que ceux à composition de magnésite et ankérite sont les produits de l'altération hydrothermale.

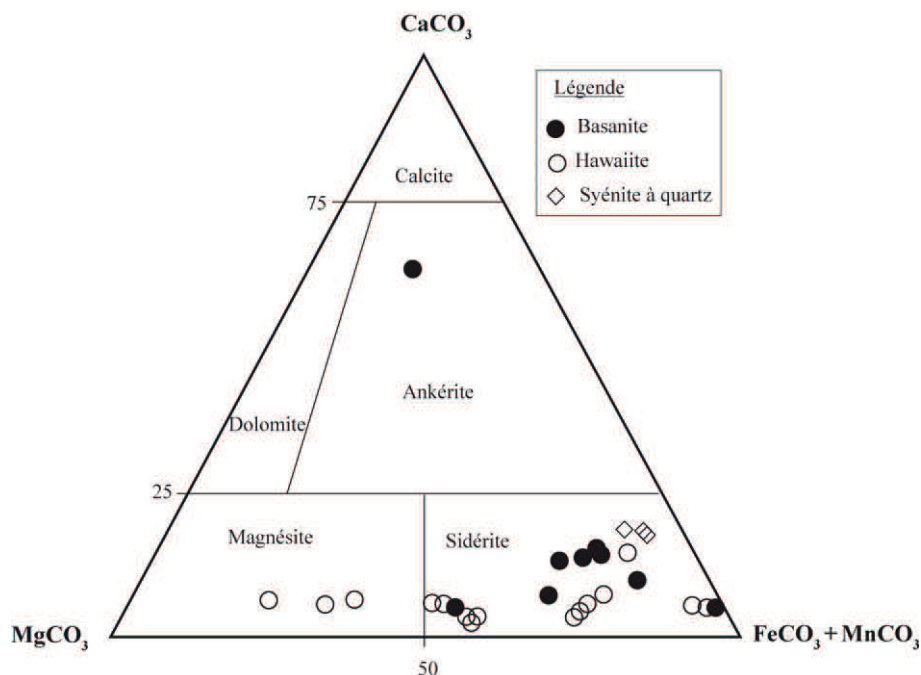


Figure 27: Position des carbonates des formations récentes de Mbengwi dans le diagramme $\text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3 - \text{FeCO}_3 + \text{MnCO}_3$ (Laverne, 1993).

V.2 FORMATIONS PAN-AFRICAINES

V.2.1 AMPHIBOLES

V.2.1.1 CLASSIFICATIONS ET ÉVOLUTION DES COMPOSITIONS CHIMIQUES

Les compositions chimiques des amphiboles sont présentées à l'Annexe 7. Les amphiboles des granitoïdes de Mbengwi sont caractérisées par des teneurs en $\text{Ca} > 0,34$ a.p.f.u. et $\text{Ti} < 0,50$ a.p.f.u.; ceci justifie leur appartenance au groupe des amphiboles calciques selon Leake et al. (1997; figure 28). Elles peuvent être divisées en deux sous-groupes selon que $(\text{Na} + \text{K})$ est inférieure ou supérieure à 0,50 a.p.f.u.

Dans cette classification, les amphiboles à $(\text{Na} + \text{K})_A < 0,50$ ont des compositions de:

- actinote uniquement dans les monzodiorites. Il s'agit des bordures des phénocristaux zonés d'édénite;

- magnésiohornblende dans les monzodiorites et monzogabbros;

- ferrohornblende dans les monzonites, monzonites à quartz et granodiorites. Les cristaux de ferrohornblende sont généralement en inclusion dans les microclines.

Les amphiboles à $(\text{Na} + \text{K})_A \geq 0,50$ ont des compositions de:

- édénite dans les monzogabbros, monzodiorites et monzonites. L'édénite est de moins en moins magnésienne et de plus en plus riche en SiO_2 lorsqu'on évolue des monzogabbros aux monzonites dans lesquelles on rencontre les édénites les plus siliceuses;

- ferro-édénite dans les monzonites, monzonites à quartz et granites. La ferro-édénite s'appauvrit également en Mg, lorsqu'on va des monzonites aux granites;

- magnésio-hastingsite ($\text{Al}^{\text{VI}} < \text{Fe}^{3+}$) uniquement dans les monzodiorites;

- hastingsite dans les monzonites à quartz et granites. Les hastingsites des granites étant plus pauvres en Mg que celles présentes dans les monzonites à quartz.

L'amphibole la moins magnésienne ($\text{Mg}\# = 1,81$) et la plus ferrifère [XFe^{2+} : $(\text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})) = 0,98$] est présente dans l'échantillon de granite à amphibole et biotite E₆₁₁ et a une composition d'hastingsite.

Dans l'ensemble, on observe une certaine évolution de la composition des amphiboles des monzogabbros aux granites. Cette évolution est globalement marquée par une diminution des teneurs en MgO, CaO et SiO_2 , et par une augmentation des teneurs en FeO, Al_2O_3 MnO et K_2O .

V.2.1.2 ESTIMATION DES PRESSIONS DE CRISTALLISATION

Un géobaromètre empirique basé sur les proportions des cations d'aluminium dans l'amphibole a été suggéré par Hammarstron et Zen (1986) et amélioré par Hollister et al. (1987) et plus tard par Schmidt (1992). Nous avons porté notre préférence sur la plus récente

des versions ci-dessus citées qui a cette particularité que l'auteur l'a calibré sous des conditions de saturation en eau, à des pressions de 2,5 – 13 kbars, et l'incertitude la plus petite ($\pm 0,6$ kbar).

L'expression de la pression est: $P (\pm 0,6 \text{ kbar}) = - 3,01 + 4,76 Al_{\text{total}} ; r^2 = 0,99$

Il convient cependant de préciser que ce géobaromètre n'est fiable que pour les amphiboles à X_{Fe} (0,35 – 0,60), et nécessite que la teneur en Al_{total} de l'amphibole soit supérieure à 0,63 a.p.f.u. pour ne pas avoir des valeurs estimées de pression négatives. D'autre part, son application suppose également que: (i) la pression d'équilibre estimée de la hornblende soit identique à celle de la roche hôte et; (ii) la pression d'équilibre de la hornblende soit identique à celle de mise en place du pluton.

Les proportions d' Al_{total} dans les hornblendes des granitoïdes de Mbengwi varient de 1,03 à 2,41 a.p.f.u. L'application du géobaromètre ci-dessus nous donne des pressions de cristallisation allant de 2,03 à 5,77 kbars pour les amphiboles à X_{Fe} (0,35 – 0,60).

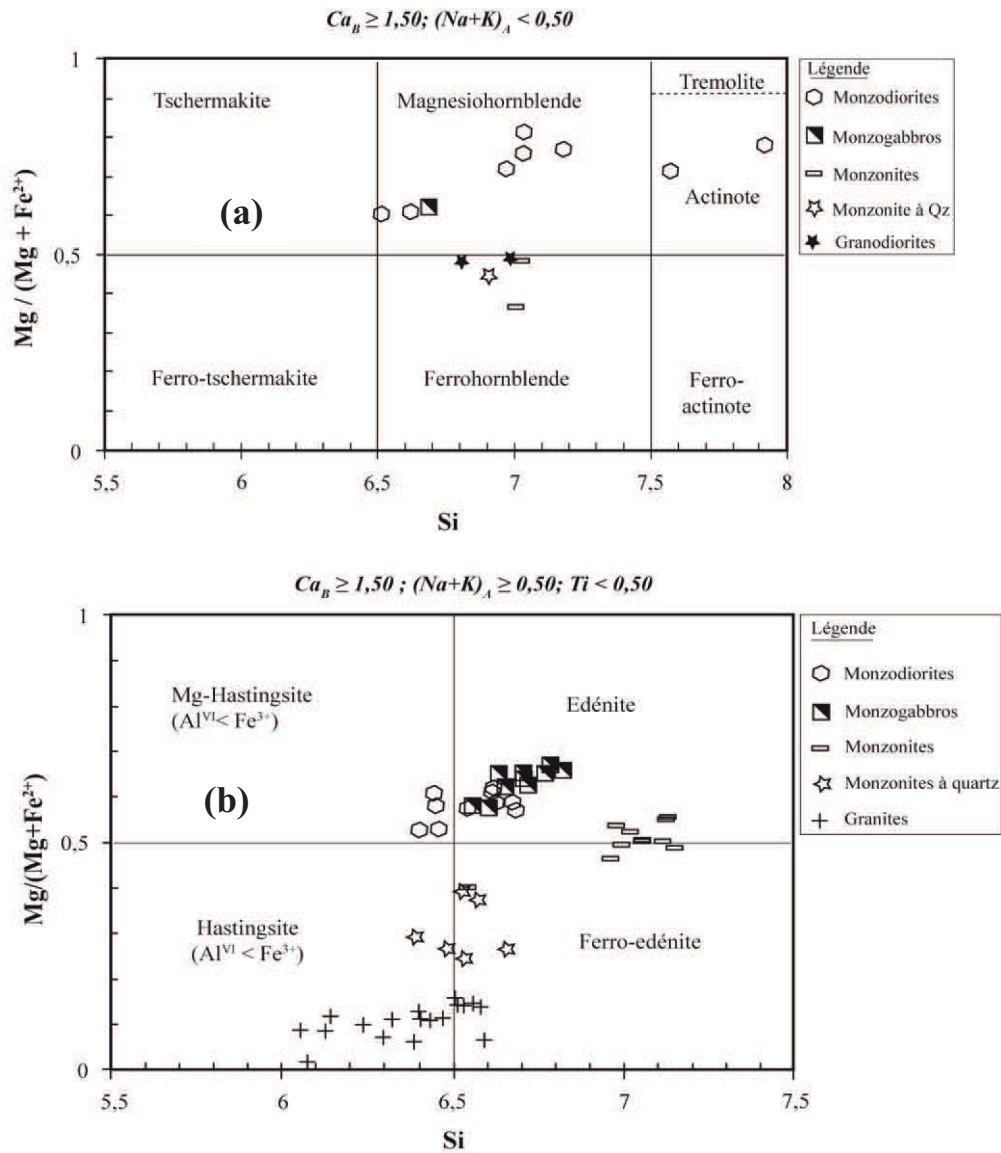


Figure 28: Position des amphiboles de Mbengwi dans les diagrammes de classification de Leake et al. (1997).

V.2.2 MICAS

V.2.2.1 GÉNÉRALITÉS

Les micas sont des phyllosilicates de formule générale $X_2 Y_{4-6} Z_8 O_{20} (OH, F)_4$ où :

- X peut être occupé par K, Na ou Ca mais aussi par Ba, Rb, Cs etc.;
- Y par Al, Mg ou Fe mais aussi par Mn, Cr, Ti, Li, etc.;
- Z par Si, Al ou peut-être aussi par Fe^{3+} ou Ti.

Ces minéraux ont une importance capitale dans les études pétrologiques et métallogéniques des roches ignées et métamorphiques d'une part parce qu'ils sont stables sur une large gamme de températures et de pressions, et par ailleurs ils ont une composition chimique très variable et une forte habilité d'échange externe avec les phases fluides ou

solides (Tischendorf et al., 1997). Ce sont des minéraux qui peuvent être utilisés comme traceurs des environnements physico-chimiques dans lesquels ils ont cristallisé.

V.2.2.2 COMPOSITIONS CHIMIQUES

Les micas rencontrés dans les formations Pan-Africaines (Annexe 8) occupent deux domaines différents correspondant aux séries ferromagnésienne et lithio-alumineuse dans la classification de Tischendorf et al. (1997). Ils ont des compositions de Mg-biotite, Fe-biotite, lépidomélane, sidérophyllite, muscovite et phengite (figures 29 et 30). Leur indice de saturation en Al ($\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$) varie de 0,63 à 3,94.

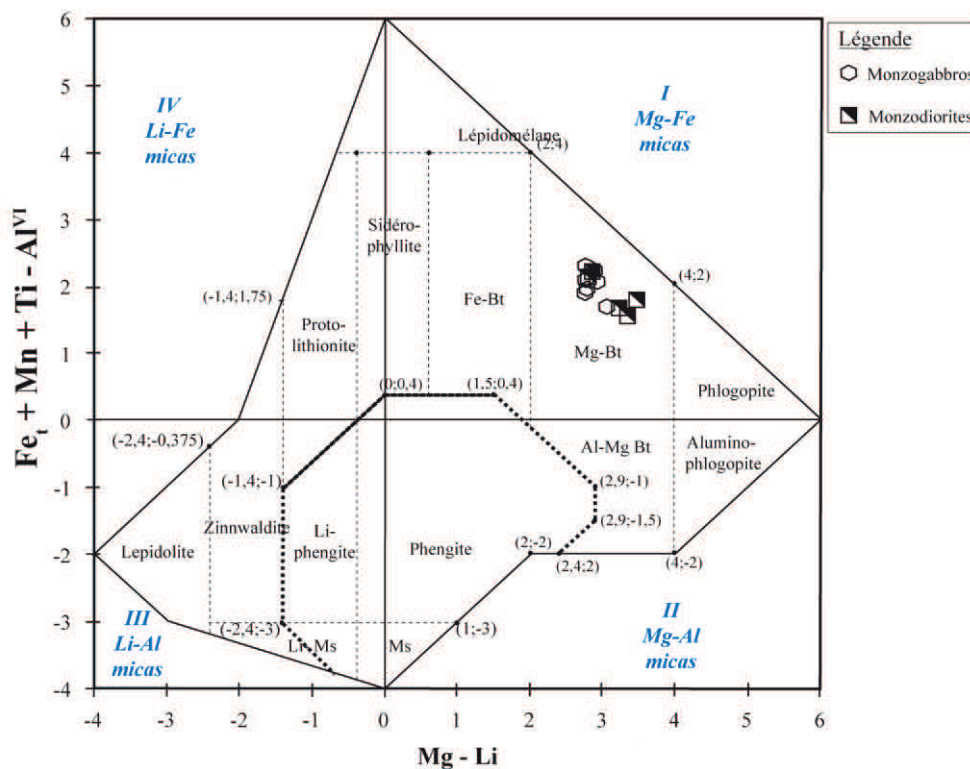


Figure 29: Position des micas des granitoïdes mafiques de Mbengwi dans le diagramme discriminant (Mg - Li) vs (Fe_t + Mn + Ti - Al^{IV}) de Tischendorf et al. (1997).

Les teneurs en lithium ne sont pas déterminées à partir de la microsonde électronique mais calculées à partir de l'équation $\text{LiO}_2 = 0,289\text{SiO}_2 - 9,658$ (Tischendorf et al., 1997).

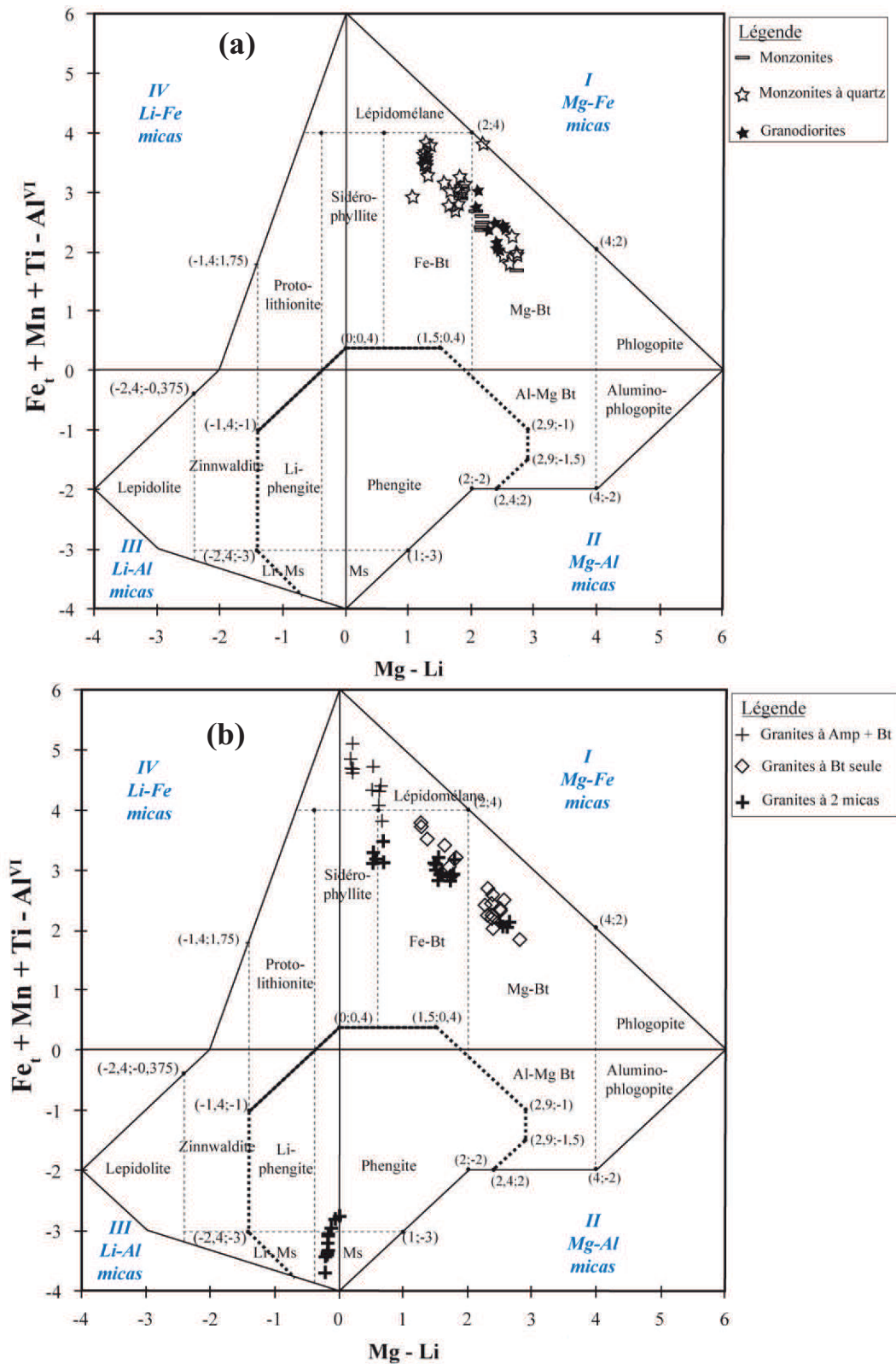


Figure 30: Position des micas des formations Pan-Africaines de Mbengwi dans le diagramme discriminant (Mg - Li) vs (Fe_t + Mn + Ti - Al^{IV}) de Tischendorf et al. (1997).

(a) = Position des micas des granitoïdes intermédiaires

(b) = Position des micas des granites

Les teneurs en lithium ne sont pas déterminées à partir de la microsonde électronique mais calculées à partir de l'équation $LiO_2 = 0,289SiO_2 - 9,658$ (Tischendorf et al., 1997).

V.2.2.2.1 MICAS FERROMAGNÉSIENS

Les micas de la série ferromagnésienne ont des compositions de:

- biotite magnésienne dans les monzogabbros, les monzodiorites, les monzonites et monzonites à quartz, les granodiorites et les granites à biotite;
- biotite ferrifère dans les monzonites à quartz, les granites à biotite et rarement dans les granites à amphibole et biotite, et les granites à deux micas *s.l.*;
- sidérophyllite dans les granites à deux micas *s.l.*;
- lépidomélane uniquement dans les granites à amphibole et biotite.

Ces micas ferromagnésiens sont principalement caractérisés par des teneurs en SiO₂ comprises entre 30,75 – 40,00 %; MgO (0,80 – 15,95 %); FeO (13,85 – 37,65 %); Al₂O₃ (8,25 – 18,50 %) et K₂O (2,95 – 10 %). Leurs valeurs X_{FeOt} [X_{FeOt} = FeO_t/(FeO_t + MgO)] positivement corrélées avec la différenciation, varient de 0,47 à 0,99. Les biotites les plus magnésiennes (13,87 – 15,94 %) sont celles des monzogabbros et monzodiorites.

Dans le diagramme de variation de X_{Fe} en fonction de Al_{total} (Al_{total} = Al^{IV} + Al^{VI}) de Deer et al. (1962) complété par Tröger (1982; figure 31), les micas ferromagnésiens occupent trois domaines à savoir: les domaines des meroxènes, lépidomélane et hyperalumineux. Les biotites ayant des compositions de meroxène (X_{Fe}: 0,33 – 0,49) ont des teneurs en Al_{total} variant de 2,56 à 2,97 a.p.f.u.). Celles qui occupent les domaines des lépidomélanes ont des valeurs X_{Fe} (0,50 – 0,78) et Al_{total} (2,70 – 3,03 a.p.f.u.); alors que celles du domaine hyperalumineux sont plus ferrifères (X_{Fe}: 0,80 – 0,98) et plus alumineuses (Al_{total}: 2,95 – 3,51 a.p.f.u.). Les biotites hyperalumineuses sont présentes dans les granites à amphibole et biotite et dans les granites à deux micas *s.l.* Elles sont généralement en inclusion dans les feldspaths ou en état de transformation, et correspondent aux lépidomélanes dans la classification de Tischendorf et al. (1997).

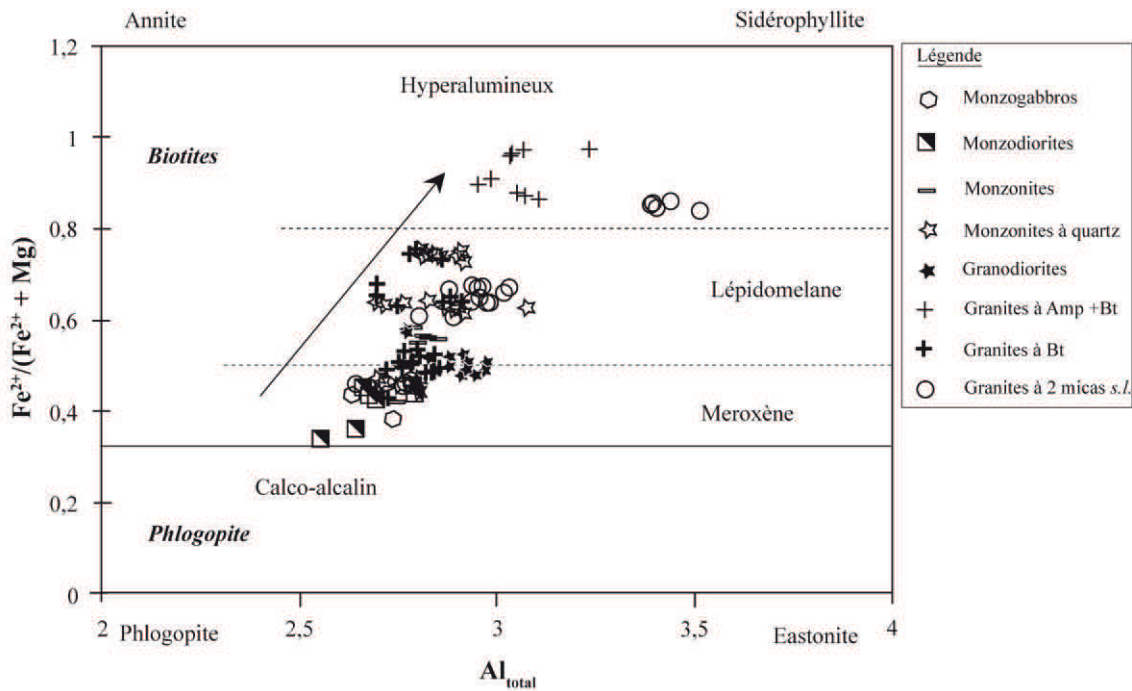


Figure 31: Position des biotites des formations Pan-Africaines de Mbengwi dans le diagramme $Fe^{2+}/(Mg + Fe^{2+})$ vs Al_{tot} .

Les différents pôles des micas sont de Deer et al. (1962) et Tröger (1982). Les limites entre les biotites des granitoïdes calco-alcalins et hyperalumineux sont de Abdel-Rahman (1994).

L'utilisation du diagramme triangulaire $TiO_2 - Fe^*O (FeO + MnO) - MgO$ de Nachit et al. (2005, figure 32) nous a permis de distinguer les biotites primaires d'origine magmatique, de celles ayant subi un rééquilibrage chimique plus ou moins complet avec un fluide hydrothermal tardi-magmatique. La transformation (ou la néoformation) des biotites est généralement interprétée comme étant le résultat d'une altération hydrothermale associée à la circulation de divers fluides post-magmatiques. Les biotites néoformées sont rares et leur présence est quasi insignifiante (un seul point d'analyse). Néanmoins celles-ci se seraient formées soit par croissance épitaxiale sur des biotites préexistantes, soit dans des pores ou des microfractures, soit alors en remplacement total ou partiel d'autres minéraux ferromagnésiens avec lesquels elles coexistent, notamment l'amphibole (Nachit et al., 2005).

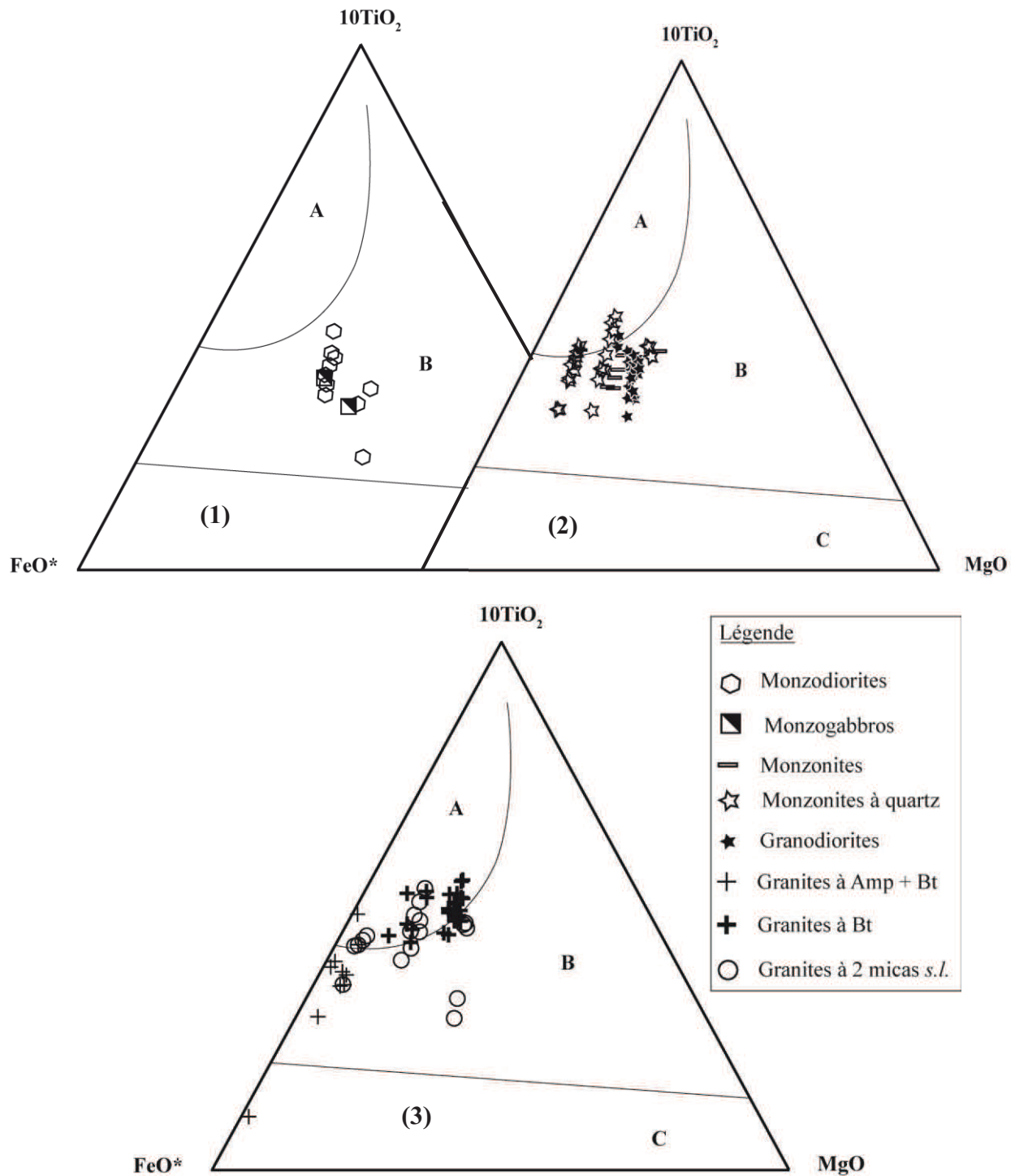


Figure 32: Position des biotites des formations Pan-Africaines dans le diagramme ternaire TiO₂ – Fe*O – MgO de Nachit et al. (2005): (1) = Biotites des roches mafiques; (3) = Biotites des granitoïdes intermédiaires; (3) = Biotites des granites. Fe*O = FeO + MnO. A = domaine des biotites primaires magmatiques; B = domaine des biotites transformées (rééquilibrées); C = domaine de biotites néoformées.

Les diagrammes tectono-discriminants de Abdel-Rahman (1994, figure 33) et Nachit et al. (1985, figure 34) nous révèlent que ces biotites ont majoritairement des compositions

chimiques typiques des environnements calco-alcalins malgré le fait que quelques analyses occupent le domaine aluminopotassique (granites à amphibole et biotite et granites à deux micas), ou ont des affinités avec celles des suites subalcalines ou alcalines anorogéniques.

Les biotites du domaine alcalin sont très ferrifères, avec des rapports FeO^*/MgO moyens d'environ 35. Les biotites hyperalumineuses ont des compositions caractérisées par des rapports FeO^*/MgO moyens de 3,79 alors que ces mêmes rapports sont de 1,61 pour celles qui tombent dans le domaine calco-alcalin.

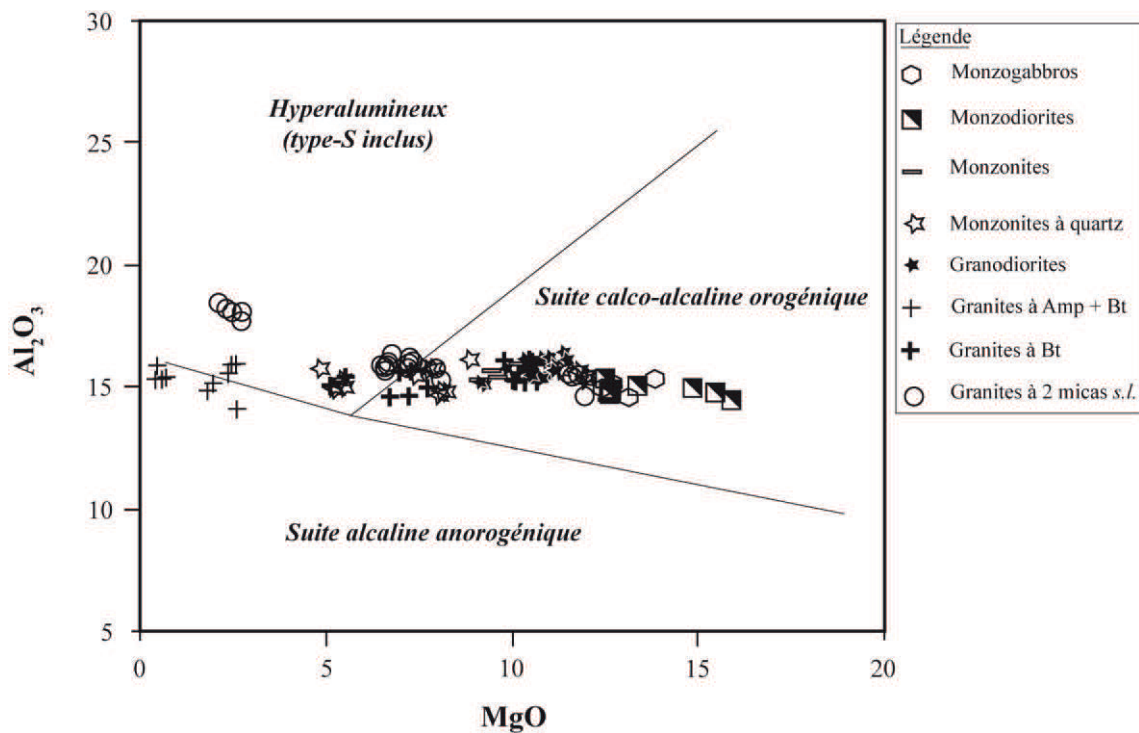


Figure 33: Position des biotites des formations Pan-Africaines dans le diagramme tectono-discriminant Al_2O_3 vs MgO de Abdel-Rahman (1994).

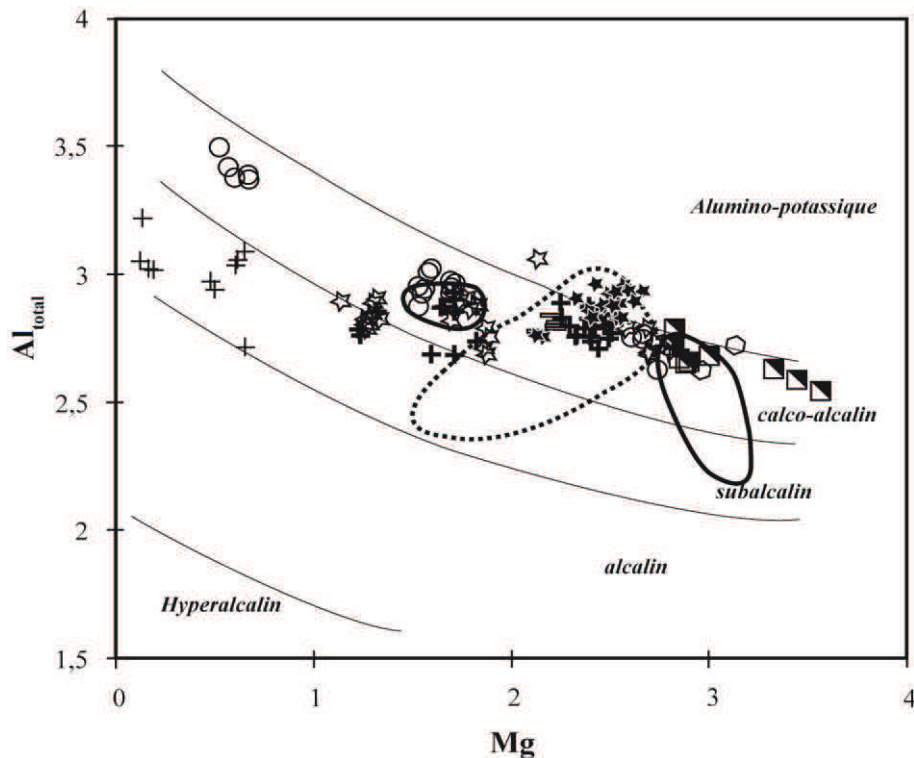


Figure 34: Position des biotites des formations Pan-Africaines dans le diagramme de Nachit et al. (1985). La légende est identique à celle de la figure précédente.

Domaine des biotites du Ngondo circonscrit en traits interrompus (Tagne-Kamga, 2003); domaines des biotites des granitoïdes de Tibati circonscrit par la ligne continue épaisse (Njanko et al., 2006).

V.2.2.2.2 Li-Al MICAS

i. Muscovite

La composition chimique des muscovites des granitoïdes Pan-Africains (Annexe 8) est la suivante: SiO₂ (45,61 – 46 %), TiO₂ (0,02 – 0,31 %), Al₂O₃ (31,27 – 36,78 %), FeO (0,99 – 3,85 %), MgO (0,21 – 0,74 %), Na₂O (0,34 – 0,67 %), K₂O (10,36 – 11,13 %), ZnO ≤ 0,07 %, MnO ≤ 0,13 %, CaO ≤ 0,05 %, BaO ≤ 0,5 %, NiO ≤ 0,06 %. Elles se distinguent des autres micas par leur richesse en SiO₂ et Al₂O₃. Les rapports X_{Fe} (Fe²⁺ / (Fe²⁺ + Mg²⁺)) oscillent entre 0,72 et 1; Na / (Na + K) entre 0,02 et 0,1.

Les muscovites analysées sont toutes primaires, donc d'origine magmatique (figure 35). Les muscovites des granites de Mbengwi sont plus sodiques que celles des granitoïdes de Bafoussam (Djouka-Fonkwé et al., 2008). Les proportions de Ti (0,025 – 0,037 a.p.f.u.) se rapprochent de la valeur de 0,04 définie pour les muscovites primaires typiques par Miller et al. (1981).

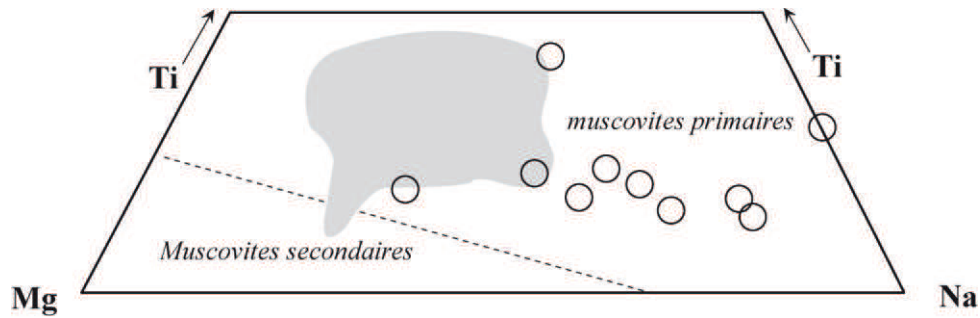


Figure 35: Position des muscovites des formations Pan-Africaines dans le diagramme ternaire Mg-Ti-Na de Miller et al. (1981).

En gris, le domaine des muscovites des granitoïdes de Bafoussam (Djouka-Fonkwé et al., 2008).

ii. Phengite

Il s'agit d'une variété sodique de mica blanc très peu abondante, et indicatrice de forte pression. Sa composition chimique est proche de celle des muscovites à la différence qu'elle est moins riche en Al_2O_3 (30,72 – 30,75 %), Na_2O (0,15 – 0,21 %), CaO ($\leq 0,02$ %), plus magnésienne (MgO : 0,97 – 1,07 %) et plus ferrique (FeO : 4,34 – 4,26 %) que les muscovites.

V.2.3 FELDSPATHS

V.2.3.1 CARACTÈRES GÉNÉRAUX

Les données d'analyses des feldspaths des granitoïdes de Mbengwi et leurs formules structurales calculées sur la base de trois cations et huit oxygènes, sont présentées à l'Annexe 9. Les analyses des feldspaths ont été faites sur au moins un échantillon par type pétrographique. Une moyenne de dix analyses de feldspaths par échantillon a été réalisée.

Les proportions de Si et Al^{IV} dans la formule structurale varient respectivement de 2,47 à 3,02 a.p.f.u., et de 0,97 à 1,53 a.p.f.u. Les sommes $\text{Si} + \text{Al}^{\text{IV}}$ oscillent autour de 4 (figure 36), et traduisent ainsi la saturation des sites tétraédriques; ce qui implique la présence de très faibles quantités de cations Fe^{3+} (0 – 0,13 a.p.f.u.).

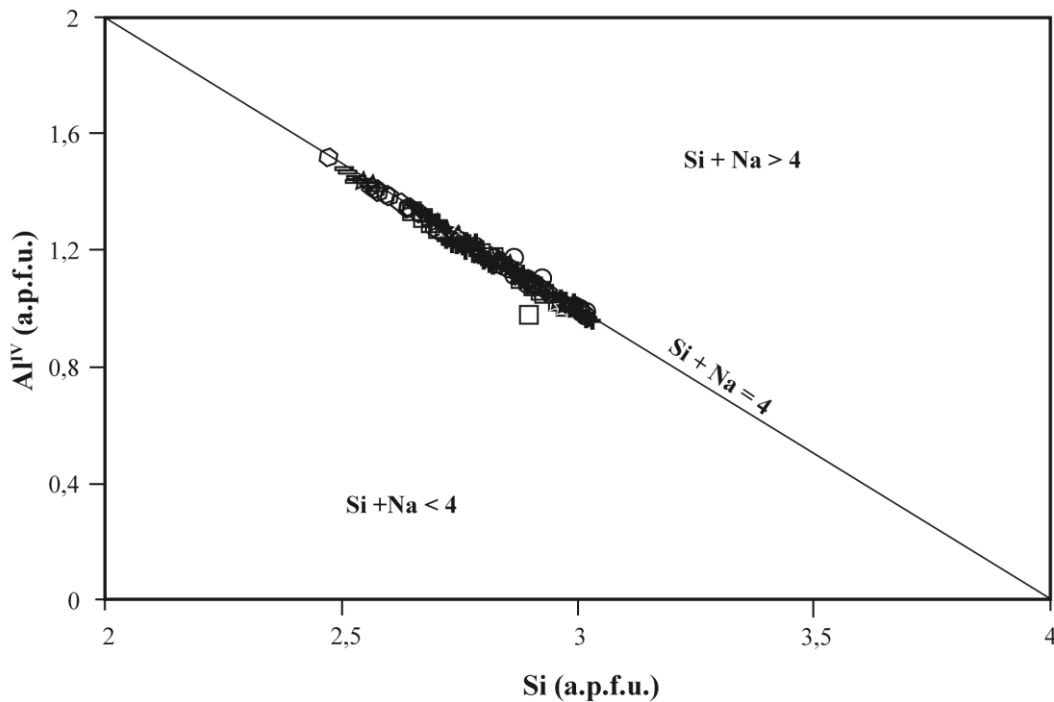


Figure 36: Proportion d'Al dans les sites tétraédriques des feldspaths des formations Pan-Africaines. Les figurés sont identiques à ceux de la figure précédente.

V.2.3.2 CLASSIFICATION ET COMPOSITIONS CHIMIQUES

Les compositions des feldspaths des granitoïdes de Mbengwi sont les suivantes: SiO_2 (55,15 – 69,85 %), $\text{TiO}_2 \leq 0,30$ %, Al_2O_3 (17,75 – 29,10 %); Na_2O (0,15 – 12,15 %); $\text{K}_2\text{O} \leq 16,50$ %, $\text{CaO} \leq 11$ %, $\text{Fe}_2\text{O}_3 \leq 4,15$ % et $\text{BaO} \leq 1,50$ %, avec des teneurs en celsiane atteignant 2,76 % (E₆₇).

Dans le diagramme ternaire Or – Ab – An (figure 37), ils se répartissent dans les domaines des feldspaths alcalins et des plagioclases.

Les feldspaths alcalins sont présents dans presque tous nos échantillons de roches, à l'exception des monzogabbros où ils sont complètement absents. Les feldspaths alcalins primaires ont des compositions de:

- Na-Albite ($\text{Ab}_{92,37}\text{An}_{2,67}\text{Or}_{4,97}$) dans les granites à deux micas (E₁₄₅);
- orthose dans les monzodiorites ($\text{Ab}_{6,6-8,4}\text{An}_{0-0,6}\text{Or}_{90,6-92,2}$), les monzonites ($\text{Ab}_{7,0-8,8}\text{An}_{0-0,5}\text{Or}_{90,3-93,1}$), les monzonites à quartz ($\text{Ab}_{2,5-9,8}\text{An}_{0-0,70}\text{Or}_{89,7-97,4}$), les granodiorites ($\text{Ab}_{3,7-8,6}\text{An}_{0-0,3}\text{Or}_{90,2-95,1}$), le granite leucocrate ($\text{Ab}_{5,5-8,2}\text{An}_{0-0,1}\text{Or}_{91,9-94,4}$), les granites à amphibole et biotite ($\text{Ab}_{3,4-8,4}\text{An}_{0-0,4}\text{Or}_{91,5-96,6}$), les granites à biotite ($\text{Ab}_{1,4-9,4}\text{An}_{0-0,5}\text{Or}_{90,5-98,4}$) et dans les granites à deux micas ($\text{Ab}_{5,5-7,6}\text{An}_{0-0,3}\text{Or}_{92,1-94,5}$).

Les feldspaths alcalins perthitiques ont des exsolutions qui occupent les domaines de K-albite ($\text{Ab}_{69}\text{An}_8\text{Or}_{23,0}$) ou K-oligoclase ($\text{Ab}_{69,9}\text{An}_{17,7}\text{Or}_{12,3}$) dans les monzonites à quartz, K-

albite ($Ab_{79,3}An_3Or_{13,7}$) dans un granite à deux micas, ou qui se rapprochent du pôle orthose dans les monzodiorites, les monzonites à quartz, les granites à biotite, à amphiboles et biotite, et à deux micas.

Les plagioclases quant à eux ont les compositions suivantes:

- andésine ($Ab_{57,7-69,0}An_{30,1-41,7}Or_{0,4-0,9}$) à oligoclase ($Ab_{69,2-72,0}An_{28,0-29,9}Or_{0-1,0}$) dans les monzogabbros;
- labrador ($Ab_{45,7}An_{53,9}Or_{0,4}$) à oligoclase ($Ab_{69,3-72,0}An_{27,2-29,8}Or_{0,5-1,0}$) dans les monzodiorites, avec une seule analyse ayant une composition de labrador;
- Andésine ($Ab_{49,5-62,7}An_{49,8-36,1}Or_{0,7-1,1}$) à oligoclase ($Ab_{75,9-84,3}An_{14,6-22,7}Or_{1,1-1,4}$) dans les monzonites;
- Andésine ($Ab_{53,2-68,8}An_{30,3-46,0}Or_{0,36-0,9}$) à Na-albite ($Ab_{90,4}An_{9,2}Or_{0,5}$) dans les monzonites à quartz;
- oligoclase dans les granodiorites ($Ab_{71,4-80,6}An_{18,4-27,6}Or_{0,5-1,3}$);
- oligoclase ($Ab_{86,0-88,9}An_{10,3-13,2}Or_{0,4-1,2}$) et Na-albite ($Ab_{93,3-98,2}An_{1,2-6,1}Or_{0,3-0,8}$) en proportions équivalentes dans les granites à amphiboles et biotite;
- oligoclase ($Ab_{71,6-85,9}An_{13,6-27,5}Or_{0,2-1,8}$) et Na-albite ($Ab_{94-96,2}An_{3,1-5,6}Or_{0,4-0,6}$) dans les granites à biotite, avec une abondance relative d'oligoclase;
- oligoclase ($Ab_{74,5-93,6}An_{5,9-24,4}Or_{0,43-2,0}$) et accessoirement Na-albite ($Ab_{89,6-93,6}An_{2,7-9,2}Or_{1,0-1,1}$) dans les granites à deux micas;
- Na-albite ($Ab_{92,4-99,1}An_{0,4-6,5}Or_{0,2-1,0}$) dans l'échantillon de granite leucocrate (E_{66}) avec une seule analyse ayant une composition d'oligoclase ($Ab_{88,8}An_{10,3}Or_{0,7}$).

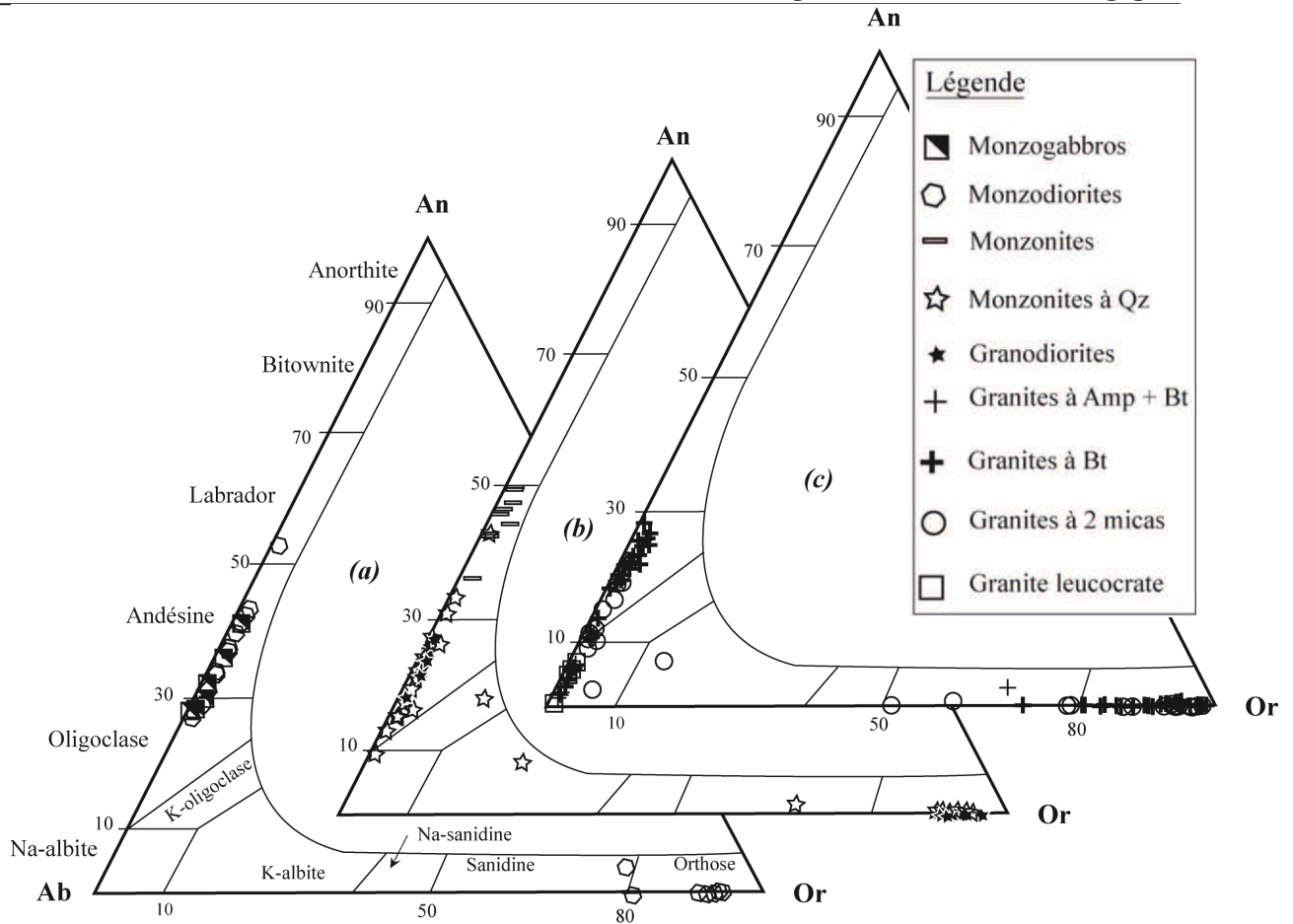


Figure 37: Compositions des feldspaths des formations Pan-Africaines dans le diagramme de Smith et Brown (1988). (a) = compositions des feldspaths des roches mafiques; (b) = compositions des feldspaths des granitoïdes intermédiaires; (c) = compositions des feldspaths des granites.

V.2.3.3 ÉVOLUTION DES COMPOSITIONS DES FELDSPATHS

L'analyse minutieuse des compositions des feldspaths des granitoïdes de Mbengwi montre des variations voire des évolutions tant pour ce qui est des plagioclases que des feldspaths alcalins.

Signalons tout d'abord que le zonage observé dans les plagioclases est chimique. Celui-ci se traduit par un appauvrissement des plagioclases en calcium du cœur vers la bordure des cristaux. Cet appauvrissement aboutit souvent à son terme, au passage dans certains cristaux d'un cœur à composition de labrador ($An_{50,88}$) à une bordure à composition d'andésine (An_{42}), ou bien de l'andésine (An_{31}) au cœur du minéral à l'oligoclase (An_{25}) en bordure, tel que observé respectivement dans les échantillons de monzonite (E_{63}) et de granite à biotite (E_{127}).

Cependant, on note aussi dans certains phénocristaux une évolution inverse où l'on passe d'un cœur moins calcique à une bordure plus calcique. C'est ainsi qu'on observe dans

l'échantillon de monzodiorite E₁₃₁, certains cristaux à cœur d'andésine (An_{38,84}) et à bordure de labrador (An_{53,88}).

Dans les feldspaths alcalins, on note une évolution sensible en certains éléments tels K₂O, et Na₂O soit de part et d'autre du plan de macle, soit du cœur vers la bordure des plages. Ainsi peut-on constater dans certains feldspaths perthitiques ou dans certaines plages de microcline, une évolution inverse marquée par un appauvrissement en K₂O du cœur vers la bordure du cristal. Cet appauvrissement en potassium se matérialise par le passage progressif de l'orthose au cœur à l'albite en bordure du minéral (E₆₀, E₁₂₉, E₁₄₂). Une évolution normale plutôt marquée par un enrichissement en K₂O du cœur vers la bordure du cristal, est observée dans certaines plages de microcline. Ce type d'évolution se traduit par le passage de l'anorthose au cœur du minéral, à l'orthose en bordure du minéral (E₁₁, E₁₃₅), ou de l'albite au cœur à l'orthose en bordure du minéral (E₆₅).

Dans l'ensemble, on constate une diminution globale des teneurs en CaO et une augmentation de celles en Na₂O dans la série des plagioclases au cours de la différenciation. De même, on observe une faible diminution des teneurs en K₂O des feldspaths alcalins au cours de la différenciation magmatique.

V.2.4 PHASES MINÉRALES OPAQUES: OXYDES ET SULFURES

Environ quatre-vingt analyses ont été faites sur les minéraux opaques des granitoïdes de Mbengwi. Seules celles faites sur les oxydes ou spinelles *s.l.* sont présentées en Annexe 10. Les oxydes sont représentés par la magnétite et l'ilménite (figure 38), et les sulfures (accessoires) par la pyrite

V.2.4.1 MAGNÉTITE

Les magnétites sont relativement abondantes dans les échantillons et sont présentes dans tous les types pétrographiques. Leurs compositions correspondent à des teneurs en TiO₂ ≤ 9,5 %; Al₂O₃ ≤ 0,15 %; Cr₂O₃ ≤ 0,20 %; FeO (30,55 – 39 %); Fe₂O₃ (50,50 – 70,10 %); MgO ≤ 0,15 %; MnO ≤ 0,60 %.

Les rapports YFe^{3+} ($100Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Cr + Al)$) sont compris entre 99,55 et 100; $Fe^{2+\#}$ ($100Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg)$) de 99,35 – 100; Mg/Fe^{2+} (≤ 0,005); $Mg_{Fe_{total}}^{\#}$ ($100Mg / (Mg + Fe_{total})$) ≤ 0,20; $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$ entre 0,65 et 0,67.

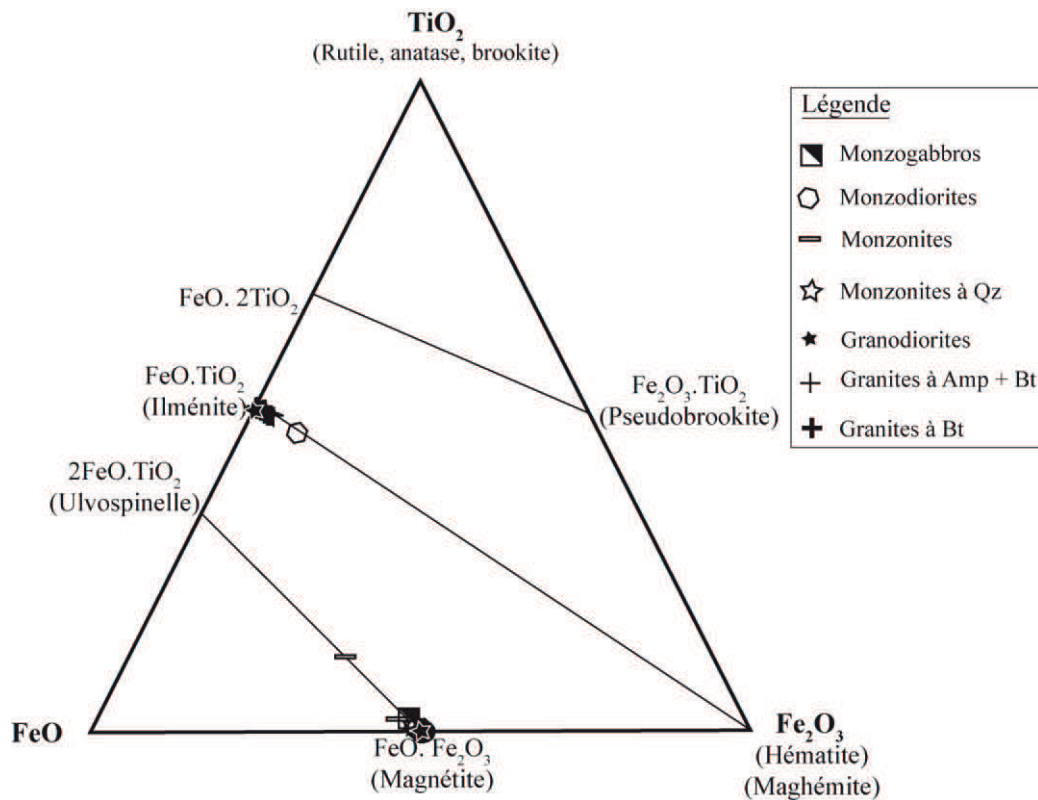


Figure 38: Position des oxydes des formations Pan-Africaines dans le diagramme ternaire TiO_2 - FeO - Fe_2O_3 . Les limites sont de Buddington et al. (1964).

V.2.4.2 ILMÉNITE

L'ilménite est présente dans les monzogabbros, monzonites, granodiorites, granites à amphibole et biotite et dans les granites à biotite. Elle est caractérisée par des teneurs en TiO_2 (48,15 – 55,00 %); $\text{Fe}_2\text{O}_3 \leq 6,95$ %; FeO (37,70 – 44,50 %); MnO (2,35 – 8,20 %). Les proportions des différents pôles Ilménite, Geikielite, Pyrophanite et Hématite varient respectivement de 79,65 à 94,02 %; 0 à 0,49 %; 4,94 à 17,93 % et de 0 à 6,76 %.

L'ilménite présente dans l'échantillon de monzodiorite (E_{131}) est la moins titanifère (TiO_2 : 48,15 %) la plus magnésienne (MgO : 0,48 %) et la plus ferrifère ($\text{FeO}_{\text{total}}$: 46,60 %).

Dans l'ensemble il s'agit des ilménites manganifères et non magnésiennes (figure 39). Celles-ci sont non seulement enrichies en Mn, mais en plus appauvris en MgO. L'utilisation du géothermomètre de Nord et Lawson (1989) nous a permis d'estimer le gradient des températures de cristallisation des ilménites entre 1300 et 1275°C.

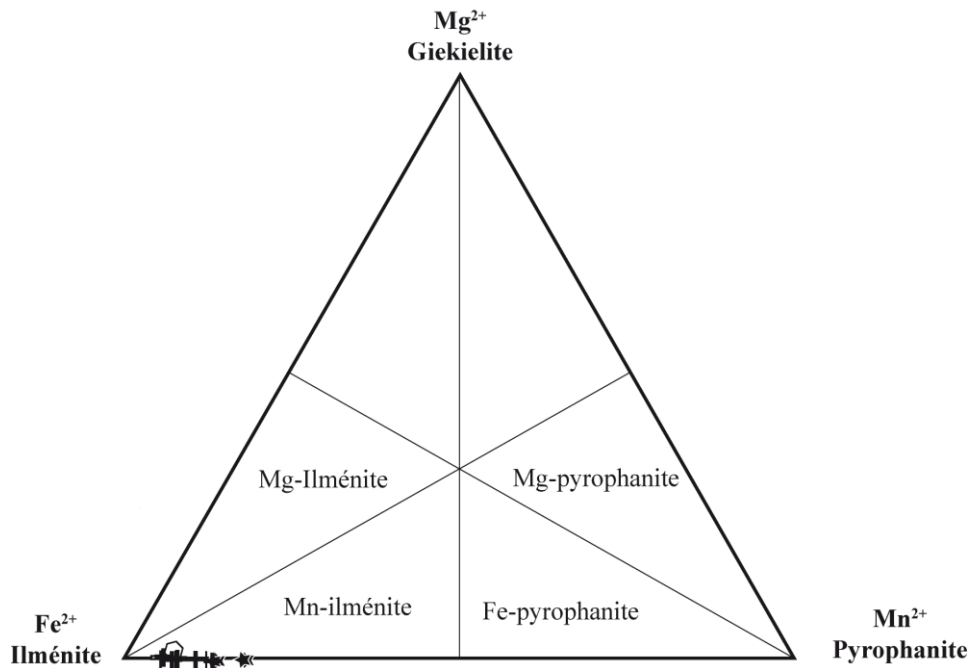


Figure 39: Position des ilménites des formations Pan-Africaines dans le diagramme ternaire Mg – Fe – Mn de Haggerty et Tompkins (1983).

V.2.5 SPHÈNE

Environ quarante trois analyses de cristaux de sphène ont été effectuées sur dix-neuf échantillons et leurs compositions sont présentées à l'Annexe 11. Le sphène est présent dans tous les types de granitoïdes. La composition chimique des sphènes en éléments majeurs est la suivante: SiO_2 (29,20 – 34,40 %), TiO_2 (28,65 – 38,45 %), Al_2O_3 (0,85 – 6,90 %), Fe_2O_3 (0,45 – 2,60 %), CaO (25,50 – 29,50 %), $\text{Na}_2\text{O} < 1,10$ %, $\text{K}_2\text{O} \leq 0,15$ %, $\text{Cr}_2\text{O}_3 \leq 0,20$ %, $\text{F} < 2,55$ %, H_2O (0,05 – 1,20 %).

Ces compositions chimiques sont caractérisées par des rapports X_{Al} [$\text{Al} / (\text{Al} + \text{Ti} + \text{Fe}^{3+})$] compris entre 0,03 et 0,26; une seule analyse de sphène présent dans l'échantillon de granite à amphibole et biotite (E₆₈) montre une valeur de $X_{\text{Al}} > 0,25$ et peut donc être considérée comme fortement alumineuse d'après Oberti et al. (1991). Les rapports $X_{\text{Fe}^{3+}}$ ($\text{Fe}^{3+} / (\text{Ti} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$) sont compris entre 0,01 et 0,06.

Les cristaux les plus pauvres en Ti, les plus alumineux et souvent les plus calciques sont soit ceux rencontrés en bordure des magnétites, soit ceux qui ont cristallisé au contact biotite-ilménite. Leurs sommes $\text{Al} + \text{Fe}^{3+}$ varient de 0,2 à 1,2 a.p.f.u.

Les teneurs en Al_2O_3 (0,85 – 6,87 %) des sphènes analysés restent très faibles par rapport à celles des titanites primaires (8,8 – 9,7 %) définies par Smith (1980). Cependant quoiqu'ayant des caractéristiques chimiques des sphènes secondaires, certains sphènes sont primaire au regard de leur aspect automorphe à subautomorphe. Les sphènes secondaire

seraient donc essentiellement ceux qui se développent au contact biotite – minéraux opaques. Ces sphères secondaires pourraient aussi s'être formés par déstabilisation du plagioclase (Ca) et de l'ilménite (Ti). Par ailleurs, la présence de la paragenèse titanite + magnétite + quartz en présence d'amphiboles ayant des rapports X_{Mg} [$Mg/(Mg+Fe)$] moyens ou élevés, implique des fugacités d'oxygène relativement fortes (Wones et al., 1989).

V.2.6 ÉPIDOTE

Une dizaine d'analyses d'épidote a été effectuée sur une trentaine d'échantillons. Cependant seules celles des roches dont nous disposons de la composition chimique sont présentées à l'Annexe 12. Leur composition est la suivante: SiO_2 (37,30 – 38,33 %) $TiO_2 \leq 0,3$ %; Al_2O_3 (21,25 – 23,75 %); $Cr_2O_3 < 0,35$ % ; Fe_2O_3 (12,60 – 15,40 %) ; $Mn_2O_3 \leq 0,7$ %; CaO (22,20 – 23,90 %); $F < 0,40$ %; $Cl \leq 0,05$ %; H_2O (1,65 – 1,90 %).

Les sommes $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ sont constantes (36,35 – 37,50 %) et les rapports Al_2O_3/Fe_2O_3 sont compris entre 1,38 et 1,83. Ces rapports traduisent un enrichissement en Al_2O_3 aux dépens de Fe_2O_3 .

Plus de 85% d'analyses ont des teneurs en $TiO_2 < 0,2$ % et peuvent donc être considérées comme des épidotes primaires (Evans et Vance, 1987). Leurs teneurs en pistacite ($100 Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al)$) oscillent entre 25,83 et 31,64 et confirment le caractère magmatique de ces épidotes conformément à Tulloch (1979, 1986).

V.2.7 CHLORITES

V.2.7.1 CLASSIFICATION ET COMPOSITION CHIMIQUE

On rencontre les chlorites dans les monzonites à quartz, les granodiorites, les granites à biotite, les granites à amphibole et biotite, et les granites à deux micas. Une vingtaine d'analyses des compositions en éléments majeurs des chlorites a été effectuée à la microsonde électronique (Annexe 13).

La composition chimique des chlorites analysées est la suivante: SiO_2 (23,05 – 33,45 %), $TiO_2 < 2,30$ %, Al_2O_3 (15,90 – 21,00 %), $Cr_2O_3 < 0,20$ %, FeO (20,80 – 38,80 %), MnO (0,15 – 0,95 %), MgO (0,35 – 18,65 %), $CaO \leq 1,15$ %, $Na_2O \leq 0,02$ %, $K_2O \leq 4,10$ % et H_2O (10,50 – 11,85 %). Celles-ci occupent les domaines des ripidolite, picnochlorite et diabantite dans la classification de Hey (1954; figure 40).

De par les valeurs de leurs rapports $Fe / (Fe + Mg)$ (1,22 – 2,74) et leurs concentrations en Al^{IV} (0,42 – 0,98 a.p.f.u.), ces chlorites peuvent être qualifiées de ferrifères. Le diagramme de variation de Al^{VI} en fonction du rapport $Fe / (Fe + Mg)$ de Curtis et al. (1985, figure 41) l'illustre très bien, avec 80 % de chlorites analysées qui occupent le domaine des chamosites

(chlorites ferrifères), et très peu celui des clinochlores (chlorites magnésiennes) typiques des roches métamorphiques. Ces chlorites ferrifères dans l'ensemble ont des sommes $Ca+Na+K < 0,5$ a.p.f.u., à l'exception d'une chlorite présente dans l'échantillon de granite à amphibole et biotite (E₆₁₁) qui conformément à Klein et al. (2007) peut être considérée comme étant une chlorite contaminée.

V.2.7.2 ESTIMATION DES TEMPÉRATURES DE CRISTALLISATION DES CHLORITES

Dans le souci d'estimer les températures de cristallisation, nous avons eu recours à l'utilisation des thermomètres empiriques de Kranidiotis et MacLean (1987), et Zang et Fyfe (1995). Quoique n'étant pas très fiable car basé comme tous les autres sur un seul échange cationique et ne prenant pas en compte la composition de la roche, celui-ci donne aux chlorites des valeurs de température de cristallisation [$T^{\circ}C = 106,2 (Al^{IV} - 0,88 (X_{Fe} - 0,34)) + 17,5$] oscillant entre 272 – 137°C.

Ces températures de cristallisation des chlorites ne sont pas très éloignées de celles des chlorites de Nkambe (235 – 249°C) défini par Tetsopgang et al. (2006) et sont inférieures à celles des chlorites de la chaîne de Gurupi au Brésil ($305 \pm 15^{\circ}C$; Klein et al., 2007).

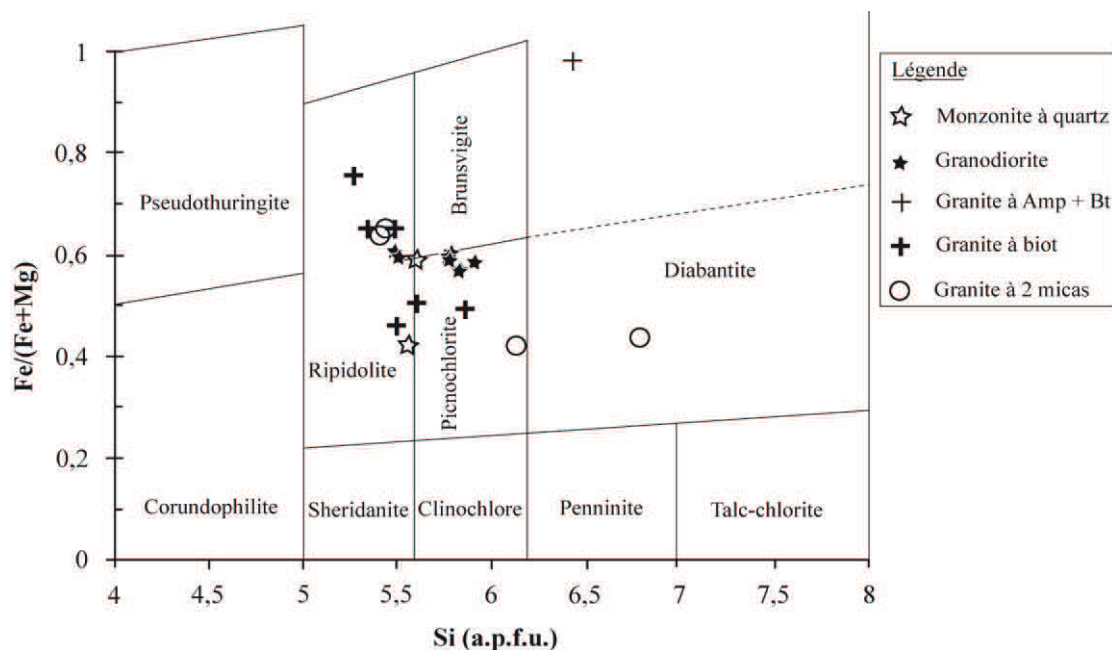


Figure 40: Position des chlorites des granitoïdes de Mbengwi dans le diagramme de classification de Hey (1954).

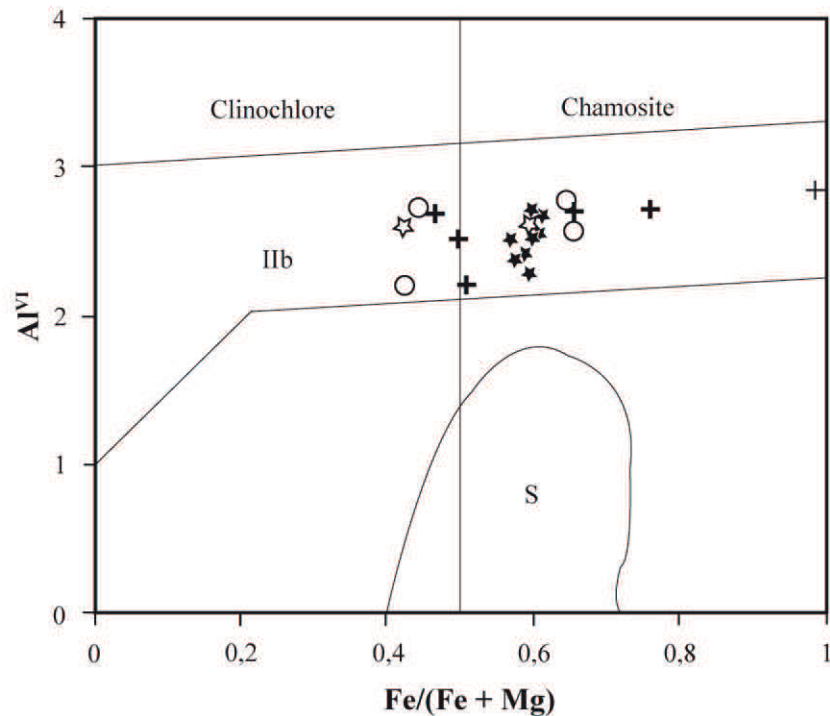


Figure 41: Diagramme Al^{VI} vs $Fe / (Fe + Mg)$ des chlorites des granitoïdes de Mbengwi. Les différents champs sont de Curtis et al. (1985).

IIb = chlorites métamorphiques;

S = chlorites gonflantes.

Les figurés sont identiques à ceux de la figure précédente.

V.2.8 CARBONATES

Les carbonates sont des minéraux rarement présents dans les granitoïdes de Mbengwi comparativement aux formations magmatiques récentes dans lesquelles ils abondent. Ils ont des compositions de calcite, caractérisées par des teneurs en calcite (97,60 – 98,07 %), sidérite de (0,34 – 0,67 %), magnésite (0,15 – 0,44 %), et en rhodochrosite (1,07 – 1,50 %).

CONCLUSION

Les variations des compositions minéralogiques observées dans les formations pétrographiques de Mbengwi, permettent à la fois de détecter leur origine et de voir dans l'ensemble une certaine évolution de la composition chimique avec la différenciation magmatique.

Les feldspaths des formations récentes ont des compositions de plagioclases dans les laves mafiques et de feldspaths alcalins dans les roches felsiques (trachytes, rhyolites et syénites). Dans la série des plagioclases on note un appauvrissement en calcium (anorthite) des basanites aux hawaïites.

Dans les formations Pan-Africaines, les compositions des plagioclases vont de l'andésine à Na-albite, et les feldspaths alcalins sont composés de Na-Albite et d'orthose. Le zonage dans les plagioclases est normal ou inverse. Dans l'ensemble, l'évolution est marquée par une diminution globale des teneurs en CaO et une augmentation de celles en Na₂O dans la série des plagioclases, et une diminution des teneurs en K₂O dans les feldspaths alcalins au cours de la différenciation.

Les clinopyroxènes présents uniquement dans les formations récentes ont des compositions de diopside et augite dans les basanites et hawaiiites, augite dans les syénites, puis augite et hédénbergite dans les syénites et, accessoirement fassaïte dans les basanites. Les olivines sont magnésiennes dans les laves mafiques. Elles ont des compositions de chrysolites dans les basanites et hyalosidérite dans les hawaiiites et mugéarites. Celles des syénites sont ferrifères et riches en MnO (3,93 – 4,98 %).

Dans les formations récentes, les amphiboles présentes uniquement dans les syénites, sont calco-sodiques et ont des compositions de katophorite et Fe-richtérite. Dans les formations Pan-Africaines, elles sont calciques et ont des compositions de: actinote, magnésio-hornblende, ferrohornblende, édénite, ferro-édénite, magnésio-hastingsite, et hastingsite. Leur évolution est globalement marquée par une diminution des teneurs en MgO, CaO et SiO₂, et par une augmentation des teneurs en FeO, Al₂O₃, MnO et K₂O. Elles ont cristallisé à des pressions allant de 2,03 à 5,77 kbars.

Les micas, présents uniquement dans les formations Pan-Africaines, sont ferromagnésiens et lithio-alumineux, majoritairement d'origine magmatique, et rarement néoformés. Ils ont des compositions de Mg-biotite, Fe-biotite, lépidomélane, sidérophyllite, muscovite et phengite.

Le sphène est le plus abondant des minéraux accessoires. Les minéraux opaques dans les formations récentes sont représentés par des spinelles ferrifères, des magnétites alumineuses et l'ilménite. Dans les formations Pan-Africaines les minéraux opaques sont majoritairement représentés par des oxydes ferro-titanés notamment magnétite et ilménite manganifère, et accessoirement par le rutile et la pyrite. Les épidotes sont primaires donc magmatiques. Les carbonates ont des compositions de sidérite, magnésite et ankérite dans les formations récentes et calcite dans les granitoïdes Pan-Africains. Les sidérites sont d'origine magmatique alors que la magnésite et l'ankérite sont les produits de l'altération des minéraux ferromagnésiens préexistants. Les chlorites sont ferrifères d'origine métamorphique et sont issus de la déstabilisation des micas.

CHAPITRE VI: GÉOCHIMIE

Cette étude est basée sur les analyses des éléments majeurs, des éléments en traces, et des isotopes des échantillons représentatifs des différentes formations magmatiques récentes et Pan-Africaines affleurant dans la localité de Mbengwi. Elle vise à:

- classer ces roches ;
- déceler leurs caractéristiques géochimiques ;
- caractériser leurs sources magmatiques;
- définir les processus pétrogénétiques ayant affecté leur magma parent, de la région source jusqu'à leurs lieux de mise en place.

Cinquante échantillons dont dix-huit des formations récentes (laves et syénites) et trente-deux des formations Pan-Africaines ont été analysés à l'École des Mines de Saint-Etienne (éléments majeurs), au laboratoire ALS Minerals de Séville en Espagne, puis au LMTG (actuel GET) de l'université Paul Sabatier de Toulouse, pour ce qui est des éléments en traces et isotopes. Les compositions chimiques de ces roches en éléments majeurs, en éléments en traces et isotopes sont respectivement présentées aux Annexes 14, 15 et 16.

Le calcul de la norme a été effectué sur base anhydre, et les rapports $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ varient de 0,15 à 0,30.

VI.1 ÉTUDE GÉOCHIMIQUE DES FORMATIONS RÉCENTES

VI.1.1 NOMENCLATURE ET CARACTÉRISTIQUES CHIMIQUES

VI.1.1.1 NOMENCLATURE

La classification à laquelle nous avons eu recours pour nommer les formations récentes de Mbengwi est celle de Le Bas et al. (1986) basée sur la variation de la somme des alcalins en fonction de la teneur en SiO_2 et illustrée par le diagramme TAS (figure 42). L'utilisation de cette classification a nécessité le recalcul des compositions à base anhydre afin de corriger certaines analyses qui présentaient des valeurs de perte au feu supérieures à la valeur critique fixée à 2 %.

Les formations récentes de la région de Mbengwi intègrent bel et bien les champs des autres laves du secteur continental de la Ligne du Cameroun définis par Déruelle et al. (2007). Le groupe des laves mafiques est composé de basanites, hawaiiites, et mugéarites, alors que les termes felsiques sont essentiellement constitués de trachytes, rhyolites et syénites.

Signalons cependant la présence d'un gap pour des teneurs en SiO_2 comprises entre 49,86 et 62,63 %. Ce gap déjà signalé par Nono et al. (1994) pour celles du Nganha, Marzoli et al. (1999) pour celles des monts Bambouto, Oku et Ngaoundéré, Ngounouno et al. (2000, 2003) pour les laves des Kapsiki et celles de la vallée de la Bénoué, Kamgang et al. (2010) pour les laves de la région voisine de Bamenda, puis Itiga et al. (2013) pour les laves du Tchabal Gangdaba, a été établi par Fitton (1987), Déruelle et al. (2007) et Njonfang et al. (2011) pour l'ensemble de la Ligne du Cameroun.

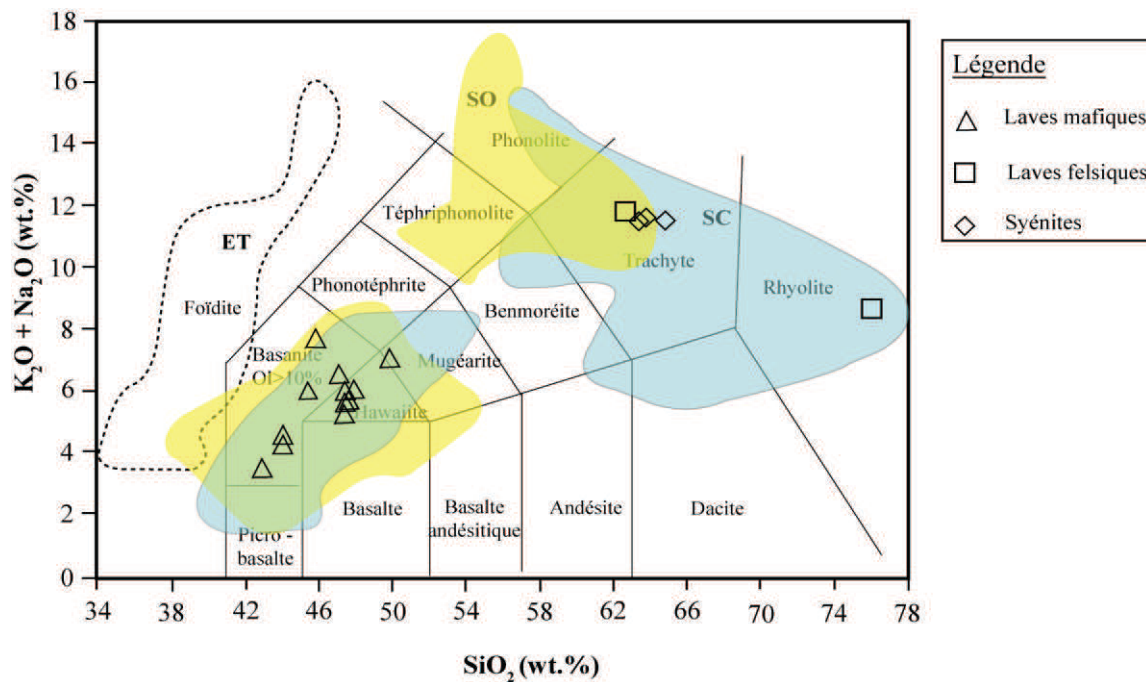


Figure 42: Position des formations récentes de Mbengwi dans le diagramme TAS (Le Bas et al., 1986). Les domaines des différents secteurs de la LVC sont de Déruelle et al. (2007): SC = secteur continental (bleu); SO = secteur océanique (jaune); ET= Mont Etindé (pointillés).

VI.1.1.2 CARACTÉRISTIQUES CHIMIQUES

Les compositions des formations récentes de Mbengwi en éléments majeurs (Annexe 14) sont caractérisées par des teneurs en oxydes suivantes: SiO_2 (42,02 – 74,81 %), TiO_2 (0,33 – 4,33 %), Al_2O_3 (10,21 – 16,86 %), Fe_2O_3 (4,46 – 14,95 %), MnO (0,07 – 0,23 %), MgO (0,08 – 10,98 %), CaO (0,12 – 10,09 %), Na_2O (2,08 – 6,48 %), K_2O (1,04 – 5,17 %), et P_2O_5 (0,04 – 1,89 %). Leur indice de différenciation (DI) est compris entre 22,22 (basanite E₃₀) et 89,66 (rhyolite F₃); ce qui permet de distinguer deux types de roches dans la région de Mbengwi: les roches mafiques qui sont peu différenciées et les roches felsiques qui sont extrêmement différenciées.

Le tableau des compositions normatives des formations récentes de Mbengwi (Annexe 15) montre que toutes les laves mafiques sont à olivine normative (11,37 – 23,10 %) et presque toutes à néphéline normative (1,32 – 22,45 %), à l'exception de l'échantillon d'hawaïite (E₁₄₆) qui est la seule lave mafique contenant de l'hypersthène normatif (0,74 %). De toutes les laves mafiques, seules les basanites E₄, E₇ et E₇₋₁, contiennent plus de 5 % de néphéline normative.

Les roches felsiques (rhyolites, trachytes et syénites) sont toutes à hypersthène, diopside et ilménite normatifs. Les teneurs en hypersthène normatif varient de 2,02 % (trachyte E₅₆) à 7,29 % (syénite à quartz F₀), celles en diopside normatif sont comprises entre 0,30 % (rhyolite F₃) et 5,44 % (syénite BA₈₃), alors que celles en ilménite normative oscillent entre 0,95 % (F₃) et 1,47 % (E₅₆). Les rhyolites et syénites sont à quartz normatif (1,02 – 34,84 %). Seules la rhyolite et la syénite à quartz (F₀) ont de l'acmite normative (2,01 – 2,79 %).

Les formations récentes de Mbengwi sont caractérisées entre autre par:

➤ Des teneurs en alcalins (Na₂O + K₂O) comprises entre 3,47 % (basanite E₃₀) et 11,73 % (trachyte E₅₆).

➤ Des Mg# (100 Mg / (Mg + Fe)) faibles dans les roches felsiques (3,43 – 16,15) et élevés dans les laves mafiques (34,30 – 59,32).

➤ Des rapports Al₂O₃ / FeO_t (0,96 – 3,60). Ces rapports augmentent avec la différenciation, des basanites aux roches felsiques.

➤ Des rapports molaires CaO / Al₂O₃ compris entre 0,02 (rhyolite F₃) et 1,41 (basanite E₃₀) et [(Na₂O + K₂O) / Al₂O₃] variant de 0,37 (E₃₀) à 1,14 (F₃). Les roches felsiques sont métalumineuses à hyperalcalines (figure 43). Seules la rhyolite et la syénite à quartz (F₀) ont un indice d'hyperalcalinité [PI = (Na₂O + K₂O) / Al₂O₃] ≥ 1, donc sont qualifiées d'hyperalcalines conformément à Le Bas et al. (1986).

Toutes les laves mafiques à l'exception de la basanite E₃₀ et de l'hawaïite E₁₄₆ ont des valeurs Na₂O - K₂O > 2, et par conséquent peuvent être qualifiées de sodiques conformément à Le Bas et al. (1986); par contre toutes les roches felsiques ont des valeurs Na₂O - K₂O < 2 conséquence de leur caractère sodi-potassique à potassique.

Notons par ailleurs que les laves felsiques (rhyolite et trachyte) sont des comendites parce que leur teneur en alumine est supérieure à celle en fer total dans les proportions définies par Macdonald (1974), à savoir: Al₂O₃ > 1,33FeO_{total} + 4,4.

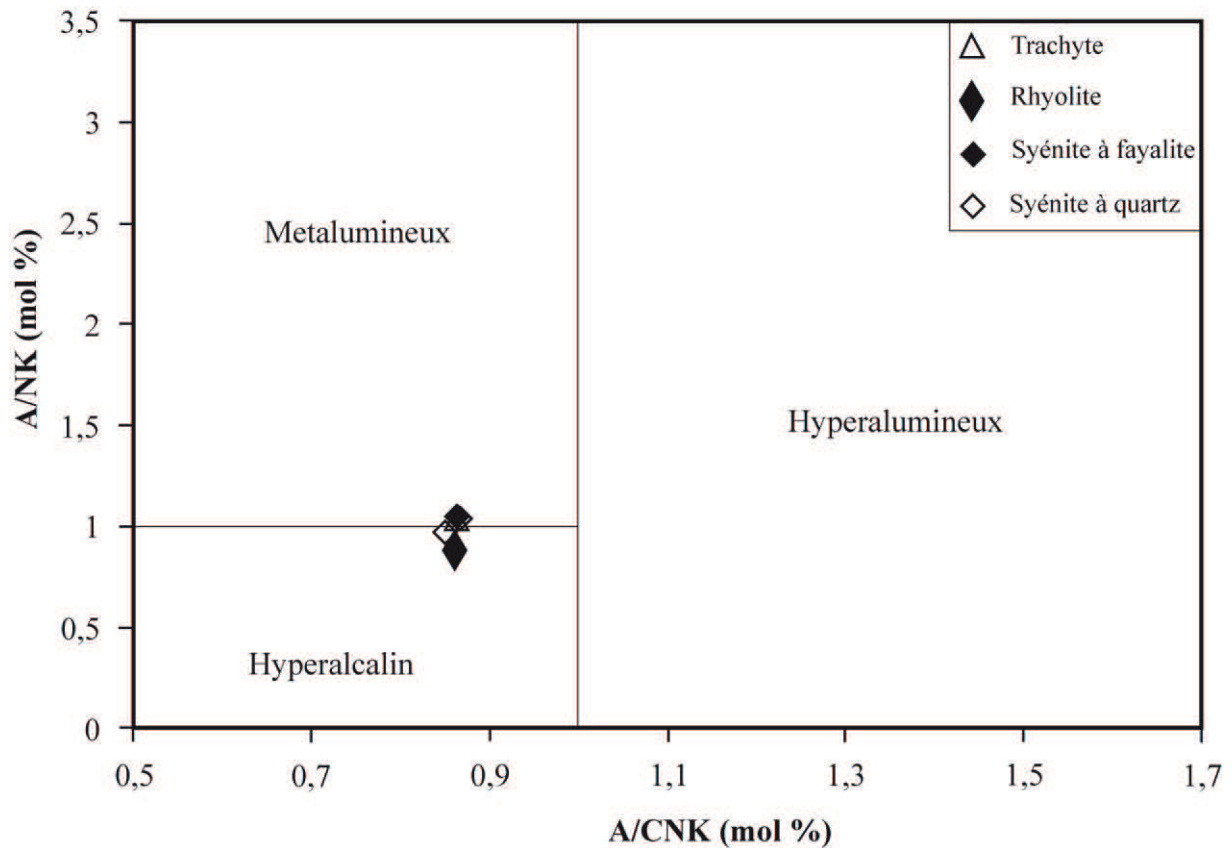


Figure 43: Position des roches felsiques récentes de Mbengwi dans le diagramme A/CNK vs A/NK de Maniar et Piccoli (1989). $A/NK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$; $A/CNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$.

VI.1.2 VARIATION ET ÉVOLUTION DES ÉLÉMENTS CHIMIQUES

VI.1.2.1 VARIATION ET ÉVOLUTION DES ÉLÉMENTS MAJEURS ET MINEURS

Rappelons qu'il s'agit ici des éléments dont les teneurs sont exprimées en pourcentage en poids d'oxydes et dont les teneurs sont supérieures à 0,1% du volume de la roche. Les éléments mineurs (0,1 – 1 %) n'affectent que faiblement la composition de la roche, mais sont par contre les principaux constituants des minéraux accessoires tels le zircon (Zr), ou l'apatite (P). Nous allons présenter dans cette partie l'ordre de grandeur des teneurs en oxydes des différents types lithologiques (tableau VIII) afin d'examiner leur variation au cours de la différenciation.

Tableau VIII: Variation des teneurs en oxydes des différents types lithologiques des formations récentes.

Oxydes (en %)	Types lithologiques			
	basanite	hawaiiites	Laves felsiques	Syénites
SiO ₂	42,89 – 47,10	47,37 – 47,91	62,63 – 76,00	63,43 – 64,81
TiO ₂	2,92 – 4,40	2,86 – 3,12	0,50 – 0,77	0,57 – 0,62
Al ₂ O ₃	13,17 – 15,94	16,01 – 16,31	10,37 – 16,97	15,34 – 16,70
Fe ₂ O ₃	1,47 – 1,80	1,73 – 1,78	≤ 0,96	0,67 – 0,86
FeO	9,79 – 12,02	11,54 – 11,90	3,21 – 4,26	3,86 – 4,97
MnO	0,18 – 0,21	0,21 – 0,23	0,10 – 0,21	0,20 – 0,27
MgO	4,96 – 11,17	4,24 – 4,87	0,08 – 0,43	0,40 – 0,50
CaO	7,75 – 10,54	8,02 – 8,26	0,12 – 1,79	1,24 – 1,87
Na ₂ O	2,11 – 4,37	3,45 – 4,20	4,35 – 6,52	5,94 – 6,32
K ₂ O	1,09 – 2,09	1,69 – 1,84	4,28 – 5,20	5,18 – 5,56
P ₂ O ₅	0,60 – 1,90	1,19 – 1,27	0,04 – 0,23	0,14 – 0,16

Ainsi il ressort que :

- Les teneurs en MgO restent inférieures à 0,5 % dans les laves felsiques, contrairement aux laves mafiques où elles atteignent 11 % dans certains échantillons. Les teneurs en K₂O augmentent des basanites aux rhyolites.

- Tout comme les laves felsiques, les syénites sont caractérisées par de fortes teneurs en alcalins et alumine, et par leur pauvreté en MgO. La syénite à pyroxène et fayalite est la plus riche en Al₂O₃, MgO, P₂O₅, et la moins manganifère.

D'autre part il convient de mentionner que la basanite la moins évoluée est E₃₀, compte tenu de son plus fort Mg# (44,99). L'hawaiiite E₁₄₆ qui est l'une des deux laves mafiques ayant un caractère potassique; elle est en outre la plus riche en CaO, la plus pauvre en SiO₂ et a le plus fort Mg# (27,51). Le trachyte est plus riche en alumine, fer, calcium et alcalins que la rhyolite.

Dans les diagrammes illustrant la variation des teneurs en différents oxydes en fonction des teneurs en SiO₂ (figure 44), on peut noter une forte corrélation négative de MgO, TiO₂, FeO et CaO. La corrélation négative du MgO avec la teneur en SiO₂ serait liée à la variation de la proportion d'olivine modale dans les laves mafiques. Les oxydes Al₂O₃, MnO, K₂O et Na₂O ont des corrélations positives avec SiO₂ dans les laves mafiques et négatives dans les roches felsiques. Une évolution identique de Al₂O₃ et Na₂O, a été déjà signalée dans les laves des monts Bamenda voisins (Kamgang et al., 2010).

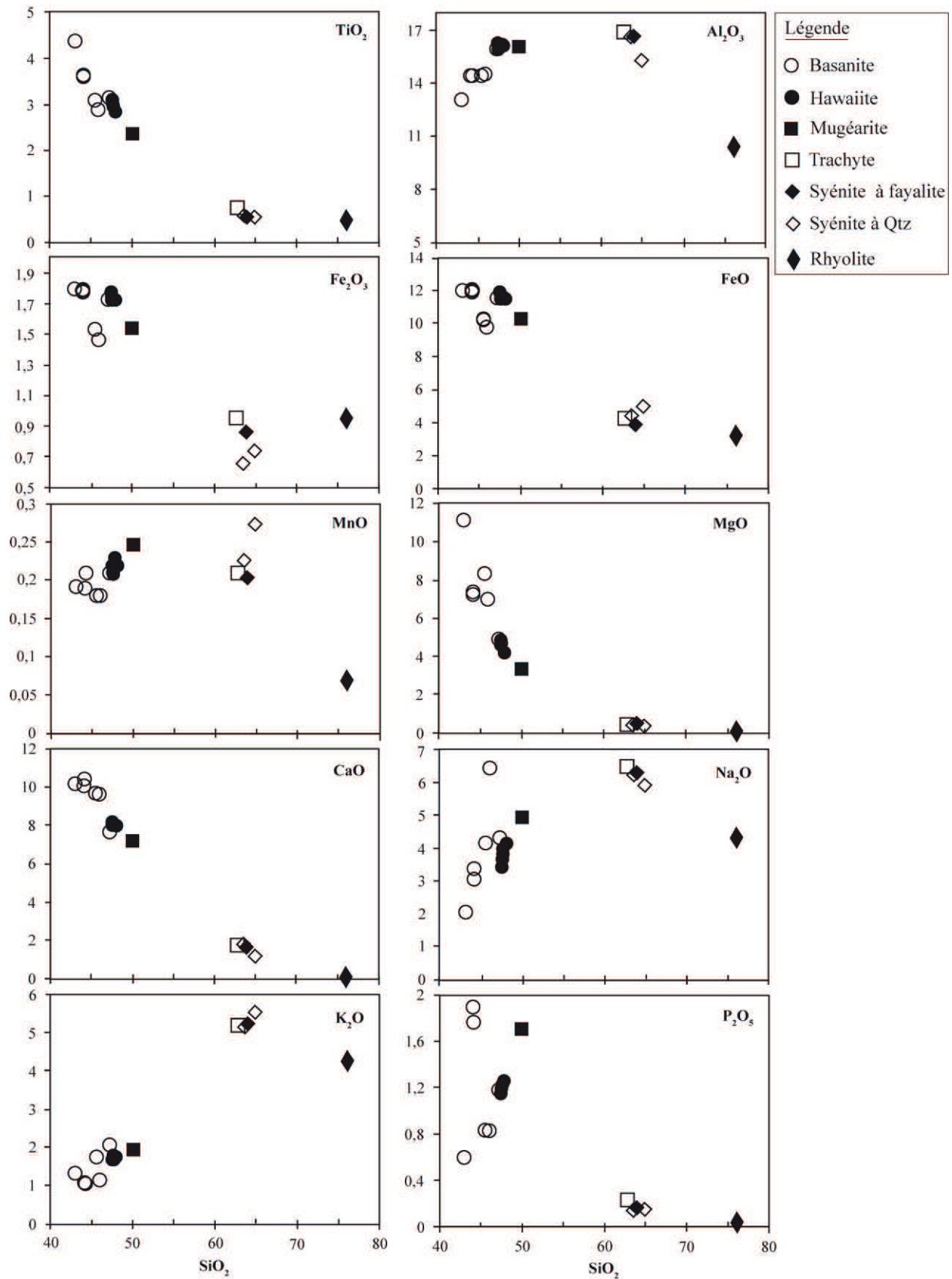


Figure 44: Variation des éléments majeurs des formations récentes de Mbengwi en fonction de leurs teneurs en SiO₂.

VI.1.2.2 VARIATION ET ÉVOLUTION DES ÉLÉMENTS EN TRACES ET TERRES RARES

Les compositions chimiques en quelques éléments en traces sont présentées à l'Annexe 16. Une cinquantaine d'éléments en traces ont été analysés dans chaque échantillon.

VI.1.2.2.1 ÉLÉMENTS COMPATIBLES

Les éléments compatibles sont ceux qui ont une préférence à se concentrer dans la structure des minéraux magmatiques précoces; ils montrent en particulier une très grande affinité pour les minéraux ferromagnésiens tels l'olivine, le pyroxène, ou les spinelles. Pour ce qui est des formations récentes de Mbengwi, il s'agit du Ni, Cu, Cr, Co, V et dans une moindre mesure Sr.

Les teneurs en Ni varient de 0,2 à 179,3 ppm dans les laves mafiques, et sont presque nulles dans les roches felsiques aussi bien dans les trachytes et rhyolites que dans les syénites. Dans les laves mafiques, l'échantillon le plus pauvre en Ni est la mugéarite (0,2 ppm) alors que les basanites sont les échantillons ayant les plus fortes teneurs en Ni (> 120 ppm).

Les teneurs en Cu sont faibles dans les roches felsiques (< 7 ppm) et assez élevées dans les laves mafiques (15,7 – 52,3 ppm). Les roches les plus riches en Cu sont les basanites.

Les teneurs en Cr varient considérablement de 0,3 à 289,3 ppm dans les laves mafiques et de 0,2 à 0,6 ppm dans les roches felsiques. Dans les laves mafiques la mugéarite est la roche ayant la plus faible teneur en cet élément contrairement aux basanites qui en ont des teneurs relativement élevées (Cr > 90 ppm).

Les teneurs en V diminuent aussi des laves mafiques (121,5 – 296,2 ppm) aux roches felsiques (0,16 – 5 ppm).

Les teneurs en Sr diminuent extrêmement dans l'ensemble, de la série des laves mafiques (790,75 – 1241,62 ppm) aux roches felsiques (< 236 ppm). Cependant lorsqu'on ne prend en compte que les laves mafiques, on constate que le Sr a un comportement incompatible car il montre une corrélation positive avec SiO₂.

Les diagrammes de variation de ces éléments dits compatibles en fonction des teneurs en SiO₂ (figure 45) montrent tous dans l'ensemble une diminution globale de leurs teneurs au cours de la différenciation. La décroissance des teneurs en Ni et de celles en Co tout au long de la différenciation, suggère une précipitation importante d'olivines (Wilson, 1989). De même, les valeurs élevées en chrome dans les basanites mettent en évidence une cristallisation précoce des spinelles en début de différenciation (Joron et al., 1980); par ailleurs, la diminution régulière en Cr dans la série est liée au fractionnement du clinopyroxène.

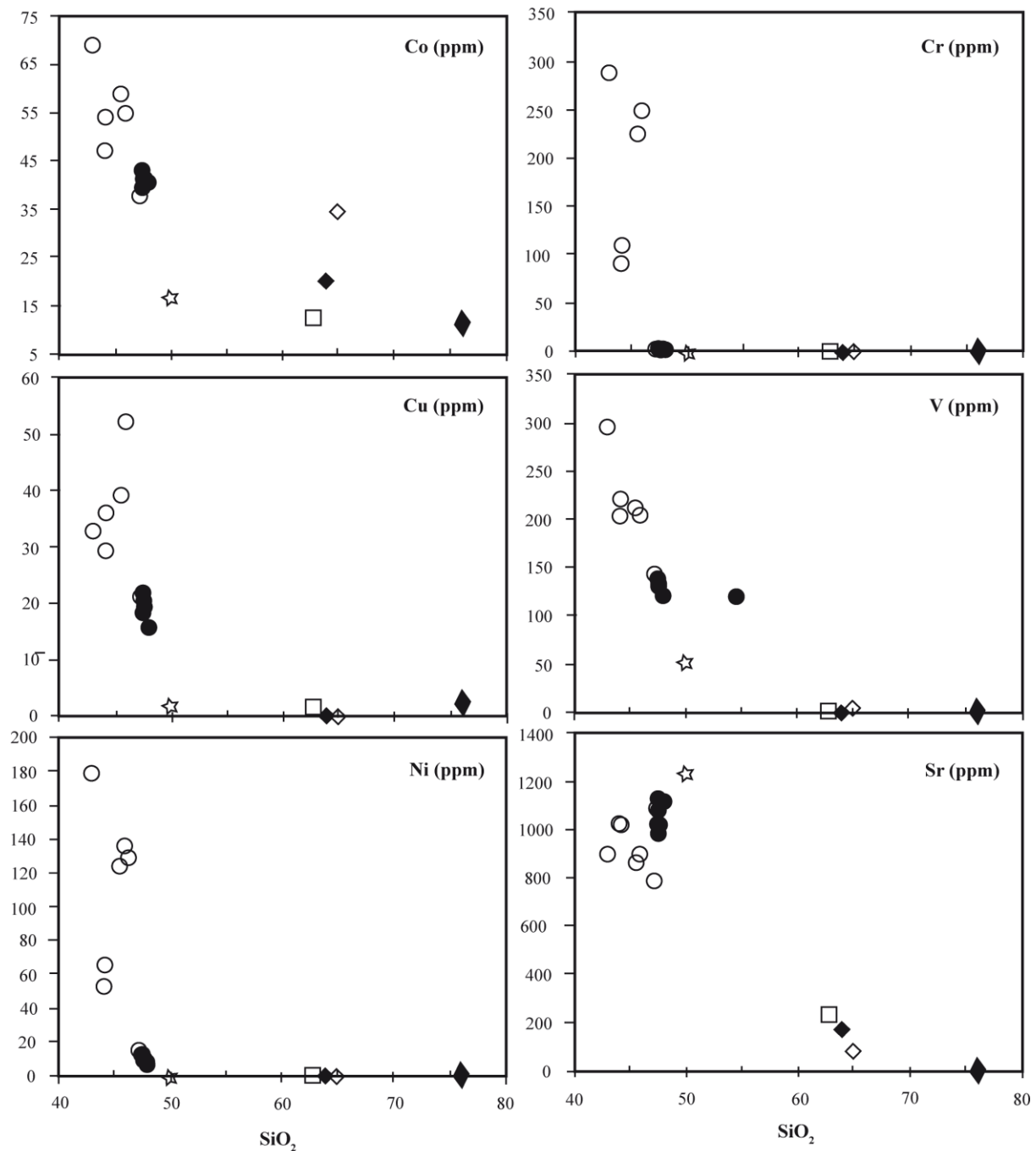


Figure 45: Variation de quelques éléments en traces compatibles des formations récentes de Mbengwi en fonction de leurs teneurs en SiO₂.

Légende: cercle vide = basanites; cercle plein = hawaiiites; étoile = mugéarite; pour les roches felsiques elle est identique à celle de la figure précédente.

VI.1.2.2.2 ÉLÉMENTS INCOMPATIBLES OU HYGROMAGMATOPHILES

En général, les éléments incompatibles sont ceux qui ne peuvent pas entrer dans la structure des minéraux précoces à cause de leur forte charge ionique (HFSE), et/ou de leur large rayon ionique (LILE). Ils seront par conséquent beaucoup plus concentrés dans les

roches les plus différenciées. Dans les formations récentes de Mbengwi le Ga, Hf, Pb, Nb, Rb, Ta, Th, Sn, Zn, Y, Zr et dans une moindre mesure U, ont un comportement incompatible.

Les teneurs de Y vont de 21,4 à 35,1 ppm dans les laves mafiques et de 24,7 à 97,9 ppm dans les roches felsiques. L'échantillon de basanite E₃₀ est le plus pauvre en cet élément alors que la syénite BA₈₃ est l'échantillon ayant la plus forte teneur.

Les concentrations de Pb sont comprises entre 1,6 et 3,8 ppm dans les laves mafiques et entre 4 et 14 ppm dans les roches felsiques. Il en est de même pour le Ga dont les teneurs augmentent en général des laves mafiques aux roches felsiques.

Les teneurs en Sn varient de 1,5 à 3,3 ppm dans les roches mafiques et de 1,7 à 8,1 ppm dans les roches felsiques.

Les teneurs en uranium sont faibles; elles augmentent des basanites (0,78 ppm) aux hawaïites (2,42 ppm), alors que dans les roches felsiques elles sont quasi constantes et comprises entre 1,00 et 4,65 ppm.

Les teneurs en Nb, Rb et Th les plus faibles sont celles des basanites et les plus élevées, celles des rhyolites. Dans les laves mafiques, ces teneurs varient respectivement de 41,2 à 107,3 ppm, de 20,3 à 55,4 ppm et de 2,8 à 8,1 ppm. Dans les roches felsiques les teneurs en ces éléments sont les suivantes: Nb (51,2 – 236 ppm), Rb (39,4 – 139 ppm), Th (3,6 – 22,2 ppm).

Les teneurs en Zn sont comprises entre 99,4 et 153,1 ppm dans les laves mafiques, et varient de 110,1 à 460 ppm dans les roches felsiques.

Les diagrammes de variation de certains de ces éléments incompatibles des formations récentes de Mbengwi en fonction de leurs teneurs en SiO₂ sont présentés à la figure 46. Dans ces diagrammes, on note que la variation desdites teneurs diffère selon qu'on se trouve dans les roches mafiques ou felsiques.

Malgré l'absence d'une tendance évolutive linéaire, les courbes d'évolution des teneurs en éléments en traces incompatibles dans les laves mafiques montrent que, à l'exception du Sr et du Ba, les teneurs en ces éléments augmentent avec la différenciation des basanites aux hawaïites puis chutent.

Dans les roches felsiques, la distribution des points n'obéit pas à une évolution. Cependant, lorsqu'on prend distinctement les laves felsiques et les syénites, on constate que les laves felsiques ont des corrélations positives en Hf, Rb, Th, U, Zr, Nb, Ta et Ce avec les teneurs en SiO₂, alors que les syénites présentent plutôt des corrélations négatives en ces mêmes éléments.

Les rapports Zr/Rb des laves mafiques (5,25 – 16,87) et des roches felsiques (5,63 – 10,82) sont presque identiques à ceux des monts Bamenda (8,42 – 15,33) et traduisent un enrichissement en HSFE par rapport aux LILE (Rb) (Kamgang et al., 2010). De même, les rapports Zr/Nb (3,51 – 6,61) sont presque constants pour toute la série. Les laves mafiques ont des rapports Ba/Ta compris entre 72,89 et 203,06: valeurs assez proches de celles des basaltes intraplaques (Ba/Ta = 85 – 170) définies par D’Orazio et al. (2004). Leurs rapports La/Yb (16,11 – 27,52) particulièrement élevés, sont des empreintes géochimiques typiques des basaltes alcalins (D’Orazio et al., 2004).

La comparaison des rapports de quelques éléments en traces incompatibles des laves de Mbengwi à ceux des laves d’autres édifices volcaniques de la ligne du Cameroun (tableaux IX et X) montre qu’ils sont du même ordre de grandeur.

Les profils étendus des éléments en traces incompatibles normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) présentés à la figure 47, montrent:

- Un enrichissement des laves de Mbengwi par rapport aux chondrites pour tous les éléments considérés, excepté le Sr dans la rhyolite F₃.

- Un enrichissement en éléments traces les plus incompatibles (Ba à Ta) qui correspond à des teneurs 100 à 600 fois supérieures à celles des chondrites. Les plus forts enrichissements sont enregistrés par Nb et Ta. Ce caractère qui est observé également dans les laves du Mbépit a été qualifié dans les laves de la Polynésie comme étant spécifique des basaltes alcalins de type HIMU dans lesquels l’enrichissement en ces deux éléments est notable par rapport à Ba et à Rb (Woodhead, 1996).

- Une légère anomalie négative en Ti, Hf et Y, dans les laves mafiques.

- De fortes anomalies négatives en Sr, en Ti, dans toutes les roches felsiques et en Ba pour ce qui est de l’échantillon de rhyolite.

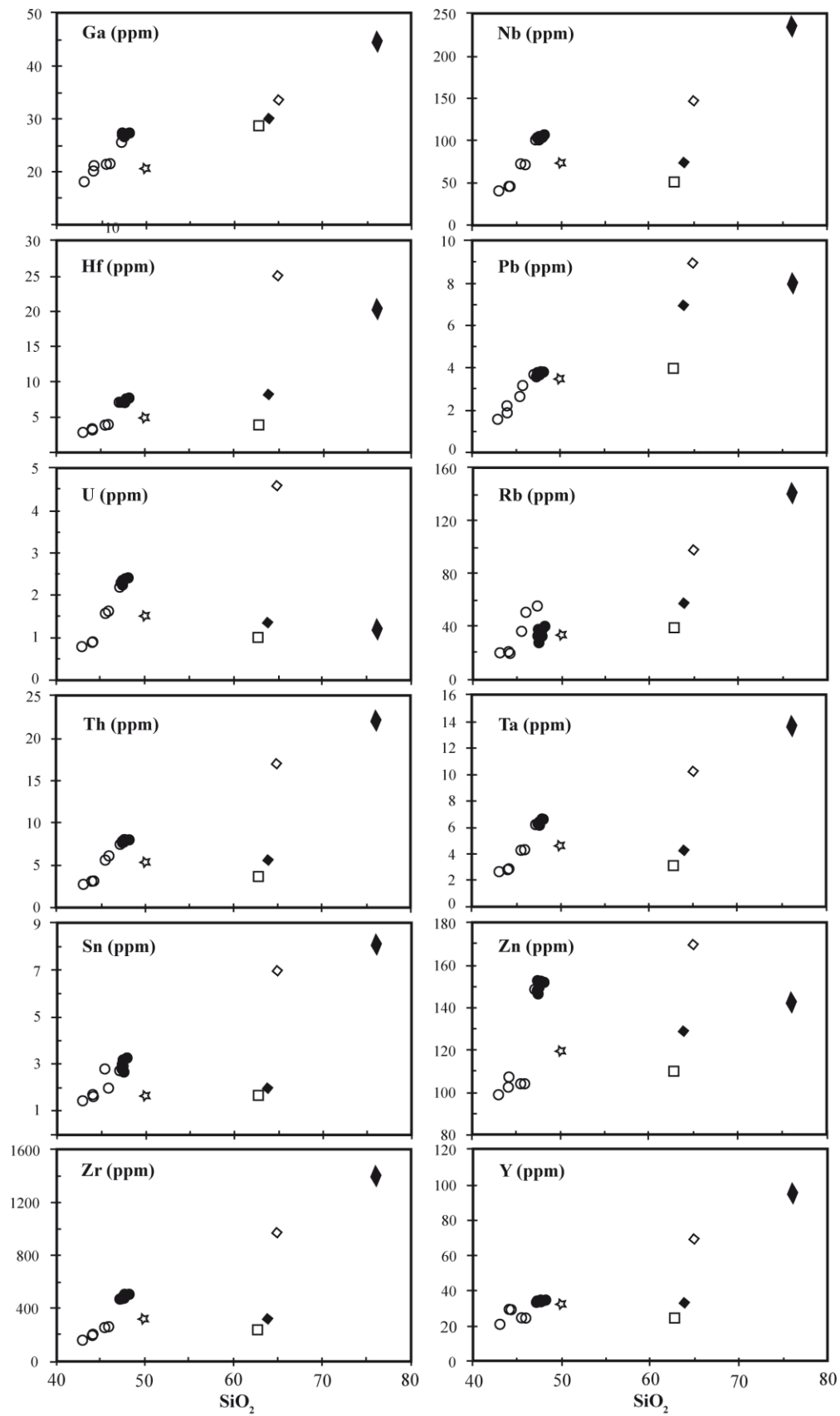


Figure 46: Variation de quelques éléments en traces incompatibles des formations récentes de Mbengwi en fonction de leurs teneurs en SiO₂.

Figurés identiques à ceux de la figure précédente.

Tableau IX: Rapports des éléments incompatibles des laves felsiques de Mbengwi comparés à ceux des autres laves de la LVC, des Kapsiki, de Ngaoundéré et du Tibesti.

Localités	Rb/Nb	Ba/Nb	Th/La	Ce/Pb	Nb/Ta	La/Nb	Th/Ta	La/Sm	Zr/Hf
Mbengwi	0,59 - 0,77	0,1-39,65	0,03-0,14	19,58-22,52	16,27-18,71	0,66-1,96	1,15-1,61	5,20-6,72	56,86-69,58
Bangou	-	-	-	-	-	-	2,34	-	-
Bamenda (LDFL)	0,34-0,99	0,11-9,68	0,05-0,20	12,26-41,43	13,04-13,85	0,54-1,83	1,14-1,96	5,20-6,40	38,03-42,42
Bamenda (HDFL)	0,55-1,45	0,02-10,27	0,07-1,13	2,48-28,35	13,19-13,90	0,15-2,66	1,31-2,97	6,50-7,50	38,88-43,21
Bambouto-Okou	0,43-1,26	0,04-13,61	0,34-0,45	6,77-19,79	11,30-14,23	0,55-2,21	2,15-5,07	5,50-15,20	40,76-47,89
Mbépit	1,43-2,01	0,51-13,23	0,08-0,34	7,19-26,31	12,70-14,77	0,70-2,13	2,57-2,99	4,57-7,01	40,31-47,39
Ngaoundéré	0,48-1,40	0,03-4,67	0,14-0,34	5,87-19,83	13,79-14,60	0,33-0,78	1,38-4,10	7,78-17,39	38,24-49,80
Kapsiki Plateau	0,48-0,91	0,09-8,27	0,09-1,66	-	11,01-12,30	0,06-1,25	1,32-1,63	2,24-13,95	30,31-44,33
Vallée de la Bénoué	0,64-1,41	0,08-19,72	0,14-0,70	-	-	0,17-1,02	-	7,90-12,81	-
Tchabal Gandaba	-	-	-	-	-	-	1,39-1,8	-	-
Tibesti	0,89-1,35	0,08-16,28	0,11-0,29	11,19-17,49	12,61-14,21	0,72-1,05	1,65-2,42	8,00-9,21	30,62-49,58

Tableau X: Rapports de quelques éléments incompatibles des laves mafiques de Mbengwi comparés à ceux des MORB, PM, OIB, CC, et des autres laves de la LVC.

	Zr/Nb	La/Nb	Ba/Nb	Ba/Th	Rb/Nb	K/Nb	Th/Nb	La/Ta	Th/La	Th/Ta	La/Y	Rb/Sr
Mbengwi	3,51-4,77	0,64-1,01	4,54-13,06	60,24-195,62	0,28-0,70	110,7-233,5	0,07-0,09	10,30-16,23	0,06-0,13	1,04-1,42	1,28-2,29	0,02-0,07
N-MORB	31,76	1,07	2,7	52,5	0,24	257,51	0,05	18,94	0,05	0,91	0,31	0,006
E-MORB	8,8	1,8	6,87	95	0,61	253,01	0,07	13,4	0,09	1,27	0,28	0,03
MP	15,71	0,96	9,8	82,22	0,89	350,63	0,12	16,75	0,12	2,07	0,15	0,03
OIB	5,83	0,77	9,46	87,5	0,54	250	0,08	13,7	0,11	1,48	1,27	0,04
EMI-OIB	4,2-11,5	11,4-17,8	103-154	0,88-1,17	213-432	0,105-0,122	0,111-0,157	-	0,122-0,163	-	-	-
EMII -OIB	4,5-7,3	0,89-1,09	7,3-11	67-84	0,59-0,85	248-378	-	-	-	-	-	-
HIMU-OIB	3,2-5,0	0,66-0,77	4,9-8,5	49-77	0,35-0,38	77-179	0,079-0,1	-	-	-	-	-
CC	16,2	2,2	54	124	4,7	1341	0,44	-	0,204	-	-	-
Bambouto	3,4-4,9	0,5-1,5	11,6-21,8	172-315	0,3-1,4	-	-	-	-	-	-	-
Barombi Koto	4,26-6,04	0,83-0,96	5,84-30,93	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bioko	-	-	-	80-94	-	-	-	11,6-11,7	-	1,1-1,2	-	-
Kapsiki	3,10-5,02	0,70-0,75	8,25-9,44	71,4-93,56	0,40-0,62	-	0,06-0,09	8,26-14,12	0,09-0,12	-	1,40-2,40	0,02-0,04
Manengouba	3,7-6,2	0,5-1,3	0,4-1,2	20,6-214,6	3,8-22,6	-	-	5,5-22,1	-	0,9-2,9	-	-
Mont Cameroun	4,23-4,5	0,8-0,84	4,67-5,74	52,44-66,81	0,39	-	-	10,71-11,62	-	1,2	-	-
Mbépit	2,85-3,9	0,87-0,9	7,32-10,31	84,94-145,9	0,4-0,6	-	-	10,35-13,53	-	0,98-1,61	-	-
St Helens	4,5	0,69	0,38	77	5,9	-	-	9,6	-	1,1	-	-
Tombel	4-5,1	0,58-0,77	6,2-8,9	69-114	0,36-0,56	-	0,07-0,09	0,10-0,12	1-1,2	0,8-1,24	0,91-1,52	0,03-0,05
Nganha	-	-	-	66,96-89,44	-	-	-	9,21-10,09	0,11	1,06-1,13	-	0,03-0,07
TG	1,76-4,11	0,63-0,93	4,06-8,14	39,64-125,52	0,31-0,87	66,66-202,41	0,06-0,10	9,08-14,53	0,08-0,11	0,86-1,59	1,56-5,52	0,02-0,06
Tristan da Cunha	4,2	0,86	-	103	11,4	-	-	12,2	-	-	-	-

Sources: Bangou (Fosso et al., 2005); Bioko (Fitton, 1987; Lee et al., 1994); TG = Tchabal Gangdaba (Itiga, 2007); Bamenda (Kamgang et al., 2010); Bambouto - Oku (Marzoli et al., 1999; Nkouathio et al., 2008); Barombi Koto (Tamen et al., 2007); Manengouba (Chakam Tagheu, 2006); Mont Cameroun (N'ni, 1984; Suh et al., 2008); Mbépit (Tchokona, 2010); Nganha (Nono et al., 1994); Ngaoundéré (Nkouandou et al., 2008); Plateau Kapsiki (Ngounouno et al., 2000); Vallée de la Bénoué (Ngounouno et al., 2003); Tibesti (Gourgaud et Vincent, 2004); Tristan Da Cunha (Weaver, 1991) MORB, MP, OIB, CC, (Sun et McDonough 1989).

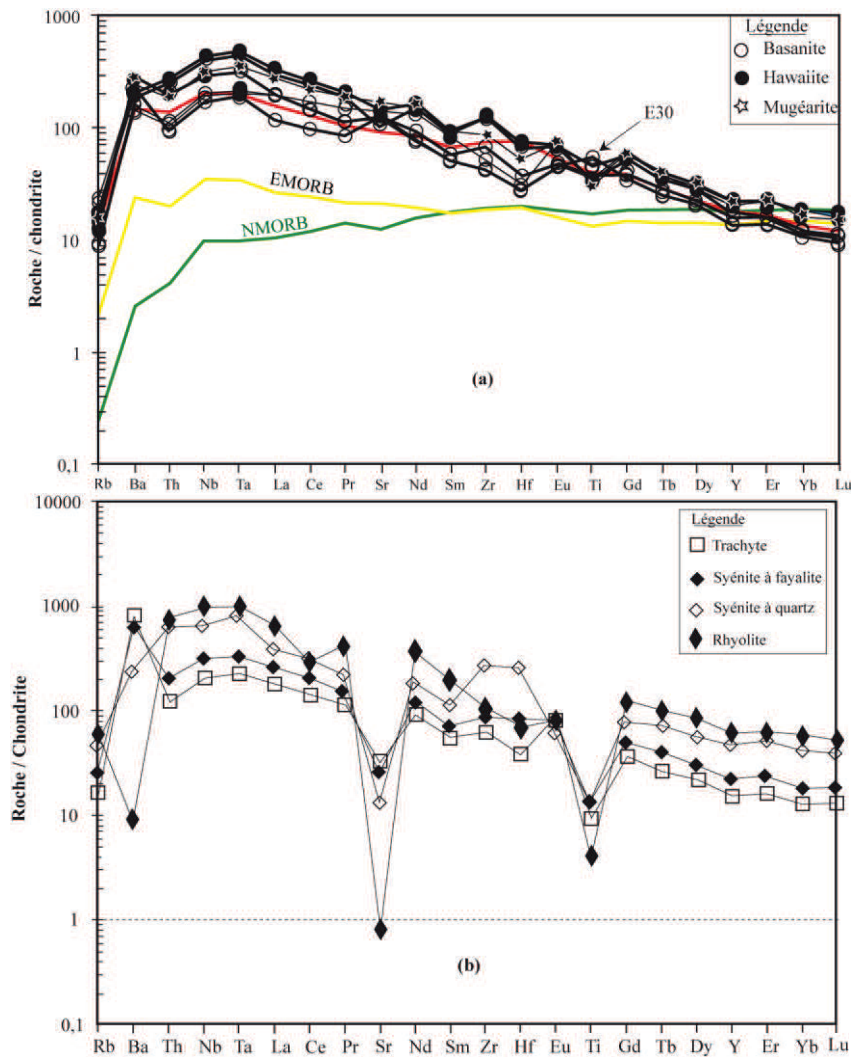


Figure 47: (a) Spectres multiéléments des laves mafiques comparés à ceux des OIB (En rouge), EMORB et NMORB; Valeurs des OIB, EMORB et NMORB de Sun et McDonough, (1989); (b) Spectres multiéléments des roches felsiques.

VI.1.2.2.3 COMPORTEMENT DES TERRES RARES

Les différents spectres des terres rares des formations récentes de Mbengwi normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) sont présentés à la figure 48. On note:

- un enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes. Ce comportement observé aussi bien dans les laves que les syénites, se traduit par des rapports LREE /HREE tels $(La/Yb)_N$ élevés (9,3 – 30) et $(La/Sm)_N$ relativement faibles (2,35 – 4,22) qui sont l'expression du taux de fractionnement des terres rares.

- Un parallélisme entre les spectres des terres rares des différents échantillons de laves mafiques, qui décrivent une pente douce décroissante de La à Lu, avec une légère concavité vers le haut au niveau de l'euporium. Dans les roches felsiques, ledit parallélisme s'observe

de part et d'autre de l'euprium. Cependant il convient de noter que la syénite à quartz (F₀) a des teneurs en terres rares plus élevées que la syénite à pyroxène et fayalite (F₁).

- Une anomalie en Eu, fortement positive dans les trachytes (E₅₆) et la syénite à pyroxène et fayalite; et fortement négative dans les rhyolites et syénites à quartz. Les valeurs de cette anomalie dont l'expression ($Eu/Eu^* = Eu_N / [Sm_N \cdot Gd_N]^{1/2}$) a été définie par Taylor et McLennan (1985), varient de 0,23 à 2,04 dans les roches felsiques.

- Un fort enrichissement en terres rares par rapport à la chondrite (au moins 10 fois).

L'anomalie négative en Eu observée dans les syénites à quartz a été également observée dans les syénites de Nda Ali (Njonfang et Moreau., 1996) et dans la suite anorthositique d'Abontorok (Brown et al., 1989).

- Une anomalie négative en Ce dans la rhyolite.

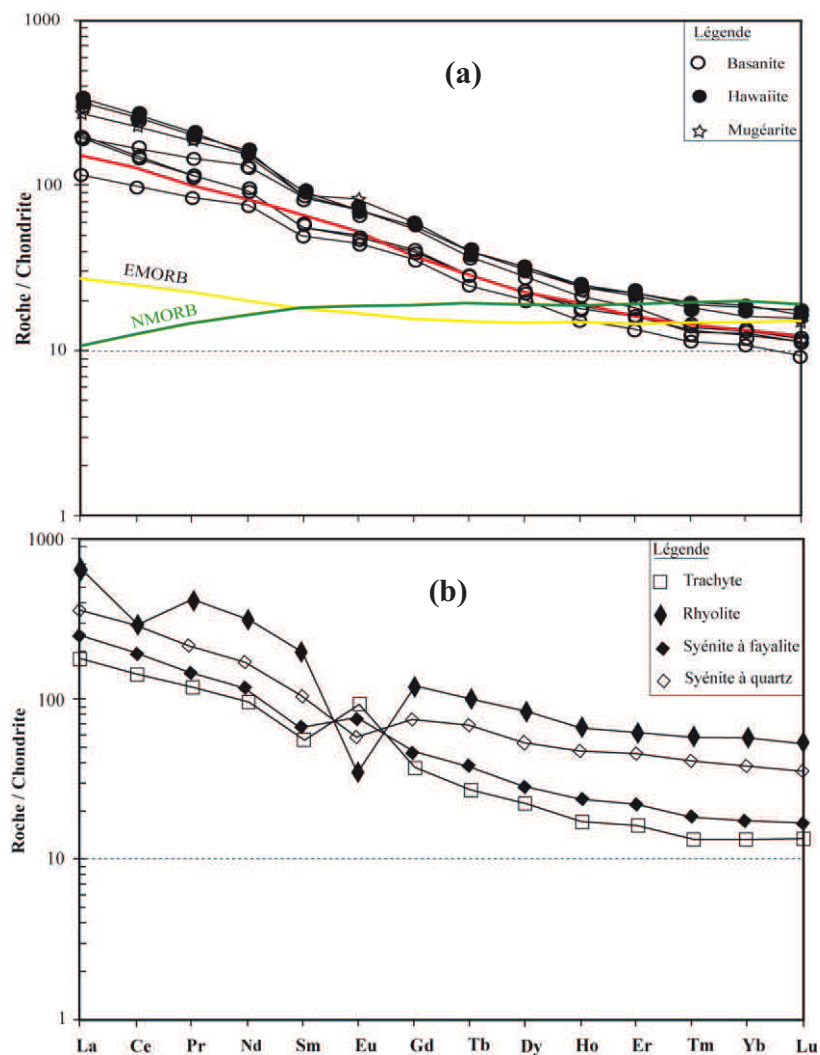


Figure 48: (a) Spectres des terres rares des laves mafiques des formations récentes de Mbengwi comparés à ceux des OIB (en rouge), NMORB et EMORB; *Valeurs des OIB, EMORB et NMORB de Sun et McDonough, (1989)*; (b) Spectres des terres rares des roches felsiques de Mbengwi.

VI.1.3 GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE Rb/Sr, Sm/Nd

La géochimie isotopique est un domaine aussi vaste que seuls quelques aspects pétrogénétiques seront abordés dans notre travail en vue d'étudier les paléoenvironnements, l'évolution des réservoirs dans le manteau et d'estimer l'âge de nos formations.

Le rubidium (Rb) et le strontium (Sr) sont deux éléments chimiques existant le plus souvent à l'état de traces dans les roches. Le rubidium se substitue en partie au potassium alors que le strontium se substitue au calcium. Ainsi les minéraux riches en potassium sont généralement riches en rubidium et ceux riches en calcium présentent souvent des teneurs élevées en strontium.

Ces deux éléments existent dans la nature sous la forme de plusieurs isotopes: deux pour le rubidium, ^{85}Rb et ^{87}Rb et quatre pour le strontium, ^{84}Sr , ^{86}Sr , ^{87}Sr et ^{88}Sr . Seul l'un d'entre eux, le ^{87}Rb , est radioactif et se désintègre en ^{87}Sr .

VI.1.3.1 COMPOSITION ISOTOPIQUE DES FORMATIONS RÉCENTES

Dix analyses isotopiques Rb/Sr et Sm/Nd ont été effectuées sur des échantillons représentatifs des formations récentes de Mbengwi: la syénite à fayalite et pyroxène (F₁), la syénite à quartz (F₀), la rhyolite (F₃), le trachyte (E₅₆), la mugéarite (D₁₅), l'hawaiite (E₁₄₆) et les basanites (E₄, E₇₋₁, E₃₀, E₅₁). Les résultats de ces analyses sont consignés à l'Annexe 17.

Les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ varient entre 0,703175 (basanite E₇₋₁) et 0,727181 (rhyolite) alors que les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vont de 0,512691 (rhyolite) à 0,512903 (basanite E₇₋₁). Les rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ sont faibles (< 0,2) dans les laves mafiques et élevés dans les roches felsiques (0,5 – 63). Les rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ sont faibles (0,11 – 0,13) dans l'ensemble de ces formations récentes.

Les rapports isotopiques initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ varient respectivement de 0,7017 à 0,7043 et de 0,5127 à 0,5129; avec des valeurs $\epsilon\text{Nd}_{\text{initial}}$ comprises entre 1,2 et 5,17. Le rapport $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$ le plus élevé est celui de la syénite à quartz (F₀).

Tous les échantillons ont des valeurs $\epsilon\text{Nd} > 0$ ce qui est symptomatique d'une composante mantellique à l'origine des roches. Leur position dans le diagramme des quadrants $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de Foucarde (1998) (figure 49) dans le domaine $\epsilon\text{Sr} < 0$ $\epsilon\text{Nd} > 0$ traduit à suffisance cette origine mantellique de la source. Les échantillons F₃ et F₀ tombent dans le quadrant $\epsilon\text{Nd} > 0$ et $\epsilon\text{Sr} < 0$ qui correspond aux roches issues d'une croûte océanique ayant subi une altération hydrothermale par l'eau de mer (Foucarde, 1998). Les

caractéristiques de cette source mantellique seront présentées dans la partie réservée à la discussion.

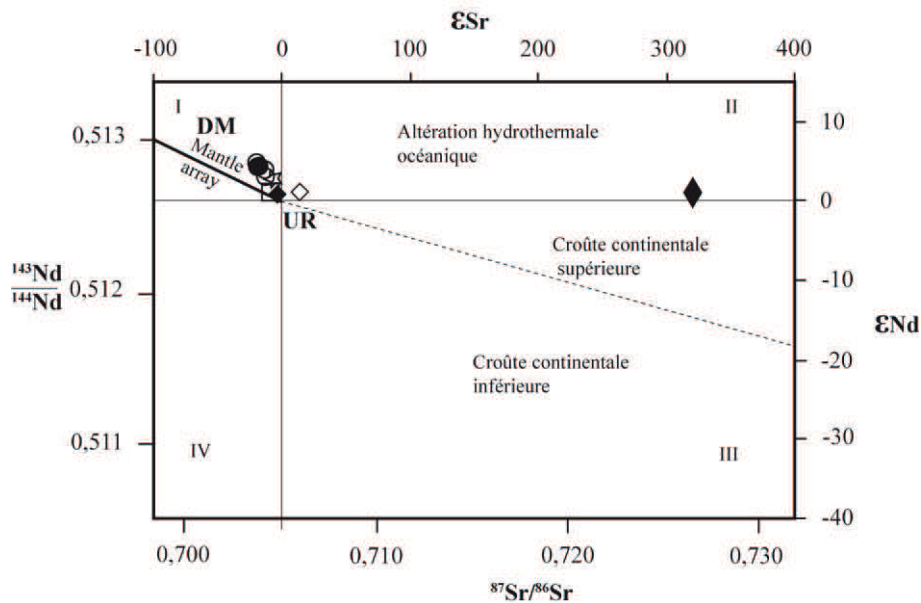


Figure 49: Position des formations récentes de Mbengwi dans le diagramme des quadrants de Foucarde (1998). *Figurés identiques à ceux des figures précédentes. DM = manteau appauvri.*

Domaine I ($\epsilon Nd > 0$ et $\epsilon Sr < 0$) = roches d'origine mantellique;

Domaine II ($\epsilon Nd > 0$ et $\epsilon Sr > 0$) = roches issues de la fusion de la croûte océanique;

Domaine III ($\epsilon Nd < 0$ et $\epsilon Sr > 0$) = roches issues de la fusion de la croûte continentale;

Domaine IV ($\epsilon Nd > 0$ et $\epsilon Sr < 0$) = inexistant dans la nature.

VI.1.3.2 DATATION ISOTOPIQUE

La très faible variation des concentrations isotopiques en Nd des formations récentes étudiées est un argument qui milite en faveur de leur appartenance à un même épisode magmatique. Aucun isochrone Sm-Nd ne saurait être obtenu ainsi à cause de cette très faible variation des valeurs isotopiques en Nd, contrairement au système Rb-Sr qui donne un très bon isochrone (figure 50).

Pour déterminer l'âge des formations récentes de Mbengwi, nous avons d'abord tracé la droite de tendance encore appelée isochrone qui se dégage du nuage de points dans le diagramme de variation du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Par la suite, nous avons calculé la pente "p" de ladite droite, et déduit enfin l'âge des roches à partir de l'équation:

$$t = \ln(p + 1) / \lambda$$

"t" représente le temps en million d'années
 "λ", la constante de désintégration ($1,42 \cdot 10^{-11} \cdot \text{a}^{-1}$).

Sur la base de cet isochrone et des différents rapports isotopiques, nous avons trouvé un temps t égal à 28,2 Ma qui correspond à l'Eocène supérieur. Cet âge errorchrone (datation d'une suite cohérente de roches) se rapproche des 27,4 Ma trouvé par Kamgang et al.(2007) sur un échantillon de trachyte (BA₆₇) de la région voisine de Bamenda. Il correspond dans l'histoire de la Ligne du Cameroun, à la période de début des manifestations du magmatisme dans le secteur océanique (Dunlop et Fitton, 1979; Fitton, 1987).

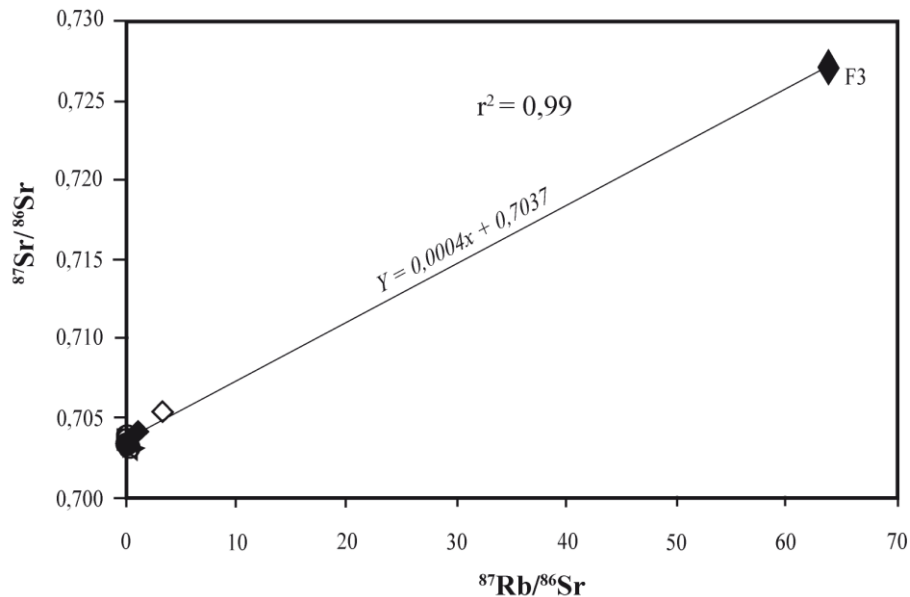


Figure 50: Isochrone Rb-Sr des formations récentes de Mbengwi.
Figurés identiques à ceux de la figure précédente.

VI.2.ÉTUDE GÉOCHIMIQUE DES FORMATIONS PAN-AFRICAINES

VI.2.1 NOMENCLATURE ET CARACTÉRISTIQUES CHIMIQUES

VI.2.1.1 NOMENCLATURE

Les nomenclatures utilisées sont celles de Streckeisen et Le Maitre (1979), et Middlemost (1994). Ces classifications basées sur différents paramètres sont respectivement illustrées par les figures 51 et 52.

Dans la classification de Streckeisen et Le Maitre (1979; figure 51), les granitoïdes ont des compositions de: monzodiorite, monzonite, monzonite à quartz, monzogranite, syénogranite, syénite quartzifère, granite à feldspaths alcalins et tonalite.

Cette classification présente dans l'ensemble très peu de différences avec celle de Middlemost (1994: figure 52) dans laquelle les granitoïdes de Mbengwi forment une suite magmatique continue allant des monzogabbros aux granites. Les seules différences notables avec la précédente sont: i) l'absence d'échantillons intégrant le champ des syénites et ii) les

échantillons E₄₁ et E₁₂₅ qui dans la classification de Streckeisen et Le Maitre (1979) ont respectivement des compositions de tonalite et syénite alcaline à quartz se retrouvent ici plutôt dans les domaines des granodiorites et granites respectivement. Dans la suite de notre étude, nous allons retenir la nomenclature de Middlemost (1994).

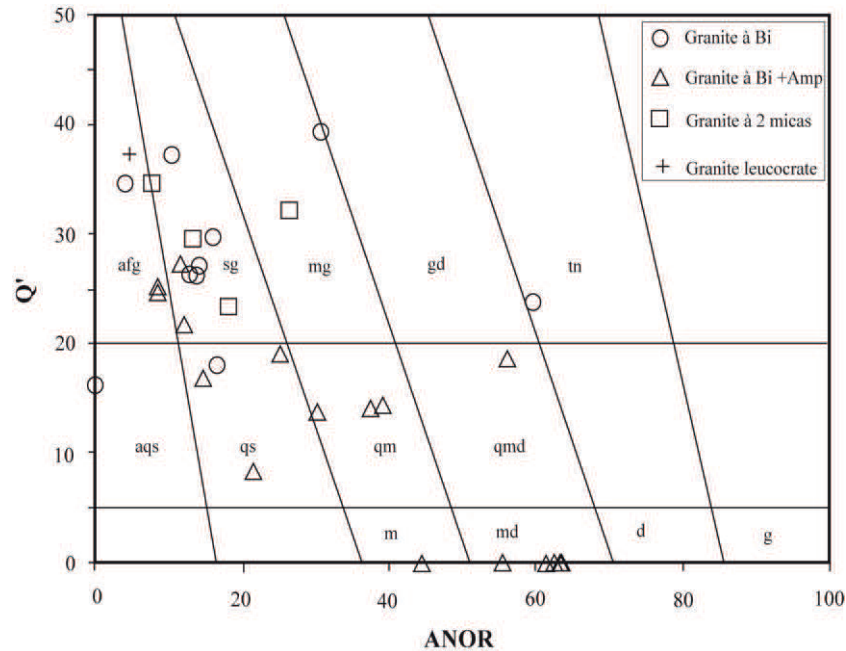


Figure 51: Position des granitoïdes de Mbengwi dans le diagramme normatif $Q' = f(ANOR)$ de Streckeisen et Le Maitre (1979). $Q' = 100Q / (Q + Or + Ab + An)$, $ANOR = 100An / (An + Or)$. afg = granite à feldspaths alcalins; sg = syénogranite; mg = monzogranite; gd = granodiorite; tn = tonalite; aqs = syénite alcaline à quartz; qs = syénite à quartz; qm = monzonite à quartz; m = monzonite; qmd = monzodiorite à quartz; md = monzodiorite; d = diorite; g = gabbro.

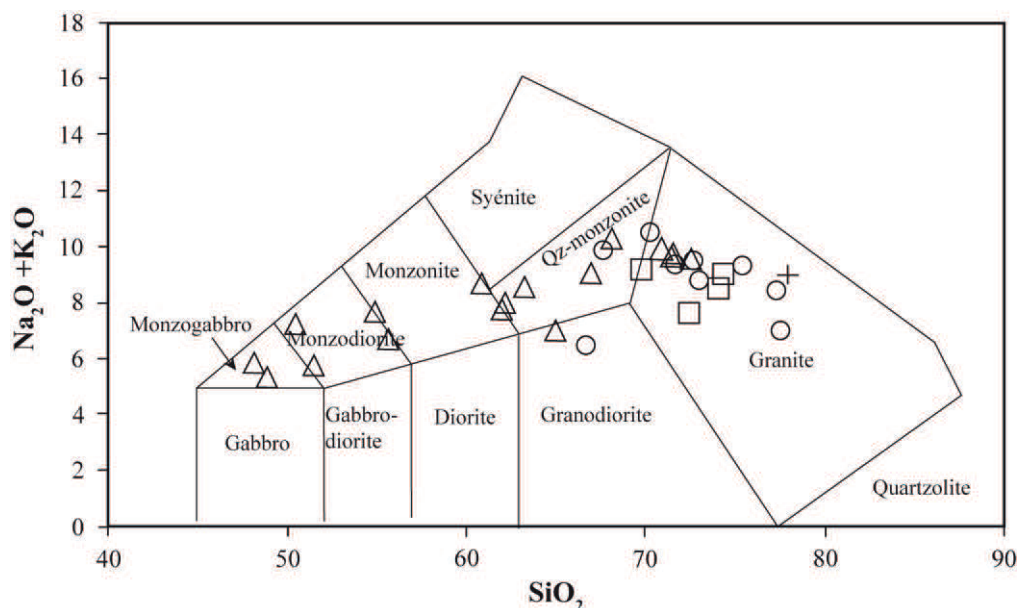


Figure 52: Composition des granitoïdes de Mbengwi dans le diagramme TAS de Middlemost (1994). Figurés identiques à ceux de la figure précédente.

VI.2.1.2 CARACTÉRISTIQUES CHIMIQUES

Les compositions en éléments majeurs (Annexe 18) des granitoïdes de Mbengwi sont caractérisées par des teneurs en SiO_2 (48,1 – 77,9 %), TiO_2 (0,03 – 1,82 %), Al_2O_3 (12,13 – 19,4 %), Fe_2O_3 (0,24 – 12 %), MnO ($\leq 0,23$ %), MgO (0,06 – 8,39 %), CaO (0,39 – 9,47 %), Na_2O (2,21 – 5,52 %), K_2O (1,65 – 7,12 %), et P_2O_5 ($\leq 0,68$ %).

Les valeurs du DI sont comprises entre 35 et 97. Nous pouvons ainsi distinguer deux groupes de plutonites: les mafiques ($48 < \text{SiO}_2 < 52$ %), et les granitoïdes felsiques qui sont saturés ($52 < \text{SiO}_2 > 66$ %) à sursaturés ($\text{SiO}_2 > 66$ %).

Leur composition normative telle que présentée à l'annexe 19 est marquée par:

- l'absence de quartz normatif et la présence d'olivine normative à des teneurs de 2,02 % (E_{142}) à 18,9 % (E_{141}) uniquement dans les monzodiorites et monzogabbros.

- la présence de néphéline normative (3,48 – 5,96 %) dans tous les monzogabbros et dans un échantillon de monzodiorite (E_{33}).

- la présence d'acmite uniquement dans l'échantillon E_{125} à une teneur de 1,08 %. Cet échantillon à acmite normatif contient du plagioclase modal (An: 23,22 – 25,45) et est par ailleurs le seul ne contenant pas de l'anorthite normative.

- La présence du corindon normatif dans presque toutes les roches de composition intermédiaire ou acide à l'exception de celles contenant du diopside normatif. Les teneurs en corindon normatif varient de 0,08 % dans l'échantillon E_{144} (monzonite à quartz) à 2,37 % dans l'échantillon E_{610} (granite à deux micas),

La somme des alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) varie de 5,2 % dans un échantillon de monzogabbro (E_{141}) à 10,5 % dans le granite à biotite E_{125} . Les rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ vont de 0,34 dans une granodiorite (E_{41}) à 3,23 dans un granite à biotite (E_{12}). Tous les échantillons récoltés dans les formations Pan-Africaines à l'exception des granodiorites et d'une monzodiorite (E_{33}) ont des valeurs $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} < 2$, et par conséquent peuvent être qualifiés de sodi-potassiques à potassiques conformément à Le Bas et al. (1986). Dans le diagramme de variation de K_2O en fonction de SiO_2 (figure 53), les formations Pan-Africaines étudiées occupent les domaines des roches hyperpotassiques, à affinité shoshonitique et caractérisées par des teneurs élevées en K_2O (7,12 % dans l'échantillon de granite E_{12}). Seuls les granodiorites et un échantillon de granite à biotite (E_{20}) occupent le domaine des roches moyennement potassiques. Ces fortes teneurs en alcalins comparées à celles en CaO ($< 9,5$ %) sont caractéristiques des granitoïdes calco-alcalins à alcalins de type cordillères selon Frost et al. (2001).

Les rapports molaires $\text{CaO} / \text{Al}_2\text{O}_3$ sont compris entre 0,05 (granite leucocrate E₆₆) et 1,06 (monzogabbro E₁₄₁) et $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3$ varie de 0,47 (E₁₃₄) à 1,02 (E₁₂₅). Ainsi il ressort dans le diagramme de Maniar et Piccoli (1989) et Chappell et White (1992) (figure 54) que nos granitoïdes sont métalumineux à faiblement hyperalumineux. Seul l'échantillon E₁₂₅ (granite à biotite) présente un rapport molaire $(\text{Na} + \text{K}) > \text{Al}$; il est qualifié d'hypercalkin conformément à Frost et al. (2001). Ces granitoïdes sont majoritairement de type I ($A / \text{CNK} < 1,1$).

Les granites à 2 micas sont dans l'ensemble de type I et faiblement hyperalumineux; seul un échantillon (E₆₁₀) est de type S ($A / \text{CNK} > 1,1$), avec une teneur en Na_2O (3,13 %)

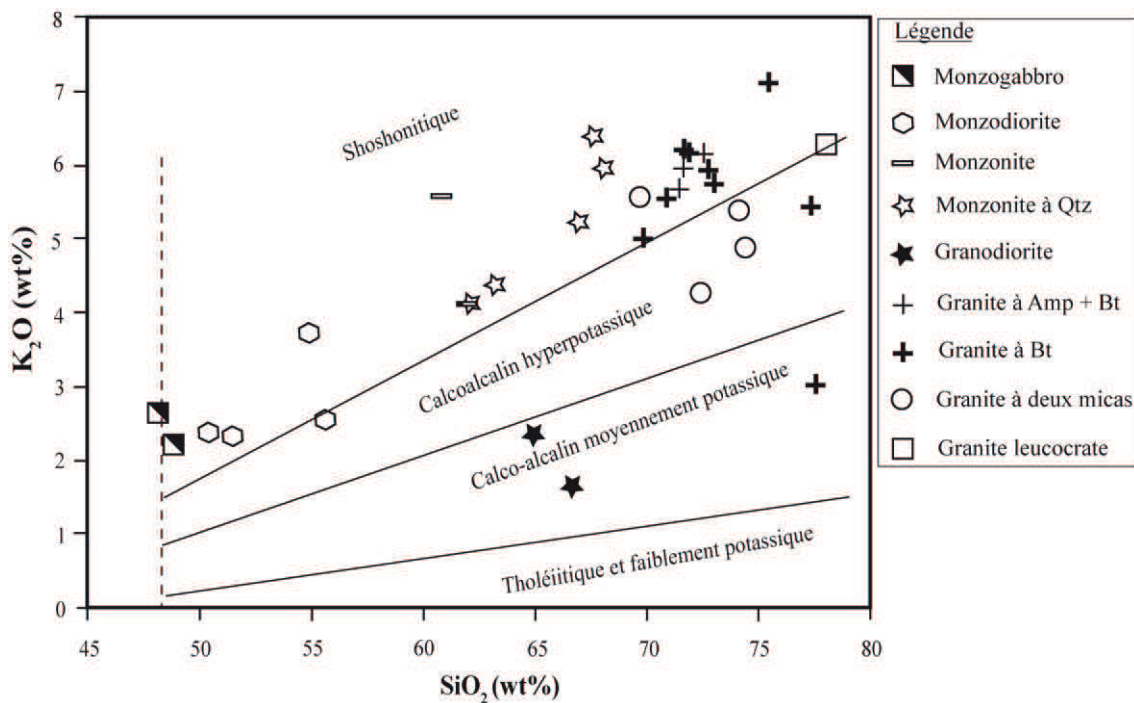


Figure 53: Diagramme K_2O vs. SiO_2 illustrant les affinités calco-alcalines fortement potassique et shoshonitique des granitoïdes de Mbengwi.

Les limites entre les différentes séries sont de Le Maître et al. (1989) et Rickwood (1989).

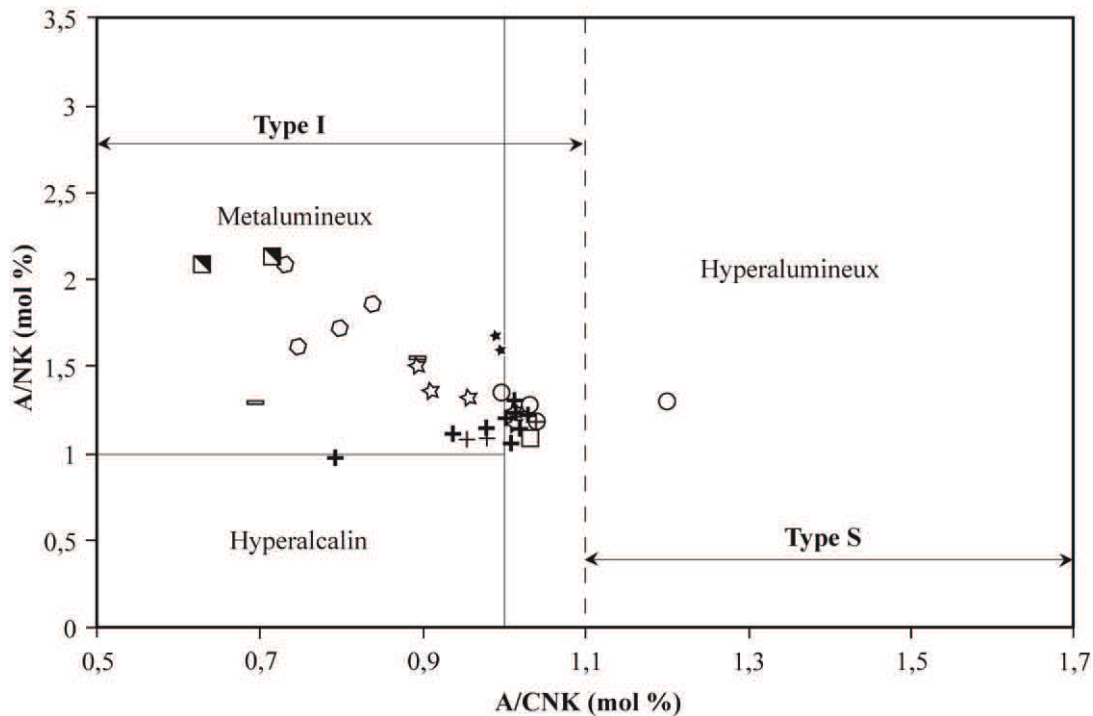


Figure 54: Position des granitoïdes de Mbengwi dans le diagramme de Maniar et Piccoli (1989). Les paramètres $A/NK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$ vs. $A/CNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$. La limite entre les granites I- and S-type est de Chappell et White (1992). Figurés identiques à ceux de la figure précédente.

VI.2.2 VARIATION ET ÉVOLUTION DES TENEURS EN ÉLÉMENTS CHIMIQUES

VI.2.2.1 DISTRIBUTION DES ÉLÉMENTS MAJEURS

La distribution des éléments majeurs au cours de la différenciation magmatique est mise en évidence par les diagrammes de Harker (1909; figure 55) illustrant la variation des teneurs des différents oxydes en fonction des teneurs en silice.

Ces diagrammes montrent:

- des corrélations globalement négatives bien marquées avec TiO_2 , CaO , MnO , Fe_2O_3 , FeO , MgO et légère avec Al_2O_3 ;
- Une dispersion des points avec P_2O_5 pour les teneurs en SiO_2 inférieures à 56 %, suivie d'une corrélation négative;
- une corrélation globalement positive avec K_2O ;
- une dispersion des points pour ce qui est du Na_2O .

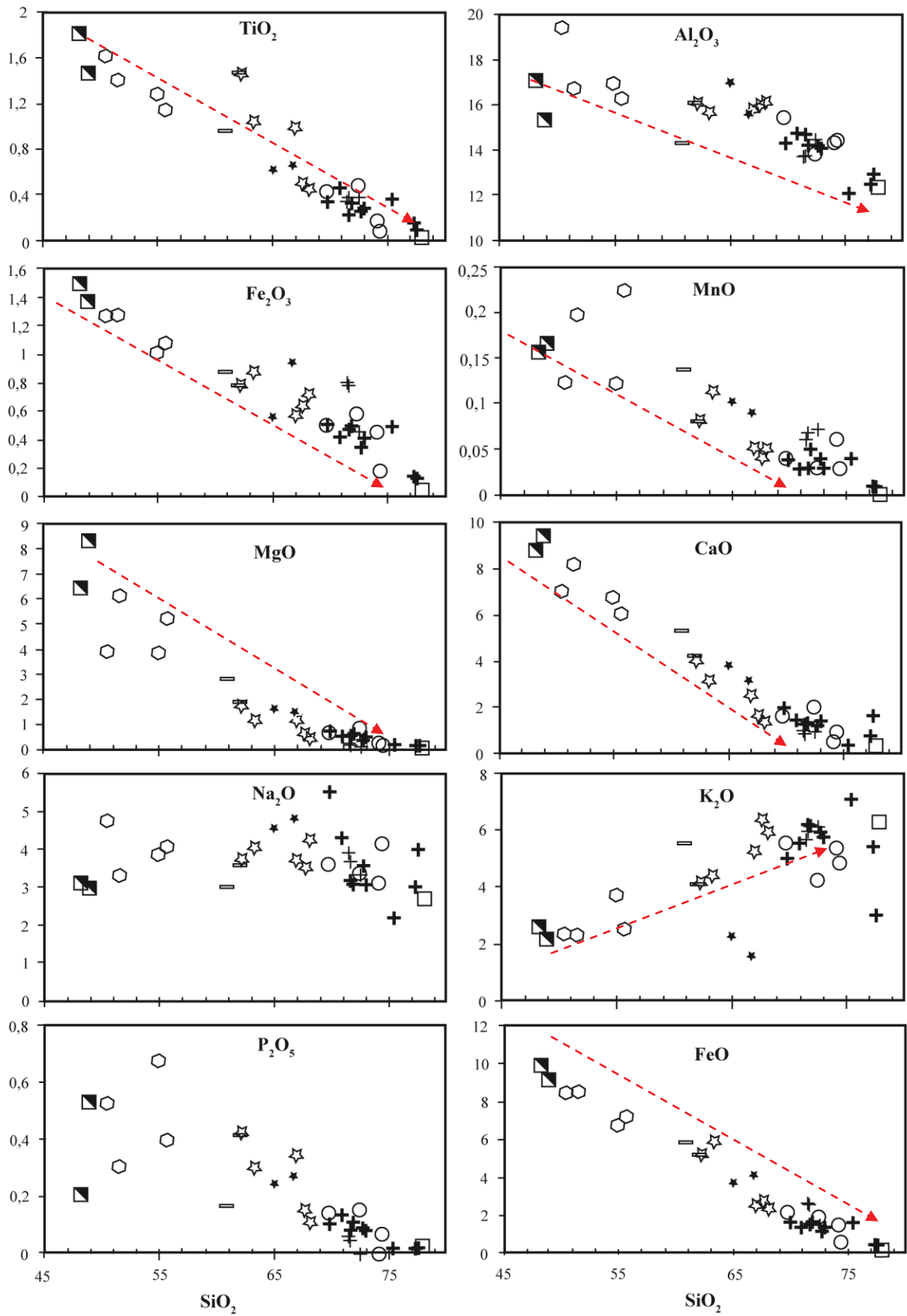


Figure 55: Diagramme de variations des différents oxydes en fonction de la teneur en SiO₂ des granitoïdes de Mbengwi. Les figurés sont identiques à ceux de la figure précédente.

VI.2.2.2 DISTRIBUTION DES ÉLÉMENTS EN TRACES

Des éléments en traces analysés dans nos roches, l'uranium et le tantale sont les moins abondants avec des teneurs variant respectivement de 0,66 ppm (E₁₄₁) à 7,96 ppm (E₁₄₄) et de 0,2 ppm (E₆₆) à 3,5 ppm (E₆₁₀); alors que le Ba a les plus fortes teneurs (203 – 2010 ppm). Le Sr varie extrêmement de 62,7 ppm dans un granite à amphibole et biotite (E₆₁₁) à 1040 ppm dans une monzodiorite (E₃₃). Le Rb varie de 64,5 ppm dans un granite à biotite (E₆₁₁) à 238 ppm dans une monzonite à quartz (E₁₄₄). On peut constater que l'échantillon de granite à amphibole et biotite (E₆₁₁) qui a la plus forte teneur en Sr, a par contre la plus faible concentration en Rb. Les teneurs en Zr (59 – 809 ppm) et Nb (3,3 – 33,7 ppm) sont plus élevées dans les granites. En somme, on pourrait dire que les granitoïdes de Mbengwi sont enrichis en LILE (Rb, Ba, Th, Sr).

Les teneurs en Sn sont comprises entre 1 et 10 ppm sauf dans l'échantillon de granite leucocrate (E₆₆) où elles sont inférieures à 1 ppm.

Les teneurs en Cu sont en général inférieures ou égales à 5 ppm dans les granites, comprises entre 6 et 29 ppm dans les monzonites et monzonites à quartz, et entre 23 et 238 ppm dans les monzogabbros et monzodiorites. L'échantillon de monzodiorite E₁₃₅ a la plus forte teneur en Cu (238 ppm).

Les teneurs en Cr sont inférieures ou égales à 10 ppm dans près de 85 % des échantillons. Elles sont supérieures à 10 ppm dans les monzogabbros (30 – 370 ppm), quelques monzodiorites notamment E₁₃₁ (70 ppm), E₁₄₂ (200 ppm) et monzonites (E_{69b}: 30 ppm). Celles en Co varient de 28 ppm (E_{69b}) à 81,2 ppm (E₆₆).

Les valeurs des rapports Ba/Sr (0,6 – 5,62), Rb/Ba (0,05 – 1,13) Rb/Sr (0,11 – 3,14), Ba/Zr (0,29 – 14,40) et Rb/Zr (0,08 – 3,90) sont similaires à ceux des granitoïdes à 2 micas de Nkambe (Tetsopgang et al., 2006). Les rapports K/Rb (29 – 198) sont de loin inférieurs à la valeur moyenne de celui de la croûte (285) définie par Holland (1978).

En fonction de leur comportement au cours de la différenciation, nous avons distingué trois types d'éléments: les éléments compatibles, les éléments incompatibles et les éléments à comportement transitionnel.

VI.2.2.2.1 ÉLÉMENTS COMPATIBLES (V, Sr, Ni)

Les seuls éléments montrant un comportement compatible sur toute la série sont le vanadium, le nickel et dans une moindre mesure le strontium. Ceux-ci ont une corrélation négative avec le SiO₂ dans le diagramme de variation de Harker (figure 56) et leurs teneurs

sont considérablement plus élevées dans les termes les moins évolués à savoir: monzodiorites et monzogabbros.

Les teneurs en V varient de 349 ppm dans un monzogabbro (E₁₃₄) à moins de 5 ppm dans le granite leucocrate (E₆₆) qui est la roche ayant la plus forte teneur en SiO₂.

Le Sr montre une dispersion des points mais avec cependant, une corrélation globalement négative: c'est la raison pour laquelle nous l'avons considéré comme compatible. Ses teneurs varient de 1040 ppm dans une monzodiorite (E₃₃) à 62,7 ppm dans un granite à amphibole et biotite (E₆₁₁).

Ces corrélations négatives en Sr et en V avec SiO₂, ont été également observées par ailleurs dans les granitoïdes de Bafoussam (Djouka-Fonkwé et al., 2008) et mises en évidence par Nzolang (2005) pour l'ensemble des granitoïdes de l'Ouest Cameroun.

Le Ni certes ne montre pas une corrélation négative bien perceptible, mais le fait que ses teneurs en Ni diminuent considérablement des monzogabbros aux granites nous a amené à le considérer comme compatible. Les teneurs en Ni sont relativement élevées dans les monzogabbros et monzodiorites dans lesquelles elles varient de 13 ppm (E₁₃₅) à 93 ppm (E₁₄₁) puis chutent à des valeurs inférieures à 5 ppm dans quasiment toutes les roches à SiO₂ > 65%. En d'autres termes l'échantillon le plus riche en Ni est le moins différencié (SiO₂ = 48,8 %; DI = 35,5).

VI.2.2.2 ÉLÉMENTS INCOMPATIBLES (W, Pb, Th)

On dénote trois éléments chimiques (W, Pb et Th) qui ont véritablement un comportement incompatible sur l'ensemble de nos granitoïdes Pan-Africains.

Les diagrammes de variation des teneurs en ces éléments avec l'augmentation des teneurs en SiO₂ (figure 56) se traduisent par une courbe croissante des roches les moins évoluées aux termes les plus différenciés.

Les teneurs en W, Pb et Th augmentent au cours de la différenciation. Les teneurs en ces éléments varient respectivement de 22 ppm (E₁₄₁) à 433 ppm dans le granite leucocrate (E₆₆), de 11 ppm (monzogabbro E₁₃₄) à 47 ppm dans le granite leucocrate (E₆₆) et de 3,48 ppm dans un monzogabbro (E₁₃₄) à 126 ppm dans un granite à biotite (E₁₂₉).

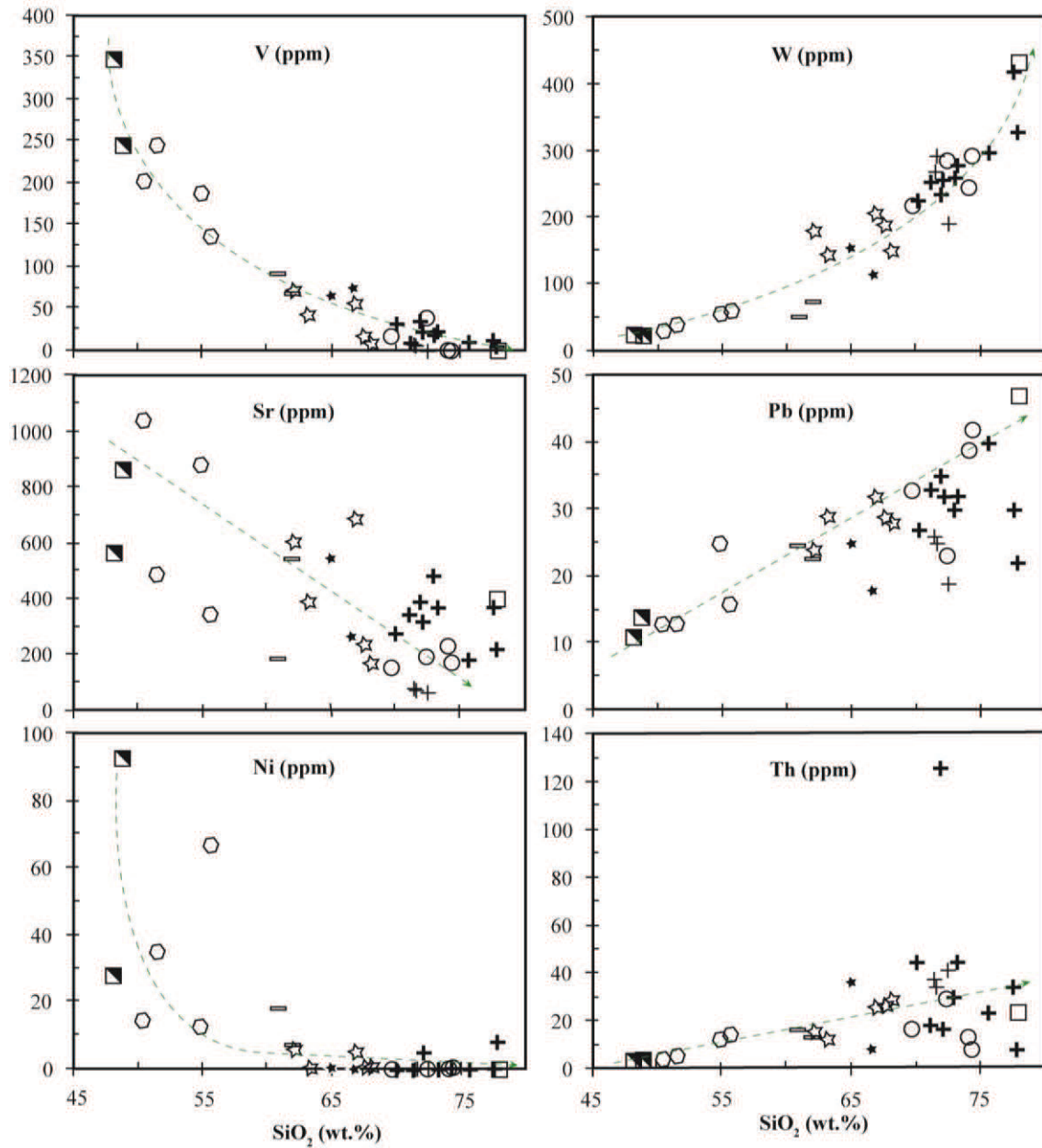


Figure 56: Diagramme de Harker de quelques éléments compatibles (colonne de gauche) et incompatibles (colonne de droite) des granitoïdes de Mbengwi.

Légende identique à celle de la figure précédente.

VI.2.2.3 ÉLÉMENTS À COMPORTEMENT TRANSITIONNEL (Co, Zn, Y, Nb, Ta)

Il s'agit ici des éléments qui changent de comportement au cours de la différenciation. Dans ce groupe nous distinguons les éléments chimiques qui sont compatibles au début et deviennent incompatibles par la suite tels le Co, et ceux qui sont plutôt incompatibles au début et compatibles dans les termes intermédiaires et différenciés notamment: Zn, Y, Nb, Ta, U et Ga.

Les teneurs en Co diminuent avec la différenciation de 47,3 ppm (monzogabbro E₁₄₁) à 28 ppm (monzonite E_{69b}) puis augmentent jusqu'à atteindre la valeur de 81,2 ppm dans le granite leucocrate E₆₆ qui est la roche la plus riche en SiO₂ (figure 57)

Les teneurs en Zn sont comprises entre 15 et 216 ppm. Au cours de l'évolution, les teneurs en Zn vont de 122 ppm dans le monzogabbro (E₁₃₄) atteignent leur optimum à 216 ppm dans la monzodiorite (E₁₄₂), puis diminuent considérablement jusqu'à atteindre le minimum (< 5ppm) dans le granite leucocrate.

Les teneurs en Y sont comprises entre 3,4 ppm (E₆₆) et 103 ppm (E₁₂). La courbe de variation des teneurs en Y en fonction de celles en SiO₂ croît de 19,5 ppm (dans le monzogabbro E₁₃₄) atteint son point d'inflexion à la valeur 65,4 ppm (dans la monzodiorite E₁₄₂) puis décroît jusqu'à 3,4 ppm dans le granite leucocrate.

Ta, Nb, Zr et U ont une corrélation positive avec SiO₂ pour les roches ayant des teneurs en SiO₂ inférieures à 65 % ; cette corrélation devient négative dans le cas du Ga, ou se transforme en une dispersion des points pour les échantillons dont les teneurs en SiO₂ sont au-delà de 65 %.

Les spectres de quelques éléments en traces normalisés aux chondrites (figure 58) montrent:

- Un enrichissement des granitoïdes de Mbengwi en ces éléments par rapport aux chondrites à l'exception du K.
- Un enrichissement en LILE par rapport aux HFSE.
- Des anomalies négatives en Rb, K, Ta, Sr, P et Ti pour l'ensemble des granitoïdes. Ces anomalies négatives observées résultent soit de la faible teneur de ces éléments dans la source, soit pourraient s'expliquer par le fractionnement de certains minéraux notamment les plagioclases (cas du Sr).
- Des anomalies positives en Th, La et Ce pour tous les faciès des granitoïdes. Des anomalies positives en Y et en Tb sont aussi observables dans quelques échantillons de granites à amphibole et biotite et granites à biotite.

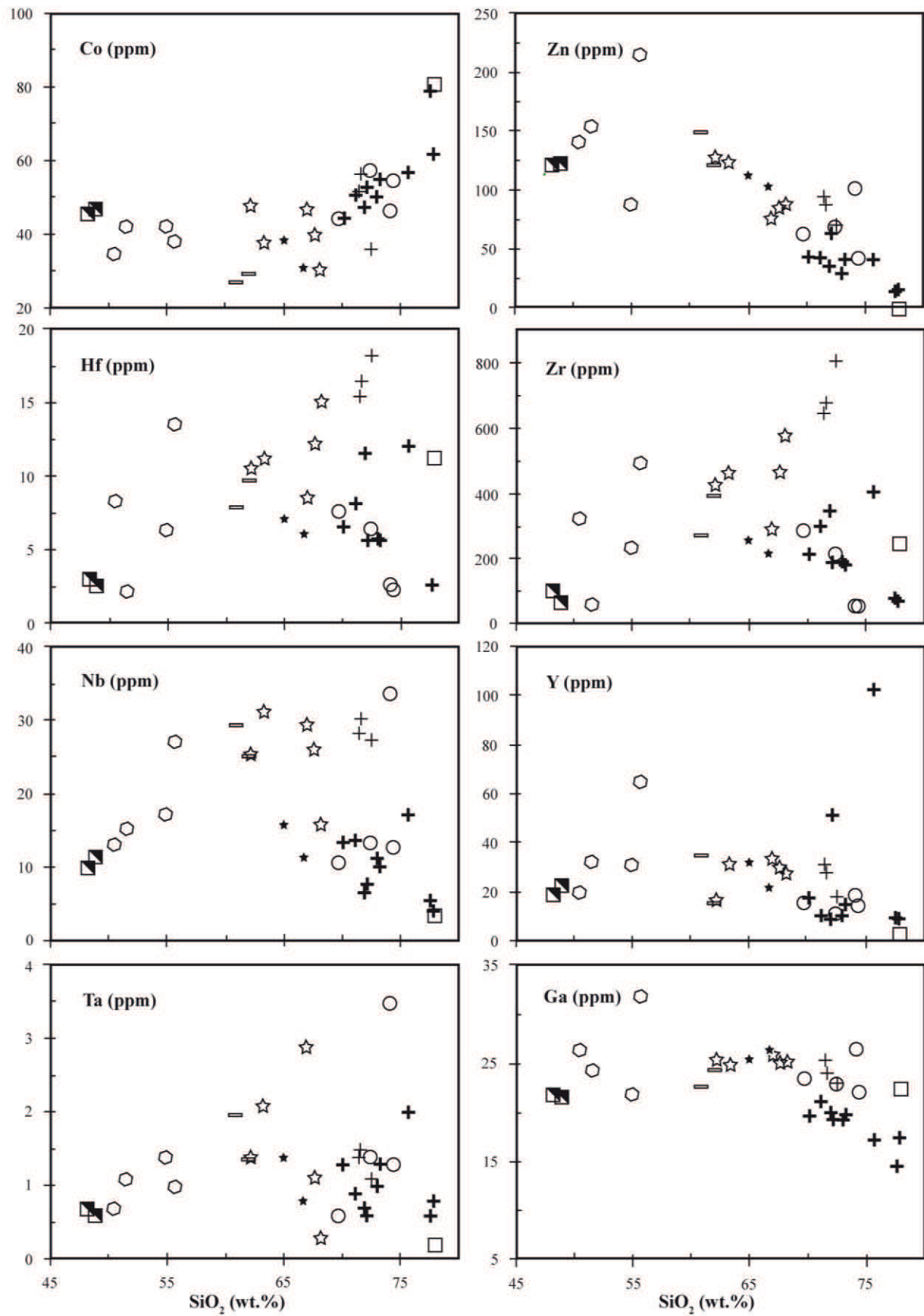


Figure 57: Diagrammes de Harker des éléments à comportements transitionnels des granitoïdes de Mbengwi. La légende est identique à celle de la figure précédente.

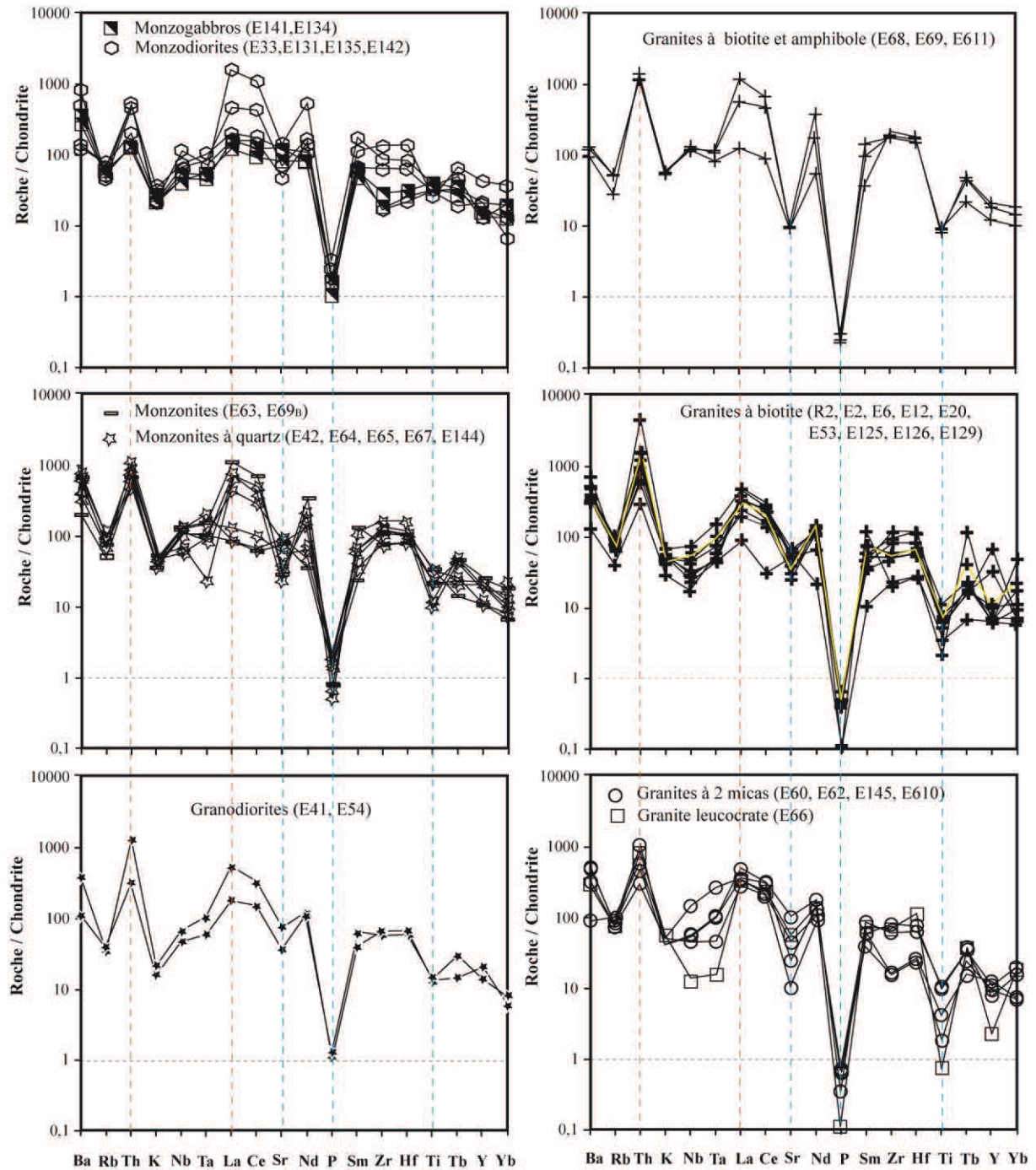


Figure 58: Spectres multiélément normalisés par rapport à la chondrite (McDonough et Sun, 1995) de quelques échantillons représentatifs des granitoïdes de Mbengwi. *En jaune, le spectre du granite à biotite hyperalcalin E₁₂₅*

VI.2.2.2.4 TERRES RARES

Les teneurs en terres rares des GM présentées à l'Annexe 20 révèlent deux traits caractéristiques, à savoir:

- un enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes. Cet enrichissement qui se traduit par des concentrations en terres rares légères nettement supérieures à celles en terres rares lourdes est illustré par des spectres à pente négative;

- un fort fractionnement qui se traduit par une forte variation des rapports $(La/Lu)_N$ (4,05 – 102,96). Ce fractionnement est plus prononcé pour les terres rares légères (LREE) avec des rapports $(La/Sm)_N = 1,45 – 12,89$ comparativement aux terres rares lourdes (HREE), dont les rapports $(Gd/Lu)_N$ sont compris entre 0,96 et 6,58. Les granites à biotite se présentent comme étant les plus fractionnés, avec des rapports $(La/Lu)_N$ (6,27 – 67,16) et $(Gd/Lu)_N$ (1,49 – 4,17).

L'échantillon le plus pauvre en terres rares est E₆₆ (granite leucocrate), alors que les échantillons E₆₁₁ (granite à biotite et amphibole) et E₁₂ (granite à biotite), sont respectivement les plus concentrés en terres rares légères et terres rares lourdes.

Les spectres des terres rares normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) illustrés à la figure 59 sont assez homogènes avec des profils presque plats pour ce qui est des terres rares lourdes.

Ces spectres révèlent l'existence d'une anomalie négative en Eu pour l'ensemble des roches à l'exception de l'échantillon de granite à biotite (E₂₀), qui présente une anomalie positive. Les valeurs des anomalies en Eu sont faibles à négligeables ($Eu/Eu^* = 0,72 – 1,08$), en raison de la faible teneur ou l'absence de plagioclase dans le résidu.

Dans le groupe de roches mafiques, les monzodiorites sont plus concentrées en terres rares que les monzogabbros malgré le fait que l'échantillon E₃₃ (monzodiorite) qui est le plus riche en terres rares légères ait des concentrations en terres rares lourdes plus faibles que celles des monzogabbros.

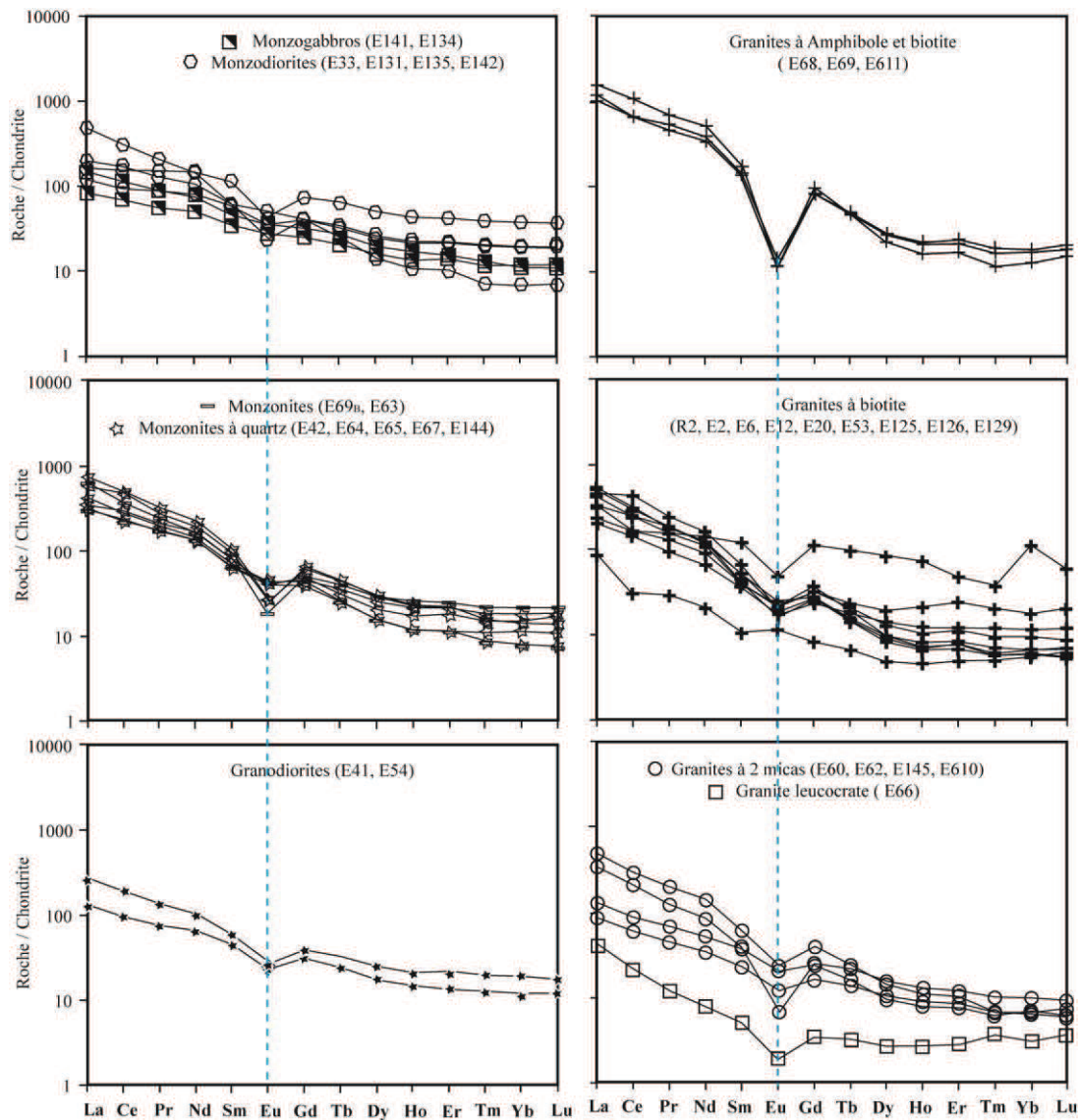


Figure 59: Spectres des terres rares de quelques échantillons représentatifs des granitoïdes étudiés, normalisés par rapport à la chondrite (McDonough et Sun, 1995).

VI.2.3 AFFINITÉS MAGMATIQUES ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE

VI.2.3.1 AFFINITÉS MAGMATIQUES

L'utilisation des diagrammes TAS de Middlemost (1994; voir figure 52) et AFM ($\text{FeO}^t - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{MgO}$) révèle que les granitoïdes intègrent les domaines des séries calco-alcalines. Dans ce diagramme AFM (figure 60), les points représentatifs occupent tous le domaine I, en formant un regroupement en forme de croissant. Ce type de disposition déjà observé pour les granitoïdes de Hosséré Mana (Itiga, 2007) est spécifique à la série calco-alcaline. Cette affinité calco-alcaline est aussi attestée par une corrélation positive de leurs rapports $\text{FeO}_t / (\text{FeO}_t + \text{MgO})$ avec les teneurs en SiO_2 (figure 61).

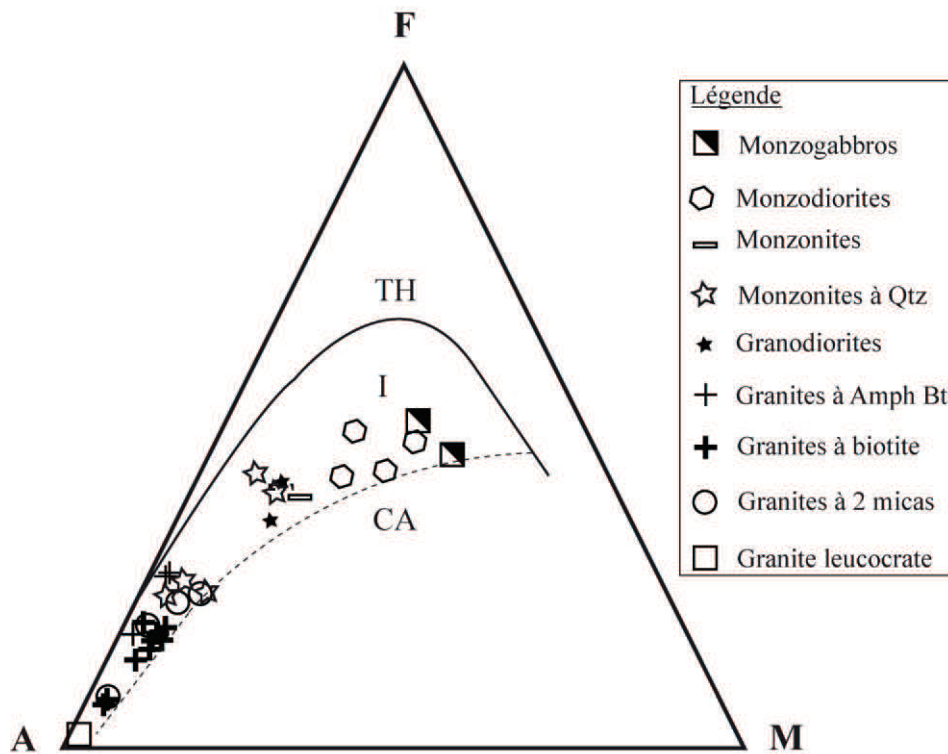


Figure 60: Position de granitoïdes de Mbengwi dans le diagramme AFM.

La limite entre les séries tholéiitique et calco-alcaline (trait continu) est de Irvine et Baragar (1971). $A = Na_2O + K_2O$; $F = FeO_t$; $M = MgO$ (en pourcentage de poids). TH = domaine de la série tholéiitique; I = Arcs continentaux (Brown, 1982); CA = domaine de la série calco-alcaline.

L'utilisation de l'indice de saturation en fer de Frost et al. (2001) [$Fe^* = FeO_t / (FeO_t + MgO)$] nous a par la suite permis de préciser que: malgré la présence de quelques échantillons ferrifères ($0,85 \leq Fe^* < 0,95$) à composition de monzonite à quartz et granite, la quasi totalité des échantillons est magnésienne et intègre le domaine des granites de type cordillères dans le diagramme des rapports massiques $FeO_t / (FeO_t + MgO)$ en fonction des teneurs en SiO_2 (figure 62). Quelques granitoïdes ferreux présentent par ailleurs des similitudes avec des granites de type A notamment: de fortes teneurs en alcalins (9,09 – 10,24 %) et des sommes ZNCY (Zr + Nb + Ce + Y) élevées (624 – 1516 ppm).

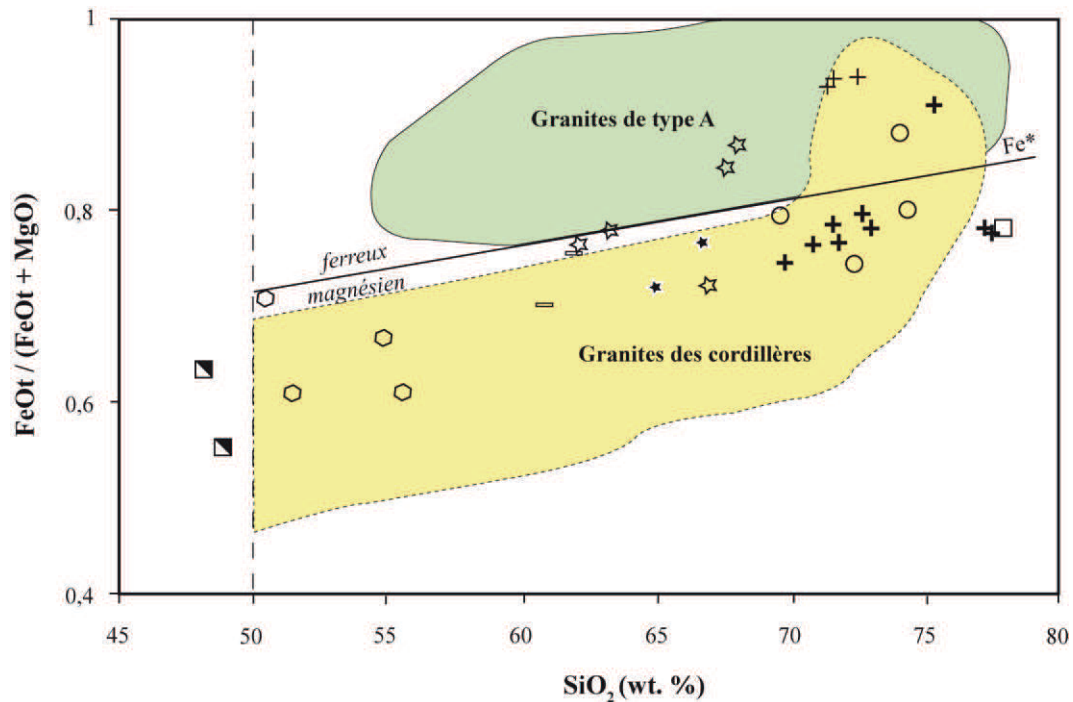


Figure 61: Composition des granitoïdes de Mbengwi dans le diagramme $\text{FeO}_t / (\text{FeO}_t + \text{MgO})$ vs SiO_2 de Frost et al. (2001), illustrant leur affinité avec les granitoïdes de type cordillères. *Légende identique à celle de la figure précédente.*

VI.2.3.2 CONTEXTE GÉODYNAMIQUE

Certes nous savons que nos granitoïdes se sont mis en place lors de l'orogénèse Pan-africaine, mais jusqu'ici nous ne pouvons pas nous prononcer avec précision sur la phase orogénique au cours de laquelle ces formations se sont mises en place. Telle est notre préoccupation.

Le contexte géodynamique des différents types de granitoïdes peut être évalué par leurs caractéristiques géochimiques en particulier leurs teneurs en certains éléments en traces. Selon les travaux de Pearce et al. (1984) et Pearce (1996), le Rb, Y, (ou Yb) et le Nb (ou Ta) sont susceptibles d'être les éléments les plus efficaces pour la discrimination tectonique des granitoïdes. Dans le diagramme de discrimination (Y + Nb) en fonction de Rb (Pearce, 1996), les GM sont majoritairement post-collisionnels (figure 62). Le granite leucocrate (E₆₆) et un échantillon de granite à biotite (E₁₂₉) intègrent le domaine des granites syn-collisionnels. Dans le diagramme de variation du rapport $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ en fonction de Zr (figure 63) de Thieblemont et Tegye (1994), la majorité des monzodiorites, tous les monzonites, monzonites à quartz, granodiorites, granites à amphibole et biotite, et la plupart des granites à deux micas occupent le domaine des roches post-collisionnelles; alors que la majorité des granites à biotite intègrent plutôt celui des roches associées aux zones de subduction. De manière générale, on

peut dire que les échantillons s'étalent du domaine des roches associées aux zones de subduction (VAG) à celui des granitoïdes post-collisionnels.

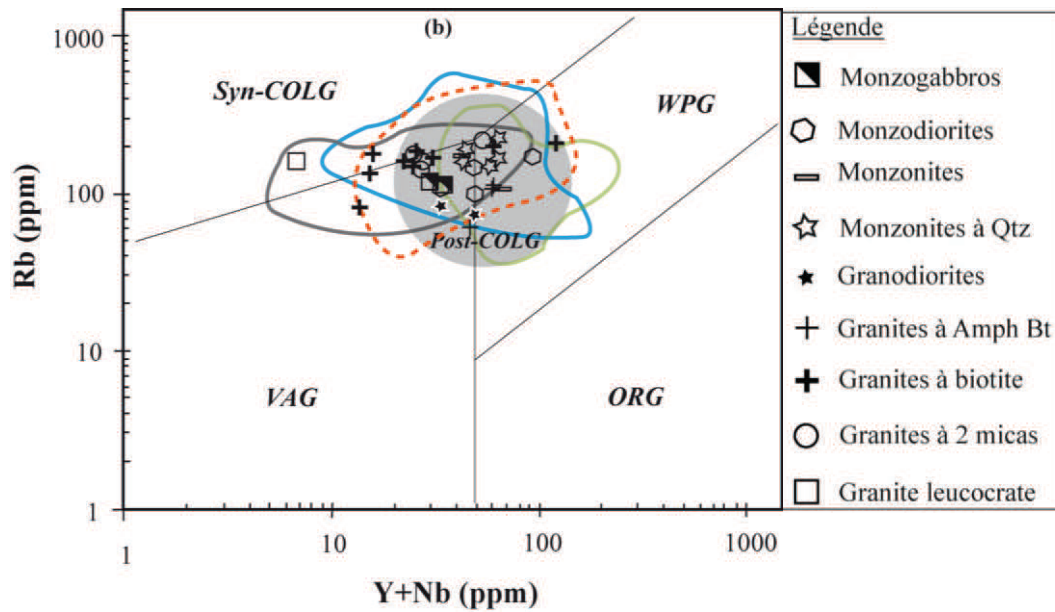


Figure 62: Position des granitoïdes de Mbengwi dans le diagramme tectono-discriminant Rb vs Y + Nb de Pearce 1996. Cercle gris = domaine des granitoïdes post-collision; interrompus rouges = domaine des granitoïdes Pan-Africains du NE du Brésil (Guimarães et al., 2004); continu noir, = domaine des granitoïdes de Nkambe (Tetsopgang et al., 2008); continu vert = domaine des granitoïdes de Bantoum (Nzolang et al., 2003); continu bleu = granitoïdes de Bafoussam (Djouka-Fonkwé et al., 2008).

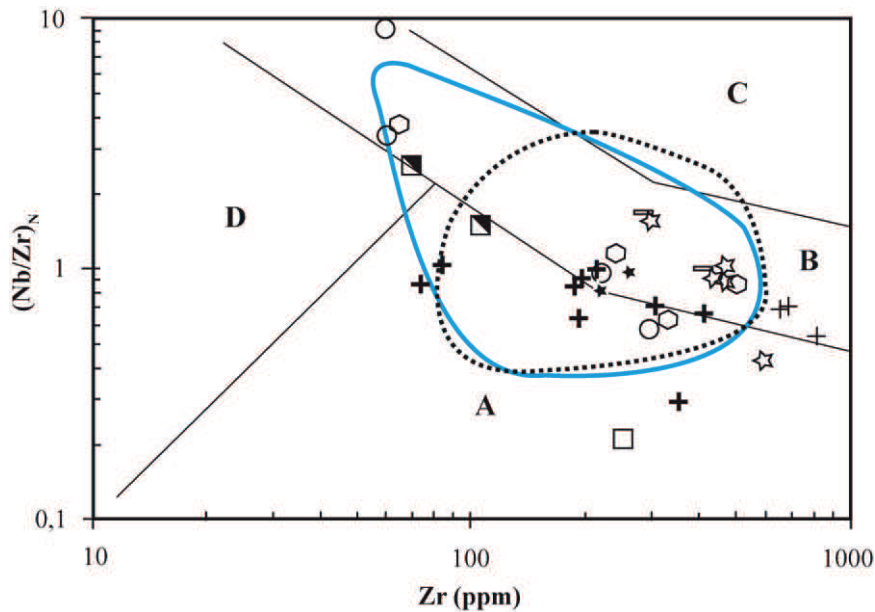


Figure 63: Diagramme Zr vs $(\text{Nb} / \text{Zr})_N$ de Thiéblemont et Tegye (1994).

Les valeurs ont été normalisées aux chondrites de McDonough et Sun (1995).

Figurés identiques à ceux de la figure précédente. A = roches magmatiques associées aux zones de subduction (VAG); B = granitoïdes associés aux zones de collision (PCG); C = roches des zones alcalines intraplaques (WPG); D = Granitoïdes syn-collisionnels. En bleu, le domaine des granitoïdes de Bafoussam (Djouka-Fonkwé et al., 2008); En interrompus, celui des granitoïdes de Ngaoundéré (Tchameni et al., 2006).

VI.2.4. GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE Rb/Sr ET Sm/Nd

VI.2.4.1 COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DES FORMATIONS PAN-AFRICAINES

Dans le but de caractériser la ou les sources des granitoïdes, nous avons effectué treize analyses isotopiques Rb/Sr et Sm/Nd sur des monzogabbros, monzodiorites, monzonites à quartz, granodiorites, granites à amphibole et biotite, granites à biotite, granites à deux micas et granite leucocrate rencontrés. Le choix des échantillons retenus pour les analyses isotopiques a été fait de manière à couvrir quasiment toute la gamme de composition des roches constituant le socle de Mbengwi. Les teneurs en Nd, Sm, Sr, Rb et les différents rapports isotopiques des échantillons analysés sont présentés en Annexe 21.

Tous les échantillons analysés ont des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesurés supérieurs à 0,7050 (valeur du rapport isotopique moyen de la croûte continentale). Un seul échantillon de granite à deux micas (E₆₁₀) a une très forte valeur $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,78796); ceci serait dû à un fractionnement du rapport Rb/Sr dans cet échantillon.

Les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initiaux sont faibles et très variables (0,704078 – 0,7098954); alors que $-20,37 \leq \varepsilon\text{Nd}_{600} \leq -1,54$. Les valeurs $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{620}$ et $\varepsilon\text{Nd}_{620}$ les plus élevées sont enregistrées respectivement dans les échantillons E₄₁ (granodiorite) et E₁₂ (granite à biotite). Les valeurs des rapports Sr initiaux des monzogabbros et monzodiorites

(0,704079 – 0,704740) sont considérablement inférieures à ceux de leur encaissant felsique (0,708601 – 0,709895). Les rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ varient de 0,31 à 0,88 dans les monzogabbros et monzodiorites, de 0,41 à 0,97 dans les granodiorites; de 1,12 à 3,44 dans les granites à biotite; de 2,89 à 4,49 dans les granites à amphibole et biotite; et de 0,75 à 8,89 dans les granites à deux micas. Les rapports Sm/Nd quant à eux sont assez constants et sont compris entre 0,07 (granites à amphibole et biotite) et 0,16 (granite à biotite E₁₂).

L'échantillon de monzodiorite E₃₃ ($\epsilon\text{Nd} = 0,62$) semble être le plus primitif de la série des roches analysées au regard de son plus faible rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ malgré qu'il n'a pas l' ϵNd le plus radiogénique, alors que l'échantillon de granite à deux micas E₆₁₀ ayant le plus faible ϵNd (-15,87) est la roche la plus évoluée (Annexe 21).

VI.2.4.2 DATATION ISOTOPIQUE SUR ROCHE TOTALE

En supposant que les granitoïdes de Mbengwi forment une série magmatique co-génétique, nous nous sommes investis à estimer l'âge de mise en place de nos roches sur la base des isochrones sur roche totale (errorchrones) à partir des données isotopiques Rb/Sr et Sm/Nd. Rappelons qu'une errorchrone est une droite passant par un ensemble de points sur une série magmatique supposée co-génétique, pour laquelle on souhaite avoir une idée de l'âge. Pour cette estimation, nous avons porté notre choix sur l'isochrone Rb/Sr qui est meilleur et plus fiable que celui obtenu avec Sm/Nd qui présente des points dispersés ou mieux, très éloignés de la droite de tendance (figure 64).

Le bel alignement observé dans les diagrammes isochrones Rb/Sr est simplement dû au fait que le temps a permis à certains échantillons (ceux ayant un grand Rb/Sr) de développer des signatures très radiogéniques. Car, et en particulier pour le Sr, la présence de biotite (par exemple) dans ces roches va entraîner de très grands rapports Rb/Sr: ceux-ci, avec le temps, vont développer des signatures isotopiques en Sr très radiogéniques. Dans le cas du Sm/Nd, aucune phase minérale dans ces lithologies n'est capable de les fractionner. Les échantillons ayant tous des rapports père/fils proches, le temps ne permet pas de développer suffisamment des contrastes isotopiques en Nd: c'est pour cela qu'aucun alignement cohérent ne ressort.

Cet isochrone Rb/Sr nous permet d'estimer l'âge de la phase orogénique Pan-Africaine responsable de la mise en place des granitoïdes de Mbengwi dans leur ensemble à 644,9 Ma. Notons que cet isochrone prend en compte toutes les roches analysées. Les âges modèles TDM varient de 1.3 à 3.2 Ga, avec une forte concentration entre 1.3 – 1.8 Ga.

Cependant en prenant séparément les roches de l'encaissant (granodiorites et différents types de granites) et les différentes intrusions et filons, nous obtenons des âges différents soit:

- 637,9 Ma pour les roches de l'encaissant;
- 568,1 Ma pour les intrusions basiques.

Ces âges qui correspondent au Néoprotérozoïque III sont significatifs dans la mesure où ils intègrent la période de mise en place (657 – 575 Ma) jusqu'ici définie pour l'ensemble des complexes plutoniques de l'Ouest-Cameroun (Tagne-Kamga, 2003; Toteu et al., 2001; Tetsopgang et al., 2006; Njiekak et al., 2008; Djouka-Fonkwé et al., 2008; Kwékam et al., 2010) et même celle des autres granitoïdes Pan-Africains du Cameroun qui va de 630 à 510 Ma environ (Bessoles et Trompette, 1980; Kwékam et al., 2010).

Ces âges ont été interprétés comme des âges de cristallisation du magma ou d'intrusion (Nzolang et al., 2003). L'âge de 568 Ma obtenu sur les intrusions basiques correspond à la phase ultime (585 – 540 Ma) de l'orogénèse Pan-Africaine au Cameroun caractérisée par des mouvements cisailants et qui a abouti à la mise en place du CCC (Toteu et al., 2004). Notons cependant que ces âges calculés à partir des isochrones seront confirmés par les datations U/Pb sur zircon en cours.

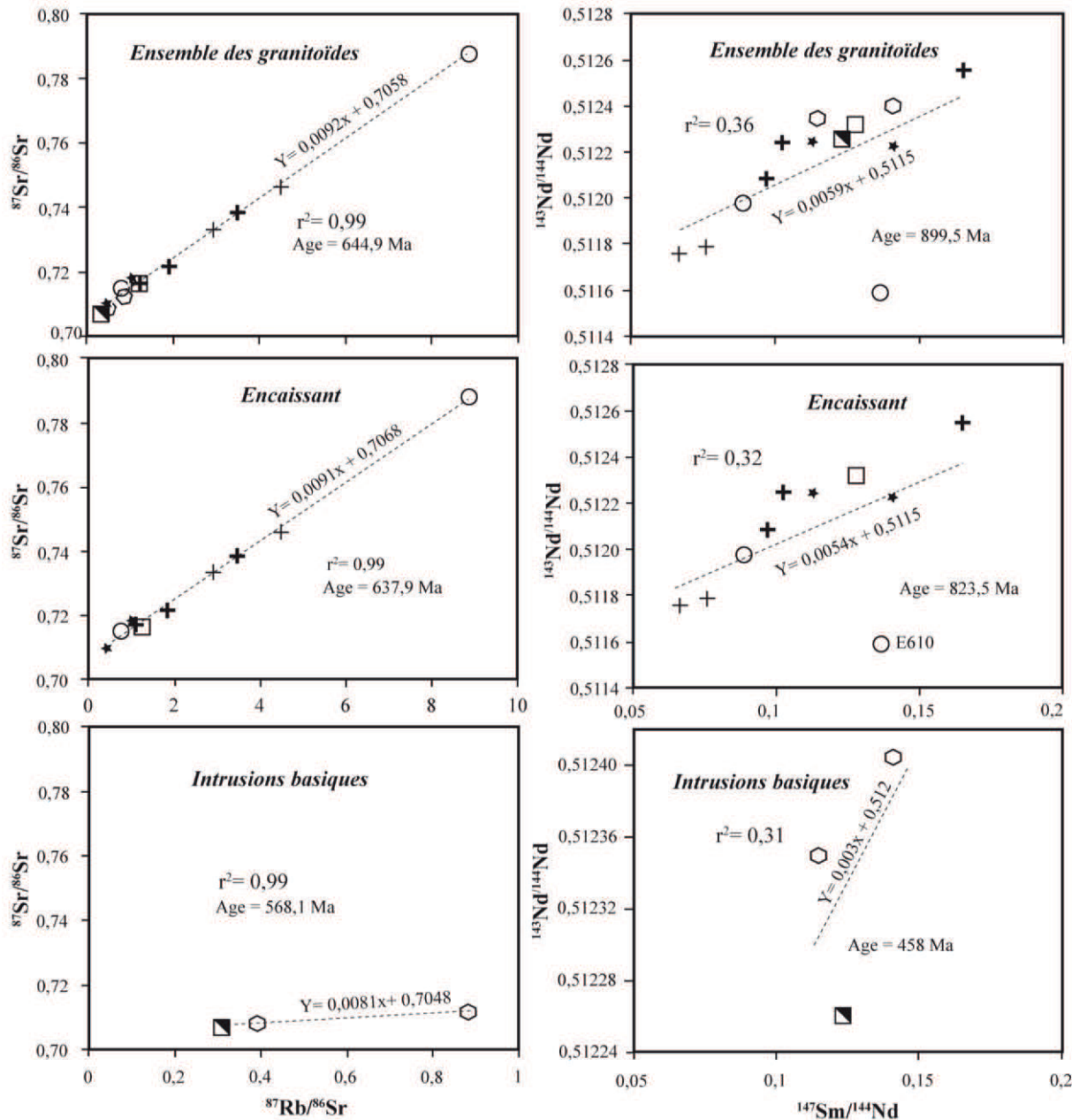


Figure 64: Isochrone Rb-Sr (colonne de gauche) et Sm-Nd (colonne de droite) des granitoïdes de Mbengwi.

CONCLUSION

Les formations récentes de Mbengwi sont constituées de laves et de syénites appartenant au même épisode magmatique. Les laves forment une série alcaline bimodale allant des basanites aux rhyolites, avec un gap entre 50 et 62 % de SiO_2 . Les laves mafiques sont essentiellement sodiques et ont des caractéristiques chimiques des OIB, alors que les roches felsiques sont sodi-potassiques à potassiques, métalumineuses à hyperalcalines. Les éléments en traces sont caractérisés par un enrichissement en HFSE par rapport aux LILE. Les

magmas se sont formés par fusion partielle du manteau supérieur et le processus majeur de différenciation des roches est la cristallisation fractionnée. Les détails sur ces deux processus de formation et de différenciation des magmas seront donnés dans la partie réservée à la discussion. Les données isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd nous ont permis de dater ces formations à 28,2 Ma. Cet âge est très proche de $27,40 \pm 0,6$ Ma (âge K/Ar) obtenu par Kamgang et al. (2007) sur un trachyte des monts Bamenda voisins.

Les formations du socle de Mbengwi forment une série continue allant des termes sous-saturés aux termes saturés à sursaturés. Cette série est constituée de monzogabbros, monzodiorites, monzonites, monzonites à quartz, granodiorites, syénites et granites. Ces granitoïdes sont caractérisés entre autres par un enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes, et présentent dans l'ensemble une anomalie négative en Eu. Il s'agit des granitoïdes calco-alcalins, de type I, hyperpotassique et à affinité shoshonitique. Ce sont des roches métalumineuses à faiblement hyperalumineuses, syn- à post-tectoniques et ayant à la fois des affinités des granites intraplaques et des granites des arc volcaniques. Ces roches se sont mises en place au Néoprotérozoïque III.

CHAPITRE VII: DISCUSSIONS

VII.1. FORMATIONS RÉCENTES

VII.1.1. PROCESSUS DE DIFFÉRENCIATION

Rappelons que les formations récentes de Mbengwi sont constituées de basanites, hawaiiites, mugéarites, trachytes, rhyolites et syénites. Plusieurs critères géochimiques s'accordent à ce que la cristallisation fractionnée soit le principal processus responsable de la variation de composition et de la diversité lithologique des formations magmatiques récentes de Mbengwi. Il s'agit de: i) l'enrichissement en terres rares légères illustré par des rapports La_N/Yb_N élevés (8,7 – 22,6); ii) Le parallélisme des spectres des terres rares; iii) l'homogénéité des différents rapports d'éléments hygromagmatophiles notamment Zr/Nb (3,51 – 6,61), Th/Hf (0,68 – 1,52) et La/Ta (8,40 – 16,23); iv) la distribution de certains éléments incompatibles tels Th, Rb, Zr, Hf et La qui définissent une corrélation positive ; vi) la décroissance de certains éléments compatibles (Cr, Ni) avec l'enrichissement en Rb; et enfin, vii) la constance du rapport La/Nb avec l'augmentation des teneurs en MgO.

Les faibles teneurs en magnésium ($MgO < 5 \%$), nickel ($Ni < 15,3 \text{ ppm}$) et chrome ($Cr < 4 \text{ ppm}$) de la plupart des hawaiiites suggèrent un fort fractionnement des olivines, clinopyroxènes et oxydes ferro-titanés au cours de la genèse des laves mafiques de Mbengwi.

Les teneurs en Sr des laves de Mbengwi sont similaires à celles des laves du Mbépit (Wandji et al., 2008), du fossé de la Bénoué (Ngounouno et al., 2003). Les fortes anomalies négatives en Sr et Ti observées dans les roches felsiques mettent en évidence le fractionnement des plagioclases et des oxydes ferro-titanés lors des processus de différenciation. Le fait que les teneurs en Ba diminuent pendant que celles en Zr augmentent est tributaire du fractionnement des feldspaths alcalins dans les roches felsiques.

L'anomalie négative en Eu observée dans les syénites hyperalcalines à quartz serait à rattacher au fractionnement des feldspaths alcalins; alors que l'anomalie positive observée dans les trachytes et les syénites à fayalite et pyroxène, est la conséquence de la présence des cristaux de plagioclase cumulatif avant la solidification du magma (Hanson, 1980). La large variation des teneurs en Ba et Sr dans un très faible intervalle de variation des teneurs en MgO suggère également une accumulation des feldspaths dans le magma syénitique (Litvinovsky et al. (2002).

L'enrichissement en terres rares légères pourrait signifier que les roches alcalines de Mbengwi ont évolué par cristallisation fractionnée à faible pression (Duchesne et Demaiffe, 1978).

En utilisant le diagramme de variation du Sr en fonction du Rb (figure 65) et celui de variation des rapports Gd/Yb en fonction de La/Yb des roches les moins évoluées de Mbengwi que sont les basanites, couplés aux courbes de fusion partielle des lherzolites ayant une composition chimique homogène (Yokohama et al., 2007) (figure 66), nous notons que les formations récentes de Mbengwi affichent deux courbes de cristallisation fractionnée (figure 65), et seraient générées par fusion d'au moins deux différentes sources (figure 66). Les basanites proviennent soit de la fusion à des degrés variables d'une lherzolite à spinelle contenant 4 à 8 % de grenat (E_4 , E_7 , E_{7-1}) ou plus (E_{30}), soit de la fusion d'une lherzolite à grenat (E_{51} , E_{55}). La source des basanites E_4 , E_{7-1} et E_7 a une composition similaire à celle des roches du Mont Cameroun (Yokohama et al., 2007).

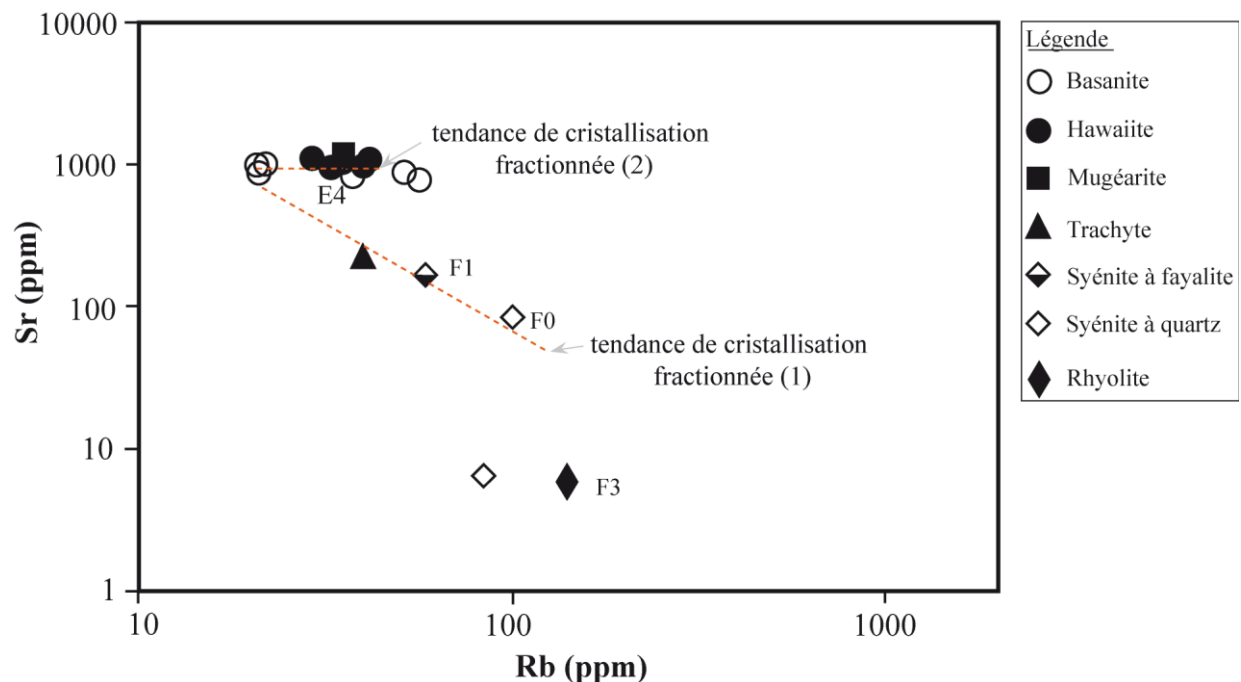


Figure 65: Illustration de la cristallisation fractionnée des formations récentes de Mbengwi dans le diagramme de variation de Sr en fonction du Rb de Xu et al. (2007).

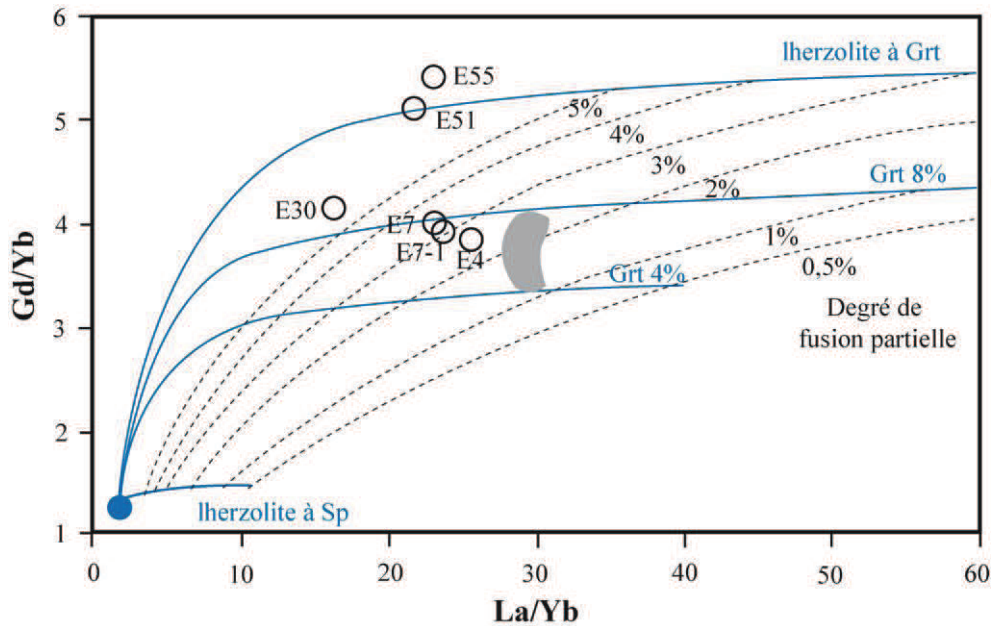


Figure 66: Illustration de la fusion partielle dans le diagramme Gd/Yb – La/Yb de Yokohama et al. (2007).

Légende: cercle plein de couleur bleu = manteau primitif; domaine gris = roches du Mont Cameroun (Yokohama et al., 2007). Les deux courbes marquées Grt 4 %, 8 % représentent les teneurs en grenat de la source. Les calculs des teneurs en grenat de la source ont été faits en utilisant les coefficients de partage de Halliday et al. (1995).

Dans l'optique de modéliser la cristallisation nous avons utilisé les rapports Gd/Y et les teneurs en Zr (figure 67). Le taux de cristallisation partielle a été calculé d'après Nonnotte et al. (2011). L'évolution chimique de la basanite (E₃₀) au trachyte (E₅₆) par cristallisation fractionnée nécessite que pratiquement 35 % de solide soit enlevé du liquide de départ. Cependant il convient de mentionner que les basanites montrent une large gamme de signature d'éléments en traces. Chaque basanite est un produit de fusion partielle. Par conséquent, nous avons utilisé l'échantillon le plus primitif (E₃₀) pour modéliser la cristallisation fractionnée. Les échantillons de trachyte et de syénite à fayalite et pyroxène tombent sur la courbe du liquide de cristallisation calculée. Les échantillons d'hawaïites E50 et E5 sont obtenus par cristallisation fractionnée de la basanite E₅₅.

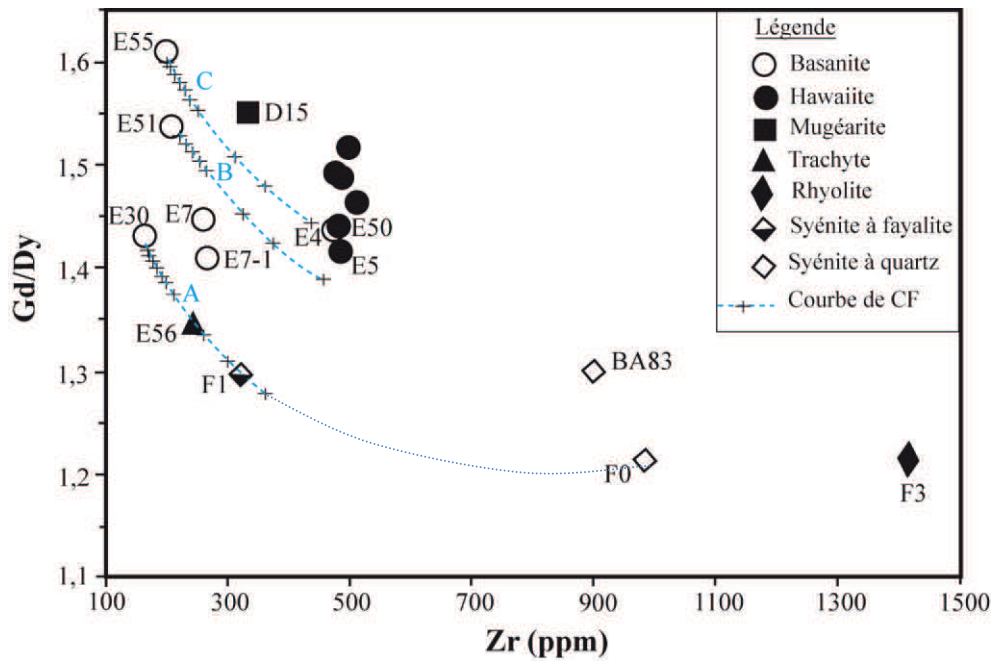


Figure 67: Modélisation de la cristallisation fractionnée des roches magmatiques récentes de Mbengwi sur la base de leurs rapports Gd/Y et teneurs Zr.

Plusieurs courbes de cristallisation fractionnée ont été obtenues. La courbe A correspond à la cristallisation fractionnée de la basanite la moins évoluée (E₃₀) au trachyte et syénite à fayalite; la courbe C correspond à celle de la basanite E₅₅ aux hawaiiites.

VII.1.2. PÉTROGÉNÈSE ET CONTAMINATION CRUSTALE

VII.1.2.1 PÉTROGÉNÈSE

La similitude des signatures isotopiques des syénites et des laves et le parallélisme de forme de leurs spectres d'éléments en traces prouvent que les formations magmatiques récentes étudiées sont génétiquement liées, et appartiennent au même épisode magmatique nonobstant la présence d'un « Daly gap » compositionnel.

Plusieurs critères peuvent être retenus afin de discuter de l'origine des roches magmatiques récentes de Mbengwi. Bien que les laves basaltiques soient évidemment d'origine mantellique, la relative faible teneur en Ni (15,2 – 179 ppm) des basanites et leurs faibles Mg# (25,46 – 42,39), prouvent qu'elles ont cristallisé à partir d'un magma mafique déjà différencié. Les basaltes dérivent de ce magma par fractionnement de l'olivine, du clinopyroxène, et d'oxydes ferro-titanés, comme c'est le cas pour l'ensemble de la LVC.

La présence de néphéline normative dans les laves mafiques à des teneurs suffisamment élevées (22,45 % dans l'échantillon E₇₋₁) traduit leur caractère sous-saturé.

Les similitudes des spectres d'éléments en traces et de compositions isotopiques observées entre les laves basaltiques de Mbengwi et les basaltes des autres régions ou volcans

de la LVC (Fitton, 1987; Ngounouno et al., 2000, 2003; Kamgang et al., 2008; Mbassa et al., 2012b) et de l'Adamaoua (Nono et al., 1994; Marzoli et al., 2000) sont des arguments forts en faveur d'une source mantellique commune. Les laves basaltiques et les trachytes de Mbengwi sont probablement issus de la même source mantellique compte tenu de la similitude de leurs rapports Nb/Th et leurs valeurs isotopiques. La présence simultanée d'hypersthène et d'acmite normatifs dans certaines roches felsiques notamment la rhyolite et la syénite à quartz (F_0) traduit leur caractère hyperalcalin. D'autre part, cette présence d'hypersthène normatif (2,02 - 7,29 %) doublée de fortes teneurs en SiO_2 des roches felsiques (61,44 – 74,81 %), mettent en évidence leur caractère sursaturé.

Ces caractéristiques chimiques des formations récentes de Mbengwi, en particulier les laves, sont semblables à celles des laves d'Hawaii (Macdonald et Katsura, 1964), et à celles d'autres laves récentes des régions et volcans continentaux de la LVC, notamment: les monts Manengouba (Kagou Dongmo, 2006), Bamenda (Kamgang et al., 2008, 2010), les plaines du Noun (Wandji, 1995), et de Tombel (Nkouathio, 1997) ; tout comme celles des syénites sont similaires à celles des syénites du Nda Ali (Njonfang et Moreau., 1996).

L'origine des magmas de la rhyolite hyperalcaline reste un sujet à discussion: ces magmas siliciques se seraient-ils formés par cristallisation fractionnée à partir des magmas mafiques tel que décrit par Macdonald et al. (2008) pour les laves des rifts du Kenya? Ou plutôt par anatexie de la croûte? Étant donné que les rhyolites étudiées sont en général pauvres en phénocristaux, leur formation à partir des liquides trachytiques serait plus logique. Ainsi, la rhyolite hyperalcaline serait soit le produit du fractionnement de la syénite à fayalite tel que suggéré par la figure 68, soit se serait formée de la même manière que celles des monts Bamenda à partir des trachytes métallumineux, après deux étapes de cristallisation fractionnée suivies d'extraction successive de certaines quantités de feldspaths alcalins, d'amphiboles, de magnétite, d'olivine, de clinopyroxène, et d'apatite, tel que décrit par Kamgang et al. (2010).

Plusieurs modèles génétiques ont été proposés pour expliquer la formation des syénites alcalines, notamment: (1) la cristallisation fractionnée de l'amphibole, de l'apatite, des oxydes et des plagioclases à partir d'un magma parent mantellique (Litvinovsky et al., 2002) ou la cristallisation fractionnée des magmas précurseurs, dérivant des sources mantelliques enrichies, métasomatés par des sédiments subductés (Wang et al., 2005); (2) l'assimilation crustale et la cristallisation fractionnée (AFC) dans les magmas basaltiques d'origine mantellique (Mingram et al., 2000) ou, (3) le mélange à des proportions variables d'un magma basaltique à un liquide crustal (Mingram et al., 2000; Vernikovsky et al., 2003). Ces deux derniers processus produisent des magmas hybrides et leurs termes basiques doivent être

fortement alcalins et enrichis en éléments en traces incompatibles. Les magmas hybrides sont formés à partir d'une source mantellique non appauvrie. Les syénites résultantes ont des compositions métalumineuses, fortement potassiques, des concentrations élevées en terres rares et LILE, et des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et ϵNd intermédiaires entre ceux de la croûte et du manteau. L'anomalie négative observée dans la syénite à quartz est généralement attribuée à son caractère résiduel (Duchesne et Demaiffe, 1978) ou serait liée au fractionnement des feldspaths alcalins; alors que l'anomalie positive observée dans la syénite à pyroxène et fayalite est à rattacher à la présence de plagioclases comme phase minérale majeure (Hanson, 1980). Tel qu'illustré à la figure 65 et confirmé par la figure 67, toutes les syénites sont dans la courbe de la cristallisation fractionnée. La courbe Rb-Sr des roches felsiques étudiées (figure 65) n'est pas typique d'une origine par fusion partielle mais plutôt par cristallisation fractionnée des trachytes. L'hypothèse (1) précédemment présentée est la plus plausible pour la formation des syénites de Mbengwi, que ce soit les syénites métalumineuses à fayalite et pyroxène ou les syénites hyperalcalines à quartz. Les syénites, connus comme étant les équivalents en profondeur des trachytes, se sont probablement aussi formées, par fractionnement successif du même magma parent de nature basaltique.

VII.1.2.2 CONTAMINATION CRUSTALE

Au niveau de la Ligne Volcanique du Cameroun, la croûte continentale a subi un amincissement, passant de 34 km au SW à 22 – 20 km au NE (Poudjom, 1993). Un tel amincissement, au cours de la montée des magmas d'origine mantellique peut limiter les interactions entre ces magmas et la croûte continentale, même comme les études expérimentales de Wigger et al. (1994) laissent toujours supposer une possibilité de fusion bien que limitée, de certains domaines de la croûte continentale quand les deux entités sont en présence.

Plusieurs critères pétrographique, minéralogique, géochimique et isotopique nous ont permis de discuter de la contamination crustale des laves étudiées, et tous s'accordent sur l'absence de toute contamination. Notons tout d'abord que les laves basanitiques étudiées dans ce travail, sont caractérisées par l'absence d'enclaves de quartz. Ce qui signifie selon Embey-Isztin (1978), Dobosi (1989) que ces magmas n'ont pas séjourné au niveau de la croûte pour subir des modifications géochimiques (contamination et mélange etc.).

Le recours aux rapports d'éléments en traces incompatibles tels Rb/Nb, Nb/Y, Rb/Y, Th/La, Ce/Pb et La/Nb nous a aussi permis de vérifier si le socle Pan-Africain aurait eu ou

pas, une influence dans la composition des magmas des roches felsiques. Nous constatons alors que, les faibles valeurs du rapport Rb/Nb (0,46 – 0,78) des roches felsiques et leur position dans le diagramme de variation des rapports Nb/Y en fonction de Rb/Y (figure 68) attestent clairement que celles-ci n'ont pas été contaminées par les formations du socle. En outre, les valeurs des rapports Th/La (0,08 – 0,14), Ce/Pb (22,4 – 22,6) et La/Nb (0,83 – 0,66) des roches felsiques de Mbengwi sont similaires à ceux des laves felsiques non-contaminées des monts Bamenda (Kamgang et al., 2010).

De même, on constate que les valeurs des rapports Zr/Nb, Ba/Nb, Ba/Th, Rb/Nb, Th/Nb, Ba/La et Th/La des laves primitives de Mbengwi sont de 2 à 10 fois plus petites comparées à celles de la croûte continentale (tableau X), et confirment ainsi l'absence de toute contamination crustale des laves étudiées.

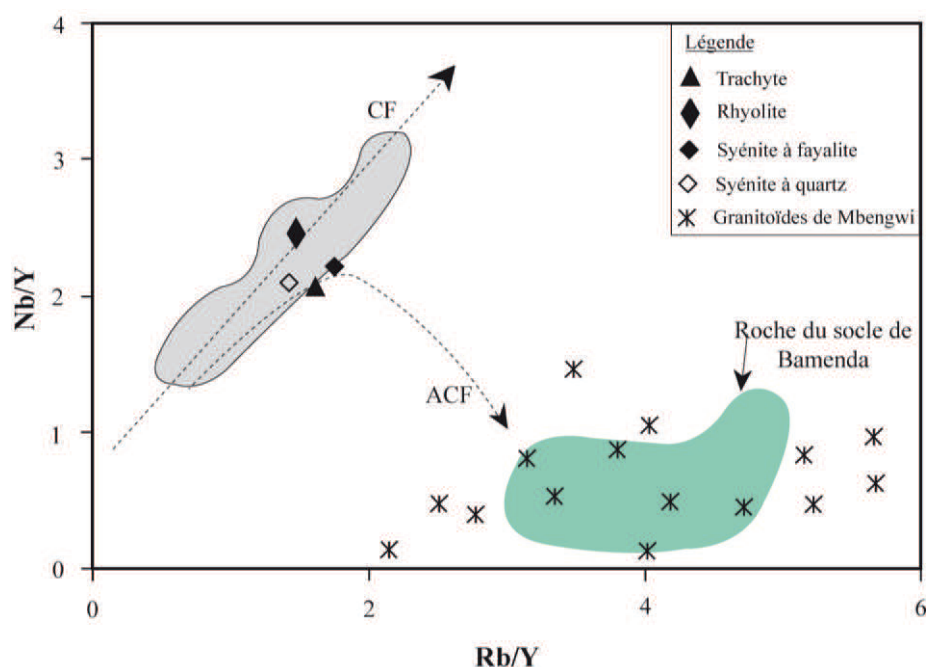


Figure 68: Position des compositions des laves felsiques de Mbengwi dans le diagramme de variation des rapports Nb/Y en fonction de Rb/Y de Cox et Hawkesworth (1985) et Leeman et Hawkesworth (1986). *Domaine en vert = roches du socle de Bamenda (Nzolang, 2005); domaine en gris = laves felsiques des monts Bamenda (Kamgang et al., 2010).*

VII.1.2.3 MÉLANGE MAGMATIQUE?

On parle de mélange magmatique lorsque des liquides initialement différents se combinent pour donner un magma de composition intermédiaire. Le processus de mélange peut se produire à tout moment de l'existence d'un magma: i) dans la zone de fusion partielle

où il prend naissance; ii) dans la chambre magmatique au cours d'épisodes successifs de remplissage et iii) dans les conduits d'alimentation.

Plusieurs critères pétrographique et minéralogique nous ont fait penser à une possible intervention d'un mélange magmatique dans les processus de différenciation des formations récentes de Mbengwi. Il s'agit notamment:

- ❖ sur le plan pétrographique, de l'existence de frange réactionnelle plus sombre autour de certains phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène présentant des golfes de corrosion.
- ❖ sur le plan minéralogique, d'un déséquilibre chimique se traduisant soit par des zonations inverses entre un cœur moins enrichi (en Fo pour les olivines, Mg pour les clinopyroxènes et An pour les plagioclases) que la bordure, soit par la présence de zonations inverses et normales dans la même lave.

Pour mieux étayer ceci, nous avons eu recours aux arguments géochimiques. Langmuir et al. (1978) ont proposé plusieurs digrammes géochimiques pour discriminer la cristallisation fractionnée du mélange de magmas notamment: les diagrammes *élément lithophile/élément lithophile*, les diagrammes *élément compatible/élément lithophile* et ceux basés sur les variations des rapports entre éléments compatibles ou isotopiques. Nous avons retenu pour cette étude quelques uns des diagrammes ci-dessus évoqués (figure 69).

Dans le diagramme *élément lithophile/élément lithophile* les effets de cristallisation fractionnée se traduisent par des corrélations passant par l'origine alors que pour un mélange magmatique ces droites s'en écartent (Langmuir et al., 1978). Dans le cas des laves de Mbengwi, les diagrammes La/Th, Hf/Th et Ta/Th ont été réalisés afin de mettre en évidence ce processus. Les données de ces diagrammes (figure 69) montrent des corrélations positives et linéaires s'écartant légèrement de l'origine. Les ordonnées à l'origine sont: La = 23,05 ppm, Hf = 0,03 ppm, Ta = 1,39 ppm.

Dans les diagrammes de variation des rapports d'éléments incompatibles, un mélange magmatique se traduit par une courbe exponentielle, alors que la cristallisation fractionnée se traduit par une droite (Langmuir et al., 1978). Pour ce qui est des laves du secteur de Mbengwi, nous avons tracé les diagrammes (Ce/La) vs. (Th/Ta) et (Ce/La) vs. (1/Th) (figure 70). Les points représentatifs de ces laves dessinent respectivement une courbe très peu fiable et une droite ayant un très faible coefficient de corrélation ($r^2 = 0,36$)

Tous ces arguments considérés ensemble ne permettent vraiment pas de mettre clairement en évidence un quelconque mélange magmatique qui aurait influencé la composition des laves comme c'est le cas pour celles des versants SW des monts Bambouto-Bamenda (N'ni, 2004). Les effets d'un tel mélange (s'il a existé) seraient dissimulés par ceux

de la cristallisation fractionnée suffisamment mise en évidence par les spectres multiéléments, ceux des terres rares et les diagrammes de variations illustrés aux figures 64 et 65.

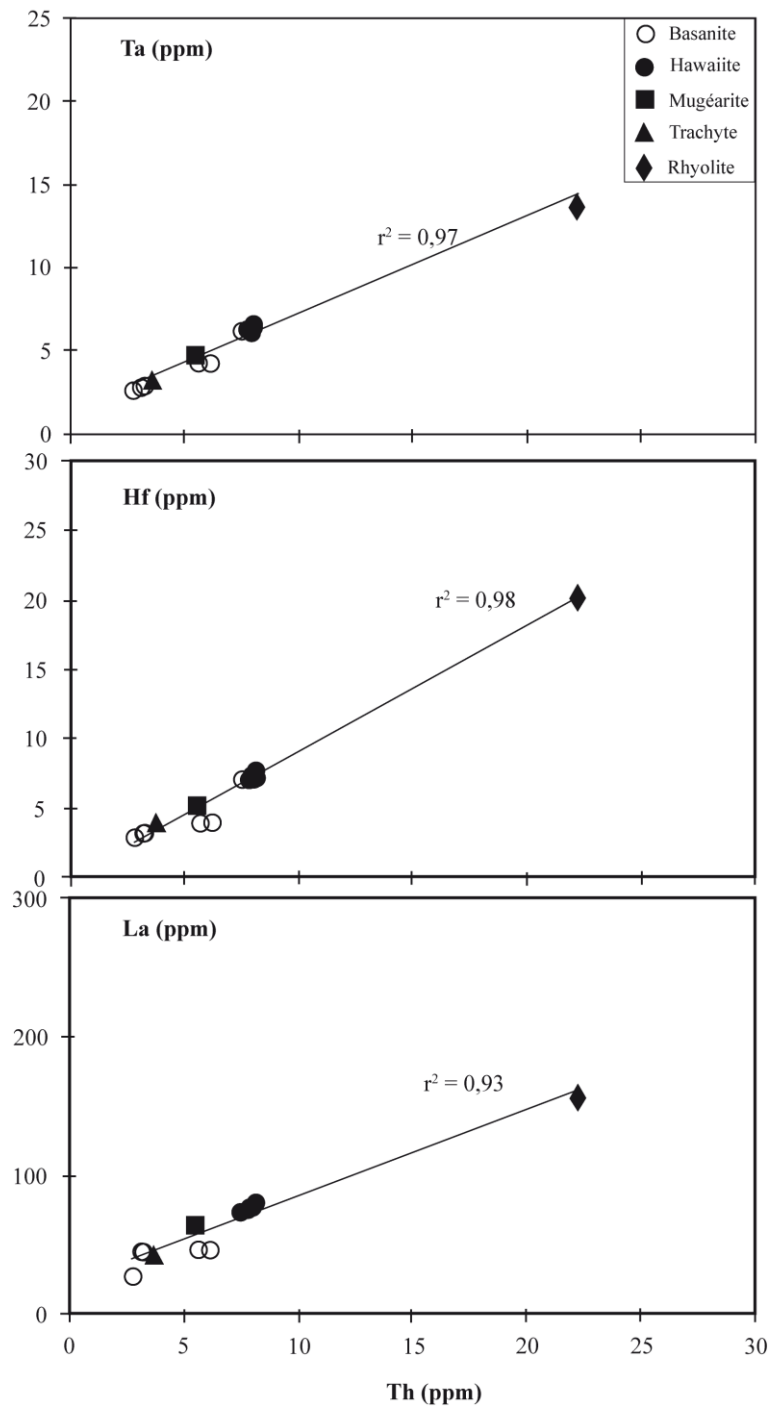


Figure 69: Diagramme La/Th, Hf/Th et Ta/Th permettant de discriminer la cristallisation fractionnée et le mélange magmatique.

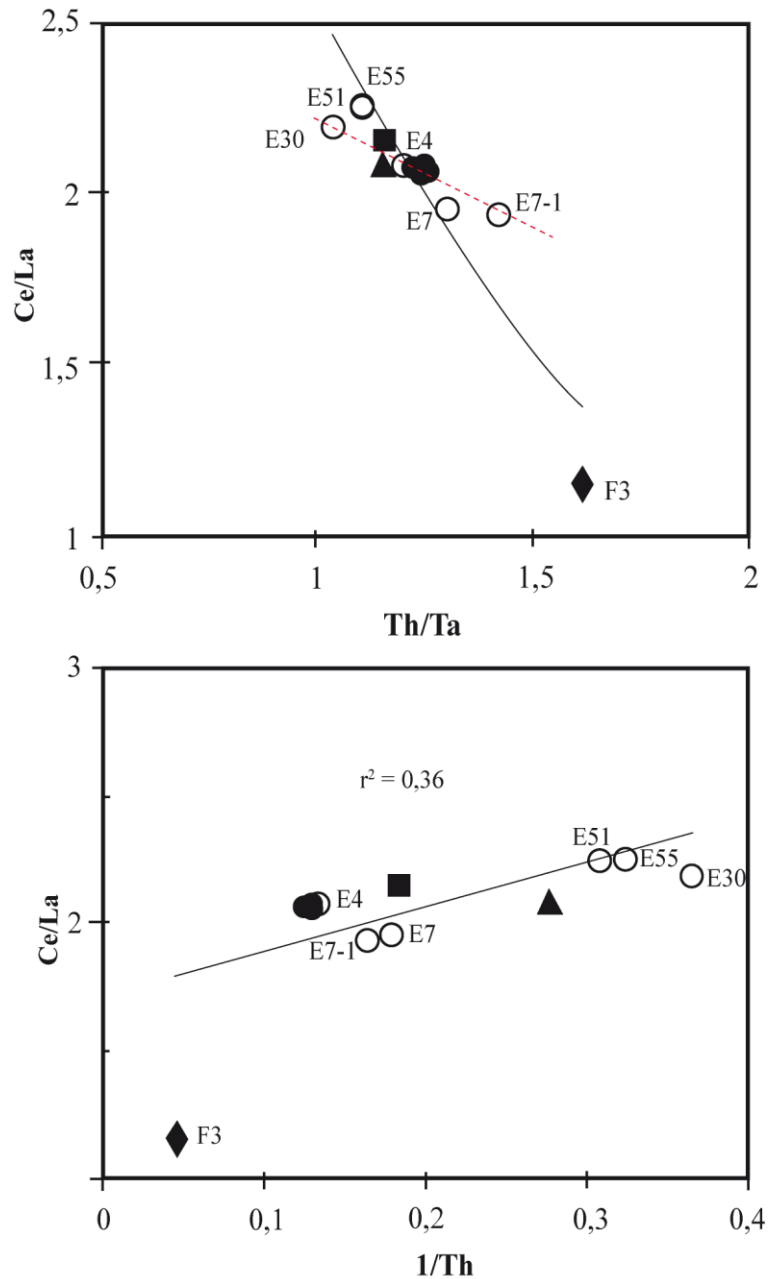


Figure 70: Diagramme $(Ce/La)/(Th/Ta)$ et $(Ce/La)/(1/Th)$ des laves permettant de mettre en évidence le processus de mélange. *Figurés identiques à ceux de la figure précédente.*

VII.1. 3 NATURE ET CARACTÉRISTIQUES DE LA SOURCE

L'origine mantellique des roches magmatiques récentes de Mbengwi est exprimée à la fois par de faibles rapports isotopiques Sr (0,7035 – 0,7053) et des valeurs ϵNd positives. La position de tous les échantillons de syénites dans le champ des roches mantelliques de type A dans le diagramme ternaire discriminant de Eby (1992; figure 71) certifie également leur origine mantellique. Les faibles rapports initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr$ et les valeurs $\epsilon Nd > 0$ des roches basaltiques et trachytiques, sont semblables à ceux des autres roches alcalines de la LVC

(0,7029 – 0,7039 d'après Déruelle et al., 2007). Ces valeurs des rapports isotopiques des laves mafiques et trachytiques très proches de celles du réservoir chondritique uniforme (CHUR = 0,7046) signifient probablement que ces roches résultent de la fusion d'un matériel mantellique très profond et enrichi.

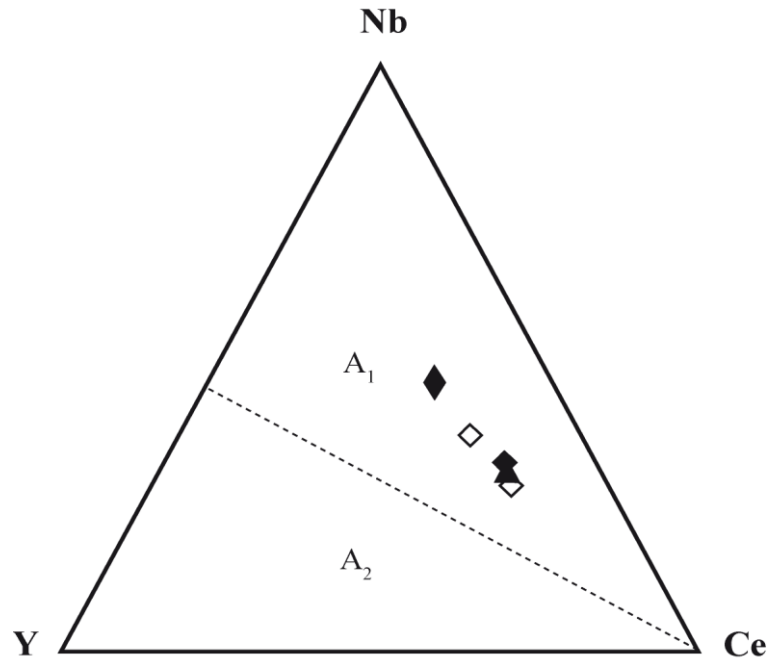


Figure 71: Position des roches felsiques de Mbengwi dans le diagramme discriminant des roches felsiques de Eby, 1992. *Le groupe A₁ représente les produits différenciés d'origine mantellique mis en place dans un rift continental ou pendant un magmatisme intraplaque; le groupe A₂ représente des magmas d'origine crustale.*

Les faibles valeurs des rapports Ce_N/Yb_N (9,3 – 14,9) des magmas de Mbengwi, comparativement à celles des autres basaltes de la LVC (basaltes du Mt Cameroun $(Ce/Yb)_N \approx 15$, basaltes du fossé de la Bénoué $(Ce/Yb)_N \approx 19$, Ngounouno et al., 2003), et leur enrichissement en terres rares légères pourraient refléter des degrés de fusion mantellique faibles à moyens.

Les conditions de fusion des roches magmatiques récentes de Mbengwi peuvent être supputées à partir des variations des terres rares: les rapports LREE/HREE sont sensibles au degré de la fusion, alors que les rapports de MREE/HREE eux, sont sensibles à la teneur en grenat résiduel dans la source. L'ordre de grandeur des rapports $(Tb/Yb)_N$ (2,05 – 2,93) dans les laves mafiques contenant jusqu'à 6 % de MgO est supérieur à 1,7. Ceci traduit ainsi la présence du grenat dans la source tel que déterminé par Wang et al. (2002) pour les basaltes

des *Basin and Range* du Sud-ouest des États-Unis. Le diagramme de variation de Gd/Yb en fonction de La/Yb (figure 66) indique que les formations récentes de Mbengwi nécessitent plus de 4 % de grenat résiduel dans la source. Par conséquent, la variation des rapports Gd/Yb dans les échantillons de Mbengwi peut s'expliquer par la variation des taux de fusion (2 – 8 %) de deux sources mantelliques distinctes dont l'une est une lherzolite à spinelle et l'autre une lherzolite à grenat.

En utilisant le diagramme de variation des rapports Nb/Y en fonction de Zr/Y selon Condie (2005) (figure 72), les laves alcalines mafiques de Mbengwi se situent au-dessus de la ligne de Δ_{Nb} , c'est-à-dire dans le domaine des panaches mantelliques défini par Fitton et al. (1997). Il est généralement admis que les basaltes de ce domaine ont les caractéristiques chimiques spécifiques d'une activité de panache tel que décrit par leurs caractères d'OIB. La composition des hawaïites est en grande partie influencée par le composant recyclé (REC). Les contributions des autres composants tels le manteau enrichi (EM2) et la zone focale (FOZO), si elles existent demeurent très faibles.

L'ensemble de données isotopiques illustrées par le diagramme $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$ en fonction de $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{initial}}$ de la figure 73, suggère qu'un réservoir enrichi en $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (HIMU) a été impliqué dans la genèse de la série alcaline de Mbengwi.

Les similitudes de forme entre les spectres multiéléments et ceux des terres rares des laves mafiques de Mbengwi avec ceux des OIB, feraient penser à la présence d'un point chaud sous la lithosphère locale tel qu'évoqué dans quelques études précédentes pour l'ensemble de la LVC (Halliday et al., 1990; Lee et al., 1994), mais l'absence de migration temporelle du magmatisme exclut l'existence d'un tel point chaud.

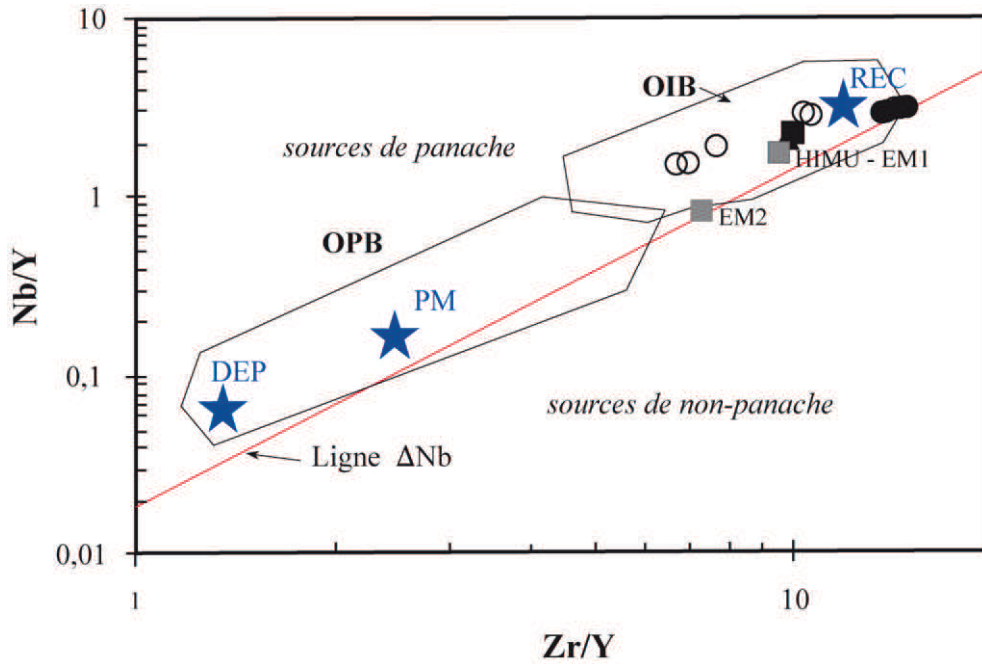


Figure 72: Position des laves mafiques de Mbengwi par rapport aux différents composants (étoile pleine) et aux champs des basaltes de divers environnements tectoniques tel que définis par Weaver (1991) et Condie (2005). *DEP = Mantle fortement appauvri profond; REC = Composant recyclé; PM = manteau primitif.*

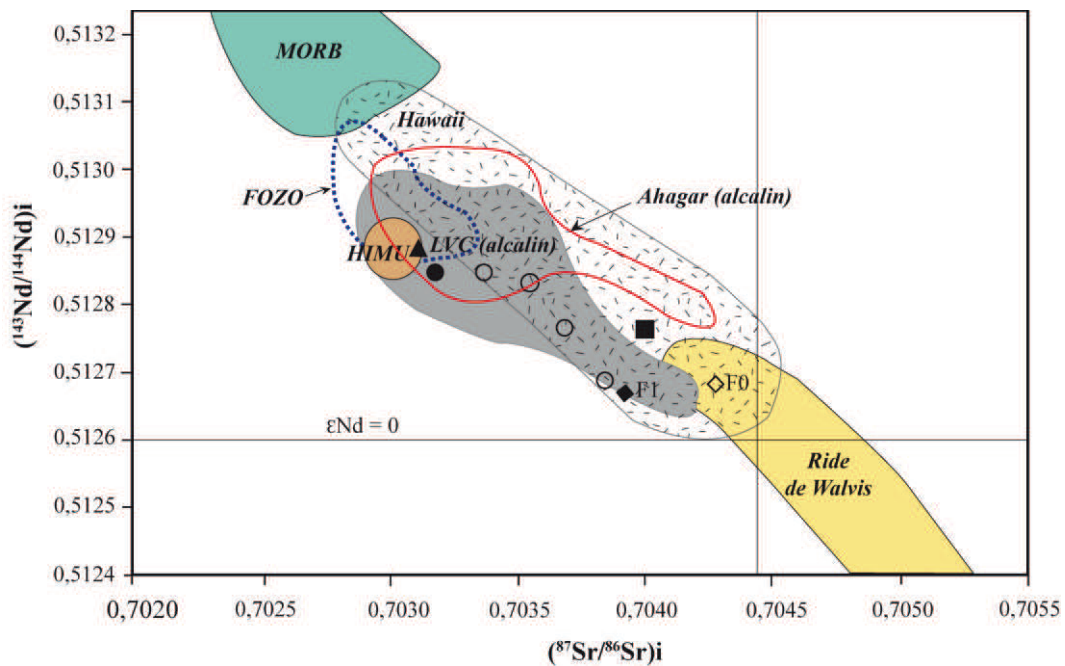


Figure 73: Position des roches magmatiques récentes de Mbengwi dans le diagramme de variation des rapports isotopiques $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{initial}}$ en fonction de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$. Les pôles mantelliques MORB, HIMU, FOZO sont de Zindler et Hart (1986), le champ de Ahagar est de Maza (1998); les champs de la ride de Walvis et Hawaii sont de Aït-Hamou et al., 2000; les champs des laves de la LVC sont de Halliday et al. (1990) et Marzoli et al. (2000).

VII.1.4 CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET AFFINITÉS MAGMATIQUES

Certes le contexte géodynamique du magmatisme de la LVC semble avoir déjà été précisé dans la multitude des travaux antérieurs, mais notre souci est de voir si les formations de Mbengwi présentent ou pas des particularités. Les problèmes d'affinité chimique et du contexte géodynamique des formations récentes de Mbengwi ont été traités à partir de divers diagrammes géochimiques et géotectoniques.

Le caractère intraplaque continental et la nature alcaline des laves de Mbengwi sont confirmés par la position des laves mafiques dans le diagramme ternaire 2Nb – Zr/4 – Y de Meschede (1986; figure 74). Ce caractère alcalin de l'ensemble des laves de Mbengwi se traduit entre autres par des rapports $Zr/Y > 4$ et $Y/Nb < 1$ conformément à Pearce et Norry (1979).

Les laves mafiques de Mbengwi, de manière générale, ont de forts rapports LILE/HFSE ($Ba/Ta = 72,89 - 203,06$) et LREE/HREE ($La/Yb = 16,11 - 26,77$), témoins d'une affinité magmatique de type OIB. La projection des compositions de la syénite de Mbengwi dans les diagrammes de Pearce et al. (1984) et Thieblemont et Tegye (1994; figures 75 a et b) atteste leurs caractères intraplaque et alcalin.

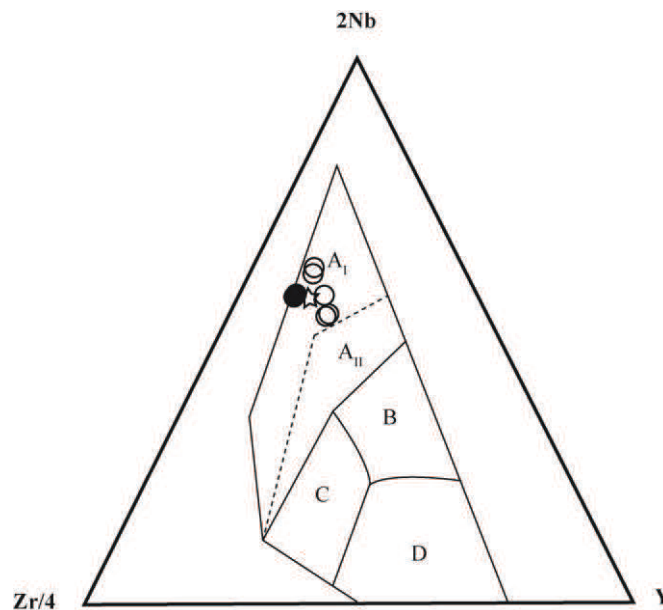


Figure 74: Position des laves mafiques de Mbengwi dans le diagramme 2Nb – Zr/4 – Y de Meschede (1986). *Figurés identiques à ceux de la figure précédente.*

Légende: $A_I + A_{II}$ = WPA, B = MORB type P, C = VAB +WPT, D = MORB type N.

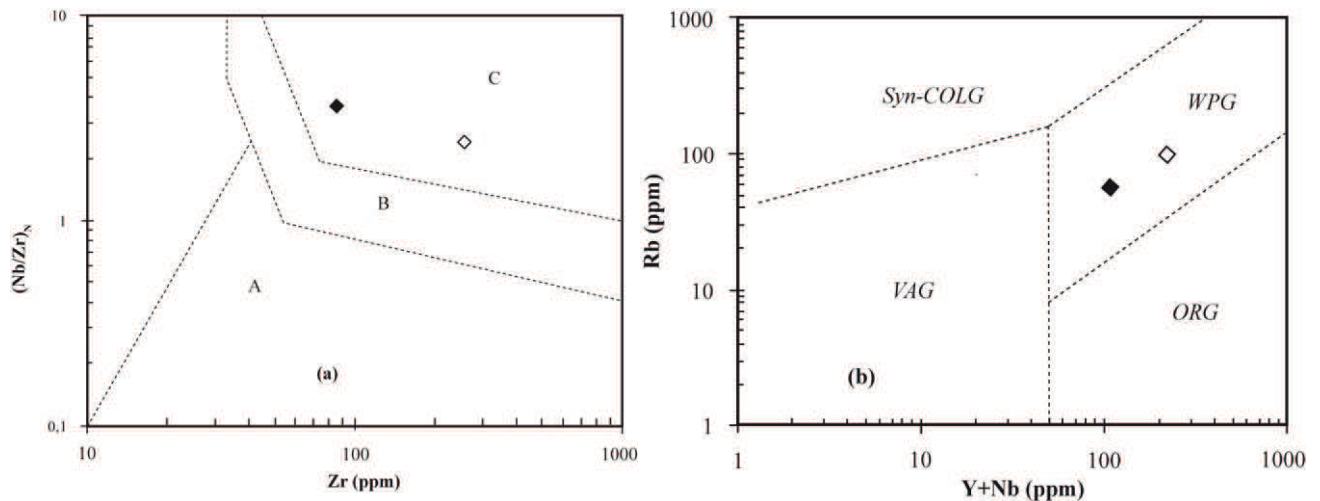


Figure 75: (a) Position des syénites de Mbengwi dans le diagramme Zr vs $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ de Thieblemont et Tegye (1994). Valeurs de normalisation de McDonough et Sun (1995). A = domaine des roches magmatiques des zones de subduction, B = domaine des roches des zones de collision, C = domaine des roches alcalines intraplaques. (b) Diagramme Rb vs $(\text{Y} + \text{Nb})$ de Pearce et al. (1984).

VII.2 FORMATIONS PAN-AFRICAINES

VII.2.1 NATURE DE LA SOURCE DES GRANITOÏDES

La nature d'une source ignée peut être descellée à partir des signatures géochimiques et isotopiques des roches plutoniques. Des expériences de fusion partielle à des conditions de températures et pressions proches de la réalité (Exemple: Wolf et Wyllie, 1994; Gardien et al., 1995; Patino Douce et Beard, 1995, 1996; Singh et Johanneses, 1996) ont prouvé que des magmas de granitoïdes peuvent être produits à partir d'un large éventail de roches crustales parents. La géochimie et la minéralogie des roches granitiques reflètent non seulement la nature des protolithes desquels elles dérivent, mais également les conditions dynamiques ayant contrôlé la formation, l'évolution et éventuellement la solidification des magmas (Roberts et al., 2000).

À l'exception des échantillons E₃₃ et E₁₂, tous les autres ont des valeurs $\epsilon\text{Nd} < 0$ et $\epsilon\text{Sr} > 0$: ce qui est symptomatique d'une affinité crustale. Le couplage des traceurs Sr et Nd dans le diagramme des quadrants de Fourcade (1998; figure 76) nous a permis de localiser avec précision les réservoirs de ces formations Pan-Africaines. Ainsi il ressort que, la majorité des granitoïdes analysés sont issus de la fusion de la croûte continentale inférieure tandis que les échantillons de monzodiorite (E₃₃) et de granite à biotite (E₁₂) ayant des valeurs ϵNd positives sont plutôt issus de la fusion de la croûte océanique.

Le diagramme de variation de ϵ_{Nd} en fonction des teneurs en SiO_2 des échantillons analysés (figure 77) montre une absence générale de corrélation entre ces deux paramètres pour l'ensemble des granitoïdes. Ceci suggère que la variabilité des teneurs isotopiques est la conséquence de l'hétérogénéité des sources. Cependant on peut constater des corrélations positives pour les intrusions mafiques (monzogabbros et monzodiorites) et négatives pour les granodiorites, les granites à amphibole et biotite et ceux à deux micas, ce qui est un argument de plus en faveur de l'intervention des processus AFC.

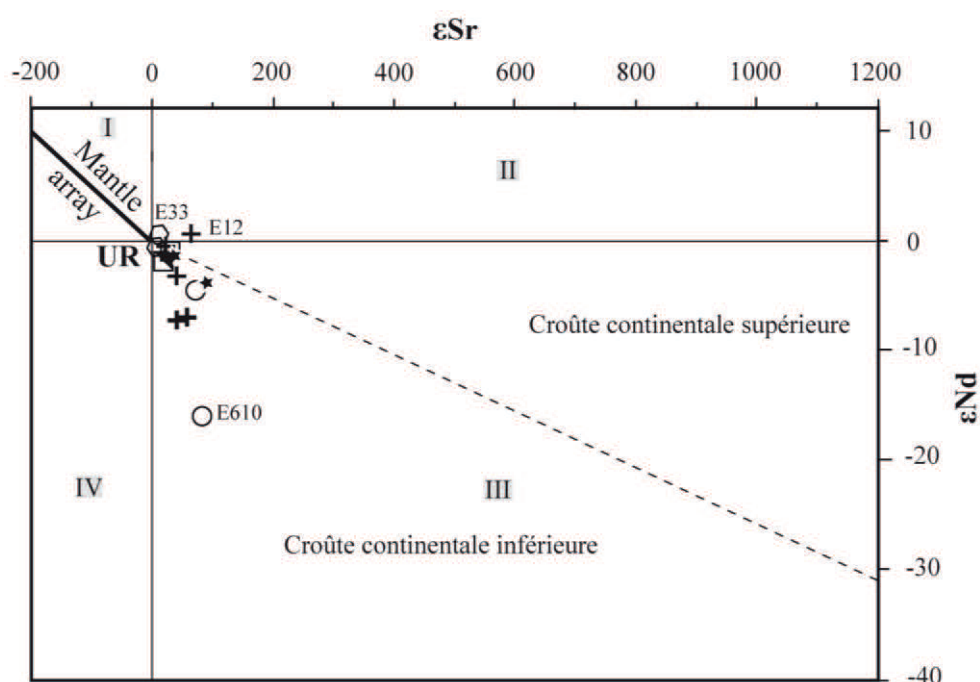


Figure 76: Position des formations du socle de Mbengwi dans le diagramme des quadrants ϵ_{Nd} vs ϵ_{Sr} de Fourcade (1998).

Domaine I ($\epsilon_{Nd} > 0$ et $\epsilon_{Sr} < 0$) = roches d'origine mantellique;

Domaine II ($\epsilon_{Nd} > 0$ et $\epsilon_{Sr} > 0$) = roches issues de la fusion de la croûte océanique;

Domaine III ($\epsilon_{Nd} < 0$ et $\epsilon_{Sr} > 0$) = roches issues de la fusion de la croûte continentale;

Domaine IV ($\epsilon_{Nd} < 0$ et $\epsilon_{Sr} < 0$) = inexistant dans la nature.

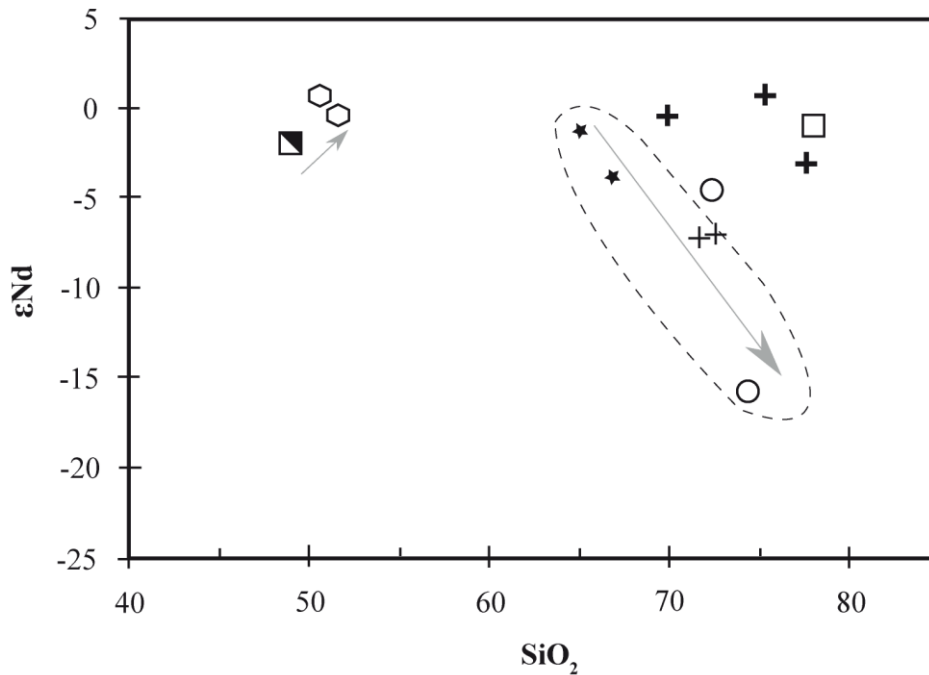


Figure 77: Diagramme de variation de ϵ_{Nd} en fonction des teneurs en SiO_2 de quelques granitoïdes.

VII.2.2 ORIGINE DES MAGMAS ET CONTRAINTES PÉTROGÉNÉTIQUES

Certes, nous avons déjà sur la base des données isotopiques, retracé la source des granitoïdes mais il convient davantage de discuter de la nature même du protolithe et des conditions de fusion dudit protolithe.

La chimie des roches granitiques est contrôlée par deux principaux facteurs, à savoir: la composition de la source et les processus physico-chimiques ayant affecté cette source et le magma. Le manteau et la croûte sont les deux principales sources des magmas granitiques. Quelques granitoïdes issus d'une seule de ces sources peuvent être qualifiés de purs, mais la plupart ont des compositions qui reflètent la contribution à la fois d'une source crustale et d'une source mantellique (Clarke, 1992; Pearce, 1996). Les granitoïdes peuvent provenir soit de la cristallisation fractionnée d'un magma mantellique, soit de l'anatexie de roches crustales ou par la combinaison de ces deux processus.

Deux principaux processus ont été identifiés pour expliquer la production des magmas hyperpotassiques dans les environnements tectoniques convergents (Altherr et al., 2000) : 1) dans les environnements continentaux d'arc, les magmas mantelliques parents qui sont enrichis en fluides peuvent être contaminés par le matériel crustal pendant l'ascension (De Paolo, 1981); 2) dans des environnements syn- à post-collisionnels, des roches d'origine

crustale peuvent apparaître suite à une décompression après le décollement à la base de la lithosphère (Roberts et Clemens, 1993; Liégeois et al., 1994).

Les différences compositionnelles des magmas produits par fusion partielle de différents protolithes tels: amphibolites, gneiss tonalitiques, métapélites et métagreywackes, dans des conditions de fusion variables peuvent être visualisées dans le diagramme d'Altherr et al. (2000; figure 78). Dans ce diagramme, plusieurs constats se dégagent:

- Les formations Pan-Africaines de Mbengwi occupent trois domaines différents, traduisant ainsi la fusion partielle de trois protolithes différents dont l'un est une métapélite, l'autre un métagreywacke et le troisième de nature metabasaltique à métatonalitique.
- Les monzogabbros, monzodiorites, monzonites, quelques monzonites à quartz et granodiorites sont des produits de cristallisation des magmas issus de la fusion partielle d'une source metabasaltique à métatonalitique.
- Certaines monzonites à quartz (E₆₄ et E₆₅) sont issues de la fusion partielle d'un métagreywacke.
- Les granites proviennent pour la plupart de la fusion partielle d'un métagreywacke et accessoirement d'une source métapélitique (E₁₂, E₆₈, E₆₉, E₆₁₀).
- Deux échantillons dont une monzonite à quartz (E₁₄₄) et un granodiorite (E₅₄) occupent concomitamment deux domaines. Cette position indiquerait l'hétérogénéité de la source et pourrait illustrer par ailleurs un processus de mélange entre deux magmas de source différente dont l'un proviendrait de la fusion partielle d'un métagreywacke et l'autre de celle d'un metabasalte ou d'une métatonalite.

Ces roches sources se retrouvent principalement dans la partie inférieure de la croûte continentale. Les granitoïdes de Mbengwi tels ceux de Ngaoundéré (Tchameni et al., 2006), dérivent de la fusion partielle des protolithes ignés mais à une température au-dessus des températures de saturation du zircon (> 750° C).

Les granites à deux micas ont des teneurs en La (80 à 480 fois supérieures à celles des chondrites) et en Yb (6 à 9 fois celles des chondrites) similaires à celles de Bafoussam (Djouka-Fonkwé et al., 2008), et sont plus fractionnés que les leucogranites de l'Himalaya (Inger et Harris, 1993). L'unique échantillon de granites de type S de Mbengwi a une teneur en Na₂O (3,13 %) similaire à celles des autres granitoïdes du même type de la région des grassfields du Cameroun (Nzolang et al., 2003; Tetsopgang et al., 2006; Djouka-Fonkwé et al., 2008), de l'Himalaya et des leucogranites hercyniens du massif central en France (Inger et Harris, 1993; Williamson et al., 1996).

Sur le plan isotopique, les valeurs des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Rb}$, des ϵSr et ϵNd varient de manière considérable dans les granites, contrairement à leurs teneurs en SiO_2 qui varient très peu (69,8 % – 77,9 %). Ces caractéristiques, observées aussi dans les granitoïdes syn-orogéniques du complexe de Bandombaai en Namibie, ont été attribuées à l'assimilation de roches intermédiaires (probablement granodioritiques à tonalitiques) de la croûte inférieure qui aurait considérablement modifié la composition isotopique. Le contaminant hypothétique aurait suffisamment résidé dans la croûte pour pouvoir générer des valeurs ϵNd fortement négatives (Van De Fliedrt et al. 2003).

L'abondance de minéraux hydratés (amphiboles et biotite) dans ces GM suggère que la fusion du protolithe a eu lieu en présence d'eau. Les caractères calco-alcalin, hyperpotassique à shoshonitique et métalumineux des roches de Mbengwi impliquent une source métalumineuse et relativement riche en potassium (Winther et Newton, 1991; Roberts et Clemens, 1993).

Le caractère métalumineux à faiblement hyperalumineux et la présence de la magnétite et du sphène comme principales phases minérales accessoires de ces granitoïdes suggèrent que ceux-ci seraient issus de la fusion partielle d'un magma basique (Chappell et White, 1974). La fusion à grande échelle des roches sources pourrait avoir été favorisée par un flux de chaleur élevé pendant la déformation Néoprotérozoïque et/ou par l'ascension des magmas mantelliques dans la croûte comme ça a été le cas pour le complexe du Ngondo (Tagne-Kamga, 2003).

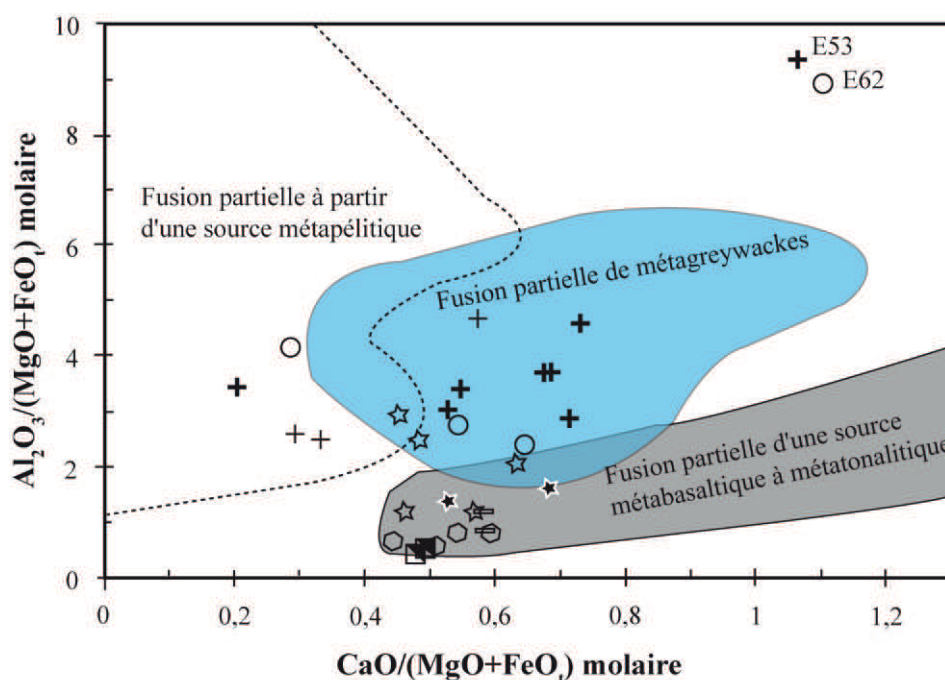


Figure 78: Projection des granitoïdes Néoprotérozoïques de Mbengwi dans le diagramme de variation des rapports molaires $Al_2O_3 / (MgO + FeO)$ en fonction de $CaO / (MgO + FeO)$ (Altherr et al., 2000). *Figurés identiques à ceux de la figure précédente.* Les domaines de composition des magmas produits par fusion expérimentale de diverses sources sont de: Wolf et Wyllie (1994); Gardien et al. (1995); Partino Douce et Beard, (1995, 1996); Singh et Johanneses (1996).

VII.2.3 DIFFÉRENCIATION MAGMATIQUE

Les observations de terrain, les différents assemblages minéralogiques et une gamme étendue de compositions en éléments majeurs, traces et isotopes Sr et Nd des granitoïdes Néoprotérozoïques de Mbengwi suggèrent que leur variabilité observée semble avoir été contrôlée par plusieurs processus notamment: la fusion partielle, la cristallisation fractionnée, voire le mélange magmatique.

VII.2.3.1 CRISTALLISATION FRACTIONNÉE

La cristallisation fractionnée semble être bien mise en évidence dans les diagrammes de Harker (*Oxydes – SiO_2*) ou les diagrammes de Bowen (*Oxydes – MgO*). Des courbes rectilignes symbolisent le fractionnement d'un ensemble minéralogique constant, alors que les ruptures de pentes signalent généralement une modification de la composition de l'assemblage (Bonin et Moyen, 2011).

La distribution des éléments majeurs dans les diagrammes de variation des teneurs en différents oxydes en fonction de celles en SiO_2 montre dans l'ensemble une corrélation

linéaire nette (FeO, Fe₂O₃, CaO, MgO, TiO₂), suggérant la cristallisation fractionnée comme processus majeur de leur différenciation. La décroissance des teneurs en FeO, Fe₂O₃, MgO, CaO, Al₂O₃, TiO₂ et P₂O₅ indique l'importance de chacune des phases minérales (hornblende, biotite, feldspaths, titanite, apatite) lors de la différenciation.

Les diminutions des concentrations en Sr et des valeurs Eu/Eu* avec l'augmentation des teneurs en SiO₂ des granitoïdes de Mbengwi (figure 79) ainsi que les anomalies négatives en Eu (cf. figure 59), impliquent que la cristallisation fractionnée des plagioclases pourrait être responsable des variations des compositions en éléments majeurs et en certains éléments en traces de ces granitoïdes. En outre, les corrélations négatives de SiO₂ avec MgO, P₂O₅, TiO₂, (cf. figure 56) et les teneurs totales en terre rares peuvent traduire la séparation des minéraux mafiques, tels que l'amphibole et/ou la biotite, les oxydes ferro-titanés, et quelques minéraux accessoires.

La présence d'épidote magmatique dans ces roches traduit une longue période de cristallisation: elle apparaît comme un minéral tardif interstitiel, ou en inclusion dans d'autres minéraux ou associée à la résorption de la hornblende.

Conformément à Bonin et Moyen (2011), cette cristallisation fractionnée est partielle parce que le liquide résiduel est resté piégé dans la matrice cristalline. Ceci se traduit sur le plan textural par la présence dans l'ensemble des granitoïdes à grain moyen, d'une texture protomylonitique traduite par des porphyrocristaux cimentés par des cristaux interstitiels (planche VIII).

La production des granites à muscovite ou des granitoïdes riches en biotite ne dépend pas seulement de la nature de la source, mais est également contrôlée par les paramètres physiques de la fusion partielle. Les granitoïdes riches en biotite, sont produits là où des magmas mantelliques sont injectés dans la croûte; les granites à deux-micas sont produits là où la croûte épaisse est affectée par des cisaillements majeurs (Barbarin, 1996). Les quelques rares granitoïdes à muscovite rencontrés dans le secteur de Mbengwi, seraient probablement produits par fractionnement extrême ou contamination locale des magmas métallumineux.

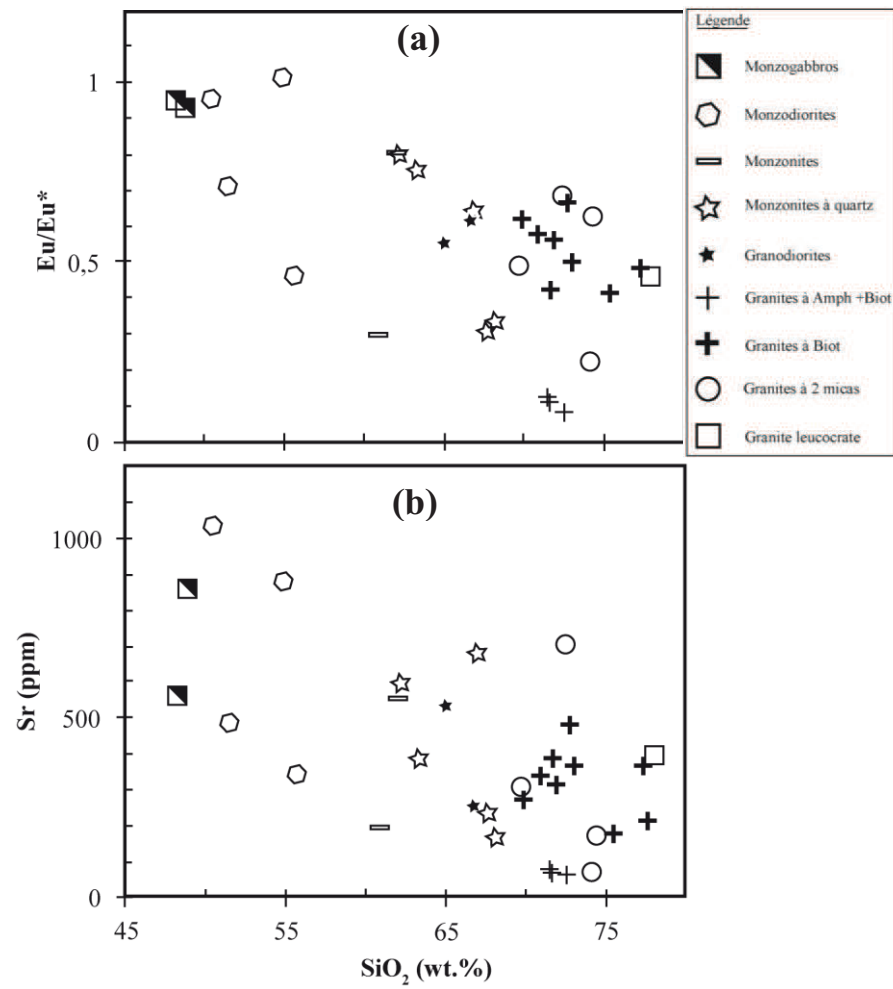


Figure 79: Diagrammes de variation Sr et des valeurs Eu/Eu* en fonction des teneurs en SiO₂ des granitoïdes de Mbengwi.

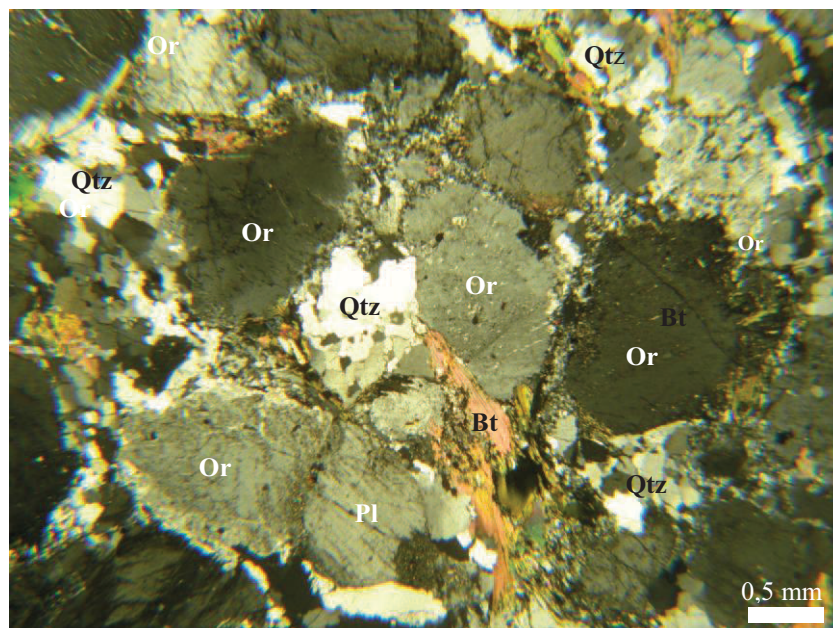


Planche VIII: Texture protomylonitique dans un granite à biotite. Les symboles des minéraux sont de Kretz, 1983.

VII.2.3.2 MÉLANGE MAGMATIQUE

Dans les terrains granitiques, le phénomène de mélange magmatique est le plus souvent marqué par la présence d'enclaves sombres de tailles variables généralement décimétriques à métriques (Nédelec et Bouchez, 2011). Ainsi la présence de multiples enclaves mélanocrates à grain fin et aux contours diffus, arrondis ou elliptiques semble être un argument fort nous permettant d'entrevoir l'intervention de ce processus dans la différenciation des granitoïdes de Mbengwi. Le changement de la forme des enclaves mafiques à grain fin de l'arrondi à l'ovoïde, est typique des enclaves formées par injections de matériel mafique dans le magma granitique hôte (Wager et Bailey, 1953; Dorais et al., 1990; Blundy et Sparks, 1992; Bonin, 2004). En sus, lorsque les contacts entre ces enclaves et l'encaissant ne sont pas francs mais progressifs comme c'est souvent le cas dans le secteur de Mbengwi (planche IX), ceci indique une contamination limitée de l'enclave par l'hôte et réciproquement (Nédelec et Bouchez, 2011). La présence de quelques veines felsiques dans les enclaves fournit davantage d'évidences pour un mélange magmatique lors la formation d'enclaves.

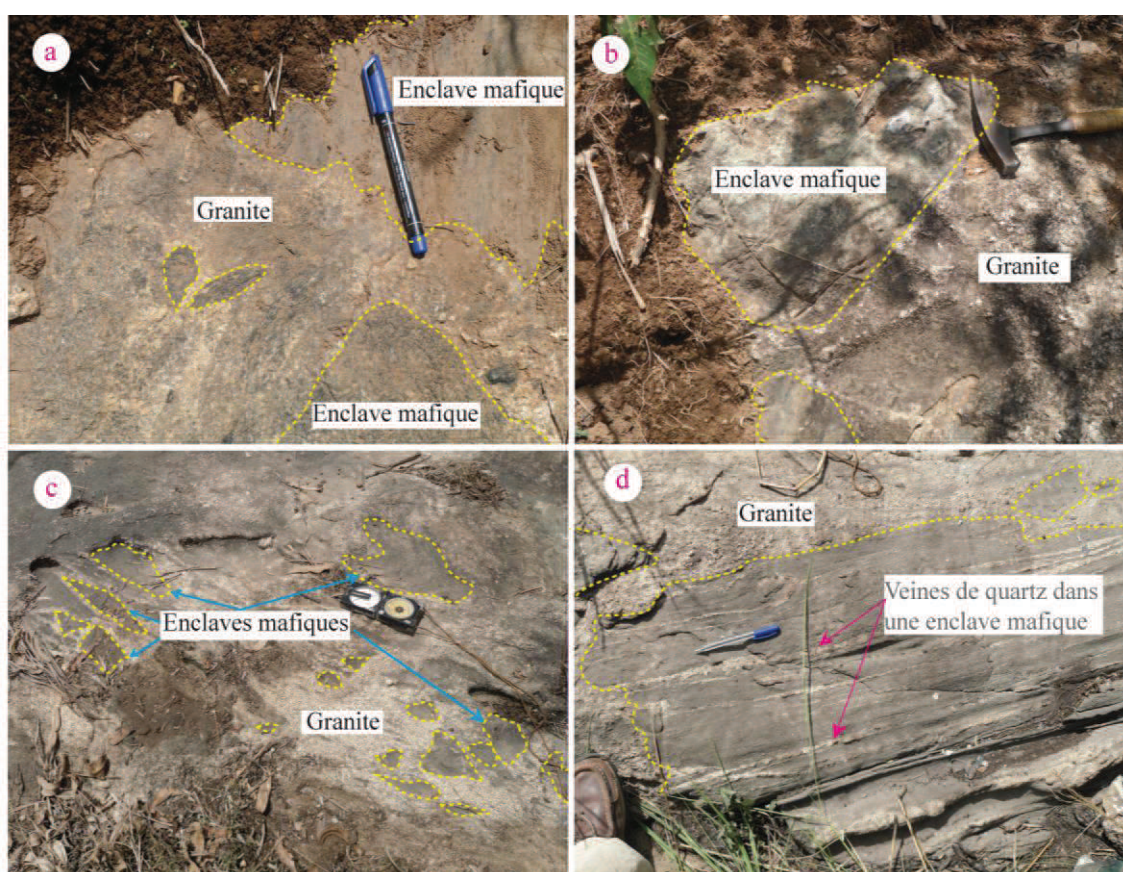


Planche IX: Photographies illustrant la taille, la forme des enclaves et leur relation avec la roche hôte, (a), (b) et (c) et les injections de veines felsiques dans les enclaves mafiques (d).

VII.2.4 ESTIMATION DES CONDITIONS PRESSION ET TEMPÉRATURE DE CRISTALLISATION DES FORMATIONS PAN-AFRICAINES

Les compositions chimiques de la biotite et de l'amphibole sont étroitement liées à l'évolution magmatique pendant la formation des granites (Wones et Eugster, 1965 et Wones, 1981). Les compositions normatives en quartz, albite et orthose des roches, la relation entre Fe^{2+} et Mg^{2+} dans les biotites et les teneurs en aluminium dans l'amphibole en particulier sont considérées comme des paramètres utiles pour l'estimation de la température et la pression de la cristallisation des magmas granitiques.

Nous allons donc faire recours dans cette section, aux différentes compositions normatives des granitoïdes et aux analyses minéralogiques des biotites et amphiboles pour estimer la température et la pression de la cristallisation des différents granitoïdes de la région de Mbengwi.

VII.2.4.1 ESTIMATION DE LA TEMPÉRATURE DE CRISTALLISATION

Il existe une relation très étroite entre la température et le rapport $Fe^{2+}/(Mg + Fe^{2+})$ des biotites, basée sur des résultats expérimentaux de stabilité de la biotite. Les températures de cristallisation des magmas des différents granitoïdes peuvent donc être estimées à partir des diagrammes de température, sur la base des valeurs de leurs rapports $Fe^{2+}/(Mg + Fe^{2+})$ (Wones et Eugster, 1965).

Pour ce qui est des roches de Mbengwi, les rapports $Fe^{2+}/(Mg + Fe^{2+})$ des biotites varient de 0,33 dans l'échantillon E₁₄₂ (monzodiorite) à 0,97 dans l'échantillon E₆₁₁ (granite à biotite et amphibole); ce qui correspond à des températures de cristallisation allant d'environ 890 à 700°C respectivement. Ce gradient de température n'est pas très différent de celui des granitoïdes de Bantoum (839 – 719°C; Nzolang, 2005), déterminé à partir du géothermomètre de Harrison et Watson (1983) et Watson et Harrison (1983) basé sur la saturation en zircon, ou de celui du complexe granito-gneissique de Dschang (850 – 650°C; Kwékam, 2005).

Dans le diagramme ternaire Q – Ab – Or normatif (figure 80), on peut voir que dans l'ensemble les granites se placent proche du minimum granitique sous-saturé en eau ($a_{H_2O} = 0,5$) déterminé expérimentalement à 775°C et P_{H_2O} de 2 kbar par Holtz et al. (1992). Les granodiorites auraient cristallisé avant les granites à des températures supérieures à 850°C; ce qui est en accord avec les températures de 890°C calculées à partir des rapports $Fe^{2+}/(Mg + Fe^{2+})$ de leurs biotites.

La différence observée entre les températures calculées à partir des compositions des biotites et celles estimées à partir des compositions de la roche totale serait simplement

attribuée aux méthodes utilisées. En plus, les deux températures ne définissent pas la même chose car la première est la température de cristallisation du minéral et l'autre, celle de cristallisation du bain magmatique.

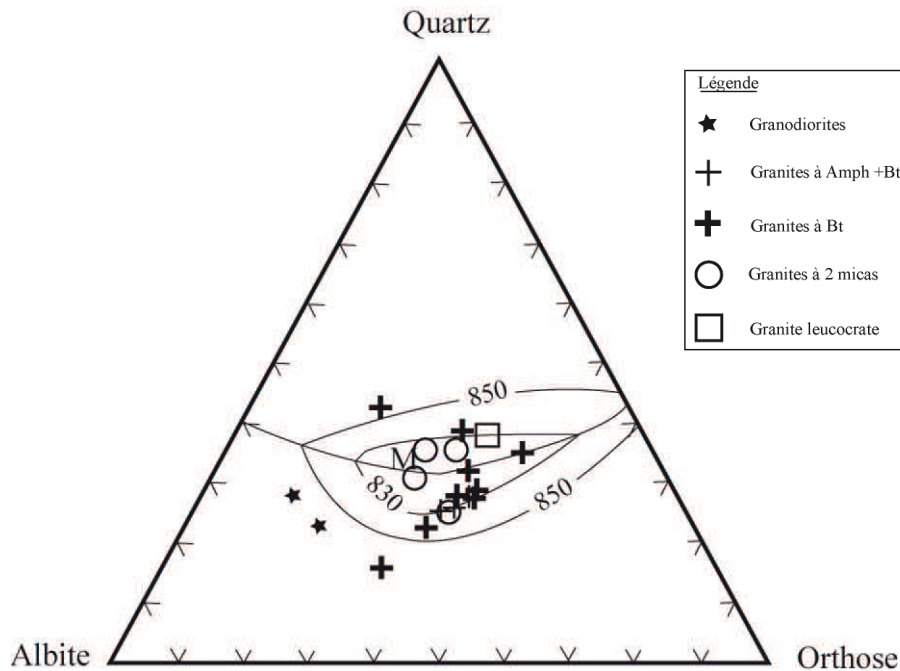


Figure 80: Projection des compositions normatives des granitoïdes de Mbengwi dans le diagramme expérimental Q – Ab – Or de Holtz et al. (1992) (à $P_{H_2O} = 2$ kbar et $x_{H_2O} = 0,5$). *M* = minimum eutectique; 830, 850 = températures du liquidus en °C.

VII.2.4.2 ESTIMATION DE LA PRESSION DE CRISTALLISATION

La pression est la variable la plus difficile à estimer dans les roches plutoniques, bien que Tuttle et Bowen (1958) aient indiqué que pour une pression donnée, la composition d'un liquide coexistant avec de la vapeur d'eau, du quartz et du feldspath alcalin peut être unique. Wones (1981) a considéré que l'une des relations les plus importantes est la courbe muscovite + quartz, qui définit la pression minimum à laquelle un granite à deux micas cristallise.

Les pressions estimées à partir du géobaromètre basé sur les proportions des cations d'aluminium dans l'amphibole semblent conformes aux pressions suggérées par les dispositifs géologiques et estimées à partir des assemblages métamorphiques syn-intrusifs pour beaucoup de plutons de granitoïdes (Ague, 1997).

Dans le diagramme An – Ab – Or (figure 81) la totalité des granites occupent le domaine entre les lignes cotectiques plagioclase-feldspaths de 1 à 5 kbar. Les monzodiorites, monzogabbros, granodiorites, un échantillon de monzonite (E₆₃), et un échantillon de

monzonite à quartz (E₆₇) ont une pression > 5 kbar; ce qui n'est pas très différents des pressions calculées plus haut (2,03 – 5,77 kbars).

L'utilisation du géothermobaromètre de Ernst et Liu (1998) basé sur les teneurs en Ti et Al^{IV} des amphiboles calciques nous donne un gradient de température de cristallisation allant d'environ 925°C à 550°C et des pressions pas très fiables de 6 à 25 Kba.

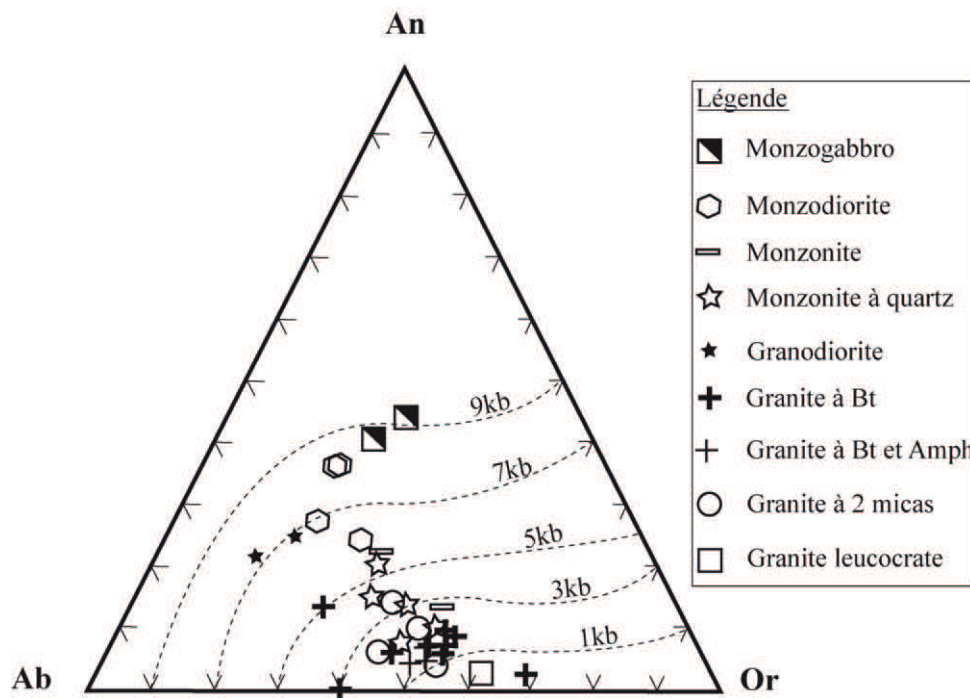


Figure 81: Position des granitoïdes de Mbengwi dans le système An – Ab – Or normatif.

Les lignes cotectiques plagioclase-feldspath alcalin à 5 kb sont Winkler et al. (1975), à 3 kb et 1 kb (Barth, 1969).

VII.2.5 SIGNIFICATION GÉODYNAMIQUE

Pour discuter de la signification géodynamique des granitoïdes de Mbengwi nous allons essayer de voir quelques similitudes ou dissemblances qu'ils auraient avec d'autres granitoïdes déjà étudiés aux Cameroun ou à l'Est du Brésil.

La quasi totalité des granitoïdes de Mbengwi est magnésienne et a des affinités des granites de type cordillères comme les granitoïdes du Ngondo (Tagne-Kamga, 2003), de Nkambe (Tetsopgang et Enami, 2003), et de l'Ouest-Cameroun en général (Nzolang, 2005). Ils occupent sensiblement les mêmes domaines géodynamiques que certains granitoïdes Pan-Africains de l'Ouest-Cameroun, notamment ceux de Bantoum (Nzolang et al., 2003), Bafoussam (Djouka-Fonkwé et al., 2008), Nkambé (Tetsopgang et al., 2006) et même du Nord-Est du Brésil (Guimarães et al., 2004).

Comme la plupart des granitoïdes Pan-Africains syn- à post-collisionnels du Cameroun occidental liés à l'événement D₂ Pan-Africain du Cameroun (Nguessi Tchankam et al., 1997; Tagne-Kamga, 2003; Nzolang et al., 2003; Kwékam et al., 2010) ou ceux du complexe de Ngondo (Tagne-Kamga, 2003), les granitoïdes de Mbengwi s'étalent du domaine des roches associées aux zones de subduction (VAG) à celui des granitoïdes post-collisionnels. Ceux-ci sont légèrement différents des granitoïdes de Ngaoundéré (Tchameni et al., 2006) par le fait qu'aucun échantillon de Mbengwi n'intègre le domaine des roches alcalines intraplaques comme c'est le cas pour certains granitoïdes très différenciés de Ngaoundéré. Cette signature géochimique de type subduction que présentent les GM serait probablement héritée de leurs protolithes, mis en place au cours de la phase de subduction précédant la collision. De manière générale les granites calco-alcalins et hyperpotassiques apparaissent en contexte continental d'arc semblable à celui des Andes, ou dans des environnements post-collisionnels semblables à celui de la ceinture Calédonienne (Pitcher, 1987), de Cachoeirinha-Salgueiro au NE du Brésil (Da Silva Filho et al., 1993), de l'orogénie fin protérozoïque Est-africain (Kuster et Harms, 1998) ou de l'Est du Nigéria (Ferré et al., 1998). Les évolutions des compositions calco-alcalines souvent jusqu'aux compositions shoshonitiques ou alcalines à hyperalcalines telles qu'observées dans les granitoïdes Pan-Africains de Mbengwi ont souvent lieu à la phase ultime de l'orogénèse, comme c'est le cas dans le bouclier Tuareg (Liégeois et al., 1994, 1998).

Rappelons qu'à partir de cette étude nous avons montré que les granitoïdes de Mbengwi sont calco-alcalins, hyperpotassiques, métalumineux à faiblement hyperalumineux. Les intrusions mafiques de Mbengwi de composition gabbro-dioritique, sont caractérisées par de faibles rapports $\text{FeO}^t / (\text{FeO}^t + \text{MgO}) (\leq 0,70)$, et de faibles teneurs en Nb, Y, Yb, et K₂O. Par contre les granitoïdes ont de forts rapports $\text{FeO}^t / (\text{FeO}^t + \text{MgO}) (\geq 0,70)$, des teneurs en Ba et Sr moins élevées, des teneurs en alcalins plus élevées, et des anomalies prononcées en Eu. Ces caractéristiques pétrographique, minéralogique, géochimique et isotopique dans leur ensemble sont similaires ou proches de celles des autres granitoïdes Pan-Africains hyperpotassiques, syn- à post-tectoniques du Ngondo (Tagne-Kamga, 2003), de Tibati (Njanko et al., 2006; Nzenti et al., 2006), Ngaoundéré (Tchameni et al., 2006) et de l'Ouest-Cameroun notamment: Bantoum (Nzolang et al., 2003), Bafoussam (Djouka-Fonkwé et al., 2008), Nkambe (Tetsopgang et al., 2008) et Fomopéa (Kwékam et al., 2010).

Signalons tout aussi que les caractéristiques géochimiques des intrusions basiques de Mbengwi sont semblables à celles des granitoïdes calco-alcalins et hyperpotassiques normaux de type Conceição (SE du Brésil). Les granitoïdes ont des caractéristiques comparables à

celles des granitoïdes calco-alcalins à transitionnels d'âge Néoprotérozoïque du NE du Brésil, et se sont mises en place pratiquement à la même période (638 à 570 Ma) (Guimarães et al., 1998 ; Guimarães et Da Silva Filho, 2000; Guimarães et al. (2004).

Généralement les granitoïdes calco-alcalins hyperpotassiques sont liés aux zones de subduction, c'est-à-dire à un environnement tectonique de type collision intracontinentale comme c'est le cas des granites Pan-Africains de l'Est du Nigéria, mis en place suite à une subduction-collision de la bordure Est du craton Ouest-Africain (Kwékam, 2005 et références incluses). Plusieurs travaux menés sur la chaîne Pan-Africaine d'Afrique centrale (Penaye et al., 1993; Ngako, 1999; Njonfang et al., 2006) suggèrent que celle-ci s'est mise en place dans un **contexte de subduction** (640 Ma; Ngako et al., 2008), contrairement aux granites du Nigéria qui se sont mis en place dans un contexte de collision continent-continent aux alentours de 620 ± 10 Ma dans une zone de cisaillement dextre. Ce contexte de subduction des formations Pan-Africaines étudiées se justifie par des anomalies négatives en Nb, Ta, Ti et leur enrichissement en LILE

Au Cameroun la période allant de 630 ± 5 à 620 ± 10 Ma a été décrite par Toteu et al. (2001) comme l'étape de convergence pendant laquelle s'est développée une foliation subhorizontale dans des conditions de métamorphisme du faciès des amphibolites (Nord Cameroun) ou des granulites (Sud Cameroun) en association avec un plutonisme calco-alcalin.

L'on pourrait logiquement déduire que les granitoïdes de Mbengwi se seraient mis en place en contexte de subduction sur la base des similitudes qu'ils ont avec les autres granitoïdes du Cameroun dont le contexte géodynamique est déjà établi. Ils seraient, comme c'est le cas pour l'ensemble des granitoïdes de l'Ouest -Cameroun en général, le résultat de la fusion de la croûte continentale, due à la collision entre deux lithosphères continentales (Kwékam, 2005). La présence de l'épidote magmatique dans les granitoïdes de Mbengwi pourrait signifier leur proximité de la zone de Cisaillement Centre Camerounais comme c'est le cas des roches situées près de la zone de cisaillement de Pernambuco. Ces granitoïdes montrent les caractéristiques syn-cinématiques traduisant leur mise en place pendant la phase tectonique transcurrente dextre Pan-Africaine responsable du CCC.

VII.2.6 MODÈLE GÉNÉRAL POUR LA FORMATION DES GRANITOÏDES ET DES ROCHES MAFIQUES ASSOCIÉES

Sur la base des données pétrographiques, minéralogiques, géochimiques, et isotopiques, nous pouvons adopter le modèle proposé par Barbarin (2005) pour les granitoïdes du batholithe central du Sierra Nevada, pour expliquer l'origine et l'évolution des granitoïdes de Mbengwi et des roches mafiques associées. Conformément à ce modèle (figure 82), on peut résumer que la genèse et la mise en place des formations Pan-Africaines de Mbengwi sont la conséquence des processus suivants:

(1) un composant infracrustal (de composition basaltique) se mélange complètement à un composant felsique (composition de greywacke) pour créer les magmas hybrides, qui fractionnent alors pour produire les différents granitoïdes. A proximité des chambres magmatiques infra-crustales, la fusion partielle peut se produire par la fusion incongruente des minéraux hydratés, tels la biotite, et produire des granitoïdes hyperalumineux contenant des intrusions micro-granulaires mafiques.

(2) Lorsque les conditions physiques contrastantes empêchent le mélange complet entre les composants mafique et felsique, un mélange immiscible (mingling) se produit et conduit à la formation des enclaves mafiques. Ce mingling local entre chaque enclave mafique et la roche hôte, a pour résultat l'enrichissement des enclaves mafiques en feldspaths potassiques et quartz.

(3) Les montées tardives subites du magma mafique se mélangent à des magmas granitoïdes évolués pour produire les magmas hybrides des dykes composites.

Ce modèle implique de multiples processus de mélange (mixing et mingling) complexes au lieu d'un processus en une étape simple. L'occurrence séquentielle des processus d'hybridation dépend des proportions relatives des deux composants et de leurs propriétés physiques (Furman et Spera, 1985; Sparks et Marshall, 1986; Frost et Mahood, 1987; Barbarin, 1988; Barbarin et Didier, 1992).

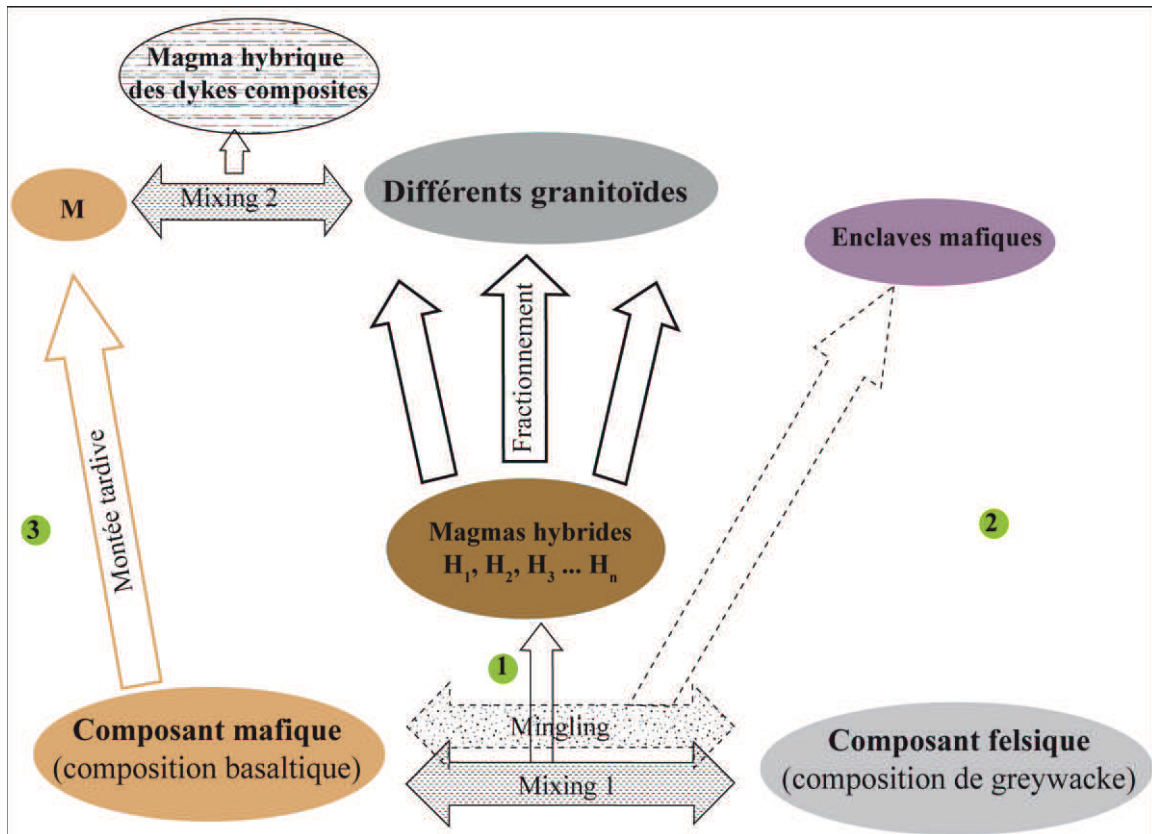


Figure 82: Modèle général de formation des granitoïdes et des roches mafiques associées (adapté du modèle de Barbarin, 2005). *M* = composant mafique.

VII.2.7 INTÉRÊT ÉCONOMIQUE DES FORMATIONS GÉOLOGIQUES DE MBENGWÏ: APPUI AU DÉVELOPPEMENT

VII.2.7.1 INTÉRÊT GÉOTECHNIQUE

Les granitoïdes autant que les roches volcaniques affleurant à Mbengwi, sont exploités localement pour des fins de construction (comme pierre à bâtir ou pierre ornementale) ou pour des travaux de génie civil notamment le revêtement de la voirie urbaine de Mbengwi et de l'axe Bamenda-Mamfe. Ainsi donc, les roches volcaniques et les granitoïdes sont utilisés en construction traditionnelle dans toute la zone du Nord-Ouest Cameroun, notamment les édifices religieux de la ville de Mbengwi, le soubassement de la préfecture de Mbengwi ou celui de la cathédrale de Bamenda... On peut aussi évoquer la valeur décorative de certains granites et granodiorites.

Les améliorations récentes des outils d'extraction et surtout de façonnage de ces roches dures ont permis de développer leur utilisation en marbrerie. D'autre part, le basalte lorsqu'il est fondu, constitue un excellent matériau pour les constructions hydrauliques.

VII.2.7.2 INTÉRÊT INDUSTRIEL DES BASALTES

Les basaltes présents dans la localité de Mbengwi, peuvent être aussi exploités en industrie sous forme de fibre. La fibre de basalte est un matériau similaire à la fibre de carbone ou à la fibre de verre, et est utilisée comme matériau résistant au feu dans l'industrie spatiale et automobile. Celle-ci possède de meilleures propriétés physico-mécaniques que la fibre de verre et est environ trois fois moins chère que cette dernière. Elle peut être aussi utilisée dans la fabrication des panneaux de carrosserie lorsqu'elle est mêlée à de la fibre de carbone.

VII.2.7.3 INTÉRÊT MÉTALLOGÉNIQUE ET MINIER DES GRANITOÏDES

Les granites sont souvent le siège d'importantes concentrations minérales: c'est ce sur quoi nous portons notre attention sur cette partie. Autrement dit, il est question pour nous de savoir si les granitoïdes de Mbengwi regorgent des indices intéressants en certains minéraux susceptibles d'être exploités.

Comme nous l'avons démontré plus haut, les granitoïdes de Mbengwi sont majoritairement de type I et accessoirement de type S; et ces granitoïdes sont réputés être respectivement enrichis en éléments chalcophiles (Cu, Ag, Zn, Ga...) et lithophiles (Sn, W, U, Nb, Ta, Be et Li) (Nedelec et Bouchez, 2011). La comparaison des teneurs des granitoïdes étudiés en quelques-uns de ces éléments d'intérêt métallogénique par rapport à leur *clarke* (abondance naturelle dans la croûte) tel que présentée au tableau XI révèle qu'ils possèdent des indices d'enrichissement chimique intéressants. Cependant, il ne s'agit ici que d'indices chimiques, certes intéressants, mais qui au demeurant sont insuffisants pour se prononcer sur l'exploitabilité desdites ressources minérales. Puisque d'autres études complémentaires affinées notamment structurales et métallogéniques, doivent être faites au préalable.

Tableau XI: Comparaisons des teneurs en certains éléments des granitoïdes de Mbengwi par rapport à leur *clarke*. Les données des *clarkes* sont extraites de Wedepohl, 1995.

Éléments	Croûte continentale (ppm)	Granitoïdes de Mbengwi (ppm)	Taux d'enrichissement
Cuivre (Cu)	25	< 5 – 238 (E ₁₃₅)	2 à 9 fois
Étain (Sn)	2	< 1 – 10 (E ₁₄₂ , E ₆₁₀)	2 à 5 fois
Niobium(Nb)	19	3,3 – 33,7 (E ₆₁₀)	2 fois
Plomb (Pb)	15	11 – 47(E ₆₆)	2 à 3 fois
Tantale (Ta)	1	0,3 – 3,5(E ₆₁₀)	2 à 3 fois
Thorium (Th)	9	3,48 – 126 (E ₁₂₉)	2 à 14 fois
Uranium (U)	2	0,66 – 7,96 (E ₁₄₄)	2 à 3 fois
Zinc (Zn)	65	< 5 – 216 (E ₁₄₂)	2 à 3 fois

CONCLUSION

Les laves de Mbengwi proviennent soit de la fusion partielle directe à taux variables d'un manteau enrichi, soit de la différenciation par cristallisation fractionnée des liquides basanitiques issus de cette fusion partielle. Deux séquences de cristallisation fractionnée sont observées dont l'une se limitant à la cristallisation des hawaiiites à partir de la basanite E₅₅, et l'autre allant jusqu'à la cristallisation des trachytes et syénites à partir de la basanite E₃₀. Les laves trachytiques et basaltiques ont des traits géochimiques notamment leurs caractères d'OIB et leurs rapports isotopiques ($\epsilon_{Nd} > 0$ et faibles rapports initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr$) typiques d'une activité de panache. L'ensemble des données isotopiques Sr-Nd suggère qu'un réservoir de type HIMU se soit impliqué dans la genèse de cette série alcaline de Mbengwi.

Les compositions isotopiques des granitoïdes de Mbengwi montrent qu'ils sont issus de la fusion partielle de la croûte continentale. Les principaux processus de différenciation ayant affecté les magmas ainsi formés sont: la cristallisation fractionnée et le mélange magmatique. L'évolution des magmas de ces granitoïdes s'est faite à partir d'un magma basique infracrustal (monzogabbros, monzodiorites) qui se serait mélangé progressivement lors de son ascension avec celui de la croûte continentale inférieure. Les âges de 637 Ma pour l'ensemble des granitoïdes et 568 Ma pour les intrusions mafiques correspondent aux phases D₁ et D₂ du domaine nord de l'orogénèse Pan-Africaine au Cameroun (Ngako, 1999, Toteu et al., 2004). Ces données nouvelles sur les granitoïdes de Mbengwi supportent bien l'hypothèse de la remobilisation des matériaux de la croûte et de l'injection de matériaux juvéniles dans la croûte ancienne lors de l'orogénèse Pan-Africaine.

Ces granitoïdes dont l'importance économique n'est plus à démontrer et qui ne sont jusqu'ici exploités que dans le domaine du génie civil, possèdent des indices d'enrichissement chimique en certains éléments utiles qui méritent une attention particulière.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Les travaux de recherche menés dans la localité de Mbengwi et ses environs immédiats, ont abouti à l'obtention d'une banque de données nouvelles d'analyses et une somme considérable de résultats qui permettent de mieux connaître et caractériser le magmatisme et la pétrogénèse des formations récentes et Pan-Africaines de Mbengwi.

Les formations récentes de Mbengwi sont constituées de basanites, hawaiiites, mugéarites, trachytes, rhyolites, syénites à quartz et syénites à fayalite + pyroxène, appartenant toutes au même épisode magmatique. Elles forment une série alcaline bimodale allant des basanites aux rhyolites, avec un gap entre 50 et 62 % de SiO₂. Les laves se sont mises en place au cours de deux types de dynamismes éruptifs: l'un fissural et l'autre explosif.

L'étude pétrographique révèle que ces roches ont des textures microlitiques aphyriques ou porphyriques et grenues. Dans les laves, la phase phénocristalline est composée de plagioclase + olivine + clinopyroxène + minéraux opaques ± feldspaths alcalins ± quartz (dans la rhyolite). La mésostase est généralement constituée des mêmes minéraux présentant dans certains échantillons une fluidalité magmatique. Les syénites sont composées d'amphiboles, feldspaths alcalins, plagioclases, clinopyroxènes, minéraux opaques, et accessoirement apatite, zircon, titanite ± quartz ± fayalite.

Les plagioclases ont des compositions allant de l'oligoclase à la bytownite dans les laves mafiques et essentiellement Na-albite dans les rhyolites et syénites à quartz. Les feldspaths alcalins, présents exclusivement dans les roches felsiques occupent toute la gamme de compositions allant de l'albite à l'orthose. Les olivines sont magnésiennes (Fo₇₀₋₈₇) dans les laves et ferrifères (Fa₈₁₋₈₈) dans les syénites. Les clinopyroxènes sont calciques ($X_{Mg} = 0,29 - 0,87$) et ont des compositions de diopside, augite et accessoirement fassaïte dans les laves, et d'augite et hédénbergite dans les syénites. Les amphiboles sont calco-sodiques et leur composition varie de katophorite à Fe-richtérite. Les minéraux opaques ont des compositions de titano-magnétite dans les laves et d'ilménite uniquement dans la syénite à quartz. Les carbonates sont des sidérites, magnésites et rarement ankérites.

Les laves mafiques sont essentiellement sodiques et ont des affinités de OIB. Les roches felsiques sont potassiques, faiblement métalumineuses à hyperalcalines et pauvres en MgO (< 0,5 %).

Les magmas de ces roches se seraient formés par fusion partielle directe à taux variables (5 – 8 %) d'un manteau enrichi, et ont par la suite subi une différenciation par cristallisation fractionnée. Deux séquences de cristallisation fractionnée sont observées: l'une se limitant à la cristallisation des hawaiiites, et l'autre allant jusqu'à la cristallisation des trachytes (syénites) et rhyolites. Les magmas des laves mafiques ne présentent aucune trace de contamination crustale. Les faibles rapports isotopiques initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7016 – 0,7043) et ϵNd positifs de ces formations récentes, confirment leur origine mantellique. L'ensemble des données isotopiques Rb/Sr et Sm/Nd suggèrent qu'un réservoir de type HIMU a été impliqué dans la genèse de cette série alcaline de Mbengwi. Les datations isotopiques Rb/Sr confèrent à ces formations un âge de $28,2 \pm 0,6$ Ma; âge très proche des $27,4 \pm 0,6$ Ma (K/Ar) obtenu sur un trachyte des Monts Bamenda (Kamgang et al., 2010): la région de Mbengwi est donc sur le plan volcanique, un prolongement du grand système des monts Bamenda.

Les formations Pan-Africaines quant à elles forment une suite continue constituée de monzogabbros, monzodiorites, monzonites, monzonites à quartz, granodiorites et granites. Les termes mafiques (monzogabbros et monzodiorites) ont une texture grenue à grain fin et se retrouvent littéralement en intrusion dans les granitoïdes felsiques qui eux, ont des textures granoblastiques à grano-lépidoblastique. La structure des granitoïdes de Mbengwi se traduit par l'étirement des minéraux phylliteux et la recristallisation du quartz autour des porphyrocristaux de feldspaths alcalins.

Les amphiboles sont calciques et ont des compositions de: magnésio-hastingsite dans les monzogabbros et monzodiorites; édénite dans les monzogabbros; magnésio-hornblende et édénite dans les monzodiorites ; ferrohornblende et édénite dans les monzonites, monzonites à quartz et granodiorites; ferro-édénite dans les monzonites, monzonites à quartz et granites; hastingsite dans les monzonites à quartz et granites; puis actinolite uniquement en bordure des cristaux zonés de Mg-hastingsite.

Les micas sont ferromagnésiens et lithio-alumineux. Les micas ferromagnésiens ont des compositions de Mg-biotite dans les granitoïdes mafiques, Fe-biotite dans les granitoïdes intermédiaires et Fe-biotite, sidérophyllite et lépidomélane dans les granites. La série lithio-alumineuse est constituée de muscovite ou phengite. Les biotites sont soit primaires, soit tardi-magmatiques et plus alumineuses que leurs roches hôtes et les muscovites sont toutes primaires.

Les feldspaths alcalins ont des compositions d'albite dans les monzonites à quartz et les granites; anorthose dans les monzodiorites, monzonites à quartz et granites; orthose et/ou

microcline dans les monzodiorites, monzonites, monzonites à quartz, granodiorites et granites. Les plagioclases ont des compositions allant du labrador à l'oligoclase dans les granitoïdes mafiques, d'andésine à albite dans les granitoïdes intermédiaires et d'oligoclase à albite dans les granites.

Les minéraux opaques ont des compositions de magnétites, d'ilménites manganifères appauvris en MgO, ou rarement de rutil et de pyrite. Le sphène est le minéral accessoire le plus répandu dans les granitoïdes de Mbengwi. Il est d'origine primaire ou secondaire. L'épidote est magmatique et les chlorites sont ferrifères.

Les granitoïdes de Mbengwi sont géochimiquement caractérisés par des sommes en alcalins comprises entre 5,2 et 10,5 % et des rapports K_2O/Na_2O (0,34 – 3,23). Ces granitoïdes sont marqués par leur enrichissement en LILE par rapport respectivement aux HFSE. Leurs spectres multi-éléments et ceux des terres rares sont fortement fractionnés ($(La/Lu)_N = 4,05 – 102,96$) et marqués dans l'ensemble par des anomalies négatives en Rb, Sr, P, Ti, Eu et positives en Th et La. Ce sont des granitoïdes calco-alcalins, majoritairement de type I ($A/CNK = 0,63 – 1,2$), métalumineux à faiblement hyperalumineux, hyperpotassiques et à affinité shoshonitique. Ils sont syn- à post-tectoniques, et ont à la fois des affinités des granites intraplaques et des granites d'arcs volcaniques. Autrement dit, les granitoïdes de Mbengwi ont une signature géochimique de type subduction. Les valeurs isotopiques ϵNd et ϵSr et les valeurs des rapports initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr_{620}$ (0,704079 – 0,709895) des granitoïdes de Mbengwi attestent de leur origine crustale. Le couplage des traceurs Sr et Nd nous a permis de localiser les réservoirs de l'ensemble de ces granitoïdes dans la croûte continentale inférieure exceptés deux échantillons (E_{12} , E_{33}) dont la source se trouve dans la croûte océanique. Les granitoïdes de Mbengwi sont issus de la fusion partielle en présence d'un excès d'eau, d'un ou de plusieurs protholites ignés hétérogènes relativement riches en potassium sous des conditions de forte fugacité d'oxygène (présence d'ilménite manganifère très pauvre en MgO); et leur différenciation serait le résultat de processus de multiples mélanges et de cristallisation fractionnée. Ces granitoïdes possèdent des indices d'enrichissement chimique intéressants en certains éléments utiles tels: Cu, Sn, Nb, Pb, Ta, Th, U et Zn. Les datations isotopiques Rb/Sr confèrent des âges de $637,9 \pm 12$ Ma aux granitoïdes de Mbengwi et 568 ± 11 Ma aux intrusions basiques associées. Cette période de mise en place des granitoïdes correspond à l'évènement D_1 Pan-Africain du domaine nord au Cameroun.

Ce mémoire est une synthèse des données pétrographiques, minéralogiques, géochimiques et géochronologiques des formations magmatiques de Mbengwi. Certes nous avons fourni aux scientifiques une importante banque de données nouvelles, mais il demeure vrai qu'une meilleure compréhension de la géologie de ladite région requiert une étude structurale détaillée. Par ailleurs les âges obtenus devraient tout aussi être complétés par des datations U-Pb sur zircon. Il en est de même d'une meilleure évaluation du potentiel économique des formations étudiées et de la connaissance du magmatisme ou des processus pétrogénétiques des granitoïdes de Mbengwi qui nécessitent certains travaux spécifiques portant respectivement sur la métalogenèse et l'étude de nombreuses inclusions fluides et des multiples dykes.

BIBLIOGRAPHIE

- Abdel-Rahman, A-F.M., 1994. Nature of biotites from Alkaline, Calc-alkaline, and Peraluminous Magmas. *Journal of Petrology*, 35: 525 - 541.
- Affaton, P., Rahaman, M.A., Trompette, R., Sougy, J., 1991. The Dahomeyide Orogen: tectonothermal evolution and relationships with the Volta Basin. In: Dallmeyer, R.D., Lécorché, J.P. (Eds.), *the West African orogens and Circum-Atlantic Correlatives*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 107 - 122.
- Aït-Hamou, F., Dautria, J.-M., Cantagrel, J.-M., Dostal, J., Briquieu, L., 2000. Nouvelles données géochronologiques et isotopiques sur le volcanisme cénozoïque de l'Ahaggar (Sahara algérien): des arguments en faveur de l'existence d'un panache. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Ser IIA 330 (12)*: 829 - 836.
- Agee, J.J., Garrison Jr., J.R., Taylor, L.A., 1982. Petrogenesis of oxide minerals in kimberlite, Elliott County, Kentucky (USA). *American Mineralogist*, 67 (1-2): 28 - 42.
- Ague, J.J., 1997. Thermodynamic calculation of emplacement pressures for batholithic rock, California: Implication for the aluminium-in-hornblende barometer. *Geology*, 25: 563 - 566.
- 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.
- Alvarez, P., 1995. Evidence for a Neoproterozoic carbonate ramp on the northern edge of the Central African craton: relations with Late Proterozoic intracratonic troughs. *Geologische Rundschau* 84, 636–648.
- Ancey, M., Bastenaire, F., Tixier, R., 1978. Applications des méthodes statistiques en microanalyse. *Microanalyse et Microscopie Electronique à Balayage*. Maurice F., Meny L., Tixier, R., eds., Les éditions de Physique, Orsay, France : 323 - 344.
- Anderson, D.L., Tanimoto, T., Zhangs, Y.S., 1992. Plate tectonics and hotspots: the third dimension. *Science*, 256: 1645 - 1650.
- Ateba, B., Ntepe, N., 1997. Post-eruptive seismic activity of Mount Cameroon (Cameroon, West Africa): a statistical analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 79: 2 - 45.
- Ateba, B., Dorbath, C., Dorbath, L., Ntepe, N., Frogneux, M., Aka, F.T., Hell, J.V., Elmond, J.C., Manguelle, D., 2009. Eruptive and earthquake activities related to the 2000 eruption of Mount Cameroon volcano (West Africa). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 179: 206 - 16.

- Barbarin, B., 1988. Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard Diorite and the Saint Julien-la-Vêtre Monzogranite (Nord Forez, Massif Central, France). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25: 49 - 59.
- Barbarin, B., 1996. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. *Geology*, 24: 295 - 298;
- Barbarin, B., 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos*, 80: 155 - 177.
- Barbarin, B., Didier, J., 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83: 145 - 153.
- Barrat, J.A., Keller, F., Amossé, J., Taylor, R.N., Nesbit, R. W., Hirata, T., 1996. Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. *Geostandards and geoanalytical Research*, 20: 133 - 139.
- Benkhelil, J., 1982. Benue Trough and Benue Chain. *Geological Magazine*, 119: 155 - 168.
- Bertrand, J.M., Dupuy, C., Dostal, J., Davidson, I., 1984. Geochemistry and geotectonic interpretation of granitoids from Central Iforas (Mali, West Africa). *Precambrian Research*, 26: 265-283.
- Bessoles, B., Lasserre, M., 1977. Le complexe de base du Cameroun. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, XIX: 1085-1092.
- Bessoles, B., Trompette, R., 1980. Géologie de l'Afrique: La Chaîne Pan-Africaine, "Zone mobile d'Afrique Centrale (partie Sud) et zone Soudanaise". Mémoire BRGM n° 92.
- Black, R., Girod, M., 1970. Late Paleozoic to Recent igneous activity in West Africa and its relationships to basement structure. In Clifford T.N., Gass G., (eds.) *African magmatism and tectonics*, Oliver and Boyd, Edinburgh: 185-210.
- Blanchard, J. P., Boyer, P., Gagny, C., 1979. Un nouveau critère de mise en place dans une caisse filonienne : le "pincement" des minéraux aux épontes, *Tectonophysics* 53: 1-25.
- Blundy, J.D, Sparks, R.S.J., 1992. Petrogenesis of mafic inclusions in granitoids of the Adamello Massif, Italy. *Journal of Petrology*, 33: 1039-1104.
- Bonatti, E., Harrison, C.G.A., 1976. Hot lines in the Earth's mantle, *Nature* 263: 402 – 404.
- Bonin, B., 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in postcollisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal sources? A review. *Lithos*, 78: 1-24.

- Bonin, B., Moyen, J.F., 2011. Magmatisme et roches magmatiques. 3^e édition, Dunod Paris, 313p.
- Bouekeke, D.B., 1994. Structures crustales d'Afrique centrale déduites des anomalies gravimétriques et magnétiques: le domaine Précambrien de la République Centrafricaine et du Sud Cameroun. ORSTOM Editions, Paris n°. 126.
- Branney, M.J., Kokelaar, P., 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. Geological Society of London Mem. 27: 152p.
- Brown, G.C., 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: Their diversity, evolution and evolution to volcanic arcs. In R.S. Thorpe (editor), Andesites. Wiley, New York, 437-460
- Brown, W.L., Moreau, C. Demaiffe, D., 1989. An anorthosite suite in a ring-complex: crystallization and emplacement of an anorogenic type from Abontorok, Air Niger. Journal of Petrology, 3: 1501-1540.
- Bryan, W.B., 1979. Regional variation and petrogenesis of basalts glaces from the famous area Mid-Atlantic Ridge. Journal of Petrology, 20: 293-325.
- Buddington, A.F., Lindsley, D.H., 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. Journal of Petrology, 5: 310-357.
- Burke, K., 2001. Origin of the Cameroon Line of volcano-capped swells. Journal of Geology, 109: 349-362.
- Cahen, L., Snelling, N.J., Delhal, J., Vail, J.R., 1984. The geochronology and evolution of Africa. Clarendon press, Oxford, p. 512.
- Caldeira, R., Munha, J.M., 2002. Petrology of ultramafic nodules from São Tomé Island, Cameroon Volcanic Line (oceanic sector). Journal of African Earth Sciences, 34: 231-246.
- Cantagrel, P.J.M., Jamond, C., Lasserre, M., 1978. Le magmatisme alcalin de la ligne du Cameroun au Tertiaire inferieur: données géochronologiques K/Ar. Comptes rendus sommaires Société Géologique de France, 6: 300-303.
- Caron, V., Mahieux, G., Ekomane, E., Moussango, P., Babinski, M., 2011. One, two or no record of late Neoproterozoic glaciation in South-East Cameroon? Journal of African Earth Sciences 59, 111–124.
- Cassydi, K. F., Groves, D.I., 1988. Manganoan ilmenite formed during regional metamorphism of Archean mafic and ultramafic rocks from western Australia. Canadian Mineralogist, 26: 999-1012.

- Castaing, C., Triboulet, C., Feybesse, J.L., Chevremont, P., 1993. Tectonometamorphic evolution of Ghana, Toga and Benin in the light of the Pan-African/Brasiliano orogeny. *Tectonophysics*, 218: 323-342.
- Castaing, C., Feybesse, J.L., Thiéblemont, D., Triboulet, C., Chevremont, P., 1994. Paleogeographical reconstruction of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks. *Precambrian Research*, 69: 327-344.
- Cawthorn, R.G., Groves, D.I., Marchant, T., 1985. Magnesian ilmenite: clue to high-MgO parental magma of the Insizwa intrusion, Transkei. *Canadian Mineralogist*, 23: 609-618.
- Chakam Tagheu P.J., 2006. Le volcanisme Quaternaire des régions du strato-volcan Manengouba (Ligne du Cameroun): volcanologie, pétrologie, géochimie et ressources environnementales. Thèse Doctorat 3^e cycle, Université de Yaoundé I, 228p.
- Champaud, J., 1973. Atlas régional Ouest 2, commentaire des cartes. ORSTOM, Yaoundé, 118 p + 10 cartes.
- Champetier De Ribes, G., Aubague, M., 1956. Carte géologique de reconnaissance à l'échelle 1/ 500000, feuille Yaoundé-Est avec notice explicative. Imprimerie Rebon, Paris.
- 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., White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173–174.
- 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.
- Clarke, D.B., 1992. *Granitoid Rocks: Topics in Earth Sciences 7*. Chapman and Hall, London, 283 p.
- Condie, K.C., 2005. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plume. *Lithos*, 79: 491–504
- Cornachia, M., Dars, R., 1983. Un trait structural majeur du continent africain. Les linéaments centrafricains du Cameroun au golfe d'Aden. *Bulletin de la Société Géologique de France*, XXV: 101–109.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979. *The interpretation of igneous rocks*. London, Allen & Unwin.
- Cox, K.G., Hawkesworth, C.J., 1985. Geochemical stratigraphy of Deccan trapps at Mahabaleshar, Western Ghats, India, with implications for open system magmatic processes. *Journal of Petrology*, 26: 355–377.

- Cox, K. G., Smith, M.R., Beswetherick, S., 1987. Textural studies of garnet lherzolites: evidence of exsolution origin from high temperature harzburgites. In: Nixon, P. H. (ed.) *Mantle Xenoliths*. NewYork: JohnWiley, 537–550.
- Curtis, C.D., Hughes, C.R., Whiteman, J.A., Whittle, C.K., 1985. Compositional variation within some sedimentary chlorites and some comment on their origin. *Mineralogical Magazine*, 49: 37–386.
- Da Silva Filho, A.F., Guimaraes, I.P., Thompson, R.N., 1993. Shoshonitic and ultrapotassic Proterozoic intrusive suites in the Cachoeirinha-Salgueiro belt, NE Brazil: a transition from collision to post-collisional magmatism. *Precambrian Research*, 62, 323–342.
- Dantas, C., 2007. Caractérisation du manteau supérieur patagonien: les enclaves ultramafiques et mafiques dans les laves alcalines. Thèse Doctorat, Université de Toulouse III, 384 p.
- Dautel, D., 1991. Données géochronologiques nouvelles (Rb–Sr, U–Pb et Sm–Nd) sur la zone mobile panafricaine de l’Est Cameroun: âge Protérozoïque supérieur de la série de Lom. *Comptes Rendus Académie des Sciences*, 312: 1453–1458.
- Dautria, J.M., Dostal, J., Dupuy, C., Liotard, J.M., 1988. Geochemistry and petrogenesis of alkali basalts from Tahalgha (Ahaggar, NW Africa). *Chemical Geology*, 69: 17–35.
- Davidson, P. M., 1994. Ternary iron, magnesium, calcium carbonates: A thermodynamic model for dolomite as an ordered derivative of calcite-structure solutions. *American Mineralogist*, 79: 332–339.
- De Albuquerque, C.A.R., 1973. Geochemistry of biotites from granitic rocks, northern Portugal. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 37: 1779–1802.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1962. *An introduction to the Rock-forming minerals*. second Edition Springer, London, 696 p.
- De Paolo, D.J., 1981. Trace elements and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53: 189–202.
- De Paolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1976. Nd isotope variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, 4: 465 – 468.
- Déruelle, B., 1982. Risques volcaniques au mont Cameroun, *Revue Géographie du Cameroun* 3 (1) : 33–40.
- Déruelle, B., Regnault, J.-M., 1983. Carte télé-interprétative des linéaments de la République du Cameroun, au Nord du 4^e parallèle (1/100000). Ministère des mines et de l’énergie, Direction des mines et de la géologie du Cameroun.

- Déruelle, B., Ngounouno, I., Demaiffe, D., 2007. The “Cameroon Hot Line” (CHL): A unique example of active alkaline intraplate structure in both oceanic and continental lithospheres. *Comptes Rendus Géosciences*, 339: 589–600.
- De Vine, J.D., Sigurdsson, H., 1980. Garnet-fassaite calc-silicate nodule from La Soufrière, St. Vincent. *American Mineralogist*, 65: 302–305.
- Dick, H.J.B., 1989. Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. In: Saunders AD, Norry MJ (eds) *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society Special Publication, 42: 71–105.
- Djouka-Fonkwé, M. L., Schulz, B., Schüssler, U., Tchouankoue, J.-P., Nzolang, C., 2008. Geochemistry of the Bafoussam Pan-African I- and S-type granitoids in western Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 50: 148–167.
- Dobosi, G., 1989. Clinopyroxene zoning patterns in the young alkali basalts of Hungary and their petrogenetic significance. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101: 112–121.
- Dorais, M.J, Whitney, J.A, Roden, M.F., 1990. Origin of mafic enclaves in the Dinkey Creek Pluton, Central Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Petrology*, 31: 853–881.
- D’Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M.J., 2004. Cenozoic back-arc magmatism of the southern extra-Andean Patagonia (44°30’– 52°S): A review of geochemical data and geodynamic interpretations. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59: 525–538.
- Duchesne, J.C., Demaiffe, D., 1978. Trace elements and anorthosite genesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 38: 249–272.
- 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.
- Dumort, J.C., 1968. Carte géologique de reconnaissance du Cameroun à l’échelle de 1/500000, coupure Douala-Ouest avec notice explicative. *Bulletin de la direction de géologie et des mines, Cameroun*, 69 p.
- Duncan, R.A., Richard, M.A., 1991. Hotspots, mantle plumes, flood basalts, and true polar wander. *Reviews of Geophysics*, vol. 29: 31-50, doi 10.1029/90RG02372.
- Dunlop, H.M, 1983. Strontium isotope geochemistry and Potassium-Argon studies on volcanic from the Cameroon Line. West Africa. Ph. D thesis, University of Edinburg, 357p.

- Dunlop, H.M., Fitton, J.G., 1979. A K-Ar and Sr-isotopic study of the volcanic rocks of the Island of Principe, West Africa: evidence for mantle heterogeneity beneath the Gulf of Guinea. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 71–125.
- Eby, G.N., 1992. Chemical subdivision of A-type granitoids: petrogenetic and tectonic Implications. *Geology*, 20: 641–644.
- Embey-Isztin, A., 1978. On the petrology of spinel lherzolite nodules in basaltic rocks from Hungary and Auvergne, France. *Ann. Hist. –Nat. Mus. Natl. Hungary*, 70: 27–44.
- Evans, B.W., Vance, J.A., 1987. Epidote phenocrysts in dacitic dikes, Boulder Country, Colorado. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96: 178–185.
- Ernst, W.G., Liu, J., 1998. Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB - A semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist*, 83: 952–969.
- Fairhead, J.D., 1985. Preliminary study of the seismicity associated with the Cameroon volcanic province during the volcanic eruption of Mount Cameroon in 1982. *Journal of African Earth Sciences*, 3: 197–301.
- Ferré, E., 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.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N., Pimentel, M.M., Moura, C.A.V., 2004. Intermediate to acidic magmatism and crustal evolution in the Transversal Zone, northeastern Brazil. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C., Brito-Neves B.B. (Eds), *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, Brazil, pp. 189–201.
- Feybesse, J.L., Johan, V., Maurizot, P., Abessolo, A., 1986. Mise en évidence d'une nappe syn-métamorphe d'âge éburnéen dans la partie Nord-ouest du craton zaïrois, Sud-ouest Cameroun. In: *Les formations birrimiennes en Afrique de l'Ouest, journée scientifique, compte rendu de conférences Occasional Publication-CIFEG*, 1986/10: 105–111.
- Fitton, J.G., 1980. The Benue trough and Cameroon line – A migrating rift system in West Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 51:132–138.
- Fitton, J.G., 1987. The Cameroon Line, West Africa: a comparison between oceanic and continental volcanism. In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks*. Geological Society of London Special Publication, 30: 273–291.
- Fitton, J.G., Saunders, A.D., Norry, M.J., Hardarson, B.S., Taylor, R.N., 1997. Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth Planetary Science Letters*, 153:197–208.

- Fosso, J., 1999. Volcanologie, pétrographie et géochimie d'un stratovolcan des hauts plateaux de l'Ouest-Cameroun : le mont Bangou. Thèse Doctorat 3^e cycle, Université de Yaoundé I, 220 p.
- Fosso, J., Ménard, J.J., Bardintzeff, J.M., Wandji, P., Tchoua, F.M., Bellon, H., 2005. Les laves du mont Bangou: une première manifestation volcanique éocène, à affinité transitionnelle, de la Ligne du Cameroun. *Comptes Rendus Géosciences*, 337: 315–325.
- Foucarde, S., 1998. Les isotopes: effets isotopiques, bases de radio-géochimie. In: *Introduction à la géochimie et ses applications*. Hagemann, G. et Treuil, M. (eds.), CEA, Paris, 265–495.
- Franz, G., Spear, F.S., 1985. Aluminous titanite (titanite) from the eclogite zone, south central Tauern window, Austria. *Chemical Geology*, 50: 33–46.
- Frost, B. R., Frost, C.D., 2008. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*, 49: 1955–1969.
- Frost, B. R., Arculus, R. J., Barnes, C.G., Collins, W.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2033–2048.
- Frost, T.P., Mahood, G.A., 1987. Field, chemical, and physical constraints on mafic–felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin*, 99: 272–291.
- Fuhrman, M.L., Lindsley, D.H., 1988. Ternary-feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist*, 73: 201–215.
- Furman, T., Spera, T., 1985. Co-mingling of acid and basic magma with implications for the origin of mafic I-type xenoliths, field and petrochemical relations of an usual dike complex at Eagle Peak Lake, Sequoia National Park, California, U.S.A. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 24: 151–178.
- Furon, R., 1968. *Géologie de l'Afrique*, 3^e édition, Payot, Paris, 374p.
- Gardien, V., Thompson, A.B., Grujic, D., Ulmer, P., 1995. Experimental melting of biotite + plagioclase + quartz ± muscovite assemblage and implications for crustal melting. *Journal of Geophysical Research*, 100: 15581–15591.
- Ganwa, A.A., Frisch, W., Siebel, W., Ekodeck, G.E., Shang, C.K., Ngako, V., 2008. Archean inheritances in the pyroxene–amphibole-bearing gneiss of the Méiganga area (Central North Cameroon): Geochemical and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age imprints. *Comptes Rendus Géosciences*, 340: 211–222.

- Gazel, J., 1956. Carte géologique du Cameroun, Deux feuilles au 1/1000000 (Coll. Ch. Guiraudie et G. Champetier de Ribes). Notice explicative par Gazel J., Hourcq et Nicklès M., 64p
- Geze, B., 1943. Géographie Physique et géologie du Cameroun Occidental. Mémoire Museum national d'Histoire Naturelle Nouvelles Séries 17: 1–272.
- Ghent, E.D., Nicholls, J., Siminy, P.S., Seigny, H.H., Stout, M.Z., 1991. Hornblende geobarometry of the Nelson Batholith, Southeastern British Columbia: tectonic implication. *Canadian Journal of earth sciences*, 29: 1982–1991.
- Ghiorso, M.S., 1990. Thermodynamic properties of hematite - ilmenite - geikielite solid solutions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104: 645–667.
- Giret, A., Bonin, B., Leger, J.-M., 1980. Amphiboles compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring-complexes. *Canadian Mineralogist*, 18: 481–495.
- Gouhier, J., Nougier J., Nougier D., 1974. Contribution à l'étude volcanologique du Cameroun (Ligne du Cameroun – Adamaoua), *Annales Faculté des Sciences Cameroun*, 17: 3–48.
- Gountié Dedzo, M., Nédélec, A., Nono, A., Njanko, T., Font, E., Kamgang, P., Njonfang, E., Launeau, P., 2011. Magnetic fabrics of the Miocene ignimbrites from West-Cameroon: Implications for pyroclastic flow source and sedimentation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 203: 113–132.
- Gourgaud, A., Vincent P.M., 2004. Petrology of two continental alkaline intraplate series at Emi Koussi volcano, Tibesti, Chad. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 129: 261–290.
- Grunau, H.R., Lehner, P., Cleintuar, M.R., Allenbach, P., Bakker, G., 1975. New radiometric ages and seismic data from Fuerteventura (Canary Islands), Maio (Cape Verde Island) and São Tomé (Gulf of Guinea). In: *Progress in Geodynamics*, G.J. Borradaile, A.R. Ritsema, H.E. Rondeel and O.J. Simon, eds., pp. 90-118, North-Holland, Amsterdam.
- Guimarães I.P., Da Silva Filho A.F., 2000. Evidence of multiple sources involved in the genesis of the Neoproterozoic Itapetim Granitic complex, NE of Brazil, based on geochemical data. *Journal of South America Earth Sciences*, 13 (6): 561–586.
- Guimarães, I.P., Da Silva Filho, A.F., Almeida, C.N., Araújo, J.M., Sales, A., Melo, S.C., 1998. The Brasiliano granitoids from the Pajeú-Paraíba and Teixeira High: Sm–Nd isotope geochemistry and U–Pb zircon ages. In: *XL Congresso Brasileiro de Geologia*, Belo Horizonte, MG, Brazil, p. 48.

- Guimarães, I.P., Da Silva Filho, F.A., Almeida, C.N., Van Schmus, W.R., Araujo, M.M.J., Melo, S.C., Melo, E.B., 2004. Brasiliano (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeù-Paraíba belt, northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research*, 135: 23–53.
- Haggerty, S.E., 1976. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In *Oxide Minerals*, (D. Rumble, ed.). Mineralogical Society of America, 3: Hg 101–300.
- Haggerty, S.E., 1981. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. *Mineralogical Society of American Reviews in Mineralogy*, 3: 101–300.
- Haggerty, S.E., Tompkins, L.A., 1983. Redox state of Earth's upper mantle from kimberlitic ilmenites. *Nature* 303, 5915: 295–300.
- Haggerty, S.E., Tompkins, L.A., 1984. Subsolidus reactions in Kimberlitic ilmenites: Exsolution, reduction and the redox state of the mantle. *Proc. 3rd International Kimberlite Conference*.
- Halliday, A.N., Davidson, J.P., Holden, P., DeWolf, C., Lee, D.-C., Fitton, J.G., 1990. Trace element fractionation in plumes and the origin of HIMU mantle beneath the Cameroon line. *Nature*, 347: 523–528
- Halliday, A. N., Lee, D.-C., Tommasini, S., Davies, G. R., Paslick, C.G., Fitton, J. G., James, D. E., 1995. Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 133: 379–395.
- Hammarstrom, J.M., Zen, E.-A., 1986. Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71: 1297–1313.
- Hanson, G. N., 1980. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems, *Annual Reviews in Earth and Planetary Sciences*, 371–406.
- Harker, A., 1909. *The natural history of igneous rocks*. London: Methuen.
- Harrison, T.M., Watson, E.B., 1983. Kinetics in zircon dissolution and zirconium diffusion in granitic melts of variable water contents. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 84: 66 –72.
- Hey, M.H., 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*, 30, 277–292.
- Hieronymus, C.F., Bercovici, D., 2000. Non-hotspot formation of volcanic chains: control of tectonic and flexural stresses on magma transport. *Earth and Planetary Science Letters*, 181: 539–554.
- Holland, H.D., 1978. *The Chemistry of the Atmosphere and Oceans*. Wiley Interscience, New York.

- Hollister, L.S., Grisson, G.C., Peters, E.K., Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons, *American Mineralogist*, 72: 231–239.
- Holtz, F., 1989. Importance of melt fraction and source rock composition in crustal genesis – the example of two granitic suites of northern Portugal. *Lithos*, 24: 21–35.
- Holtz, F., Pichavant, M., Barbey, P., Johannes, W., 1992. Effects of H₂O liquidus phase relations in the haplogranitic system at 2 and 5 kbars. *American Mineralogist*, 77: 1223–1241.
- Inger, S., Harris, N.B.W., 1993. Geochemical constraints on leucogranite magmatism in the Langtang valley, Nepal Himalaya. *Journal of Petrology*, 34: 345–368.
- Irvine, T.N., 1965. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 2: 648–672.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523–548.
- Itiga, Z., 2007. Le magmatisme de l'ensemble du Tchabal Gandaba-Hosséré Mana: Le plutonisme Néoprotérozoïque, le volcanisme Cénozoïque et le magmatisme anorogénique du Ngaou Boh (provinces de l'Adamoua et du Nord-Cameroun). *Pétrologie, minéralogie, géochimie et géochronologie*. Thèse Ph.D., Université de Yaoundé I, 359p.
- Itiga Z., Bardintzeff, J.-M., Wotchoko, P., Wandji, P., Bellon, H., 2013. Tchabal Gangdaba massif in the Cameroon Volcanic Line: a bimodal association. *Arabian Journal of Geosciences*, Doi 10.1007/s12517-013-1126-8.
- Jacquemin, H., Sheppard, S.M.F., Vidal, P., 1982. Isotopic geochemistry (O, Sr, Pb) of the Golda Zuelva and Mboutou anorogenic complexes, North Cameroon: mantle origin with evidence for crustal contamination, *Earth and Planetary Science Letters*, 61: 97–111.
- Jagoutz, E., Palme, H., Baddenhausen, H., Blum, K., Cendales, M., Dreibus, G., Spettel, B., Lorenz, V., Wanke, H., 1979. The abundances of major, minor, and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. *Proceedings of the 10th Lunar Planetary Science Conference*, 2031–2050.
- Jegouzo, P., 1984. Évolution structural du Sud-ouest Cameroun durant l'orogénèse Pan-Africain. Association de tectoniques cisailante et chevauchante. Colloque CNRS. Chevauchement et déformation, Toulouse, 23p.

- Joron, J.L., Treuil, M., Jaffrezic, H., Villemant, B., 1980. Étude géochimique des éléments en traces dans les séries des roches volcaniques du rift d'Asa. Identification et analyses des processus d'accrétion. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7 t XXII n° 6: 851–861.
- Kagou Dongmo, A., 2006. Le mont Manengouba: évolution volcanologique, caractères magmatologiques et risques naturels; comparaison avec les monts Bambouto et Bamenda (Ligne du Cameroun). Thèse Ph.D., Université de Yaoundé I, Cameroun, 239p.
- Kagou Dongmo, A., Wandji, P., Pouclet, A., Vicat, J.-P., Cheilletze, A., Nkouathio, D.G., Alexandrove, P., Tchoua, F. M., 2001. Évolution volcanologique du mont Manengouba (Ligne du Cameroun) ; nouvelles données pétrographiques, géochimiques et géochronologiques. *Comptes Rendus Académie des Sciences*, 333, 155–162.
- Kagou Dongmo, A., Nkouathio, D.G., Pouclet, A., Bardintzeff, J.-M., Wandji, P., Nono, A., Guillou, H., 2010. The discovery of late Quaternary basalt on Mount Bambouto: Implications for recent widespread volcanic activity in the southern Cameroon Line. *Journal of African Earth Sciences*, 57: 96–108.
- Kamenetsky, V.M., Crawford, A.J., Meffre, S., 2001. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an Empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *Journal of Petrology*, 42 (4): 655–671.
- Kamenetsky, V.S., Elburg, M., Arculus, R., Thomas, R., 2006. Magmatic origin of low-Ca olivine in subduction-related magmas: Co-existence of contrasting magma. *Chemical Geology*, 233: 346–357.
- Kamgang, P., 2003. Pétrologie et géochimie d'un secteur clé de la Ligne du Cameroun, les Monts Bamenda: implications sur la genèse et l'évolution des magmas. Thèse Doctorat d'État Université de Yaoundé I, Cameroun, 373 p + Annexes.
- Kamgang, P., Njonfang, E., Chazot, G., Tchoua, F., 2007. Géochimie et géochronologie des laves felsiques des Monts Bamenda (Ligne Volcanique du Cameroun). *Comptes Rendus Géoscience*, 339: 659–666.
- Kamgang, P., Chazot, G., Njonfang, E., Tchoua, F.M., 2008. Geochemistry and geochronology of mafic rocks from Bamenda Mountains (Cameroon): source composition and crustal contamination along the Cameroon Volcanic Line. *Comptes Rendus Géoscience*, 340: 850–857.

- Kamgang, P., Njonfang, E., Nono, A., Gountie, D.M., Tchoua, F.M., 2010. Petrogenesis of a silicic magma system: Geochemical evidence from Bamenda Mountains, NW Cameroon, Cameroon Volcanic Line. *Journal of African Earth Sciences*, 58: 285–304.
- Kamgang, P., Chazot, G., Njonfang, E., Tchoumeignie Ngongang, N.B., Tchoua, F.M., 2013. Mantle sources and magma evolution beneath the Cameroon Volcanic Line: Geochemistry of mafic rocks from the Bamenda Mountains (NW Cameroon). *Gondwana Research*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.11.009>.
- King, P.L., White, A.J.R., Chappell, B.W., Allen, C.M., 1997. Characterisation and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 38: 37–391.
- Klein, E.L., Harris, C., Giret, A., Moura, C.A.V. 2007. The Cipoeiro gold deposit, Gurupi Belt, Brazil: Geology, chlorite geochemistry, and stable isotope study. *Journal of South American Earth Sciences*, 242–255.
- Kranidiotis, P., MacLean, W.H., 1987. Systematics of chlorite alternation at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec, *Economic Geology*, 82: 1898–1911.
- Kretz, R., 1983. Symbols of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277–279.
- Kuepouo, G., Tchouankoue, J. P., Nagao, T., Sato, H., 2006. Transitional tholeiitic basalts in the Tertiary Bana volcano–plutonic complex, Cameroon Line. *Journal of African Earth Sciences*, 45: 318–332.
- Küster, D., Harms, U., 1998. Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos*, 45: 177–195.
- Kwékam M., 2005. Genèse et évolution des granitoïdes calco-alcalins au cours de la tectonique panafricaine: le cas des massifs syn à tardi-tectoniques de l’Ouest-Cameroun (Régions de Dschang et de Kekem). Thèse Doctorat d’État, Université de Yaoundé I, 194 p.
- Kwékam, M., Liégeois, J.-P., Njonfang, E., Affaton, P., Hartmann, G., Tchoua, F.M., 2010. Nature, origin and significance of the Fomopéa Pan-African high-K calc-alkaline plutonic complex in the Central African fold belt (Cameroon). *Journal of African Earth Sciences*, 57: 79–95.
- Laird, J., Lamphere, M.A., Albee, A.L., 1984. Distribution of Ordovician and Devonian metamorphism in mafic and pelitic schist from northern Vermont. *American Journal of Science*, 3: 389–395.

- Lalonde, A.E., Bernard, P., 1993. Composition and colour of biotite from granites: two useful properties in the characterization of plutonic suites from the Hepburn internal zone of the Wopmay orogen, Northwest Territories. *Canadian Mineralogist*, 31: 203–217.
- Lamilen, B.D., 1989. Contribution à l'étude du complexe anorogénique du Mont Koupé: un exemple de série alcaline incomplète. *Pétrologie-géochimie*. Thèse Doct. 3^e cycle, Université de Yaoundé, 169 p.
- Langmuir, C.H., Vocke, R.D., Hanson, G.N., Hart, S.R., 1978. A general mixing equation with applications to Icelandic basalts, *Earth and Planetary Science Letters*, 37: 380–392.
- Lasserre, M., 1966. Confirmation de l'existence de granites tertiaires au Cameroun (Afrique équatoriale). *Bulletin B.R.G.M.*, 3: 141.
- Lasserre, M., 1967 a. Données géochronologiques nouvelles acquises au 1er janvier 1967 par la méthode au Strontium appliquée aux formations cristallines et cristallophylliennes du Cameroun. *Annales de la Faculté des Sciences de l'Université de Clermont-Ferrand* 36 (16): 109–144.
- Lasserre, M., 1967 b. Données nouvelles acquises, en géochronologie, par la méthode au Strontium appliquée à l'étude des massifs cristallins du Cameroun. *Comptes Rendus Sommaires de la Société Géologique de France*, fascicule 3: 89–90
- Lasserre, M., 1978. Mise au point sur les granitoïdes dits ultimes» du Cameroun. Gisements, pétrographie et géochronologie. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 2 (4): 143–159.
- Lasserre, M., Soba, D., 1976. Age cambrien des granites de Nybi et de Kongolo (Centre-Est Cameroun), *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris*, 283: 1695–1698.
- Lasserre, M., Soba, D., 1979. Migmatization d'âge panafricain au sein des formations Camerounaises appartenant à la zone mobile de l'Afrique centrale. *Comptes Rendus Sommaire de la Société Géologique de France*, 2: 64–68.
- Laverne, C., 1993. Occurrence of siderite and ankerite in young basalts from the Galápagos spreading center (DSDP Holes 506G and 507B). *Chemical Geology*, 106: 27–46.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W., Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *American Mineralogist*, 82: 1019–1037.

- Le Bas, M.J., Le Maître, R.W., Streckeisen, A., Zanetti, B., 1986. A Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745–750.
- Lee, D.-C., Halliday, A.N., Fitton, J.G., Poli, G., 1994. Isotopic variations with distance and time in the volcanic islands of the Cameroon line: Evidence for a mantle plume origin. *Earth and Planetary Science Letters*, 123: 119–138.
- Lee, D.-C., Halliday, A.N., Gareth, R.D., Essene, E.J., Fitton, J.G., Temdjim, R., 1996. Melt enrichment of shallow depleted mantle: a detailed petrological, trace element and isotopic study of mantle-derived xenoliths and megacrysts from the Cameroon Line. *Journal of Petrology*, 37: 415–441.
- Leeman, W.P., Hawkesworth, C., 1986. Open magma systems: trace element and isotopic constraints. *Journal of Geophysical Research*, 91(B6): 5901–5912.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dubek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanetti, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, Blackwell, Oxford, 193 p.
- Leotol, C., 1988. Cycles éruptifs géochimiques et géochronologiques du volcan Taravao (Archipel de la Société). Modèle du hotspot tahitien et de l'alignement de la Société (Polynésie Française). Thèse Univ. Paris-Sud, Orsay, 377p.
- Lerouge, C., Cocherie, A., Toteu, S.F., Penaye, J., Milési, J.P., Tchameni, R., Nsifa, E.N., Fanning, M.C., Deloule, E., 2006. Shrimp U–Pb zircon age evidence for Paleoproterozoic sedimentation and 2.05 Ga syntectonic plutonism in the Nyong Group, South-Western Cameroon: consequences for the Eburnean–Transamazonian belt of NE Brazil and Central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 44: 413–427.
- Letierrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D., Marchal, M., 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, 59: 139–154.
- Letouzey, R., 1985. Notice de la carte phytogéographique du Cameroun au 1/500000, fascicules 1, 2, 3, 4, 5. (Doc. M-SM: région afro-montagnarde et étage sub-montagnard p 27-62). Institut de la carte internationale de la végétation, Toulouse, 240p.
- Liégeois, J.P., Black, R., Navez, J., Latouche, L., 1994. Early and late Pan-African orogenies in the Aïr assembly of terrane (Tuareg shield, Niger). *Precambrian Research*, 67: 59–88.

- Liégeois, J.-P., Navez, J., Hertogen, J., Black, R., 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids: the use of sliding normalization. *Lithos*, 45: 1–28.
- Lindsley, D. H., Dixon, S. A., 1976. Diopside-enstatite equilibria at 850°-1400°C, 5-35 kbars. *American Journal of Science*, 276: 1285–1300.
- Litvinovsky, A.A., Jahn, B.M., Zanzivich, A.N., Saunders, A., Poulain, S., Kuzmin, D.V., Reichow, M.K., Titov, A.V., 2002. Petrogenesis of syenite–granite suites from the Bryansky Complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of A-type granitoids magmas. *Chemical Geology*, 189: 105–133.
- Macdonald, R., 1974. Nomenclature and petrochemistry of alkaline oversaturated extrusive rocks. *Bulletin of Volcanology*, 38: 498–516.
- Macdonald, R., Katsura, T., 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas. *Journal of Petrology*, 5(1): 82–133.
- Macdonald, R., Belkin, H.E., Fitton, J.G., Rogers, N.W., Nejbert, K., Tindle, A.G., Marshall, A.S., 2008. The roles of fractional crystallization, magma mixing, crystal mush remobilization and volatile melt interactions in the genesis of a young basalt peralkaline rhyolites suite, the greater Olkaria volcanic complex, Kenya rift valley. *Journal of Petrology*, 49(8): 1515–1547.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of American Bulletin*, 101: 635–643.
- Marre, J., 1982. Méthodes d'analyse structurale des granitoïdes. BRGM, Collection Manuels et Méthodes, 126 p.
- Marzoli, A., Renne, P.R., Peccirillo, E.M., Castorina, F., Bellieni, G., Melfi, A.G., Nyobe, J.B., N'ni, J., 1999. Silicic magmas from the continental Cameroon Volcanic Line (Oku, Bambouto and Ngaoundere): ^{40}Ar – ^{39}Ar dates, petrology, Sr-Nd-O isotopes and their petrogenetic significance. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135: 133–150.
- Marzoli, A., Piccirillo, E. M., Renne, P. R., Bellieni, G., Iacumin, M., Nyobe, J.B., Tongwa, A.T., 2000. The Cameroon Volcanic Line Revisited: Petrogenesis of continental basaltic magmas from lithospheric and asthenospheric mantle Sources. *Journal of Petrology*, 41, n° 1: 87–109.
- Maurizot, P., Abessolo, A., Feybesse, J.L., Johan L.P., 1986. Etude de prospection minière du Sud-ouest Cameroun. Synthèse des travaux de 1978 à 1985. Rapport de BRGM, 85: 274p.

- Maza, M., Briquieu, L., Dautria, J.-M., Bosch, D., 1998. Le complexe annulaire d'âge Oligocène de l'Achkal (Hoggar Central, Sud Algérie) : témoin de la transition au Cénozoïque entre les magmatismes tholéitique et alcalin. Evidences par les isotopes du Sr, Nd et Pb. *Comptes Rendus Académie des Sciences*, 327: 167–172.
- Mbassa, B.J, Grégoire, M., Njonfang, E. Kamgang, P., Benoît, M., Duchene, S., 2012a. Geochemical and petrological features of the last magmatic event of Mbengwi area, a continental sector of the Cameroon Volcanic Line (CVL) in Central Africa. Abstract, 34th International Geological Congress.
- Mbassa, B.J., Njonfang, E., Benoit, M., Kamgang, P., Grégoire, M., Duchene, S., Brunet, P., Ateba, B., Tchoua, F.M., 2012b. Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of the recent magmatic formations from Mbengwi, a continental sector of the Cameroon Volcanic Line (CVL), Central Africa. *Mineralogy and Petrology*, 106: 217–242.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223–253.
- Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56: 207–218.
- Meyers J. B., Rosendahl B. R., Christopher G.A., Harrison, Zan-Dong Ding, 1998. Deep-imaging seismic and gravity results from the offshore Cameroon Volcanic Line, and speculation of African hotlines. *Tectonophysics*, 284: 31–63.
- Middlemost, E. A. K., 1994. Naming material in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Review*, 37: 215–224.
- Miller, C.F., Stoddard, E.F., Bradfish, L.J., Dollase, W.A., 1981. Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Canadian Mineralogist*, 19: 25–34.
- Mingram, B., Trumbull, R.B., Littman, S., Grettenberger, H., 2000. A petrogenetic study of androgenic felsic magmatism in the Cretaceous Paresis ring complex, Namibia: evidence for mixing of crust and mantle-derived components. *Lithos*, 54:1–22.
- Miyashiro, A., 1978. Nature of alkalic volcanic rocks series. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 66: 91–104.
- Moloto-a-Kenguemba, G.R., Trindade, R.I.F., Monié, P., Nédélec, A., Siqueira, R., 2008. A late Neoproterozoic paleomagnetic pole for the Congo craton: tectonic setting, paleomagnetism and geochronology of the Nola dyke swarm (Central African Republic). *Precambrian Research* 164, 214–226.

- Moreau, C., Regnault, J.M., Deruelle, B., Robineau, B., 1987. A new tectonic model for the Cameroon Line, Central Africa. *Tectonophysics*, 141: 317–334.
- Morgan, W.J., 1972. Plate motions and deep mantle convection. In: Shagam, R., Hargraves, R.B., Morgan, W.J., Van Houten, R.B., Burk, C.A., Holland, H.D., Hollister, L.C. (Eds.), *Studies in Earth and Space Sciences. Geological Society of American Mem.*, 123: 7–22.
- Morimoto, N., Fabriès, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., Gottardi, G., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, 52: 535–550.
- Moundi A., Ménard, J.-J., Reusser, E., Tchoua, F.M., Dietrich, V.J., 1996. Découverte de basaltes transitionnels dans le secteur continental de la ligne du Cameroun (massif du Mbam, Ouest-Cameroun). *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris, Serie. Ila* 322 : 831–837.
- Moundi, A., Wandji, P., Bardintzeff, J.-M., Ménard, J.-J., Atouba, L.C.O., Mouncherou, O.F., Reusser, E., Bellon, H., Tchoua, F.M., 2007. Les basaltes Eocènes à affinité transitionnelle du plateau Bamoun, témoins d'un réservoir mantellique enrichi sous la ligne volcanique du Cameroun. *Comptes Rendus Géosciences*, 339: 396–406.
- Mvondo, H., Den Brok, S.W.J., Mvondo Ondo, J., 2003. Evidence for symmetric extension and exhumation of Yaoundé nappe (Pan-African fold belt, Cameroon). *Journal of African Earth Sciences*, 36: 215–231.
- Nabelek, P.I., Russ-Nabelek, C., Denison, J.R., 1992. The generation and crystallization conditions of the Proterozoic Harney Peak leucogranite, Black Hills, South Dakota, USA: petrologic and geochemical constraints. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110: 173–191.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M., Carron, J.P., 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *Comptes Rendus Hebdomadaires Académie des Sciences*, 301 (11): 813–818.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.H., Ben Ohoudet, M., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes Rendus. Géosciences*, 337: 1415–1420.
- Nana, R., 2001. *Pétrologie des péridotites en enclaves dans les basaltes alcalins récents de Nyos : apport à la connaissance du manteau supérieur de la ligne du Cameroun. Thèse Doctorat d'État, Université de Yaoundé I.* 170 p.

- Nédelec, A., 1990. Late calc-alkaline plutonism in the Archaean Ntem unit: the Sangmelima granodioritic suite (South Cameroon). 15th colloquium on African Geology, Publications Occasionnelles, CIFEG 22: 25–28.
- Nédelec, A., Nsifa, E. N., 1987. Le complexe du Ntem (Sud Cameroun): une série tonalito-trondjémitique archéenne typique. In Matheis, G., Schandelmeier, H. (Eds.), current research in African Earth Sciences Balkema, 14th colloquium of African Geology, Rotterdam, Netherlands, 3–6.
- Nédelec, A., Macaudiere, J., Nzenti, J.-P., Barbey, P., 1986. Evolution structurale et métamorphique des schistes de Mbalmayo (Cameroun). Implication sur la structure de la zone mobile panafricaine d’Afrique Centrale au contact du craton du Congo. Comptes Rendus Académie des Sciences, 303: 75–80.
- Nédelec, A., Nsifa, E.N., Martin, H., 1990. Major and trace element geochemistry of the Archaean Ntem plutonic complex (South Cameroon): petrogenesis and crustal evolution. Precambrian Research, 47: 35–50.
- Nédelec, A., Minyem, A., Barbey, P., 1993. HP-HT anatexis of Archaean grey gneisses: The Eseka migmatites (Cameroon). Precambrian Research, 62: 191–205.
- Nédelec, A., Bouchez, J.L., 2011. Pétrologie des granites, structure, cadre géologique. Collection Interactions, Vuibert, 320 p.
- Neev, D., Hall, J.K., Saul, J.M., 1982. The Pelusium megashear system across Africa and associated lineament swarms. Journal of Geophysical Research, 87: 1015–1030.
- Neves, S.P., Vauchez, A., Archanjo, C.J., 1996. Shear zone controlled magma emplacement or magma-assisted nucleation of shear zones? Insights from northeast Brazil. Tectonophysics, 26: 349–365.
- Neves S.P., Alcantara V.C., 2009. Geochemistry of orthogneisses and metasedimentary rocks across a proposed terrane boundary in the Central Domain of Borborema Province, NE Brazil: geodynamic implications. Journal of South American Earth Sciences, Doi: 10.1016/j.jsames.2009.08.002.
- 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, 5, 185p.
- Ngako, V., 1999. Les déformations continentales panafricaines en Afrique centrale, résultat d’un poinçonnement de type himalayen, Thèse Doctorat d’État, Université de Yaoundé I, 301p.

- Ngako, V., 2001. Le socle Précambrien du Nord-Cameroun: une marge active néoprotozoïque poinçonnée au Pan-Africain. Special abstract, Journal of the Geoscience Society of Cameroon, volume 1: 88–89.
- Ngako, V., Jégouzo, P., Nzenti, J.P., 1991. Le cisaillement centre camerounais. Rôle structural et géodynamique dans l'orogénèse panafricaine, Comptes Rendus Académie Sciences, 313: 457–463.
- Ngako, V., Jégouzo, P., Nzenti, J.P., 1992. Champ de raccourcissement et cratonisation du Nord Cameroun du Protérozoïque supérieur au Paléozoïque moyen, Comptes Rendus Académie Sciences, 315: 371–377.
- Ngako, V., Affaton, P., Nnange, J.M., Njanko, T., 2003. Pan-African tectonic evolution in central and southern Cameroon: transpression and transtension during sinistral shear movements. Journal African Earth Sciences, 36: 207–214.
- Ngako, V., Njonfang, E., Aka T.F., Affaton, P., Nnange M.J., 2006. The North–South Paleozoic to Quaternary trend of alkaline magmatism from Niger–Nigeria to Cameroon: Complex interaction between hotspots and Precambrian faults. Journal of African Earth Sciences, 45: 241–256, Geological Society of Africa Presidential Review, n° 11.
- 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.
- Ngounouno I., 1998. Chronologie, pétrographie et cadre géodynamique du magmatisme cénozoïque de la "Ligne du Cameroun", Géosciences au Cameroun, Vicat J.-P. et Bilong P. éd., Collection GEOCAM, 1/1998, Presses universitaires de Yaoundé I, 167–184.
- Ngounouno, I., Déruelle, B., Demaiffe, D., 2000. Petrology of the bimodal Cenozoic volcanism of the Kapsiki Plateau (northernmost Cameroon, Central Africa). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 102: 21–44.
- Ngounouno, I., Déruelle, B., Bardintzeff, J.M., 2001. Wehrlite and clinopyroxenite xenoliths from Mt Cameroon: implications for lithospheric processes. XIth European union of geosciences meeting. Strasbourg, 8-12 April 2001, Journal Conference Abstract 6, 1: 474–475.
- Ngounouno, I., Déruelle, D., Demaiffe, D., Montigny, R., 2003. Petrology of the bimodal Cenozoic volcanism of the Upper Benue valley, northern Cameroon (Central Africa). Contributions to Mineralogy and Petrology, 145: 87–106.

- Nguiessi Tchankam, C., Nzenti, J.P., Nsifa, E.N., Tempier, P., Tchoua, F.M., 1997. Les granitoïdes calco-alcalins, syn-cisaillement de Bandja dans la chaîne panafricaine nord-équatoriale au Cameroun. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 325, 95–101.
- Nimis, P., Ulmer, P., 1998. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1: an expanded structural geobarometry for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 133: 122–135.
- Nisbet, E.G., Pearce, J.A., 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63: 149–160.
- 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.
- Njel, U.O. 1986. Paléogéographie d'un segment de l'orogénèse pan-africaine : la ceinture volcano-sédimentaire de Poli (Nord Cameroun). *Comptes Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, 303: 1737–1742.
- Njiekak, G., Dörr, W., Tchouankoué, J.P., Zulauf, G., 2008. U-Pb zircon and microfabric data of (meta) granitoids of western Cameroon: Constraints on the timing of pluton emplacement and deformation in the Pan-African belt of central Africa. *Lithos*, 102: 460–477.
- Njilah, I. K., 1991. Geochemistry and petrogenesis of Tertiary– Quaternary volcanic rocks from Oku-Ndu area, N.W. Cameroon. Ph.D. Thesis, University of Leeds.
- Njonfang, E., 1998. Contribution à l'étude de la relation entre la « Ligne du Cameroun » et la direction de l'Adamaoua: 1. Pétrologie, géochimie et structure des granitoïdes panafricains de la zone de cisaillement Fouban–Bankim (Ouest Cameroun et Adamaoua), 2. Pétrologie et géochimie des formations magmatiques tertiaires associées. Thèse Doctorat d'État, Université de Yaoundé I, 392 p.
- Njonfang, E., Moreau, C., 1996. The mineralogy and geochemistry of a subvolcanic alkaline complex from the Cameroon Line: the Nda Ali massif, southwest Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 22 n° 2: 113–132.
- Njonfang, E., Moreau, C., 2000. The mafic mineralogy of the Pandé massif, Tikar plain, Cameroon: implications for a peralkaline affinity and emplacement from highly evolved alkaline magma. *Mineralogical Magazine*, 64: 525–537.

- Njonfang, E., Moreau, C., Tchoua, F.M., 1998. La bande mylonitique Fouban–Bankim, Ouest-Cameroun: une zone de cisaillement de haute température. *Comptes Rendus Académies des Sciences, Serie Ila 327*: 735–741.
- Njonfang, E., Ngako, V., Kwékam, M., Affaton, P., 2006. Les orthogneiss calco-alcalins de Fouban-Bankim: témoins d’une zone de cisaillement de haute température. *Comptes Rendus Géosciences*, 338: 606–616.
- Njonfang, E., Ngako, V., Moreau, C., Affaton, P., Diot, H., 2008. Restraining bends in high temperature shear zone: the “Central Cameroon Shear Zone”, Central Africa. *Journal African Earth Sciences*, 52: 9–20.
- Njonfang, E., Nono, A., Kamgang, P., Ngako, V., Tchoua, F.M., 2011. Cameroon Line alkaline magmatism (central Africa): A reappraisal. In Beccaluva, L., Bianchini, G., and Wilson, M., eds., *Volcanism and the evolution of the African Lithosphere: Geological Society of America special paper*, 478: 173–197.
- Nkouandou, F.O., Ngounouno, I., Déruelle, B., Ohnenstetter, D., Montigny, R., Demaiffe D., 2008. Petrology of the Mio-Pliocene volcanism to North and East of Ngaoundéré (Adamawa, Cameroon). *Comptes Rendus Géosciences*, 340: 28–37.
- Nkouathio D.G., 1997. Le volcanisme récent du graben de Tombel (provinces du Littoral et du Sud-ouest, Cameroun) : volcanologie, géochimie, pétrologie et valeurs agricoles. Thèse Doctorat 3^e cycle, Université de Yaoundé I, Cameroun 179 p.
- Nkouathio, D.G., Menard, J.-J., Wandji, P., Bardintzeff, J.-M., 2002. The Tombel graben (West Cameroon): a recent monogenetic volcanic field of the Cameroon Line. *Journal of African Earth Sciences*, 35: 285–300.
- Nkouathio, D.G., Kagou Dongmo, A., Bardintzeff, J.-M., Wandji, P., Bellon, H., Pouclet, A., 2008. Evolution of volcanism in graben and horst structures along the Cenozoic Cameroon Line (Africa): implications for tectonic evolution and mantle source composition. *Mineralogy and Petrology*, 94: 287–303.
- Nkoumbou, C., 1990. 1- Etude géologique des monts Roumpi : un exemple plutonique et volcanique de la « ligne du Cameroun ». 2- Données pétrologiques sur les néphélines du mont Etindé (Cameroun). Thèse Doctorat, Université de Nancy I, 355 p.
- N’ni, J., 1984. Le volcan actif du mont Cameroun (Ligne du Cameroun): Géologie et pétrologie du volcan. Thèse doctorat 3^{ème} cycle, Université Paris Sud (Orsay), 260 p.
- N’ni, J., Bonin, B., Brousse R., 1986. Migration de l’activité magmatique de la ligne du Cameroun : réactivation de segments de failles anciennes du socle panafricain. *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris, Serie II 302 (7)* : 453–456.

- N'ni, J., 2004. Magmatogénèse du versant Sud-ouest des monts Bambouto-Bamenda (Ligne du Cameroun: Géologie, volcanologie et pétrogenèse. Thèse Doctorat d'État, Université de Yaoundé I, Cameroun, 207 p.
- Nono, A., 1987. Pétrologie d'un volcan alcalin intraplaque: le massif du Nganha dans l'Adamaoua (Cameroun). Thèse Doctorat, Université de Nancy I, 171 p.
- Nono, A., Déruelle, B., Demaiffe, D., Kambou, R., 1994. Tchabal Nganha volcano in Adamawa (Cameroon): petrology of a continental alkaline lava series. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 60:147–178.
- Nonnotte, P., Benoit, M., Le Gall, B., Hémond, C., Rolet, J., Cotten, J., Brunet, P., Makoba, E., 2011. Petrology and geochemistry of alkaline lava series, Kilimanjaro, Tanzania: New constraints on petrogenetic processes. In Beccaluva L, Bianchini G, and Wilson M, eds., *Volcanism and Evolution of the African Lithosphere*. Geological Society of America Special Paper, 478: 1–32.
- Nord G.L. Jr., Lawson C.A., 1989. Order-disorder transition-induced twin domains and magnetic properties in ilmenite-hematite. *American Mineralogist*, 74: 160–176.
- Numbem, T. J., Toteu, S. F., Van Schmus, W. R., Penaye, J., Deloule, E., Mvondo, O. J., Bouyo, H. M., Ganwa, A. A., White, W. M., 2007. Evidence of ca 1.6-Ga detrital zircon in the Bafia Group (Cameroon): Implication for the chronostratigraphy of the Pan-African Belt north of the Congo craton. *Comptes Rendus Géosciences*, 339:132–142.
- Nzenti, J.P., 1987. Pétrogenèse des migmatites de Yaoundé (Cameroun), éléments pour un modèle géodynamique de la chaîne Pan-africaine Nord-équatoriale. Thèse, Université de Nancy I, France, 147p.
- Nzenti, J.P., 1998. L'Adamaoua panafricain (région de Banyo): une zone clé pour un modèle de la chaîne panafricaine nord-équatoriale au Cameroun. Thèse Doctorat d'État, Université Cheikh Anta Diop, 176 p.
- Nzenti, J.P., Barbey, P., Jegouzo, P., Moreau, C., 1984. Un nouvel exemple de ceinture granulitique dans une chaîne Protérozoïque de collision: les migmatites de Yaoundé au Cameroun. *Comptes Rendus Académie des Sciences*, 299: 1197–1199.
- Nzenti, J.P., Barbey, P., Macaudière, J., Soba, D., 1988. Origin and evolution of the late Precambrian high grade Yaoundé gneisses (Cameroon). *Precambrian Research*, 38: 91–109.
- 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.

- Nzolang C., 2005. Crustal evolution of the Precambrian basement in west Cameroon: inference from geochemistry, Sr-Nd isotopes and experimental investigation of some granitoids and metamorphic rocks. Ph.D. thesis Niigata University, Japan, 207 p.
- Nzolang, C., Kagami, H., Nzenti, J.P., Holtz, F., 2003. Geochemistry and preliminary Sr–Nd isotopic data on the Neoproterozoic granitoids from the Bantoum area, west Cameroon. Evidence for a derivation from a Paleoproterozoic to Archean crust. *Polar Geoscience*, 16: 196–226.
- Oberti, R., Smith, D.C., Rossi, G., Caucia, F., 1991. The crystal chemistry of high-aluminum titanites. *European Journal of Mineralogy*, 3: 777–792.
- O'Connor, J.T., 1965. A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios, US Geological Survey Proof Paper, 525B: 79–84.
- Olivry, J.T., 1986. Fleuves et rivières du Cameroun. MESRES-ORSTOM. ISBN 2-7099-0804-2, 733 p.
- Patino Douce, A.E., Beard, J.S., 1995. Dehydration–melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology*, 36: 707–738.
- Patino Douce, A.E., Beard, J.S., 1996. Effects of P, $f(\text{O}_2)$ and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model métagreywackes. *Journal of Petrology*, 37: 999–1024.
- Pearce, J.A., 1996. Sources and setting of granitic rocks. *Episodes*, 19 (4): 120–125.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956–983.
- Pearce, J.F., Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69: 33–47.
- Penaye, J., 1988. Pétrologie et structures des ensembles métamorphiques au Sud-Est de Poli (Nord-Cameroun). Rôles respectifs du socle protérozoïque inférieur et de l'accrétion crustale panafricaine. Thèse, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, 196p.
- Penaye, J., Toteu, S.F., Michard, A., Bertrand, J.M., Dautel, D., 1989. Reliques granulitiques d'âge Protérozoïque inférieur dans la zone mobile panafricaine d'Afrique Centrale au Cameroun; géochronologie U/Pb sur zircons. *Comptes Rendus Académie des Sciences*, 309: 315–318.
- Penaye, J., Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., and Nzenti, J.P. 1993. U–Pb and Sm–Nd preliminary geochronologic data on the Yaoundé series, Cameroon: re-interpretation of the granulitic rocks as the suture of a collision in the “Centrafrican belt”. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 317: 789–794.

- Penaye, J., Toteu, S.F., Tchameni, R., Van Schmus, W.R., Tchakounte, J., Ganwa, A., Miyem, D., Nsifa, E.N., 2004. The 2.1 Ga West Central African Belt in Cameroon: extension and evolution. *Journal of African Earth Sciences*, 39: 159–164.
- Peronne, Y., 1969. Notice explicative sur la feuille Wum-Banyo avec carte géologique de reconnaissance au 1/500.000. Direction des Mines et de la Géologie, Yaoundé, Cameroun.
- Philpotts, A. R., Ague, J.J., 2009. Principles of igneous and metamorphic petrology. 2nd edition, Cambridge University Press, 645p.
- Pitcher, W.S., 1987. Granite and yet more granites forty years on. *Geologische Rundschau*, 76: 51–79.
- Poidevin, J.L., 1983. La tectonique pan-africaine à la bordure nord du craton congolais: l'orogénèse des Oubanguides (abstract). 12th colloque on the African Geology, Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgium, p. 75.
- Poucllet, A., Juvigné, E., Pirson, S., 2008. The Rocourt Tephra, a widespread 90–74 ka stratigraphic marker in Belgium. *Quaternary Research*, 70: 105–120.
- Poudjom Djomani, Y.H., 1993. Apport de la gravimétrie à l'étude de la lithosphère continentale et implications géodynamiques. Etude d'un bombement intraplaque: le massif de l'Adamaoua (Cameroun). Thèse de doctorat, Université de Paris-Sud; Travaux et Documents microfichés, vol. 109. ORSTOM. 229p.
- Ramos, V. A., Kay, S. M., 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: back arc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics*, 205: 261–282.
- Rankenburg, K., Lassiter, J.C., Brey, G., 2004. Origin of megacrysts in volcanic rocks of the Cameroon chain-constraints on magma genesis and crustal contamination. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147 (2): 129–144.
- Richard, P., Shimizu, N., Allègre, C.J., 1976. $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$, a natural tracer: an application to oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 31: 269–278.
- Rickwood, P.C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22: 247–264.
- Roberts, M.P., Pin, C., Clemens, J.D., Paquette, J.L., 2000. Petrogenesis of mafic to felsic plutonic rock associations: the Calc-alkaline Quérigut Complex, French Pyrénées. *Journal of Petrology*, 41 (6): 809–844.
- Roberts, M.P., Clemens, J.D., 1993. Origin of high-potassium, calcalkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21: 825–828.

- Rodier, J., Francou, J., 1967. Essai de classification des crues maximales observées dans le monde. Paris, EDF – O.R.S.T.O.M.
- Roeder, P. L., Emslie, R. F., 1970. Olivine–liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 29: 275–289.
- Rolin, P., 1995. La zone de décrochements panafricains des Oubanguides en République Centrafricaine. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 320: 63–69.
- Sato, H., 1977. Nickel content of basaltic magmas: identification of primary magmas and a measure of the degree of olivine fractionation. *Lithos*, 10: 113–120.
- Scaillet, B., France-Lannord, C., Le Fort, P., 1990. Badrinath-Gangotri plutons (Garhwal, India): petrological and geochemical evidence for fractionation processes in high Himalayan leucogranite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44: 163–188.
- Schmidt, M. W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110: 304–310.
- Shabani, A.A.T., Lalonde, A.E., Whalen, J.B., 2003. Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachian orogen: a potential tectonomagmatic indicator? *Canadian Mineralogist*, 41: 1381–1396.
- Shang, C.K., Satir, M., Siebel, W., Nsifa, E.N., Taubald, H., Liégeois, J.P., Tchoua, F.M., 2004 a. TTG magmatism in the Congo craton; a view from major and trace element geochemistry, Rb–Sr and Sm–Nd systematics: case of the Sangmelima region, Ntem complex, southern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 40: 61–79.
- Shang, C.K., Siebel, W., Satir, M., Chen, F., Mvondo, J.O., 2004 b. Zircon Pb–Pb and U–Pb systematics of TTG rocks in the Congo Craton: constraints of crustal formation, crystallization and Pan-African lead loss. *Bulletin of Geoscience*, 79: 205–219.
- Shang, C.K., Satir, M., Nsifa, E.N., Liégeois, J.P., Siebel, W., Taubald, H., 2007. Archean high-K granitoids produced by remelting of earlier Tonalite–Trondhjemite–Granodiorite (TTG) in the Sangmelima region of the Ntem Complex of the Congo craton, southern Cameroon. *International Journal of Earth Sciences*, 96: 817–841.
- Singh, J., Johanneses, W., 1996. Dehydration melting of tonalites: Part II. Composition of melts and solids. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 125: 26–44.
- Smith, D.C., 1980. Highly aluminous sphene (titanite) in natural high-pressure hydrous eclogite facies rocks from Norway and Italy, and experimental runs at high pressure. Abstract, 26th International Geological conference, Paris, p145.

- Smith, J.V., 1983. Some chemical properties of feldspars. *Review in Mineralogy*, 2: 281–296.
- Smith, J.V., Brown, W.L., 1988. *Feldspar Minerals, Volume 1: Crystal structures, physical, chemical and microstructural properties*, 2nd edition, Springer-Verlag, New York.
- Soba, D., 1989. La série de Lom: Étude géologique et géochronologique d'un bassin volcano-sédimentaire de la chaîne panafricaine de l'Est du Cameroun. Thèse Doctorat d'État, Université de Paris VI, France, 198 p.
- Soba, D., Michard, A., Toteu, S.F., Norman, D.I., Penaye, J., Ngako, V., Nzenti, J.P., Dautel, D., 1991. Données géochronologiques nouvelles (Rb–Sr, U–Pb et Sm–Nd) sur la zone mobile panafricaine de l'Est Cameroun: âge Protérozoïque supérieur de la série de Lom. *Comptes Rendus Académie des Sciences*, 312: 1453–1458.
- Sobolev, N.V., Shatsky, V.S., 1990. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation. *Nature*, 343: 742–746.
- Sparks, R.S.J., Marshall, L.A., 1986. Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29: 99–124.
- Stern, C.R., Frey, F.A., Futa, K., Zartman, R.E., Peng, Z., Kyser, T.K., 1990. Trace-element and Sr, Nd, Pb, O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104: 294–308.
- Stevens, R. E., 1944. Composition of some chromites of the western hemisphere. *Journal of the Mineralogical Society of America*, 29: n° 1, 1–34.
- Streckeisen, A.L., Le Maitre, R.W., 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks, *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 136: 169–206.
- Suh, C.E., Luhr, J.F., Njome, M.S., 2008. Olivine-hosted glass inclusions from Scoriae erupted in 1954–2000 at Mount Cameroon volcano, West Africa. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 169: 1–33.
- Sun, S.-S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A D. Saunders and MJ. Norry (Eds). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, 313–345.
- Tabod, C.T., Fairhead, J.D., Stuart, G.W., Ateba, B., Ntepe, N., 1992. Seismicity of the Cameroon Volcanic Line, 1982–1990. *Tectonophysics*, 212: 303–320.
- Tagne-Kamga, G., 2003. Petrogenesis of the Neoproterozoic Ngondo Plutonic complex (Cameroon, west central Africa): a case of late collisional ferro-potassic magmatism. *Journal of African Earth Sciences*, 36: 149–171.

- Tamen, J., Nkoumbou, C., Mouafo, L., Reusser, E., Tchoua, F.M., 2007. Petrology and geochemistry of monogenetic volcanoes of the Barombi Koto volcanic field (Kumba graben, Cameroon volcanic line): Implications for mantle source characteristics. *Comptes Rendus Géosciences*, 339: 799–809.
- Tanko Njiosseu, E.L., Nzenti, J.P., Njanko, T., Kapajika, B., Nédelec, A., 2005. New U–Pb zircon ages from Tonga (Cameroon): coexisting Eburnean-Transamazonian (2.1Ga) and Pan-African (0.6 Ga) imprints. *Comptes rendus Geosciences*, 337: 551–562.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 312p.
- Tchameni, R., 1997. *Géochimie et géochronologie des formations de l'Archéen et de Néoprotérozoïque du Sud-Cameroun (groupe du Ntem, craton du Congo)*, Thèse de doctorat, Université d'Orléans, France, 295p.
- Tchameni, R., Mezger K., Nsifa, E.N., Pouclet, A., 2000. Late Archean crustal evolution in the Congo craton. Evidence from the K-rich granitoids of the Ntem Complex, Southern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 30: 133–147.
- Tchameni, R., Mezger, K., Nsifa, E.N., Pouclet, A., 2001. Crustal origin of early Proterozoic syenites in the Congo Craton (Ntem Complex, South Cameroon). *Lithos*, 57: 23–42.
- 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*, 44: 543–560.
- Tchokona Seuwi D., 2010. *Volcanisme Paléogène à Récent du secteur du massif de Mbépit (Plaine du Noun): pétrologie, minéralogie, géochimie isotopique, géochronologie et approche environnementale*, Thèse Ph. D. Université de Yaoundé I, 231 p.
- Tchoua, M.F., 1974. *Contribution à l'étude géologique et pétrographique de quelques volcans de la « ligne du Cameroun » (monts Manengouba et Bambouto)*. Thèse d'Etat, Université de Clermont-Ferrand, 337 p + Biblio. + Annexes.
- Tetsopgang, S., Suzuki, K., Adachi, M., 1999. Preliminary CHIME dating of granites from the Nkambe area, northwestern Cameroon, Africa. *Journal Earth Planetary Science*, Nagoya University, 46: 57–70.
- Tetsopgang, S., Enami, M., 2003. Orthoferrosilite in a quartz monzonite from the Pan-African belt in the Nkambe area, Cameroon. *Journal of Mineralogical and petrological Sciences*, 98: 235–244.

- Tetsopgang, S., Enami, M., Njonfang, E., 2006. Petrology of highly evolved Pan-African two-mica granites from the Nkambe area, West Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 46: 305–317.
- Thiéblemont, D., Tegye, M., 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 319: 87–94.
- Thornton, E.P., Tuttle, O.E., 1960. Chemistry of igneous rocks: Differentiation index. *American Journal of Science*, 258: 664–684.
- Tischendorf, G., Gottesmann, B., Förster, H-J., Trumbull, R.B., 1997. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, 61: 809–834.
- 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 Panafrican belt of Central Africa. *Precambrian Research*, 37: 71–87.
- Toteu, S.F., Bertrand, J.M., Penaye, J., Macaudière, J., Angoua, S., Barbey, P., 1991. Cameroon: a tectonic keystone in the Pan-African network. In: Lewry, J.F., Stauffer, M.R. (Eds.), *the Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America*. Special Paper, vol. 37. Geological Association of Canada, 483–496.
- Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Nyobé, J.B., 1994. U–Pb and Sm–Nd evidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. *Precambrian Research*, 67: 321–347.
- 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.
- Toteu, S.F., Penaye, J., Poudjom Djomani, Y., 2004. Geodynamic evolution of the Pan-African belt in central Africa with special reference to Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41: 73–85.
- Toteu, S.F., Penaye, J., Deloule, E., Van Schmus, W.R., Tchameni, R., 2006 a. 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 series (Cameroon). *Journal of African Earth Sciences*, 44: 428–442.
- Toteu, S.F., Yongué Fouateu, R., Penaye, J., Tchakounté, J., Semé Mouangué, A.C., Van Schmus, W.R., Deloule, E., Stendal, H., 2006 b. U–Pb dating of plutonic rocks involved

- in the nappe tectonic in southern Cameroon: Consequence for the Pan-African fold belt. *Journal of African Earth Sciences*, 44: 479–493.
- Tracy, R.J., 1978. High grade metamorphic reactions and partial melting in pelitic schist, west-central Massachusetts. *American Journal of Science*, 278, 150–178.
- Tröger, W.E., 1982. *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2.* Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 822 p.
- Trompette, R., 1994. *Geology of western Gondwana (2000 – 500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa.* A.A. Balkema Press, Rotterdam, 350p.
- Tropper, P., Manning, C.E., Essene, E.J., 2002. The substitution of Al and F in titanite at high pressure and temperature: Experimental constraints on phase relations and solid solution properties. *Journal of Petrology*, 43: 1787–1814.
- Tsaléfack, M., 2010. Climat. In *Atlas du Cameroun, Edition Jeune Afrique*, Paris, 80–81.
- Tulloch, A.J., 1979. Secondary Ca–Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69: 105–117.
- Tulloch, A., 1986. Comment on “Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America” and “Magmatic epidote and its petrologic significance”. *Geology*, 14: 186–187.
- Tuttle O. F., Bowen, N. L., 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Geological Society of America Memoire*, 74.
- Vallerie, M., 1971. *Carte pédologique du Cameroun Occidental à 1/1000000 - Notice n° 45*, 48 p.
- Van Houten, F.B., 1983. Sirte Basin, north-central Libya: Cretaceous rifting above a fixed mantle hotspot? *Geology*, 11: 115–118.
- Van de Fliedert, T., Hoernes, S., Jung, S., Masberg, P., Hoffer, E., Schaltegger, U., Friedrichsen H., 2003. Lower crustal melting and the role of open-system processes in the genesis of syn-orogenic quartz diorite-granite-leucogranite associations: constraints from Sr-Nd-O isotopes from the Bandombaai Complex, Namibia. *Lithos*, 67: 205–226.
- Vernikovskiy, V.A., Pease, V.L., Vernikovskaya, A.E., Romanov, A.P., Gee, D.G., Travin, A.V., 2003. First report of early Triassic A-type granite and syenite intrusions from Taimyr: Product of the northern Eurasian superplume. *Lithos*, 66: 23–66.
- Vicat, J.P., 1998. Bilan des connaissances acquises sur les séries de Dja (Cameroun), Nola (Centrafrique) et Sembé-Ouessou (Congo). In: Vicat, J.-P., Bilong, P. (Eds.),

- Géosciences au Cameroun, Collection GEOCAM, Presses universitaires de Yaoundé I, 1/1998: 369–383.
- Vicat, J.P., Léger, J.M., Nsifa, E., Piguet, P., Nzenti, J.P., Tchameni, R., Pouclet, A., 1996. Distinction au sein du craton Congolais du Sud-ouest Cameroun, de deux épisodes doléritiques initiant les cycles Éburnéen (Paléoprotérozoïque) et panafricain (Néoprotérozoïque). *Comptes Rendus Académie des Sciences*, 323: Série Ila, 575–582.
- Vicat, J.P., Pouclet, A., Nkoumbou, C., Semé Mouangue, A., 1997. Le volcanisme fissural néoprotérozoïque des séries du Dja inférieur, de Yokadouma (Cameroun et de Nola (RCA) – Signification géotectonique. *Comptes Rendus Académie des sciences*, 325: 671–677.
- Vidal, Ph., 1994. *Géochimie*. Collection Géosciences, Dunod, Paris, 190p.
- Vidal, O., Parra, T., Trotet, F. 2001. A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100° to 600°C and 1 to 25 kb range. *American Journal of Science*, 301: 557–592
- Vincent, P.M., 1970: The evolution of the Tibesti volcanic province, eastern Sahara. In: Clifford T.M. (Ed.), *African Magmatism and Tectonics*, Oliver and Boyd, Edinburg, 301–309.
- Wager, L.R., Bailey, E.B., 1953. Basic magma chilled against acid magma. *Nature*, 172: 68–70.
- Wandji, P., 1995. Le volcanisme récent de la plaine du Noun (Ouest-Cameroun). *Volcanologie, pétrologie, géochimie et pouzzolanité*. Thèse Doctorat d'État, Université de Yaoundé I, Cameroun, 295 p.
- Wandji, P, Bardintzeff, J.M., Ménard, J.J., Tchoua, F.M., 2000. The alkaline fassaite-bearing volcanic province of the Noun plain (West-Cameroon). *N Jahrb Miner Mh 1*: 1–14.
- Wandji, P., Tchokona Seuwei, D., Bardintzeff, J.-M., Bellon, H., Platevoet, B., 2008. Rhyolites of the Mbépit Massif in the Cameroon Volcanic Line: an early extrusive volcanic episode of Eocene age. *Mineralogy and Petrology*, 94: 271–286.
- Wandji, P., Tsafack, J. P. F., Bardintzeff, J. M., Nkouathio, D. G., Kagou, D.A., Bellon, H., Guillou, H., 2009. Xenoliths of dunites, wehrlites and clinopyroxenites in the basanites from Batoke volcanic cone (Mount Cameroon, Central Africa): petrogenetic implications. *Mineralogy and Petrology*, 96: 81–98.
- Wang, K., Plank, T., Walker, J. D., Smith, E. I., 2002. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA. *Journal of Geophysical Research*, 107 (B1).

- Wang, Q., Li, J.-W., Jian, P., Zhao, Z.-H., Xiong, X.-L., Bao, Z.-W., Xu, J.-F., Li, C.F., Ma, J.-L., 2005. Alkaline syenites in eastern Cathaysia (South China): link to Permian–Triassic transtension Earth and Planetary Science Letters, 230: 339–354.
- Wass, S.Y., 1979. Multiple origins of clinopyroxenes in basaltic rocks. *Lithos*, 12: 115–132.
- Watson, E.B., Harrison, T.M., 1983. Zircon saturation revisited temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64: 295–304.
- Weaver, B.L., 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 381–397.
- Wedepohl, K.H., 1995. The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 1217–1232.
- Wenjin, Y., 1993. Géochimie et minéralogie des granites de la région de Hetai, province de Guangdong, Chine méridionale. Thèse Doctorat, Université du Québec, 262 p.
- Wigger, P.J., Schmitz, M., Araneda, M., Asch, G., Baldzuhn, S., Giese, P., Heinsohn, W.-D., Martinez, E., Ricaldi, E., Rower, P., Viramonte, J., 1994. Variation in the crustal structure of the southern central Andes deduced from seismic refraction investigations; in: Reutter, K.-J., Scheuber, E. & Wigger, P.J. (Eds): *Tectonics of The Southern Central Andes*, 23–48, Springer.
- Williamson, B.J., Shaw, A., Downes, H., Thirlwall, M.F., 1996. Geochemical constraints on the genesis of Hercynian two-mica leucogranites from the Massif Central, France. *Chemical Geology*, 127: 25–42.
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman, London, 466 p.
- Winchester, J.A., Flyod, P.A., 1976. Geological magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 28: 459–469.
- Winkler, H.G.F., Boese, M., Marcopoulos, T., 1975. Low temperature granitic melts. *Neues Jahrb. Mineral Monatsh*, 245–268.
- Winther, K.T., Newton, R.C., 1991. Experimental melting of hydrous low-K tholeiite: evidence on the origin of Archean cratons. *Geological Society Denmark Bulletin*, 39: 213–228.
- Wolf, M.B., Wyllie, J.P., 1994. Dehydration–melting of amphibolite at 10 kbars: the effects of temperature and time. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115: 369–383.
- Wones, D. R., 1981. Mafic silicates as indicators of intensive variables in granitic magmas. *Mining Geology*, 31: 191–212.

- Wones, D.R., 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74: 744–749.
- Wones, D. R., Eugster, H.P., 1965. Stability of biotite: experiment, theory, and application. *American Mineralogist*, 50: 1228–1272.
- Woodhead, J. D., 1996. Extreme HIMU in an oceanic setting: the geochemistry of Mangaia Island (Polynesia), and temporal evolution of the Cook-Austral hotspot. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 72: 1–19.
- Wyatt, B.A., Baumgartner, M., Anckar, E., Grutter, H., 2004. Compositional classification of “kimberlitic” and “non-kimberlitic” ilmenite. *Lithos*, 77: 819–840.
- Xu, C., Huang, Z., Qi, L., Fu, P., Liu, C., Li, E., Gung, T., 2007. Geochemistry of Cretaceous granites from Mianning in the Panix region, Sichuan Province, southwestern China: implications for their generation. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29: 737–750.
- Yokoyama, T., Aka, F.T., Kusakabe, M., Nakamura, E., 2007. Plume-lithosphere interaction beneath Mt. Cameroon volcano, West Africa: Constraints from ^{238}U - ^{230}Th - ^{226}Ra and Sr-Nd-Pb isotope systematic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71: 1835–1854.
- Zang, W., Fyfe, W. S., 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarape-Bahia gold deposit, Carajas, Brazil. *Mineralium Deposita*, 30: 30–38.
- Zindler, A., Hart, S.R., 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth Planetary Science*, 14: 493–571.

ANNEXES

Annexe 1: Analyses des olivines des formations récentes de Mbengwi

Echantillons Analyses	Basanites																												
	E30 C1	E30 C1	E30 C3	E30 C5 b	E30 C5c	E30 C15	E30 C15	E30 C15	E30 C15	E30 C15 c	E30 C16b	E51 C51	E51 C12b	E51 C12c	E51 C9	E55 C6	E55 C6	E55 C7	E55 C8	E7 C4c	E7 C4b	E7-1 C1	E7-1 C6	E7-1 C6	E7-1 C11	E4 C4	E4 C5	E4 C5	E4 C7
SiO ₂	40,98	39,76	41	39,32	38,09	39,66	39,94	40,15	39,96	40,23	39,81	39,66	39,54	38,1	39,53	39,6	39,03	40,39	40,68	39,75	41,16	40,81	40,63	40,56	36,75	37,01	36,87	36,99	36,7
TiO ₂	0,01	0	0	0,01	0	0,01	0	0,02	0,03	0	0	0	0,01	0,18	0	0,01	0,12	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0,02	0,03	0	0
Cr ₂ O ₃	0,03	0	0	0	0	0,02	0,02	0,02	0,02	0,05	0,03	0	0	0,05	0,01	0	0	0,02	0,07	0,03	0,03	0,02	0,04	0,03	0,02	0	0,06	0,02	0,01
FeO	12,44	19,14	10,47	21,69	26,63	17,76	17,1	17,91	18,07	15,59	18,21	18,65	18,28	27,54	15,58	18,06	21,32	15,34	12,11	16	11,63	12,23	13,08	14,67	31,61	30,81	31,56	31,49	30,49
MnO	0,16	0,3	0,13	0,25	0,36	0,16	0,27	0,24	0,3	0,19	0,19	0,23	0,34	0,45	0,21	0,22	0,44	0,25	0,1	0,19	0,18	0,12	0,13	0,24	0,68	0,76	0,88	0,79	0,78
MgO	46,93	41,83	48,08	39,96	36,18	42,98	42,88	43,13	42,26	44,52	42,85	42,13	42,69	34,03	42,83	41,44	39,21	44,27	47,38	44,29	48,13	47,42	46,73	45,46	31,39	30,97	30,48	30,83	31,54
CaO	0,15	0,18	0,09	0,28	0,11	0,14	0,19	0,14	0,34	0,19	0,24	0,22	0,24	0,46	0,21	0,26	0,16	0,22	0,23	0,23	0,23	0,23	0,25	0,24	0,39	0,42	0,37	0,35	0,37
NiO	0	0	0,28	0,07	0,02	0	0,27	0	0,1	0,14	0,19	0,2	0,2	0,13	0,29	0,09	0	0,19	0,2	0,26	0,23	0,24	0,34	0,36	0,09	0,03	0,01	0,04	0
Total oxydes (%)	100,69	101,22	100,04	101,58	101,4	100,75	100,67	101,6	101,08	100,92	101,53	101,09	101,3	100,94	98,68	99,68	100,29	100,67	100,77	100,75	101,59	101,08	101,21	101,55	100,94	100,02	100,25	100,52	99,89
Si	1,008	1,005	1,007	1,002	0,997	1	1,006	1,004	1,007	1,003	0,999	1,002	0,997	1,008	1,01	1,011	1,007	1,008	1	0,997	1,001	1,001	1	1,002	0,994	1,007	1,004	1,004	0,999
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0	0	0,004	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0
Cr	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0,001	0	0	0,001	0	0	0	0	0,001	0,001	0,001	0	0,001	0,001	0	0	0,001	0	0
Fe ²⁺	0,256	0,404	0,215	0,462	0,583	0,375	0,36	0,375	0,381	0,325	0,382	0,394	0,385	0,609	0,333	0,386	0,46	0,32	0,249	0,336	0,237	0,251	0,269	0,303	0,715	0,701	0,719	0,715	0,694
Mn ²⁺	0,003	0,006	0,003	0,005	0,008	0,003	0,006	0,005	0,006	0,004	0,004	0,005	0,007	0,01	0,005	0,005	0,01	0,005	0,002	0,004	0,004	0,003	0,003	0,005	0,016	0,018	0,02	0,018	0,018
Mg	1,72	1,575	1,76	1,518	1,412	1,616	1,61	1,608	1,587	1,655	1,603	1,587	1,604	1,341	1,631	1,578	1,508	1,648	1,736	1,655	1,745	1,733	1,714	1,674	1,266	1,255	1,238	1,247	1,279
Ca	0,004	0,005	0,002	0,008	0,003	0,004	0,005	0,004	0,009	0,005	0,007	0,006	0,007	0,013	0,006	0,007	0,004	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,007	0,006	0,011	0,012	0,011	0,01	0,011
Ni	0	0	0,006	0,001	0	0	0,006	0	0,002	0,003	0,004	0,004	0,004	0,003	0,006	0,002	0	0,004	0,004	0,005	0,005	0,005	0,007	0,007	0,002	0,001	0	0,001	0
Total cations	2,992	2,995	2,993	2,998	3,003	2,999	2,994	2,996	2,993	2,996	3	2,998	3,003	2,988	2,99	2,989	2,991	2,991	2,999	3,003	2,998	2,999	3	2,998	3,005	2,993	2,994	2,996	3,001
Fa	0,129	0,204	0,109	0,233	0,292	0,188	0,183	0,189	0,193	0,164	0,193	0,199	0,194	0,312	0,17	0,197	0,234	0,163	0,125	0,169	0,119	0,126	0,136	0,153	0,361	0,358	0,367	0,364	0,352
Fo	0,871	0,796	0,891	0,767	0,708	0,812	0,817	0,811	0,807	0,836	0,807	0,801	0,806	0,688	0,83	0,803	0,766	0,837	0,875	0,831	0,881	0,874	0,864	0,847	0,639	0,642	0,633	0,636	0,648

Annexe 1: Analyses des olivines des formations récentes de Mbengwi (suite).

Echantillons Analyses	Mugéarite							Hawaiites																											
	D15 C1	D15 C6	D15 C5	D15 C5	D15 C4	D15 C2	D15 C1	E146 C2	E146 C3	E146 C8	E146 C8	E40 C7	E40 C1	E40 C1	E40 C2	E40 C2	E40 C8	E40 C9	E40 C9	E40 C10	E40 C7	E43- C1	E43 C6	E43 C7	E43 C8	E43 C11	E43 C11								
SiO ₂	35,53	36,72	36,24	36,74	36,83	37,13	37,13	36,78	36,35	37,26	37,21	36,91	36,67	36,76	36,99	36,89	36,54	36,98	36,52	36,85	37,09	36,66	36,57	37,06	37,04	36,43	36,58								
TiO ₂	0,01	0	0,02	0	0	0,03	0	0	0,04	0	0,02	0,05	0,08	0,02	0	0,03	0	0	0	0	0,07	0,04	0	0	0,08	0	0,05								
Al ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,02	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0								
Cr ₂ O ₃	0,03	0	0,02	0	0	0	0	0,02	0	0,01	0,03	0,08	0,06	0,04	0,01	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0,04	0	0	0,02								
FeO	33,96	29,64	31,51	30,18	30,3	29,54	30,54	30,06	30,63	29,66	29,15	29,58	29,69	29,33	29,95	29,47	29,84	29,57	29,12	29,13	29,21	28,82	29,08	29,32	28,57	28,63	28,88								
MnO	0,78	0,52	0,63	0,66	0,57	0,58	0,66	0,67	0,92	0,76	0,62	0,67	0,74	0,6	0,76	0,78	0,78	0,68	0,76	0,73	0,73	0,77	0,85	0,79	0,71	0,73	0,66								
MgO	29,94	33,5	32	33,39	33,44	33,04	33,28	32,93	32,02	33,27	33,61	33	32,55	33,22	33,07	32,62	32,57	33,52	33,07	33,33	32,84	33,45	32,74	33,26	33,05	33,14	33								
CaO	0,26	0,15	0,21	0,19	0,19	0,21	0,22	0,38	0,37	0,33	0,28	0,38	0,43	0,39	0,42	0,43	0,38	0,35	0,45	0,41	0,38	0,41	0,4	0,4	0,35	0,41	0,39								
NiO	0	0	0,04	0,05	0,02	0,01	0	0,09	0	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0,06	0,02	0,04	0	0,01	0	0,1	0								
Total oxydes	100,51	100,53	100,66	101,21	101,35	100,54	101,84	100,93	100,33	101,29	100,9	100,69	100,24	100,39	101,2	100,23	100,1	101,11	99,93	100,52	100,34	100,19	99,63	100,88	99,8	99,45	99,57								
Si	0,98	0,987	0,984	0,984	0,985	0,997	0,989	0,988	0,987	0,994	0,994	0,991	0,991	0,99	0,99	0,996	0,99	0,989	0,988	0,99	0,998	0,988	0,992	0,992	0,999	0,989	0,991								
Ti	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0,001	0	0	0,001	0,002	0	0	0,001	0	0	0	0	0,001	0,001	0	0	0,002	0	0,001								
Al ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0								
Al ^{VI}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0								
Cr	0,001	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0,001	0,002	0,001	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0,001								
Fe ²⁺	0,783	0,667	0,715	0,676	0,678	0,663	0,68	0,675	0,696	0,662	0,651	0,664	0,671	0,66	0,67	0,665	0,676	0,661	0,659	0,655	0,657	0,649	0,66	0,657	0,644	0,65	0,655								
Mn ²⁺	0,018	0,012	0,014	0,015	0,013	0,013	0,015	0,015	0,021	0,017	0,014	0,015	0,017	0,014	0,017	0,018	0,018	0,015	0,018	0,017	0,017	0,018	0,019	0,018	0,016	0,017	0,015								
Mg	1,23	1,343	1,295	1,334	1,333	1,322	1,321	1,319	1,296	1,323	1,338	1,321	1,311	1,333	1,319	1,312	1,315	1,336	1,334	1,335	1,317	1,343	1,324	1,328	1,328	1,341	1,333								
Ca	0,008	0,004	0,006	0,006	0,005	0,006	0,006	0,011	0,011	0,009	0,008	0,011	0,012	0,011	0,012	0,012	0,011	0,01	0,013	0,012	0,011	0,012	0,012	0,011	0,01	0,012	0,011								
Ni	0	0	0,001	0,001	0	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0,001	0	0	0	0,002	0								
Total cations	3,02	3,013	3,016	3,016	3,015	3,002	3,011	3,011	3,012	3,006	3,006	3,006	3,006	3,01	3,01	3,004	3,01	3,011	3,012	3,01	3,001	3,012	3,008	3,007	3	3,011	3,007								
Fa	0,389	0,332	0,356	0,336	0,337	0,334	0,34	0,339	0,349	0,333	0,327	0,335	0,339	0,331	0,337	0,336	0,34	0,331	0,331	0,329	0,333	0,326	0,333	0,331	0,327	0,326	0,329								
Fo	0,611	0,668	0,644	0,664	0,663	0,666	0,66	0,661	0,651	0,667	0,673	0,665	0,661	0,669	0,663	0,664	0,66	0,669	0,669	0,671	0,667	0,674	0,667	0,669	0,673	0,674	0,671								

Annexe 1: Analyses des olivines des formations récentes de Mbengwi (suite et fin).

Echantillons Analyses	Hawaïites																			Syénite								
	E46 C2	E46 C1	E46 C4	E46 C5	E46 C8	E46 C10	E46 C12	E5 C2	E5 C6	E5 C5	E5 C5	E5 C10	E50 C4	E50 C4	E50 C4	E50 C4	E50 C10	E50 C4	E50 C2	F1 C10	F1 C10	F1 C10	F1 C8	F1 C8	F1 C8	F1 C9	F1 C9	F1 C9
SiO ₂	36,78	36,74	36,37	36,48	37,25	36,27	36,74	37,14	37,2	37,32	37,04	37,15	37	36,25	36,23	36,37	35,95	36,02	35,96	31,14	31,49	31,17	30,94	30,68	30,73	30,78	30,7	31,18
TiO ₂	0,05	0	0	0	0	0	0,08	0	0,03	0	0	0,02	0,18	0,11	0,12	0,12	0,03	0	0,02	0,06	0,14	0,07	0,06	0,07	0	0,08	0	0,03
Al ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0,02	0,01	0,02	0,01	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0,04	0	0	0	0	0,04	0	0,07	0,03	0
FeO	29,37	29,25	29,2	29,74	29,59	30,09	29,08	27,17	26,85	27,13	27,43	27,29	31,01	32,99	33,86	33,81	33,78	33,49	33,63	57,42	56,93	57,57	59,79	59,75	60,01	57,87	56,79	57,47
MnO	0,79	0,66	0,62	0,82	0,7	0,85	0,72	0,8	0,69	0,7	0,67	0,85	0,82	0,81	0,93	0,78	0,87	0,89	0,96	4,18	4,31	3,93	4,77	4,98	4,75	4,46	4	4,35
MgO	33,12	33,09	33,02	32,76	32,86	32,71	33,01	35,08	35,16	35,05	34,81	34,92	28,84	29,69	29,36	29,15	29,15	29,65	29,13	7,52	7,48	7,07	5,17	4,79	5,06	6,74	6,59	6,67
CaO	0,4	0,36	0,39	0,41	0,43	0,36	0,41	0,37	0,43	0,35	0,34	0,33	0,59	0,42	0,47	0,38	0,3	0,33	0,37	0,33	0,39	0,37	0,4	0,44	0,39	0,45	0,42	0,43
NiO	0	0	0,05	0,05	0	0	0	0	0,06	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,04	0,08	0,01	0,16	0,07	0	0,08	0,04	0
Total oxydes	100,51	100,11	99,64	100,26	100,82	100,27	100,06	100,56	100,44	100,57	100,29	100,56	98,57	100,27	100,96	100,6	100,1	100,38	100,12	100,69	100,84	100,2	101,29	100,82	100,94	100,53	98,57	100,13
Si	0,99	0,992	0,987	0,987	0,998	0,983	0,992	0,988	0,989	0,992	0,989	0,989	1,022	0,996	0,992	0,998	0,994	0,991	0,994	0,992	0,999	0,998	0,996	0,995	0,994	0,989	1,001	1,001
Ti	0,001	0	0	0	0	0	0,002	0	0,001	0	0	0	0,004	0,002	0,002	0,003	0,001	0	0,001	0,001	0,003	0,002	0,001	0,002	0	0,002	0	0,001
Al ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,004	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ^{VI}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0	0	0,001	0	0,002	0,001	0
Fe ²⁺	0,661	0,66	0,663	0,673	0,663	0,682	0,656	0,604	0,597	0,603	0,612	0,608	0,717	0,758	0,776	0,776	0,781	0,771	0,777	1,53	1,51	1,542	1,609	1,62	1,624	1,555	1,549	1,543
Mn ²⁺	0,018	0,015	0,014	0,019	0,016	0,019	0,016	0,018	0,016	0,016	0,015	0,019	0,019	0,019	0,022	0,018	0,02	0,021	0,022	0,113	0,116	0,106	0,13	0,137	0,13	0,121	0,111	0,118
Mg	1,328	1,331	1,336	1,321	1,312	1,321	1,328	1,391	1,393	1,388	1,385	1,386	1,188	1,215	1,199	1,193	1,201	1,216	1,2	0,357	0,354	0,338	0,248	0,232	0,244	0,323	0,32	0,319
Ca	0,012	0,01	0,011	0,012	0,012	0,01	0,012	0,01	0,012	0,01	0,01	0,009	0,018	0,012	0,014	0,011	0,009	0,01	0,011	0,011	0,013	0,013	0,014	0,015	0,013	0,016	0,015	0,015
Ni	0	0	0,001	0,001	0	0	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0,002	0	0,004	0,002	0	0,002	0,001	0
Total cations	3,009	3,008	3,013	3,013	3,002	3,017	3,007	3,012	3,01	3,008	3,011	3,011	2,972	3,002	3,005	2,999	3,006	3,009	3,005	3,006	2,998	3	3,003	3,003	3,006	3,009	2,998	2,998
Fa	0,332	0,332	0,332	0,337	0,336	0,34	0,331	0,303	0,3	0,303	0,307	0,305	0,376	0,384	0,393	0,394	0,394	0,388	0,393	0,811	0,81	0,82	0,866	0,875	0,869	0,828	0,829	0,829
Fo	0,668	0,668	0,668	0,663	0,664	0,66	0,669	0,697	0,7	0,697	0,693	0,695	0,624	0,616	0,607	0,606	0,606	0,612	0,607	0,189	0,19	0,18	0,134	0,125	0,131	0,172	0,171	0,171

Annexe 2: Analyses des pyroxènes des formations récentes.

Echantillons Analyses	Basanites																			
	E30 C7Zb	E30 C7Zi	E30 C7zc	E30 C12zb	E30 C12zi	E30 C12zc	E30 C13zb	E30 C13zi	E30 C13zc	E51 C3b	E51 C3c	E51 C4b	E51 C4c	E51 C15b	E51 C15c	E55 C2	E55 C2	E55 C2	E7 C7	E7 C8
SiO ₂	44,98	44,33	44,53	47,23	49,71	51,44	48,08	45,84	52,18	47,58	48,88	46,62	46,43	46,79	46,86	46,28	49,9	47,02	47,98	43,47
TiO ₂	3,82	3,9	3,79	3,25	1,59	0,68	3,3	2,97	0,23	2,15	1,49	2,25	2,44	2,14	2,12	2,28	2	2,22	2,55	4,58
Al ₂ O ₃	10,89	10,99	10,67	5,69	6,38	6,36	5,33	8,77	2,06	7,46	6,24	9	9,21	9	8,91	9,04	12,38	9,23	5,37	9,19
Cr ₂ O ₃	0,02	0,12	0,1	0,01	0,44	0,73	0,01	0,06	0,07	0,01	0	0	0,03	0,07	0,04	0,06	0	0,02	0,1	0,06
Fe ₂ O ₃	2,73	3,24	3,18	2,63	1,2	0	1,7	3,44	0,44	3,45	2,86	0	0	0,29	0	0	0	1,45	3,43	2,87
FeO	4	3,9	3,87	5,06	5,86	4,84	5,49	4,43	12,93	6,17	6,91	8,57	8,45	7,52	7,6	7,95	5,01	6,16	4,91	5,59
MnO	0,08	0	0,07	0,12	0,1	0,07	0,09	0,01	0,14	0,22	0,16	0,17	0,05	0,11	0,09	0,17	0,12	0,13	0,08	0,02
MgO	12,23	12,21	12,29	13,24	14,77	15,37	13,37	12,32	12,24	13,14	13,93	12,86	12,94	13,26	13,08	12,83	10,3	13,02	13,6	10,95
CaO	21,29	21,23	20,99	22,78	19,61	19,75	22,69	21,79	19,87	19,29	18,51	20,08	20,2	20,78	20,49	20,3	18,69	20,46	22,59	22,45
Na ₂ O	0,88	0,79	0,83	0,3	0,73	0,97	0,41	0,68	0,49	0,92	0,87	0	0	0	0	0	2,01	0,54	0,32	0,48
K ₂ O	0	0,01	0,02	0,02	0,03	0	0,03	0	0	0,01	0,05	0	0	0	0	0	0,13	0	0	0
Total oxydes (%)	100,92	100,71	100,33	100,32	100,42	100,21	100,49	100,32	100,66	100,41	99,9	99,56	99,74	99,95	99,19	98,91	100,54	100,26	100,92	99,64
Si	1,652	1,635	1,647	1,759	1,822	1,869	1,783	1,701	1,958	1,762	1,814	1,742	1,732	1,738	1,751	1,739	1,799	1,736	1,775	1,641
Ti	0,105	0,108	0,105	0,091	0,044	0,019	0,092	0,083	0,007	0,06	0,042	0,063	0,068	0,06	0,06	0,064	0,054	0,062	0,071	0,13
Al ^{IV}	0,348	0,365	0,353	0,241	0,178	0,131	0,217	0,299	0,042	0,238	0,186	0,258	0,268	0,262	0,249	0,261	0,201	0,264	0,225	0,359
Al ^{VI}	0,123	0,112	0,112	0,008	0,098	0,141	0,016	0,085	0,05	0,088	0,088	0,139	0,136	0,132	0,143	0,139	0,325	0,138	0,008	0,05
Cr	0,001	0,004	0,003	0	0,013	0,021	0	0,002	0,002	0	0	0	0,001	0,002	0,001	0,002	0	0,001	0,003	0,002
Fe ³⁺	0,076	0,09	0,089	0,074	0,033	0	0,047	0,096	0,012	0,096	0,08	0	0	0,008	0	0	0	0,04	0,095	0,082
Fe ²⁺	0,123	0,12	0,12	0,157	0,18	0,147	0,17	0,137	0,406	0,191	0,215	0,268	0,264	0,233	0,237	0,25	0,151	0,19	0,152	0,176
Mn ²⁺	0,003	0	0,002	0,004	0,003	0,002	0,003	0	0,004	0,007	0,005	0,005	0,002	0,003	0,003	0,005	0,004	0,004	0,002	0,001
Mg	0,669	0,671	0,677	0,735	0,807	0,833	0,739	0,681	0,685	0,726	0,771	0,717	0,719	0,734	0,729	0,718	0,554	0,716	0,75	0,616
Ca	0,838	0,839	0,832	0,909	0,77	0,769	0,901	0,866	0,799	0,766	0,736	0,804	0,807	0,827	0,82	0,817	0,722	0,809	0,895	0,908
Na	0,062	0,056	0,06	0,021	0,052	0,068	0,03	0,049	0,036	0,066	0,063	0	0	0	0	0	0,14	0,039	0,023	0,035
K	0	0	0,001	0,001	0,001	0	0,001	0	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0,006	0	0	0
Total cations	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	3,99	4	3,96	4	4	4
Wo(Ca)	47,489	46,444	46,009	48,480	42,013	43,451	48,519	47,381	42,008	40,621	38,594	44,941	45,084	45,893	45,913	45,770	50,596	46,066	47,304	50,954
En(Mg)	41,057	41,164	41,587	40,807	45,931	47,614	40,813	40,439	36,244	43,127	44,78	40,065	40,179	40,922	40,786	40,243	38,796	41,745	41,725	36,224
Fs(Fe ²⁺)	7,537	7,375	7,346	8,743	10,227	8,42	9,399	8,158	21,472	11,366	12,464	14,977	14,723	13,008	13,296	13,99	10,587	11,092	8,457	10,374
XMg	0,845	0,848	0,85	0,824	0,818	0,85	0,813	0,832	0,628	0,791	0,782	0,728	0,732	0,759	0,754	0,742	0,786	0,79	0,831	0,777

Annexe 2: Analyses des pyroxènes des formations récentes (suite et fin).

Echantillons Analyses	Basanites									Hawaïite	Trachyte					Syénite à fayalite et pyroxène				
	E7 C8	E7 C5	E7 C5zb	E7 C5zc	E7 C6	E7-1 C2	E71 C9	E7-1 C12b	E7-1 C12c	E146 C9	E56 C1	E56 C3	E56 C5	E56 C8b	E56 C8c	F1 C7	F1 C7i1	F1 C7i 2	F1 C11 i1	F1 C11i 2
SiO ₂	43,3	49,3	43,45	48,71	43,68	47,52	47,12	49,54	48,85	51,86	51,2	51,41	51,23	51,24	51,17	50,01	50,12	50	49,65	49,25
TiO ₂	4,5	1,89	4,27	2,25	4,28	2,9	3,08	1,32	1,44	0,16	0,6	0,55	0,5	0,56	0,68	0,43	0,57	0,82	0,63	0,54
Al ₂ O ₃	8,82	4,13	8,84	4,69	8,71	6,03	6,76	6,83	7,47	2,08	0,92	0,85	0,64	1,04	1,34	0,28	0,37	0,23	0,42	0,39
Cr ₂ O ₃	0,08	0,18	0,06	0,29	0,1	0,04	0,22	0,16	0,22	0	0	0,04	0,01	0,02	0	0	0	0	0	0
Fe ₂ O ₃ (c)	4,63	3,06	4,26	3,02	3,83	2,42	3,02	0	0	0,8	1,4	0,39	1,05	0,21	0,48	0	1,23	2,16	2,5	2,62
FeO(c)	4,52	3,84	4,49	4,68	4,92	6,16	4,54	6,69	6,32	11,6	14,28	16,44	16,65	15,31	13,94	22,15	19,5	19,57	19,21	18,35
MnO	0,16	0,2	0,13	0,15	0,12	0,26	0,16	0,17	0,15	0,21	1,23	1,32	1,38	1,19	1,14	0	1,75	1,86	1,87	1,54
MgO	11,18	14,43	11,12	14,02	11,28	12,66	12,83	13,87	13,32	11,52	10,53	9,52	8,95	10,54	10,91	5,23	6,65	6,63	6,8	6,58
CaO	22,5	22,81	22,49	22,38	22,32	22,28	22,35	22,1	21,63	21,82	19,64	19,76	20,15	19,02	19,56	18,88	18,93	19,18	19,15	19,53
Na ₂ O	0,51	0,36	0,55	0,37	0,5	0,41	0,63	0	0	0,39	0,5	0,4	0,41	0,44	0,45	0,78	0,61	0,57	0,44	0,58
K ₂ O	0	0	0	0,02	0	0	0	0	0	0,01	0	0,01	0	0,02	0,04	0,08	0,07	0,01	0,04	0
Total oxydes (%)	100,21	100,19	99,65	100,57	99,76	100,68	100,7	100,69	99,39	100,45	100,3	100,7	100,99	99,59	99,71	97,84	99,81	101,03	100,7	99,39
Si	1,629	1,825	1,641	1,803	1,648	1,767	1,744	1,819	1,812	1,953	1,96	1,974	1,971	1,974	1,961	2,02	1,982	1,961	1,953	1,958
Ti	0,127	0,052	0,121	0,063	0,121	0,081	0,086	0,036	0,04	0,004	0,017	0,016	0,015	0,016	0,02	0,013	0,017	0,024	0,019	0,016
Al ^{IV}	0,371	0,175	0,359	0,197	0,352	0,233	0,256	0,181	0,188	0,047	0,04	0,026	0,029	0,026	0,039	0	0,017	0,011	0,019	0,018
Al ^{VI}	0,02	0,005	0,034	0,007	0,035	0,031	0,039	0,114	0,138	0,045	0,002	0,012	0	0,021	0,021	0,013	0	0	0	0
Cr	0,002	0,005	0,002	0,008	0,003	0,001	0,006	0,005	0,006	0	0	0,001	0	0,001	0	0	0	0	0	0
Fe ³⁺	0,131	0,085	0,121	0,084	0,109	0,068	0,084	0	0	0,023	0,04	0,011	0,03	0,006	0,014	0	0,036	0,064	0,074	0,079
Fe ²⁺	0,142	0,119	0,142	0,145	0,155	0,192	0,14	0,206	0,196	0,365	0,457	0,528	0,536	0,493	0,447	0,749	0,645	0,642	0,632	0,61
Mn ²⁺	0,005	0,006	0,004	0,005	0,004	0,008	0,005	0,005	0,005	0,007	0,04	0,043	0,045	0,039	0,037	0	0,059	0,062	0,062	0,052
Mg	0,627	0,796	0,626	0,773	0,634	0,702	0,708	0,759	0,736	0,647	0,601	0,545	0,513	0,605	0,623	0,315	0,392	0,388	0,398	0,39
Ca	0,907	0,905	0,91	0,887	0,902	0,888	0,886	0,869	0,86	0,88	0,806	0,813	0,831	0,785	0,803	0,817	0,802	0,806	0,807	0,832
Na	0,038	0,026	0,04	0,027	0,037	0,029	0,045	0	0	0,029	0,037	0,03	0,03	0,033	0,033	0,061	0,047	0,043	0,034	0,045
K	0	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0,001	0	0,001	0	0,001	0,002	0,004	0,004	0,001	0,002	0
Total cations	4	4	4	4	4	4	4	3,99	3,98	4	4	4	4	4	4	3,99	4	4	4	4
Wo (Ca)	48,980	46,553	49,774	46,273	49,692	48,000	48,394	47,383	47,991	46,518	43,228	43,113	44,194	41,67	42,886	43,45	43,623	43,908	43,923	45,403
En (Mg)	37,409	43,764	37,321	42,831	37,494	39,388	40,807	41,393	41,088	34,175	32,249	28,894	27,304	32,141	33,266	16,748	21,313	21,124	21,686	21,295
Fs (Fe ²⁺)	8,48	6,526	8,442	8,022	9,174	10,762	8,098	11,21	10,936	19,307	24,523	27,993	28,502	26,189	23,848	39,802	35,065	34,969	34,391	33,303
XMg	0,815	0,87	0,816	0,842	0,803	0,785	0,834	0,787	0,79	0,639	0,568	0,508	0,489	0,551	0,582	0,296	0,378	0,377	0,387	0,39

Légende : m = microlite; b = bordure du cristal; c = cœur du cristal; (c) = calculé; i = inclusion; z = cristal zoné.

Annexe 3: Analyses des amphiboles des syénites (formations récentes).

Échantillons Analyses	Syénites à quartz											Syénite à fayalite et pyroxène					
	Fo	Fo	Fo	Fo	Fo	Fo	Fo	Fo	Fo	Fo	Fo	F1	F1	F1	F1	F1	F1
	C3	C3	C8	C8	C8	C13	C13	C13	C12	C12	C12	C3	C3	C3	C4	C4	C4
SiO ₂	45,44	49,97	48,58	48,62	48,27	48,41	47,51	47,47	47,62	47,6	47,56	47,4	48,37	48,19	47,2	47,33	47,38
TiO ₂	0,08	0	1,18	0,79	1,1	1,4	0,94	1,76	1,19	1,34	1,42	1,55	1,65	1,84	1,5	1,82	1,67
Al ₂ O ₃	0,63	0,4	1,23	1,17	1,04	0,91	0,91	1,62	2,08	2,22	2,18	1,91	1,84	1,87	1,26	1,3	1,33
Cr ₂ O ₃	0	0,02	0	0,06	0,01	0,08	0	0,03	0	0,15	0,04	0	0	0	0	0,06	0
Fe ₂ O ₃	12,26	6,92	6,69	10,51	4,16	7,94	5,24	0,58	4,52	5,8	5,57	5,57	2,67	3,14	6,62	6,28	6,32
FeO	25,87	29,26	23,96	23,92	27,52	27,11	28,84	30,48	24,38	23	23,2	25,21	27,08	25,94	28,88	29,3	29,19
MnO	1,66	1,53	1,17	1,52	1,5	1,6	1,38	1,17	0,78	1,14	0,98	1,16	1,26	1,26	1,47	1,44	1,46
MgO	0,06	0,37	3,93	1,97	2,4	0,28	0,47	2,37	5,02	4,87	5,1	3,81	3,62	4,02	0,78	0,61	0,52
CaO	6,5	7,09	4,86	2,36	5,11	2,37	3,22	6,52	7,48	6,9	7,21	6,2	6,34	6,45	4,79	4,74	4,69
Na ₂ O	2,78	2,51	5,23	6,82	5,13	6,38	6,38	4,96	3,81	3,98	3,88	4,66	4,79	4,44	5,33	5,29	5,27
K ₂ O	0,49	0,4	1,14	1,02	1,3	0,99	0,95	1,05	0,99	0,88	0,92	1,11	1,11	1,09	1,13	1,18	1,14
NiO	0,01	0,06	0	0	0	0,11	0,05	0	0	0	0,07	0	0,12	0	0	0	0,09
F	0,16	0,13	1,8	1,03	1,92	1,27	0,91	1,83	1,78	2,12	1,25	2,13	2,62	2,35	1,52	1,59	1,34
Cl	0,01	0,06	0,1	0,09	0,08	0,03	0,08	0,09	0,06	0,03	0,07	0,07	0,03	0,06	0,07	0,07	0,09
H ₂ O	1,73	1,82	1,03	1,4	0,95	1,26	1,37	0,98	1,05	0,9	1,31	0,88	0,67	0,78	1,14	1,11	1,22
O=F	0,07	0,05	0,76	0,43	0,81	0,54	0,39	0,77	0,75	0,89	0,53	0,9	1,1	0,99	0,64	0,67	0,57
O=Cl	0	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
Total Oxydes (%)	97,61	100,46	100,13	100,81	99,66	99,59	97,84	100,12	99,99	100,03	100,22	100,75	101,05	100,42	101,04	101,43	101,12
Si	7,516	7,919	7,624	7,636	7,716	7,761	7,794	7,602	7,468	7,441	7,42	7,446	7,577	7,558	7,542	7,536	7,562
Ti	0,009	0	0,139	0,093	0,132	0,169	0,116	0,212	0,14	0,158	0,167	0,183	0,194	0,217	0,181	0,218	0,201
Al ^{IV}	0,123	0,075	0,228	0,216	0,197	0,172	0,176	0,307	0,384	0,409	0,401	0,353	0,34	0,345	0,238	0,244	0,25
Al ^{VI}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0,002	0	0,008	0,001	0,01	0	0,004	0	0,018	0,005	0	0	0	0	0,008	0
Fe ³⁺	1,526	0,825	0,79	1,242	0,5	0,958	0,647	0,07	0,534	0,682	0,654	0,658	0,315	0,37	0,795	0,753	0,759
Fe ²⁺	3,578	3,878	3,144	3,142	3,678	3,634	3,956	4,082	3,197	3,007	3,028	3,312	3,547	3,403	3,859	3,902	3,897
Mn ²⁺	0,232	0,206	0,156	0,202	0,203	0,217	0,192	0,159	0,104	0,15	0,129	0,154	0,167	0,167	0,199	0,195	0,198
Mg	0,015	0,087	0,918	0,462	0,573	0,066	0,114	0,565	1,173	1,134	1,187	0,892	0,846	0,94	0,186	0,146	0,123
Ca	1,152	1,204	0,818	0,398	0,875	0,408	0,566	1,119	1,256	1,156	1,205	1,043	1,064	1,083	0,819	0,808	0,802
Na	0,891	0,77	1,592	2,076	1,59	1,983	2,028	1,54	1,157	1,206	1,172	1,421	1,454	1,35	1,652	1,633	1,63
K	0,104	0,081	0,227	0,204	0,265	0,202	0,198	0,215	0,197	0,175	0,183	0,222	0,222	0,219	0,231	0,239	0,233
Ni	0,001	0,007	0	0	0	0,014	0,007	0	0	0	0,009	0	0,014	0	0	0	0,011
F	0,086	0,063	0,893	0,513	0,969	0,645	0,475	0,929	0,883	1,048	0,619	1,058	1,296	1,167	0,768	0,798	0,678
Cl	0,002	0,017	0,027	0,024	0,023	0,007	0,022	0,023	0,015	0,008	0,018	0,02	0,007	0,016	0,018	0,019	0,026
OH	1,912	1,92	1,08	1,463	1,008	1,348	1,504	1,048	1,102	0,943	1,362	0,922	0,697	0,817	1,214	1,183	1,297
Total cations	17,148	17,055	17,637	17,678	17,73	17,593	17,792	17,873	17,61	17,537	17,561	17,686	17,74	17,652	17,702	17,68	17,665
XMg	0,004	0,022	0,226	0,128	0,135	0,018	0,028	0,122	0,268	0,274	0,282	0,212	0,193	0,216	0,046	0,036	0,031

Annexe 4: Analyses des feldspaths des formations récentes

Echantillons Analyses	Basanites															Hawaiites											
	E30 C4b	E30 C4c	E30 C13	E51 C5	E51 C7	E51 C13	E51 D15	E55 C4m	E55 C5m	E7 C1	E7-1 C8m	E4 C3m	E4 C3m	E4 C8m	E4 C8	E146 C2	E146 C4b	E146 C4c	E146 C5	E40 C3	E40 C5m	E40 C1	E40 C7	E43 C6m	E43 C9	E43 C1	
SiO ₂	51,82	53,98	51,93	51,01	54,45	51,65	49,74	53,91	53,88	51,92	52,86	53,6	53,82	53,22	56,91	53,43	53,51	54,48	60,57	58,89	53,47	65,4	55,18	53,43	53,66	53,68	
TiO ₂	0,26	0	0,18	0,15	0,33	0,1	0,23	0,2	0,13	0,26	0,34	0,15	0,16	0,23	0,12	0,15	0,05	0,13	0,16	0,18	0,13	0,47	0,16	0,16	0,18	0,09	
Al ₂ O ₃	29,98	29,01	30,27	30,96	28,73	30,41	31,26	28,14	28,47	29,14	29,6	28,72	28,83	28,78	25,86	28,77	28,38	28,17	24,43	25,12	28,12	19,5	27,9	28,39	28,25	28,28	
Fe ₂ O ₃	0,8	0,55	0,8	0,72	0,78	0,66	0,87	0,86	0,73	0,98	0,86	0,93	0,79	0,83	0,75	1,11	0,89	0,84	0,23	0,65	0,59	0,56	0,8	1,01	0,83	1,01	
CaO	12,92	11,75	13,21	14	11,44	13,7	15,12	11,61	11,39	12,94	12,33	11,65	11,4	11,88	8,53	11,72	11,57	11,27	6,2	7,71	11,35	1,04	10,61	11,68	11,46	11,3	
BaO	0	0,06	0,12	0	0,13	0,04	0	-	-	0,03	0,05	0	0	0	-	0	0	0	0	0	0	-	0,05	0	0	-	
Na ₂ O	3,81	4,4	3,61	3,27	4,95	3,86	2,91	4,64	4,83	4,17	4,34	4,77	5,03	4,91	6,11	4,76	4,56	5,28	7,68	6,86	5,06	6,47	5,22	4,86	4,75	4,92	
K ₂ O	0,39	0,53	0,34	0,24	0,37	0,23	0,24	0,41	0,43	0,27	0,26	0,29	0,28	0,28	0,54	0,39	0,4	0,44	1,17	0,99	0,47	6,59	0,46	0,36	0,37	0,46	
Total Oxydes (%)	99,98	100,28	100,48	100,35	101,18	100,65	100,37	99,77	99,86	99,72	100,64	100,1	100,33	100,12	98,83	100,33	99,35	100,61	100,43	100,4	99,19	100,02	100,39	99,9	99,49	99,75	
Si	2,359	2,439	2,354	2,317	2,442	2,341	2,271	2,45	2,445	2,374	2,387	2,429	2,432	2,415	2,587	2,42	2,441	2,457	2,697	2,636	2,446	2,936	2,486	2,43	2,445	2,443	
Ti	0,009	0	0,006	0,005	0,011	0,003	0,008	0,007	0,004	0,009	0,012	0,005	0,006	0,008	0,004	0,005	0,002	0,004	0,005	0,006	0,004	0,016	0,006	0,006	0,006	0,003	
Al ^{IV}	1,608	1,545	1,617	1,658	1,518	1,624	1,682	1,507	1,523	1,571	1,575	1,534	1,536	1,54	1,386	1,536	1,526	1,497	1,282	1,325	1,516	1,032	1,481	1,522	1,517	1,517	
Al ^{VI}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Fe ³⁺	0,027	0,019	0,027	0,025	0,026	0,022	0,03	0,029	0,025	0,034	0,029	0,032	0,027	0,028	0,026	0,038	0,03	0,029	0,008	0,022	0,02	0,019	0,027	0,035	0,028	0,035	
Ca	0,63	0,569	0,642	0,682	0,549	0,665	0,74	0,566	0,554	0,634	0,597	0,565	0,552	0,578	0,416	0,569	0,565	0,544	0,296	0,37	0,556	0,05	0,512	0,569	0,559	0,551	
Ba	0	0,001	0,002	0	0,002	0,001	0	-	-	0,001	0,001	0	0	0	-	0	0	0	0	0	0	-	0,001	0	0	-	
Na	0,337	0,385	0,318	0,288	0,431	0,339	0,258	0,409	0,425	0,37	0,38	0,419	0,441	0,432	0,539	0,418	0,403	0,461	0,663	0,596	0,449	0,563	0,456	0,429	0,42	0,434	
K	0,023	0,031	0,02	0,014	0,021	0,013	0,014	0,024	0,025	0,016	0,015	0,017	0,016	0,016	0,032	0,022	0,023	0,025	0,066	0,057	0,027	0,377	0,026	0,021	0,021	0,027	
Total cations	4,99	4,99	4,99	4,99	5,00	5,01	5,00	4,99	5,00	5,01	5,00	5,00	5,01	5,02	4,99	5,01	4,99	5,02	5,02	5,01	5,02	4,99	5,00	5,01	5,00	5,01	
Ab	34,03	39,06	32,38	29,28	42,91	33,33	25,49	40,96	42,35	36,25	38,27	41,86	43,70	42,11	54,65	41,45	40,67	44,75	64,69	58,26	43,49	56,87	45,82	42,10	41,96	42,93	
An	63,69	57,71	65,40	69,32	54,73	65,33	73,13	56,67	55,16	62,15	60,10	56,47	54,70	56,33	42,15	56,35	57,01	52,81	28,85	36,19	53,87	5,04	51,44	55,85	55,92	54,42	
Or	2,29	3,12	2,02	1,41	2,13	1,29	1,38	2,37	2,49	1,54	1,53	1,67	1,61	1,56	3,20	2,20	2,32	2,44	6,46	5,55	2,64	38,09	2,65	2,05	2,13	2,66	
Celsian	0,00	0,11	0,21	0,00	0,23	0,06	0,00	0,00	0,00	0,05	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	

Légende : m = microlite; b = bordure du cristal; c = cœur du cristal.

Annexe 4: Analyses des feldspaths des formations récentes (suite)

Echantillons Analyses	Hawaiiites													Mugéarite					Trachyte				Rhyolite			
	E43 C5b	E43 C5c	E43 C9	E46 C6	E46 C5	E46 C11	E46 C11b	E46 C11c	E5 C7	E5 C6	E5 C12zb	E5 C11	E50 C1	E50 C1m	E50 C5	E50 C5	E50 C5	D15 C7	E56 C4	E56 C6m	E56 C6m	E56 C9	F3 C1	F3 C6	F3 C7m	F3 C8m
SiO ₂	60,81	60,07	57,75	53,11	53,33	53,33	55,92	55,88	58,22	53,29	53,11	52,88	53,42	53,8	60,23	60,94	58,55	54,7	63,63	66,44	67,17	63,82	67,82	67,69	73,54	67,62
TiO ₂	0	0	0,1	0,13	0,38	0,03	0,21	0,13	0,18	0,29	0,18	0,03	0,02	0,23	0	0,1	0,15	0,31	0,07	0,12	0,1	0	0	0	0,23	0
Al ₂ O ₃	24,3	24,9	25,24	28,34	28,37	29,3	26,17	26,15	24,93	28,25	28,04	28,43	29,3	29,24	24,34	24,32	24,62	27,45	21,26	20,17	18,74	21,32	18,24	18,35	13,68	18,1
Fe ₂ O ₃	0,05	0,05	0,55	0,94	0,88	0,7	0,65	0,82	0,51	0,92	0,9	0,7	0,64	0,91	0,29	0,24	0,77	0,44	0,39	0,83	0,53	0,24	0,62	0,64	3,21	1,34
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	6,26	7,06	7,9	11,76	11,48	11,87	9,37	9,27	7,57	11,73	11,77	11,97	12,07	11,85	6,16	6,19	7,2	10,66	2,27	1,41	0,33	2,89	0,03	0,03	0,09	0,04
BaO	-	-	0	0	0,06	0	0	0	0,2	0,05	0,09	-	-	0	0	0	0	0	0,62	0,09	0,02	0,56	0	0	0,01	0
Na ₂ O	7,5	7,06	6,55	4,57	4,86	4,49	5,84	5,77	7	4,68	4,42	4,63	4,46	4,45	7,49	7,83	6,32	5,38	8,14	7,5	6,93	7,58	7,75	7,83	5,8	7,87
K ₂ O	1,17	0,89	0,87	0,39	0,42	0,37	0,62	0,64	1,01	0,43	0,62	0,4	0,36	0,39	1,41	1,3	1,36	0,3	2,96	4,27	6,52	3,27	5,85	5,81	4,86	5,7
Total Oxydes (%)	100,09	100,03	98,96	99,24	99,76	100,1	98,78	98,66	99,62	99,64	99,14	99,04	100,27	100,87	99,91	100,93	98,96	99,24	99,33	100,82	100,34	99,68	100,32	100,34	101,43	100,65
Si	2,712	2,682	2,621	2,43	2,429	2,416	2,553	2,554	2,632	2,431	2,436	2,425	2,416	2,419	2,698	2,703	2,655	2,49	2,862	2,933	2,994	2,863	3,016	3,011	3,196	3,005
Ti	0	0	0,003	0,004	0,013	0,001	0,007	0,004	0,006	0,01	0,006	0,001	0,001	0,008	0	0,003	0,005	0,011	0,002	0,004	0,003	0	0	0	0,007	0
Al ^{IV}	1,277	1,31	1,35	1,528	1,523	1,564	1,408	1,409	1,328	1,518	1,516	1,537	1,562	1,549	1,285	1,271	1,316	1,473	1,127	1,05	0,985	1,127	0,956	0,962	0,701	0,948
Al ^{VI}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ³⁺	0,002	0,002	0,019	0,032	0,03	0,024	0,022	0,028	0,017	0,031	0,031	0,024	0,022	0,031	0,01	0,008	0,026	0,015	0,013	0,027	0,018	0,008	0,021	0,021	0,105	0,045
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,299	0,338	0,384	0,576	0,56	0,576	0,458	0,454	0,367	0,573	0,578	0,588	0,585	0,571	0,296	0,294	0,35	0,52	0,109	0,067	0,016	0,139	0,001	0,001	0,004	0,002
Ba	-	-	0	0	0,001	0	0	0	0,004	0,001	0,002	-	-	0	0	0	0	0	0,011	0,002	0	0,01	0	0	0	0
Na	0,649	0,611	0,576	0,406	0,429	0,394	0,517	0,511	0,613	0,414	0,393	0,412	0,391	0,388	0,651	0,674	0,555	0,475	0,71	0,642	0,599	0,659	0,668	0,675	0,489	0,678
K	0,067	0,051	0,05	0,023	0,024	0,021	0,036	0,037	0,058	0,025	0,036	0,023	0,021	0,022	0,08	0,074	0,079	0,017	0,17	0,24	0,37	0,187	0,332	0,329	0,27	0,323
Total cations	5,01	4,99	5,00	5,00	5,01	5,00	5,00	5,00	5,03	5,00	5,00	5,01	5,00	4,99	5,02	5,03	4,99	5,001	5,01	4,97	4,99	4,99	5,00	5,00	4,77	5,00
Ab	63,97	61,12	57,01	40,36	42,30	39,76	51,12	51,01	58,86	40,88	38,94	40,24	39,21	39,53	63,38	64,68	56,44	46,946	71,00	67,52	60,76	66,28	66,72	67,11	64,10	67,60
An	29,48	33,79	38,02	57,37	55,20	58,10	45,31	45,28	35,18	56,57	57,31	57,49	58,69	58,21	28,78	28,26	35,55	51,355	10,95	7,03	1,60	13,94	0,14	0,15	0,55	0,17
Or	6,56	5,10	4,98	2,27	2,40	2,14	3,57	3,72	5,61	2,47	3,59	2,27	2,11	2,27	7,84	7,07	8,02	1,7	16,96	25,29	37,60	18,79	33,14	32,74	35,33	32,23
Celsian	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,35	0,08	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0	1,09	0,17	0,04	0,99	0,00	0,00	0,02	0,00

Légende : zb = bordure d'un cristal zoné; zc = cœur d'un cristal zoné.

Annexe 4: Analyses des feldspaths des formations récentes (suite et fin)

Echantillons Analyses	Syénites à quartz																		Syénite à fayalite et pyroxène								
	F0 C4	F0 C4	F0 C4	F0 C2	F0 C6	F0 C9	F0 C9	F0 C9	F0 C10	F0 C10	F0 C10	F0 C13	F0 C13	F0 C14	F0 C14	F0 C14	F0 C11	F0 C11	F1 C1zb1	F1 C1zb2	F1 C1zb3	F1 C1	F1 C1	F1 C7	F1 C7	F1 C11	F1 C11
SiO ₂	68,79	69	69,17	66,15	68,75	66,81	67,02	66,83	67,86	67,24	67,09	68,89	65,29	68,78	69,5	66,16	67,25	66,76	67,07	65,61	67,08	67,57	67,79	67,12	64,99	67,02	66,89
TiO ₂	0,07	0	0,03	0,05	0,08	0	0,02	0,02	0,1	0	0,02	0	0	0	0,15	0,08	0,07	0,13	0,13	0,13	0,02	0	0	0,02	0,2	0,13	0
Al ₂ O ₃	19,67	18,93	19,41	17,98	19,38	19,62	19,32	18,85	17,89	17,62	18,07	18,62	17,1	18,79	19,43	17,7	17,83	18,35	18,77	21,05	18,76	18,36	18,76	18,52	20,48	18,27	19,01
Fe ₂ O ₃	0,09	0,13	0,03	0,29	0,3	0,37	0,4	0,29	0,8	1,01	1,14	0,61	0,53	0,54	0,39	0,41	1,02	0,75	0,62	0,32	0,57	0,65	0,57	0,46	0,3	0,53	0,6
CaO	0	0,01	0,01	0	0,02	0,81	0,42	0,06	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0,02	0,14	1,93	0,29	0,02	0,05	0,17	2,11	0	0,04	
BaO	0	0,02	0	0,05	0,03	0,23	0	0	0,06	0	0	0,05	0	0	0	0	0	0	0	0,39	0,05	0	0,09	0	0,41	0	0,14
Na ₂ O	12,05	11,74	11,71	2,35	11,53	7,29	7,1	6,48	7,08	6,04	6,72	11,58	1,92	9,85	11,51	1,66	6,64	5,61	6,52	8,58	7,11	5,73	6,32	6,91	8,08	6,29	6,48
K ₂ O	0,22	0,24	0,13	13,11	0,33	6,06	6,78	7,62	6,37	8,4	7,16	0,41	13,12	2,52	0,32	14,5	6,94	9	7,3	2,64	6,1	8,22	7,28	6,95	3,35	7,7	7,36
Total Oxydes (%)	100,87	100,07	100,48	99,98	100,41	101,19	101,06	100,15	100,15	100,32	100,19	100,18	97,97	100,48	101,3	100,53	99,75	100,62	100,55	100,66	99,97	100,54	100,86	100,15	99,91	99,94	100,53
Si	2,985	3,014	3,005	3,021	2,995	2,959	2,973	2,994	3,027	3,022	3,007	3,013	3,043	3,014	2,999	3,023	3,02	2,997	2,992	2,896	2,996	3,017	3,009	3,002	2,901	3,01	2,987
Ti	0,002	0	0,001	0,002	0,003	0	0,001	0,001	0,003	0	0,001	0	0	0	0,005	0,003	0,002	0,004	0,004	0,004	0,001	0	0	0,001	0,007	0,004	0
Al ^{IV}	1,006	0,974	0,994	0,968	0,995	1,024	1,01	0,995	0,94	0,933	0,954	0,96	0,939	0,971	0,988	0,953	0,944	0,971	0,987	1,095	0,987	0,967	0,981	0,976	1,078	0,967	1
Al ^{VI}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ³⁺	0,003	0,004	0,001	0,01	0,01	0,012	0,014	0,01	0,027	0,034	0,038	0,02	0,019	0,018	0,013	0,014	0,035	0,025	0,021	0,011	0,019	0,022	0,019	0,016	0,01	0,018	0,02
Ca	0	0	0	0	0,001	0,038	0,02	0,003	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0,007	0,091	0,014	0,001	0,002	0,008	0,101	0	0,002
Ba	0	0	0	0,001	0	0,004	0	0	0,001	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0,007	0,001	0	0,002	0	0,007	0	0,002
Na	1,014	0,994	0,986	0,208	0,974	0,626	0,61	0,563	0,612	0,527	0,584	0,982	0,174	0,837	0,963	0,147	0,578	0,489	0,564	0,735	0,616	0,496	0,544	0,6	0,699	0,548	0,561
K	0,012	0,014	0,007	0,764	0,018	0,342	0,384	0,436	0,362	0,482	0,409	0,023	0,78	0,141	0,017	0,845	0,397	0,515	0,415	0,149	0,347	0,468	0,412	0,397	0,191	0,441	0,419
Total cations	5,02	5,00	4,99	4,97	5,00	5,01	5,01	5,00	4,97	5,00	4,99	5,00	4,96	4,98	4,99	4,99	4,98	5,00	4,99	4,99	4,98	4,97	4,97	5,00	4,99	4,99	4,99
Ab	98,84	98,59	99,23	21,39	98,03	61,96	60,19	56,20	62,77	52,22	58,78	97,58	18,22	85,60	98,23	14,85	59,27	48,63	57,20	74,86	62,99	51,42	56,63	59,68	70,08	55,40	56,99
An	0,00	0,04	0,05	0,00	0,09	3,78	1,97	0,30	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,09	0,67	9,29	1,42	0,08	0,25	0,83	10,09	0,00	0,21
Or	1,17	1,34	0,73	78,52	1,83	33,87	37,84	43,50	37,13	47,78	41,22	2,29	81,78	14,40	1,77	85,15	40,71	51,28	42,13	15,16	35,51	48,51	42,95	39,49	19,11	44,60	42,55
Celsian	0,00	0,04	0,00	0,09	0,05	0,40	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,70	0,09	0,00	0,17	0,00	0,72	0,00	0,25

Légende : m = microlite; b = bordure du cristal; c = cœur du cristal; zb = bordure d'un cristal zoné.

Annexe 5: Analyses des minéraux opaques des formations récentes.

Echantillons Analyses	Basanites							Hawaiites														
	E30 C5	E30 C16	E51 C1	E51 C8	E55 C9	E7-1 C5	E7-1 C5	E146 C1	E146 C2	E146 C8	E40 C4	E40 C9	E43 C2	E43 C4	E43 C7	E46 C4	E46 C7	E5 C1	E5 C13	E50 C6	E50 C4	E50 C2
SiO ₂	0,16	0,14	0,14	0,16	0,14	0,05	0,06	0,63	0,11	0,12	0,08	0,31	0,06	0,08	0,06	0,03	0,06	0,11	0,09	0,03	0,09	0,06
TiO ₂	15,05	4,82	1,49	1,67	2,32	20,37	20,26	16,93	21,67	21,92	20,45	20,33	20,47	20,55	20,25	20,5	20,39	19,16	3,44	22,75	23,19	22,86
Al ₂ O ₃	8,86	31,9	52,73	51,7	48,48	2,43	2,27	6	2,7	2,52	3,1	3,01	3,09	3,06	3,09	3,3	3,22	3,2	1,46	2,07	1,95	1,78
Cr ₂ O ₃	0,49	13,04	0	0,14	0,18	2,03	2,13	0,14	0,05	0	0,02	0	0,06	0,06	0,08	0	0,04	0,13	0,09	0,07	0,03	0,03
Fe ₂ O ₃	31,93	14,19	13,37	13,14	14,88	27,21	26,96	30,37	25,75	25,29	27,65	27,11	28,5	27,34	27,92	27,42	28,01	31,16	61,56	23,94	23,24	22,93
FeO	37,56	24,13	17,84	17,95	20,18	42,78	42,71	40,73	45,31	45,79	42,87	44,16	42,6	43,37	42,57	44,12	43,11	41,68	30,53	46,29	46,55	46,21
MnO	0,29	0,27	0,09	0,07	0,22	0,68	0,68	0,59	0,72	0,81	0,57	0,73	0,62	0,7	0,56	0,71	0,63	0,74	0,29	0,75	0,95	0,75
MgO	5,83	10,93	15,81	15,46	14,02	4,54	4,4	4,73	3,74	3,5	4,56	3,69	4,69	4,23	4,51	3,73	4,4	4,81	2,42	3,46	3,35	3,22
ZnO	0	0	0,01	0,17	0	0,12	0	0,13	0,05	0,01	0	0,1	0,4	0	0,2	0,14	0,05	0,06	0	0,04	0,22	0,15
NiO	0,04	0,17	0,08	0,07	0,08	0	0,09	0,04	0	0,01	0,03	0,05	0,04	0,01	0	0	0,08	0	0,02	0	0,07	0
Total oxydes (%)	100,23	99,59	101,55	100,52	100,5	100,2	99,54	100,28	100,09	99,97	99,35	99,49	100,52	99,41	99,24	99,96	99,98	101,05	99,9	99,4	99,64	98
Si	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,002	0,002	0,022	0,004	0,004	0,003	0,011	0,002	0,003	0,002	0,001	0,002	0,004	0,003	0,001	0,003	0,002
Ti	0,391	0,11	0,03	0,034	0,048	0,55	0,552	0,449	0,588	0,597	0,555	0,554	0,549	0,559	0,551	0,556	0,551	0,511	0,097	0,624	0,636	0,638
Al ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ^{VI}	0,361	1,137	1,663	1,652	1,582	0,103	0,097	0,249	0,115	0,108	0,132	0,129	0,13	0,131	0,132	0,14	0,136	0,134	0,064	0,089	0,084	0,078
Cr	0,014	0,312	0	0,003	0,004	0,058	0,061	0,004	0,001	0	0,001	0	0,002	0,002	0,002	0	0,001	0,004	0,003	0,002	0,001	0,001
Fe ³⁺	0,831	0,323	0,269	0,268	0,31	0,736	0,735	0,805	0,699	0,689	0,751	0,74	0,766	0,744	0,76	0,744	0,757	0,832	1,733	0,658	0,638	0,64
Fe ²⁺	1,087	0,61	0,399	0,407	0,467	1,285	1,293	1,2	1,368	1,387	1,294	1,34	1,271	1,312	1,288	1,331	1,295	1,237	0,955	1,413	1,419	1,435
Mn ²⁺	0,009	0,007	0,002	0,002	0,005	0,021	0,021	0,018	0,022	0,025	0,018	0,023	0,019	0,021	0,017	0,022	0,019	0,022	0,009	0,023	0,029	0,024
Mg	0,301	0,493	0,631	0,625	0,578	0,243	0,237	0,248	0,201	0,189	0,246	0,199	0,249	0,228	0,243	0,201	0,235	0,255	0,135	0,188	0,182	0,178
Zn	0	0	0	0,003	0	0,003	0	0,004	0,001	0	0	0,003	0,01	0	0,005	0,004	0,001	0,002	0	0,001	0,006	0,004
Ni	0,001	0,004	0,002	0,001	0,002	0	0,003	0,001	0	0	0,001	0,001	0,001	0	0	0	0,002	0	0,001	0	0,002	0
Total cations	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
XCr =Cr#	3,609	21,515	0	0,186	0,247	35,983	38,634	1,575	1,286	0	0,518	0	1,309	1,249	1,63	0	0,857	2,619	3,929	2,23	0,94	1,107
XFe ²⁺	78,322	55,32	38,769	39,448	44,685	84,091	84,498	82,854	87,184	88,004	84,053	87,039	83,604	85,18	84,118	86,908	84,612	82,937	87,611	88,245	88,622	88,955
YFe ³⁺	68,913	18,232	13,931	13,94	16,349	82,092	82,315	76,087	85,756	86,488	84,988	85,17	85,327	84,912	85,019	84,125	84,649	85,808	96,288	87,833	88,308	89,047

Annexe 6: Analyses des carbonates des formations récentes

Echantillons Analyses	Basanites																Hawaiites								Rhyolite				
	E30 C10	E30 C10	E51 C2	E51 C11	E51 C11	E51 C3 incl	E51 C11	E55 C1	E55 C1	E7-1 C3	E71 C10	E7-1 C11	E7-1 C1	E7-1 C9	E71 C9	E7-1 C14	E146 C6	E40 C6	E46 C3	E46 C9	E5 C3	E50 C9	E50 C9	E50 C9	E50 C9	F0 C11	F0 C11	F0 C11	
SiO ₂	0,03	0	0	0,04	0,1	0,04	0,06	0	0,01	3,02	0,08	0,01	0,05	0,03	0,01	0,01	0	0	0	0	0,02	0	0,01	0,04	0	0	0,03	0	
FeCO ₃	86,49	87,63	56,42	49,14	86,67	55,81	49,43	32,24	36,63	69,25	71,25	72,25	70,44	72,33	57,5	22,61	79,87	64,48	75,72	51,54	13,83	65,84	66,18	67,57	62,57	70,77	72,83	69,86	
MnCO ₃	5,28	4,09	1,03	1,02	4,29	0,78	0,98	0,45	0,45	1,7	1,37	1,56	1,51	1,92	0,8	0,43	9,96	2,46	2,3	1,62	3,16	1,55	1,35	1,59	1,39	2,02	1,8	1,09	
MgCO ₃	0,99	2,42	42	47,37	4,58	42,65	44,16	65,38	59,93	9,72	24,63	21,33	22,76	17,57	40,81	74,66	1,05	26,82	10,97	43,07	20,62	17,59	14,43	14,3	21,46	5,73	5,49	8,56	
CaCO ₃	5,17	5,38	2,85	6,38	5,86	3,92	6,12	6,22	7,09	14,03	3,84	6,06	4,71	7,68	3,97	7,01	5,25	7,62	10,04	5,5	65,14	13,79	15,04	14,12	13,3	17,75	17,45	18,31	
BaCO ₃	0	0	0	0	0	-	0	0	0	0	0	0	-	-	-	-	0	0	0	0,03	-	0,01	0,1	0	0,2	0	0,08	0,07	
Na ₂ Ca*CO ₃ 2	0,27	1,09	0	0	0,12	0	0	0	0	0	0,68	0	0	0	0	0	0,96	0	0,35	0	0	1,23	0,48	0,1	0	0	0,78	0	
K ₂ CaCO ₃ 2	0	0,21	0	0	0,21	0	0	0	0	0	0	0	0,02	0	0	0	0	0	0,39	0	0,13	0	0	0,06	0,04	0	0	0	
ZnCO ₃	0,37	0	0	0,02	0,15	0	0	0	0	0,25	0	0	0,16	0	0	0	0,08	0	0	0	0,1	0	0,21	0	0,04	0	0	0	
NiCO ₃	0,05	0,02	0	0	0	0	0,08	0,1	0	0,24	0,18	0	0,17	0	0	0,38	0	0	0,09	0	0	0	0,07	0	0	0,19	0,12	0	
Total oxydes (%)	98,65	100,83	102,3	103,96	101,99	103,2	100,83	104,39	104,11	98,22	102,03	101,22	99,81	99,53	103,1	105,1	97,16	101,38	99,88	101,76	103	100,01	97,86	97,77	99,01	96,46	98,59	97,89	
Si	0	0	0	0,001	0,002	0,001	0,001	0	0	0,052	0,001	0	0,001	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0	0,001	0	
Fe ²⁺	0,871	0,861	0,476	0,4	0,829	0,466	0,417	0,248	0,287	0,617	0,639	0,656	0,647	0,673	0,483	0,169	0,817	0,572	0,721	0,434	0,114	0,61	0,63	0,641	0,574	0,699	0,708	0,672	
Mn ²⁺	0,054	0,04	0,009	0,008	0,041	0,007	0,008	0,003	0,004	0,015	0,012	0,014	0,014	0,018	0,007	0,003	0,103	0,022	0,022	0,014	0,026	0,014	0,013	0,015	0,013	0,02	0,018	0,011	
Mg	0,014	0,033	0,487	0,53	0,06	0,489	0,512	0,692	0,645	0,119	0,304	0,266	0,287	0,225	0,471	0,767	0,015	0,327	0,144	0,498	0,234	0,224	0,189	0,186	0,271	0,078	0,073	0,113	
Ca	0,061	0,064	0,028	0,06	0,066	0,038	0,06	0,056	0,064	0,145	0,041	0,064	0,05	0,083	0,039	0,061	0,064	0,078	0,112	0,054	0,624	0,151	0,167	0,155	0,141	0,203	0,198	0,204	
Ba	0	0	0	0	0	-	0	0	0	0	0	0	-	-	-	-	0	0	0	0	-	0	0,001	0	0,001	0	0	0	
Na	0,001	0,002	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0,002	0	0,001	0	0	0,003	0,001	0	0	0	0,002	0	
K	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Zn	0,003	0	0	0	0,001	0	0	0	0	0,002	0	0	0,001	0	0	0	0,001	0	0	0	0,001	0	0,002	0	0	0	0	0	
Ni	0,001	0	0	0	0	0	0,001	0,001	0	0,002	0,002	0	0,002	0	0	0,003	0	0	0,001	0	0	0	0,001	0	0	0	0,002	0,001	0
Total cations	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,95	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	
Rhodochrosite	5,35	4,05	0,88	0,83	4,14	0,66	0,83	0,35	0,35	1,53	1,24	1,43	1,40	1,80	0,68	0,33	10,27	2,20	2,21	1,38	2,64	1,45	1,30	1,52	1,29	2,01	1,77	1,06	
Magnésite	1,37	3,27	48,71	53,02	6,02	48,88	51,25	69,25	64,49	11,91	30,37	26,59	28,73	22,48	47,12	76,69	1,47	32,72	14,36	49,84	23,45	22,38	18,87	18,65	27,06	7,77	7,34	11,32	
Sidérite	87,06	86,13	47,62	40,02	82,88	46,56	41,75	24,85	28,69	61,72	63,92	65,57	64,71	67,33	48,31	16,90	81,70	57,25	72,13	43,41	11,45	60,98	63,01	64,14	57,41	69,91	70,83	67,20	
Calcite	6,02	6,12	2,79	6,02	6,49	3,78	5,98	5,55	6,43	14,48	3,99	6,37	5,01	8,27	3,86	6,06	6,22	7,83	11,08	5,36	62,38	14,79	16,57	15,51	14,13	20,30	19,64	20,39	

Annexe 7: Analyses des amphiboles des formations Pan-Africaines.

Echantillons Analyses	Monzogabbros															Monzodiorites								
	E134 C2	E134 C2	E134 C3	E134 C10	E134 C10	E141 C2	E141 C3b	E141 C3c	E141 C4	E141 C8b	E141 C8c	E141 C6	E141 C11	E141 C11	E141 C13	E33 C12	E33 C5	E131 C4	E131 C4	E131 C8	E131 C10	E131 C11	E131 C11	E131 C15
	SiO ₂	44,92	43,6	43,61	44,2	44,21	44,18	44,93	45,53	45,38	45,58	45,78	44,43	45,91	45,79	46	43,22	42,22	44,62	44,58	45,38	43,88	44,61	44,64
TiO ₂	1,46	1,59	1,25	1,89	1,84	1,45	1,13	1,74	1,6	1,86	1,56	1,48	0,93	1,45	1,17	1,79	2,21	1,22	1,06	1,47	1,02	1,53	1,86	1,74
Al ₂ O ₃	8,59	9,09	9,51	8,91	9,21	9,11	9,23	8,83	8,9	8,88	8,39	9,68	8,65	8,73	8,3	10,39	10,3	9,54	9,5	9,52	10,53	9,53	9,26	10,26
Cr ₂ O ₃	0,02	0,09	0,02	0	0,07	0,11	0,16	0,22	0	0,12	0,05	0,05	0,21	0	0	0,03	0	0,04	0,05	0	0,02	0	0,13	0,04
Fe ₂ O ₃	4,79	3,16	4,86	4,39	5,02	2,7	3,62	2,21	2,61	1,26	2,87	2,09	3,4	3,3	2,93	5,01	3,05	3,88	4,98	2,68	5,73	3,92	1,99	3,86
FeO	12,42	13,76	13,25	13	13,14	12,47	11,57	11,86	12,24	12,94	11,77	13,64	10,93	11,88	11,5	12,87	15,01	12,59	12,04	14,2	12,18	12,68	13,9	12,66
MnO	0,18	0,25	0,4	0,34	0,29	0,28	0,33	0,29	0,18	0,36	0,17	0,17	0,24	0	0	0,41	0,48	0,34	0,25	0,26	0,17	0,4	0,3	0,24
MgO	11,44	10,8	10,49	11,07	10,85	11,78	12,46	12,73	12,42	12,47	12,65	11,43	12,82	12,87	12,87	10,25	9,62	11,49	11,35	10,96	10,67	11,23	11,47	11,27
CaO	11,83	11,97	11,71	11,86	11,82	11,92	11,83	12,21	11,73	11,98	11,81	12,12	11,77	12,14	11,76	11,63	11,5	11,9	11,79	12,12	11,94	12,09	12,3	12,3
Na ₂ O	1,06	1,13	1,28	1,1	1,11	1,36	1,74	1,28	1,67	1,7	1,43	1,38	1,45	1,38	1,41	1,22	1,76	1,35	1,18	1,14	0,95	0,86	1,15	1,05
K ₂ O	0,94	1,12	1,2	1,1	1,24	1	1,15	0,96	1,02	1,04	0,97	1,12	0,95	1,06	0,94	1,24	1,29	1,18	1,1	1,08	1,04	1,18	1,16	1,36
NiO	0	0,04	0,02	0,01	0,04	0	0,04	0,06	0	0,05	0,09	0,08	0,03	0	0	0,15	0,16	0	0	0,11	0	0	0	0,15
F	0,07	0,48	0,55	0,22	0,24	0,46	0,24	0,62	0,61	0,54	0,1	0,24	0,63	0	0	0,41	0,33	0,43	0,26	0,55	0,4	0,38	0,27	0,38
Cl	0	0,01	0,08	0	0,05	0,04	0,03	0,05	0	0	0,01	0,05	0	0	0	0,05	0,07	0,01	0,02	0,04	0,02	0,03	0,01	0,07
H ₂ O	1,98	1,75	1,72	1,91	1,9	1,76	1,91	1,73	1,74	1,78	1,98	1,88	1,73	2,05	2,02	1,81	1,8	1,81	1,89	1,76	1,82	1,83	1,89	1,82
O=F	0,03	0,2	0,23	0,09	0,1	0,2	0,1	0,26	0,26	0,23	0,04	0,1	0,27	0	0	0,17	0,14	0,18	0,11	0,23	0,17	0,16	0,11	0,16
O=Cl	0	0	0,02	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0	0	0	0,01	0	0	0	0,01	0,02	0	0	0,01	0,01	0,01	0	0,02
Total Oxydes (%)	99,68	98,64	99,69	99,91	100,9	98,41	100,26	100,04	99,85	100,32	99,58	99,72	99,38	100,65	98,89	100,3	99,65	100,23	99,93	101,04	100,21	100,11	100,22	100,3
Si	6,685	6,605	6,554	6,597	6,553	6,651	6,633	6,706	6,708	6,716	6,767	6,623	6,782	6,705	6,821	6,449	6,401	6,616	6,62	6,686	6,511	6,619	6,63	6,444
Ti	0,163	0,181	0,141	0,212	0,205	0,164	0,125	0,192	0,178	0,206	0,173	0,165	0,104	0,159	0,131	0,201	0,252	0,136	0,118	0,163	0,114	0,171	0,208	0,194
Al ^{IV}	1,315	1,395	1,446	1,403	1,447	1,349	1,367	1,294	1,292	1,284	1,233	1,377	1,218	1,295	1,179	1,551	1,599	1,384	1,38	1,314	1,489	1,381	1,37	1,556
Al ^{VI}	0,191	0,228	0,238	0,165	0,161	0,269	0,238	0,239	0,258	0,258	0,228	0,324	0,288	0,213	0,272	0,277	0,242	0,283	0,282	0,338	0,352	0,286	0,251	0,245
Cr	0,003	0,011	0,002	0	0,008	0,013	0,018	0,026	0	0,013	0,006	0,006	0,024	0	0	0,004	0	0,005	0,006	0	0,003	0	0,015	0,005
Fe ³⁺	0,537	0,36	0,549	0,493	0,56	0,305	0,403	0,245	0,291	0,139	0,319	0,234	0,378	0,364	0,327	0,563	0,348	0,433	0,557	0,298	0,639	0,437	0,222	0,433
Fe ²⁺	1,546	1,743	1,665	1,623	1,629	1,57	1,428	1,461	1,514	1,594	1,455	1,7	1,35	1,455	1,426	1,606	1,903	1,561	1,495	1,75	1,511	1,573	1,727	1,575
Mn ²⁺	0,022	0,032	0,051	0,043	0,037	0,036	0,041	0,036	0,023	0,045	0,021	0,021	0,03	0	0	0,051	0,062	0,043	0,031	0,032	0,021	0,05	0,037	0,03
Mg	2,538	2,439	2,351	2,462	2,396	2,644	2,742	2,794	2,737	2,738	2,788	2,54	2,822	2,809	2,844	2,28	2,174	2,54	2,512	2,407	2,359	2,482	2,539	2,5
Ca	1,887	1,943	1,885	1,897	1,877	1,923	1,872	1,926	1,858	1,891	1,87	1,936	1,863	1,904	1,868	1,859	1,869	1,89	1,876	1,913	1,899	1,922	1,957	1,962
Na	0,306	0,331	0,374	0,317	0,32	0,396	0,498	0,366	0,477	0,485	0,411	0,398	0,415	0,392	0,404	0,352	0,519	0,388	0,339	0,324	0,272	0,247	0,331	0,303
K	0,178	0,217	0,23	0,21	0,234	0,193	0,217	0,181	0,192	0,195	0,182	0,213	0,179	0,199	0,178	0,236	0,25	0,224	0,209	0,202	0,198	0,224	0,22	0,258
Ni	0	0,005	0,003	0,002	0,004	0	0,005	0,007	0	0,006	0,011	0,01	0,004	0	0	0,018	0,02	0	0	0,013	0	0	0	0,018
F	0,034	0,23	0,259	0,102	0,112	0,221	0,114	0,287	0,284	0,251	0,046	0,115	0,297	0	0	0,191	0,16	0,201	0,123	0,255	0,189	0,18	0,125	0,18
Cl	0	0,003	0,02	0	0,012	0,01	0,007	0,013	0	0	0,004	0,013	0,001	0	0	0,012	0,017	0,004	0,004	0,011	0,006	0,007	0,004	0,017
OH	1,966	1,767	1,721	1,898	1,876	1,769	1,879	1,7	1,716	1,749	1,95	1,873	1,703	2	2	1,797	1,823	1,795	1,873	1,734	1,806	1,813	1,872	1,803
Total cations	17,371	17,491	17,489	17,424	17,431	17,511	17,587	17,473	17,528	17,571	17,463	17,547	17,458	17,495	17,45	17,447	17,637	17,503	17,423	17,44	17,368	17,393	17,508	17,523
XMg	0,621	0,583	0,585	0,603	0,595	0,627	0,657	0,657	0,644	0,632	0,657	0,599	0,676	0,659	0,666	0,587	0,533	0,619	0,627	0,579	0,61	0,612	0,595	0,613

Annexe 7: Analyses des amphiboles des formations Pan-Africaines (suite).

Echantillons Analyses	Monzodiorites									Monzonites										Monzonite à Qtz				
	E135 C5	E135 C6b	E135 C6c	E135 C8	E142 C1	E142 C2	E142 C3	E142 C4	E142 C9	E63 C5	E69b C1	E69b C4	E69b C5	E69b C5	E69b C9	E69b C9	E69b C12	E69b C10	E69b C10	E69b C13	E6b C14	E67 C7	E67 C3	E42 C3
SiO ₂	45,1	52,76	43,41	43,17	50,1	49,29	48,84	47,69	56,65	42,08	47,25	46,28	48,5	47,62	46,79	47,61	46,24	47,27	47,46	46,35	46,18	42,43	45,42	41,36
TiO ₂	1,65	0,16	1,56	1,9	0,6	0,84	0,8	0,74	0,06	0,39	1,19	1,56	0,93	0,9	1,02	1,04	1,52	1,04	1,15	1,6	0,36	0,64	0,46	1,49
Al ₂ O ₃	8,78	3,06	9,48	9,38	5,89	6,46	6,32	7,48	0,94	9,57	6,05	6,43	5,53	6,21	6,19	6,07	6,34	6,02	5,81	6,58	10	9,39	7,02	9,12
Cr ₂ O ₃	0,04	0,07	0	0	0,23	0,26	0,15	0	0	0,01	0	0,03	0,07	0,08	0,12	0,04	0	0,08	0,17	0,05	0,01	0	0,1	0
Fe ₂ O ₃	3,58	2,6	7,1	3,15	4,44	4,82	6,67	3,79	0,64	2,35	3,32	2,76	2,7	2,54	4,23	0,51	2,21	1,9	1,29	1,57	0,71	4,77	5,57	4,57
FeO	13,55	10,59	12,17	13,65	7,94	8,27	6,06	9,64	8,98	19,88	16,69	18,41	15,98	15,43	15,73	18,42	17,48	17,68	17,76	17,78	19,97	19,39	17,73	22,54
MnO	0,52	0,45	0,43	0,36	0,34	0,48	0,45	0	0	0,27	0,22	0,36	0,23	0,37	0,35	0,47	0,31	0,34	0,45	0,46	0,65	0,4	0,52	0,56
MgO	11,13	15,23	10,56	10,75	15,26	14,98	15,18	14,06	18,24	7,57	10,46	9,12	11,47	10,81	10,47	9,95	9,76	10,31	10,22	9,37	6,47	6,54	7,91	4,66
CaO	11,74	12,63	11,63	11,77	11,75	11,94	11,16	11,85	13,07	12,48	11,66	11,33	11,62	11,34	11,35	11,49	11,41	11,76	11,62	11,64	10,93	11,71	11,32	11,48
Na ₂ O	1,46	0,31	1,21	1,29	0,96	1,22	1,23	0,99	0	1,28	1,27	1,35	1,52	1,2	1,46	1,54	1,23	1,46	1,43	0,8	0,92	1,06	1,05	1,22
K ₂ O	1,06	0,21	1,17	1,28	0,72	0,72	0,81	1,06	0,06	1,25	1,03	1,16	0,97	0,93	1,03	0,98	1,19	1,03	0,93	1,11	1,09	1,11	0,82	1,16
NiO	0,04	0,14	0	0,02	0	0,09	0,14	0	0	0,03	0,03	0	0	0	0,03	0	0,06	0	0,04	0,03	0	0,04	0	0
F	0	0,22	0,21	0,14	0,1	0,02	0,9	0	0	0,62	0,54	0,69	1,23	0,92	-	1,05	1,25	1,37	0,75	0,5	0,67	0,05	0,37	0,25
Cl	0,08	0,04	0,1	0,06	0,01	0	0,03	0	0	0,02	0,05	0,02	0,07	0,05	-	0,01	0,04	0,03	0,03	0,03	0	0,06	0,02	0,09
H ₂ O	2,01	1,97	1,89	1,89	2,04	2,09	1,65	2,05	2,14	1,63	1,75	1,66	1,44	1,56	2,01	1,5	1,38	1,35	1,64	1,74	1,66	1,9	1,79	1,77
O=F	0	0,09	0,09	0,06	0,04	0,01	0,38	0	0	0,26	0,23	0,29	0,52	0,39	-	0,44	0,53	0,58	0,32	0,21	0,28	0,02	0,16	0,1
O=Cl	0,02	0,01	0,02	0,01	0	0	0,01	0	0	0,01	0,01	0	0,02	0,01	-	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0,02
Total Oxydes (%)	100,73	100,34	100,82	98,76	100,35	101,46	100,01	99,35	100,79	99,17	101,27	100,87	101,74	99,55	100,75	100,22	99,82	101,12	100,39	99,37	99,36	99,43	99,99	100,15
Si	6,676	7,575	6,458	6,542	7,181	7,035	7,037	6,971	7,92	6,543	7,017	6,961	7,128	7,123	6,977	7,148	6,993	7,053	7,112	7,025	7,006	6,575	6,913	6,483
Ti	0,184	0,017	0,175	0,217	0,064	0,09	0,087	0,081	0,007	0,046	0,133	0,177	0,103	0,101	0,115	0,117	0,173	0,116	0,129	0,182	0,041	0,075	0,052	0,175
Al ^{IV}	1,324	0,425	1,542	1,458	0,819	0,965	0,963	1,029	0,08	1,457	0,983	1,039	0,872	0,877	1,023	0,852	1,007	0,947	0,888	0,975	0,994	1,425	1,087	1,517
Al ^{VI}	0,209	0,093	0,12	0,217	0,177	0,121	0,111	0,26	0,075	0,298	0,076	0,1	0,086	0,218	0,063	0,223	0,124	0,112	0,139	0,199	0,794	0,291	0,173	0,168
Cr	0,005	0,008	0	0	0,026	0,029	0,017	0	0	0,001	0	0,004	0,008	0,01	0,014	0,005	0	0,009	0,02	0,006	0,001	0	0,012	0
Fe ³⁺	0,399	0,281	0,794	0,36	0,479	0,518	0,723	0,417	0,067	0,275	0,371	0,312	0,299	0,286	0,474	0,057	0,252	0,213	0,146	0,179	0,081	0,556	0,638	0,539
Fe ²⁺	1,678	1,272	1,514	1,729	0,952	0,987	0,73	1,178	1,05	2,585	2,073	2,316	1,964	1,93	1,961	2,313	2,211	2,206	2,225	2,253	2,533	2,513	2,257	2,954
Mn ²⁺	0,065	0,054	0,055	0,047	0,041	0,058	0,055	0	0	0,036	0,028	0,046	0,029	0,046	0,044	0,06	0,04	0,043	0,057	0,06	0,084	0,053	0,068	0,075
Mg	2,456	3,258	2,342	2,428	3,26	3,187	3,26	3,064	3,801	1,756	2,316	2,046	2,511	2,409	2,326	2,226	2,2	2,293	2,284	2,116	1,463	1,511	1,795	1,09
Ca	1,862	1,942	1,854	1,911	1,804	1,825	1,723	1,857	1,957	2,079	1,855	1,826	1,83	1,817	1,813	1,849	1,848	1,881	1,866	1,89	1,776	1,945	1,846	1,928
Na	0,42	0,085	0,348	0,378	0,268	0,338	0,343	0,279	0	0,385	0,365	0,395	0,432	0,348	0,421	0,447	0,359	0,423	0,415	0,234	0,272	0,318	0,309	0,371
K	0,201	0,039	0,222	0,247	0,132	0,13	0,149	0,198	0,01	0,247	0,194	0,222	0,183	0,178	0,196	0,188	0,229	0,195	0,177	0,214	0,212	0,219	0,159	0,233
Ni	0,005	0,016	0	0,003	0	0,01	0,016	0	0	0,004	0,003	0	0	0	0,003	0	0	0,007	0	0,004	0,004	0	0,005	0
F	0	0,101	0,1	0,069	0,045	0,011	0,412	0	0	0,305	0,252	0,33	0,574	0,434	-	0,499	0,599	0,645	0,355	0,238	0,322	0,023	0,178	0,123
Cl	0,019	0,009	0,026	0,016	0,002	0	0,006	0	0	0,006	0,013	0,004	0,018	0,013	-	0,003	0,01	0,009	0,009	0,007	0	0,016	0,006	0,023
OH	1,981	1,89	1,873	1,915	1,953	1,989	1,581	2	2	1,689	1,735	1,665	1,408	1,554	2	1,498	1,39	1,346	1,636	1,756	1,678	1,961	1,816	1,854
Total cations	17,482	17,066	17,424	17,537	17,204	17,293	17,215	17,333	16,967	17,711	17,414	17,443	17,444	17,344	17,43	17,484	17,437	17,499	17,458	17,337	17,26	17,482	17,314	17,532
XMg	0,594	0,719	0,607	0,584	0,774	0,764	0,817	0,722	0,784	0,404	0,528	0,469	0,561	0,555	0,543	0,49	0,499	0,51	0,506	0,484	0,366	0,376	0,443	0,269

Légende : b= bordure du minéral; c= cœur du minéral.

Annexe 7: Analyses des amphiboles des formations Pan-Africaines (suite et fin).

Echantillons Analyses	Monzonites à Qtz				Granodiorite		Granites à Amp + Biot																	
	E42 C7	E42 C6	E42 C9	E65 C8	E54 C11	E54 C11	E68 C2	E68 C2	E68 C2	E68 C3	E68 C3	E68 C12	E68 C12	E68 C3	E68 C3	E611 C1	E611 C6	E611 C13	E611 C13	E69 C5	E69 C6	E69 C7	E69 C9	E69 C11
SiO ₂	41,62	40,93	40,56	42,88	46,75	45,14	38,42	37,8	38,17	39,67	39,8	39,9	39,3	37,24	39,09	36,93	39,08	39,28	40,26	40,69	41,06	41,05	41,18	41,24
TiO ₂	1,63	1,41	1,57	0,36	1,31	1,02	0,35	0,62	1,1	1,41	1,62	1,38	1,38	0,44	0,88	0,24	0,33	0,88	0,37	2,06	1,73	1,66	1,55	2,05
Al ₂ O ₃	8,37	9,14	9,38	10,29	7,31	8,52	10,89	12,56	10,5	8,85	8,38	8,83	8,43	12,6	9,74	13,06	9,91	9,12	8,66	8,15	8,65	8,32	8,38	8,58
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0,02	0,02	0	0	0,09	0	0	0	0,01	0	0,01	0	0	0,04	0,02	0,05	0,09	0,04	0	0,03	
Fe ₂ O ₃	2,17	3,21	7,17	7,42	2,3	4,56	6,23	5,63	7,44	7,29	7,75	6,16	4,87	6,28	7,24	4,93	9,46	7,43	6,7	5,36	5,72	4,57	6,64	3,42
FeO	23,09	23,68	20,11	17,16	17,04	16,06	25,04	24,24	24,47	24,77	24,4	25,31	25,6	24,25	24,54	26,04	23,84	25,58	25,56	25,24	24,81	25,78	24,77	26,17
MnO	0,59	0	0,61	0,93	0,99	0,98	0,71	0,69	0,67	0,6	0,77	0,92	0,8	0,66	0,69	0,77	1,11	0,92	0,77	0,72	0,63	0,52	0,52	0,63
MgO	4,77	4,33	4,69	6,26	9,24	8,43	1,56	1,28	1,87	1,76	2,07	1,75	1,88	1,34	1,74	0,27	1,05	1	1,02	2,39	2,35	2,34	2,63	2,56
CaO	10,97	11,28	10,76	11,17	11,99	11,23	10,92	10,95	11,01	10,47	10,33	10,82	10,63	11,24	10,81	11,05	10,63	10,69	10,43	10,18	10,41	10,17	10,88	10,92
Na ₂ O	1,52	1,2	1,26	1,06	0,62	1,07	1,32	1,14	1,43	1,26	1,53	1,2	1,43	1,08	1,16	1,32	1,11	1,25	1,02	1,73	1,3	1,8	1,15	1,23
K ₂ O	1,08	1,26	1,19	1,06	0,85	0,96	1,84	1,63	1,51	1,26	1,21	1,25	1,25	1,68	1,45	1,6	1,36	1,14	1,15	1,27	1,28	1,23	1,17	1,3
NiO	0,01	0	0,01	0,07	0,04	0,01	0	0,1	0	0	0	0,11	0,12	0	0,02	0	0,14	0	0,04	0,01	0,04	0	0	0
F	0,23	-	0,38	0,21	0,17	0,77	0,61	0,33	0,17	0,22	0,52	0,35	0,02	-	-	0,15	0,04	0	0,37	0,65	0,5	0,37	0	0,44
Cl	0,12	-	0,09	0,02	0,05	0,05	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,17	-	-	0,04	0,02	0,02	0	0,18	0,13	0,18	0,18	0,13
H ₂ O	1,74	1,88	1,7	1,87	1,91	1,61	1,54	1,68	1,76	1,74	1,6	1,67	1,77	1,84	1,85	1,74	1,84	1,84	1,66	1,52	1,61	1,65	1,85	1,64
O=F	0,1	-	0,16	0,09	0,07	0,33	0,26	0,14	0,07	0,09	0,22	0,15	0,01	-	-	0,06	0,02	0	0,15	0,28	0,21	0,16	0	0,19
O=Cl	0,03	-	0,02	0	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,04	-	-	0,01	0	0,01	0	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03
Total oxydes (%)	97,79	98,35	99,31	100,68	100,5	100,08	99,23	98,64	100,1	99,25	99,81	99,58	97,6	98,66	99,2	98,09	99,89	99,18	97,87	99,9	100,09	99,46	100,87	100,14
Si	6,658	6,533	6,39	6,528	6,987	6,807	6,237	6,127	6,142	6,406	6,399	6,434	6,473	6,053	6,321	6,073	6,297	6,386	6,593	6,513	6,529	6,584	6,505	6,56
Ti	0,196	0,169	0,185	0,041	0,147	0,116	0,043	0,075	0,134	0,171	0,196	0,167	0,171	0,053	0,107	0,03	0,041	0,108	0,045	0,248	0,207	0,2	0,184	0,246
Al ^{IV}	1,342	1,467	1,61	1,472	1,013	1,193	1,763	1,873	1,858	1,594	1,587	1,566	1,527	1,947	1,679	1,927	1,703	1,614	1,407	1,487	1,471	1,416	1,495	1,44
Al ^{VI}	0,236	0,253	0,132	0,373	0,275	0,321	0,321	0,526	0,134	0,09	0	0,111	0,109	0,466	0,177	0,604	0,18	0,132	0,265	0,05	0,151	0,156	0,065	0,168
Cr	0	0	0	0,002	0,002	0	0	0,011	0	0	0	0,001	0	0,002	0	0	0	0,005	0,003	0,007	0,011	0,005	0	0,004
Fe ³⁺	0,262	0,386	0,849	0,85	0,258	0,517	0,761	0,686	0,901	0,886	0,937	0,748	0,604	0,769	0,88	0,61	1,147	0,909	0,826	0,646	0,685	0,551	0,789	0,41
Fe ²⁺	3,088	3,16	2,649	2,184	2,129	2,025	3,399	3,285	3,292	3,345	3,28	3,413	3,526	3,296	3,319	3,581	3,212	3,478	3,501	3,379	3,299	3,457	3,272	3,482
Mn ²⁺	0,08	0	0,081	0,12	0,125	0,126	0,098	0,094	0,091	0,082	0,104	0,126	0,112	0,091	0,094	0,108	0,151	0,126	0,107	0,097	0,085	0,07	0,07	0,085
Mg	1,137	1,031	1,102	1,42	2,059	1,895	0,378	0,309	0,448	0,425	0,495	0,42	0,461	0,324	0,42	0,066	0,252	0,241	0,248	0,57	0,556	0,56	0,619	0,606
Ca	1,88	1,93	1,816	1,823	1,92	1,813	1,899	1,902	1,899	1,811	1,78	1,87	1,876	1,958	1,873	1,948	1,834	1,861	1,83	1,747	1,774	1,747	1,842	1,861
Na	0,472	0,372	0,386	0,314	0,18	0,312	0,416	0,359	0,448	0,393	0,477	0,375	0,457	0,339	0,362	0,422	0,347	0,393	0,323	0,536	0,4	0,559	0,353	0,38
K	0,22	0,258	0,24	0,206	0,162	0,185	0,381	0,338	0,311	0,259	0,248	0,257	0,264	0,349	0,298	0,336	0,28	0,236	0,24	0,259	0,261	0,251	0,235	0,264
Ni	0,001	0	0,001	0,009	0,004	0,002	0	0,013	0	0	0	0,014	0,016	0	0,003	0	0,018	0	0,005	0,002	0,006	0	0	0
F	0,115	-	0,19	0,099	0,079	0,368	0,311	0,169	0,089	0,111	0,265	0,179	0,011	-	-	0,079	0,022	0	0,189	0,331	0,254	0,189	0	0,222
Cl	0,032	-	0,024	0,005	0,013	0,012	0,019	0,02	0,019	0,016	0,02	0,02	0,047	-	-	0,01	0,005	0,006	0	0,049	0,036	0,049	0,047	0,035
OH	1,853	2	1,786	1,896	1,908	1,62	1,67	1,812	1,892	1,872	1,715	1,801	1,942	2	2	1,911	1,973	1,994	1,811	1,62	1,71	1,762	1,953	1,743
Total cations	17,572	17,559	17,442	17,342	17,262	17,311	17,696	17,598	17,657	17,464	17,505	17,502	17,596	17,646	17,534	17,705	17,461	17,49	17,393	17,542	17,435	17,557	17,43	17,506
XMg	0,269	0,246	0,294	0,394	0,492	0,483	0,1	0,086	0,12	0,113	0,131	0,11	0,116	0,089	0,112	0,018	0,073	0,065	0,066	0,144	0,144	0,139	0,159	0,148

Annexe 8: Analyses des micas des formations Pan-Africaines.

Echantillons Analyse	Monzogabbros					Monzodiorites									Monzonites						Monzonites à Qtz					
	E134 C14	E134 C16	E134 C16	E134 C11	E141 C5	E33 C11	E33 C8	E131 C9	E131 C13	E131 C13	E135 C5	E135 C9	E142 C1	E142 C2	E142 C4	E63 C15	E63 C1	E63 C8	E63 C8	E63 C15	E63 C15	E67 C12	E67 C11	E67 C9	E42 C1	E42 C1
SiO ₂	37,47	37,46	37,4	36,89	37,89	36,92	37,2	38,04	36,94	37,45	37,18	37,72	38,5	38,32	38,9	36,34	36,58	36,67	36,74	37,19	38,19	36,4	36,6	36,43	35,16	35,03
TiO ₂	2,03	1,84	1,92	1,85	1,38	1,89	1,66	2,56	2,14	2,12	1,82	1,63	1,46	0,9	1,6	1,76	1,82	1,96	2,02	2,24	2,16	2,21	2,09	1,53	2,38	2,53
Al ₂ O ₃	14,74	14,84	14,86	15,15	15,37	15,29	15,53	15,21	14,75	15,13	14,79	14,95	15,01	14,52	14,81	15,44	15,32	15,54	15,7	15,47	15,4	14,76	14,8	14,95	14,93	14,99
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,04	0,03	0,19	0	0,03	0,06	0	0	0,03	0,03	0,11	0,27	0,18	0	0	0	0	0,05	0	0,05	0	0,02	0	0,05
FeO	18,11	18,66	18,46	18,93	15,43	18,48	17,2	17,59	17,42	17,4	18,38	18,35	15,03	14,49	13,87	21,98	23,02	22,34	21,51	20,97	16,01	24,39	25,39	24,68	27,53	28
ZnO	0	0	0	0	0	0	0,07	0	0	0	0	0,13	0	0	0,06	0	0,2	0	0	0	0,06	0,03	0,17	0,1	0,25	0
MnO	0,28	0,32	0,32	0,29	0,3	0,33	0,39	0,2	0,21	0,2	0,26	0,3	0,33	1,13	0,19	0,39	0,29	0,41	0,23	0,25	0,4	0,34	0,33	0,38	0,26	0,25
MgO	13,08	12,6	12,68	12,4	13,87	12,46	12,38	12,73	12,63	13,28	12,74	12,74	14,88	15,94	15,48	9,56	9,17	9,63	9,5	9,59	12,37	8,01	8,13	8,05	5,35	5,29
CaO	0,02	0	0,01	0	0	0,02	0,01	0,04	0	0	0,08	0,02	0,08	0,16	0,06	0,02	0	0,04	0,03	0	0,05	0	0	0	0	0
Na ₂ O	0,01	0,01	0	0,1	0,06	0	0,11	0,01	0	0	0	0,11	0	0,05	0	0	0,06	0,03	0	0,01	0	0,09	0,06	0	0	0,11
K ₂ O	9,34	9,27	9,38	9,33	9,26	9,57	9,51	9,57	9,25	9,3	9,34	9,49	9,5	9,36	9,9	9,49	9,54	9,66	9,48	9,3	9,87	9,36	9,28	9,08	9,23	9
BaO	0,35	0	0,41	0,37	0,54	0,55	0,69	0,29	0,52	0,46	0	0,11	0	0,29	0	0	0,13	0,11	0	0,02	0	0,15	0,15	0,06	0,08	0,01
NiO	0	0	0,07	0,07	0,34	0,05	0,1	0	0,02	0,13	0	0,03	0,14	0,15	0	0,03	0,02	0	0,08	0,1	0,01	0,04	0,01	0	0,02	0
F	0,39	0,68	0,72	0,72	0,37	0,67	0,85	0,39	0,76	0,61	0,63	0,81	1,52	1,17	1,34	1,01	0,74	1,51	1,19	1,61	1,04	1	1,07	0,8	0	0,32
Cl	0,02	0,01	0,06	0	0,01	0,01	0,04	0,04	0,05	0	0,05	0,12	0,04	0,03	0,04	0,05	0,06	0,03	0,03	0,08	0,02	0,04	0,08	0,05	0,07	0,1
H ₂ O	3,77	3,61	3,59	3,59	3,79	3,62	3,51	3,81	3,52	3,68	3,61	3,55	3,28	3,45	3,38	3,37	3,52	3,19	3,32	3,12	3,47	3,36	3,35	3,44	3,73	3,58
O=F	0,16	0,29	0,3	0,3	0,16	0,28	0,36	0,16	0,32	0,26	0,27	0,34	0,64	0,49	0,57	0,43	0,31	0,64	0,5	0,68	0,44	0,42	0,45	0,34	0	0,13
O=Cl	0	0	0,01	0	0	0	0,01	0,01	0,01	0	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02
Total Oxydes (%)	99,43	99,02	99,6	99,42	98,64	99,56	98,92	100,36	97,88	99,5	98,64	99,72	99,23	99,72	99,25	98,99	100,14	100,42	99,34	99,31	98,55	99,84	101,03	99,22	98,98	99,11
Si	5,683	5,703	5,681	5,628	5,727	5,625	5,678	5,693	5,688	5,661	5,684	5,711	5,756	5,726	5,787	5,644	5,647	5,627	5,661	5,712	5,78	5,675	5,659	5,705	5,62	5,593
Ti	0,231	0,21	0,219	0,212	0,157	0,217	0,191	0,288	0,247	0,241	0,209	0,186	0,165	0,101	0,179	0,205	0,211	0,226	0,234	0,259	0,246	0,259	0,243	0,181	0,287	0,304
Al ^{IV}	2,317	2,297	2,319	2,372	2,273	2,375	2,322	2,307	2,312	2,339	2,316	2,289	2,244	2,274	2,213	2,356	2,353	2,373	2,339	2,288	2,22	2,325	2,341	2,295	2,38	2,407
Al ^{VI}	0,318	0,365	0,342	0,353	0,466	0,371	0,471	0,375	0,366	0,355	0,349	0,379	0,401	0,282	0,385	0,47	0,434	0,438	0,512	0,511	0,527	0,387	0,355	0,465	0,432	0,414
Cr	0,001	0,003	0,005	0,004	0,022	0	0,004	0,007	0	0	0,004	0,004	0,014	0,032	0,021	0	0	0	0	0,006	0	0,006	0	0,003	0	0,007
Fe ²⁺	2,297	2,375	2,345	2,415	1,95	2,355	2,196	2,202	2,244	2,199	2,35	2,324	1,879	1,811	1,725	2,854	2,972	2,866	2,772	2,693	2,026	3,18	3,284	3,232	3,68	3,738
Zn	0	0	0	0	0	0	0,008	0,001	0	0	0	0,014	0	0	0,006	0	0,023	0	0	0	0,006	0,003	0,019	0,011	0,029	0
Mn ²⁺	0,036	0,041	0,042	0,038	0,038	0,042	0,05	0,025	0,027	0,025	0,033	0,039	0,041	0,143	0,024	0,051	0,037	0,053	0,03	0,033	0,052	0,045	0,043	0,051	0,035	0,034
Mg	2,957	2,858	2,871	2,82	3,126	2,829	2,815	2,839	2,898	2,991	2,903	2,875	3,315	3,551	3,434	2,212	2,111	2,203	2,183	2,195	2,79	1,861	1,873	1,879	1,276	1,259
Ca	0,003	0	0,001	0	0	0,003	0,002	0,006	0	0	0,013	0,004	0,012	0,025	0,01	0,003	0	0	0,007	0,005	0	0,008	0	0	0	0
Na	0,002	0,003	0	0,029	0,019	0	0,032	0,002	0	0	0	0,033	0	0,014	0	0	0,019	0,009	0	0,002	0	0,027	0,018	0	0	0,033
K	1,807	1,799	1,818	1,816	1,785	1,86	1,852	1,828	1,817	1,794	1,821	1,833	1,813	1,784	1,879	1,879	1,88	1,89	1,864	1,821	1,905	1,861	1,83	1,814	1,882	1,832
Ba	0,021	0	0,024	0,022	0,032	0,033	0,041	0,017	0,032	0,027	0	0,006	0	0,017	0	0	0,008	0,007	0	0,001	0	0,009	0,009	0,004	0,005	0,001
Ni	0	0	0,009	0,009	0,041	0,006	0,012	0	0,003	0,016	0	0,004	0,017	0,018	0	0,004	0,003	0	0,01	0,013	0,001	0,005	0,001	0	0,003	0
F	0,185	0,327	0,347	0,346	0,176	0,324	0,412	0,183	0,371	0,29	0,306	0,388	0,718	0,554	0,632	0,498	0,363	0,732	0,581	0,782	0,496	0,496	0,521	0,397	0	0,162
Cl	0,004	0,003	0,016	0,001	0,004	0,001	0,01	0,01	0,013	0,001	0,014	0,031	0,011	0,008	0,011	0,013	0,015	0,007	0,009	0,02	0,006	0,01	0,021	0,012	0,019	0,028
OH	3,811	3,67	3,638	3,653	3,82	3,674	3,578	3,807	3,616	3,709	3,681	3,582	3,271	3,438	3,357	3,489	3,621	3,261	3,41	3,198	3,498	3,495	3,458	3,591	3,981	3,81
Total cations	19,673	19,655	19,676	19,718	19,637	19,715	19,675	19,589	19,634	19,648	19,683	19,701	19,656	19,778	19,663	19,678	19,698	19,691	19,611	19,539	19,553	19,651	19,675	19,64	19,629	19,622
XMg	0,563	0,546	0,55	0,539	0,616	0,546	0,562	0,563	0,564	0,576	0,553	0,553	0,638	0,662	0,666	0,437	0,415	0,435	0,441	0,449	0,579	0,369	0,363	0,368	0,257	0,252
Oct	5,84	5,853	5,833	5,851	5,801	5,82	5,748	5,737	5,786	5,827	5,848	5,824	5,832	5,938	5,775	5,796	5,791	5,786	5,74	5,71	5,648	5,746	5,817	5,822	5,741	5,755
Int	1,833	1,802	1,843	1,867	1,835	1,895	1,927	1,853	1,848	1,821	1,834	1,877	1,825	1,84	1,889	1,882	1,907	1,905	1,871	1,828	1,905	1,905	1,857	1,818	1,887	1,866

Annexe 8: Analyses des micas des formations Pan-Africaines (suite).

Echantillons Analyses	Monzonite à Qtz																									
	E42 C2c	E42 C2b	E42 C3	E42 C4	E42 C5	E42 C5c	E42 C6	E42 C8	E42 C12	E144- C4	E144 C14	E144 C5	E144 C7	E144 C7	E144 C9	E64 C5	E64 C2	E64 C2	E64 C2	E64 C1	E64 C1	E64 C1	E64 C8	E64 C8	E64 C8	
SiO ₂	34,62	34,72	34,82	34,75	37,05	34,94	34,42	34,97	34,65	38,02	38,45	38,11	38,34	38,08	38,12	31,77	36,35	36,54	36,29	36,37	36,31	36,24	36,18	36,41	36,54	
TiO ₂	2,35	2,48	2,04	2,59	1,83	1,52	1,99	2,27	1,62	1,87	2,14	2,4	2,07	1,99	2,09	3,21	3,36	2,97	2,7	2,08	2,37	2,84	2,73	3,11	2,77	
Al ₂ O ₃	14,84	15,06	15,3	14,97	15,76	14,98	15,17	15,04	15	15,49	15,29	15,31	15,33	15,65	15,68	16,13	15,55	15,97	15,77	15,74	15,69	15,74	15,86	15,92	15,83	
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	0,05	0,04	0	0,01	0	0,07	0,02	0,03	0,01	0,13	0,01	0	0,08	0,05	0,09	0	0,06	0	0,01	0,06	0	0	0	
FeO	28,93	27,75	26,28	27,32	26,04	27,39	27,21	27,3	29,26	18,01	17,31	18,24	18,98	17,99	16,78	26,53	23,65	23,54	23,07	23,3	23,53	22,46	22,06	22,82	23,33	
ZnO	0	0,1	0	0,03	0,07	0,02	0	0	0	0,32	0,02	0	0,15	0,04	0	0,39	0,18	0,29	0,03	0,08	0	0,05	0	0,06	0,29	
MnO	0,43	0,36	0,38	0,38	0,24	0,46	0,47	0,3	0,45	0,32	0,27	0,37	0,41	0,39	0,34	0,28	0,45	0,4	0,37	0,44	0,36	0,38	0,32	0,24	0,3	
MgO	5,31	5,36	5,44	5,22	4,85	5,35	5,36	5,28	5,55	12,1	12,47	11,98	12,04	11,36	11,86	8,87	7,39	7,36	7,44	7,86	7,76	7,34	7,62	7,54	7,33	
CaO	0	0,05	0,04	0,03	0,19	0,02	0,08	0,08	0	0	0,01	0	0,01	0	0	1,14	0	0	0	0	0	0	0,03	0,01	0	
Na ₂ O	0,01	0,05	0,05	0,05	1,01	0,07	0,12	0,12	0,14	0	0	0	0,01	0	0,02	0	0,03	0	0,15	0,07	0,05	0,13	0,11	0,09	0	
K ₂ O	8,87	9,11	9,06	8,75	8,41	9,14	8,67	9,09	9,09	9,64	9,39	9,23	9,46	9,02	9,19	2,97	9,28	9,16	9,43	9,19	9,37	9,23	9,59	9,19	9,43	
BaO	0,05	0,06	0,03	0,16	0,03	0,19	0,19	0	0	0	0,19	0,07	0,03	0	0,11	0,12	0	0	0,08	0,04	0,04	0	0	0,06	0	
NiO	0,04	0,11	0,01	0,07	0,01	0,06	0,06	0,02	0	0,07	0,01	0,08	0,07	0	0,04	0,19	0,03	0,02	0,03	0,09	0	0	0,08	0	0,09	
F	0	0,11	0	0	0,32	0,21	0,32	0	0,25	1,16	1,12	1,09	1,49	0,27	1,07	0,13	1,34	1,09	0,99	0,7	1,39	0,8	1,47	1,12	0,95	
Cl	0,05	0,04	0,08	0,09	0,06	0,1	0,11	0,09	0,09	0,07	0,12	0,07	0,1	0,08	0,08	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,03	0,06	0,05	0,02	0,02	
H ₂ O	3,73	3,68	3,69	3,7	3,66	3,58	3,52	3,71	3,6	3,41	3,44	3,46	3,28	3,8	3,43	3,64	3,24	3,36	3,38	3,51	3,19	3,44	3,13	3,34	3,42	
O=F	0	0,05	0	0	0,14	0,09	0,13	0	0,11	0,49	0,47	0,46	0,63	0,11	0,45	0,05	0,56	0,46	0,42	0,3	0,59	0,34	0,62	0,47	0,4	
O=Cl	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0	0	
Total oxydes (%)	99,22	99	97,26	98,11	99,4	97,93	97,52	98,32	99,61	100,01	99,73	100,07	101,12	98,55	98,43	95,42	100,41	100,29	99,35	99,28	99,5	98,35	98,67	99,45	99,91	
Si	5,551	5,559	5,627	5,595	5,8	5,653	5,582	5,616	5,55	5,726	5,772	5,725	5,727	5,781	5,778	5,131	5,607	5,627	5,644	5,658	5,645	5,668	5,646	5,633	5,652	
Ti	0,283	0,298	0,248	0,313	0,216	0,185	0,243	0,274	0,195	0,212	0,241	0,271	0,232	0,228	0,239	0,389	0,39	0,344	0,316	0,244	0,277	0,334	0,321	0,361	0,322	
Al ^{IV}	2,449	2,441	2,373	2,405	2,2	2,347	2,418	2,384	2,45	2,274	2,228	2,275	2,273	2,219	2,222	2,869	2,393	2,373	2,356	2,342	2,355	2,332	2,354	2,367	2,348	
Al ^{VI}	0,355	0,4	0,541	0,435	0,707	0,509	0,482	0,462	0,382	0,475	0,478	0,435	0,425	0,581	0,578	0,203	0,434	0,526	0,534	0,544	0,519	0,569	0,562	0,537	0,538	
Cr	0,002	0,003	0,007	0,005	0	0,001	0	0,009	0,003	0,004	0,001	0,015	0,001	0	0,01	0,007	0,011	0	0,008	0	0,001	0,008	0	0	0	
Fe ²⁺	3,879	3,716	3,553	3,678	3,409	3,706	3,691	3,667	3,92	2,269	2,173	2,292	2,371	2,284	2,127	3,584	3,051	3,032	3	3,032	3,059	2,937	2,879	2,953	3,017	
Zn	0	0,011	0,001	0,003	0,008	0,002	0	0	0	0,035	0,002	0	0,016	0,005	0	0,046	0,021	0,033	0,004	0,01	0	0,005	0	0,007	0,034	
Mn ²⁺	0,058	0,049	0,053	0,051	0,032	0,063	0,064	0,041	0,061	0,041	0,034	0,047	0,052	0,05	0,043	0,038	0,059	0,052	0,049	0,058	0,047	0,05	0,042	0,032	0,04	
Mg	1,269	1,279	1,311	1,254	1,13	1,29	1,297	1,264	1,326	2,716	2,791	2,682	2,68	2,571	2,679	2,136	1,698	1,689	1,725	1,823	1,798	1,711	1,773	1,74	1,691	
Ca	0	0,008	0,007	0,005	0,032	0,004	0,014	0,013	0	0	0,001	0	0,002	0	0	0,198	0	0	0	0	0	0	0,005	0,002	0	
Na	0,002	0,015	0,015	0,015	0,308	0,022	0,038	0,037	0,045	0	0	0	0,002	0	0,006	0	0,009	0	0,046	0,02	0,016	0,039	0,034	0,026	0	
K	1,813	1,861	1,867	1,796	1,679	1,887	1,793	1,863	1,857	1,852	1,798	1,768	1,803	1,747	1,777	0,612	1,827	1,8	1,871	1,823	1,857	1,841	1,909	1,813	1,861	
Ba	0,003	0,004	0,002	0,01	0,002	0,012	0,012	0	0	0	0,011	0,004	0,001	0	0,007	0,008	0	0	0,005	0,002	0,002	0	0	0,004	0	
Ni	0,006	0,014	0,001	0,008	0,002	0,008	0,008	0,003	0	0,008	0,001	0,01	0,009	0	0,005	0,025	0,004	0,003	0,004	0,011	0	0	0,01	0	0,012	
F	0	0,054	0	0	0,16	0,109	0,164	0	0,128	0,554	0,53	0,517	0,706	0,128	0,513	0,065	0,653	0,533	0,486	0,345	0,684	0,394	0,727	0,55	0,462	
Cl	0,014	0,01	0,023	0,023	0,016	0,027	0,031	0,025	0,025	0,018	0,03	0,019	0,026	0,019	0,02	0,011	0,012	0,013	0,011	0,011	0,008	0,016	0,014	0,005	0,005	
OH	3,986	3,936	3,977	3,977	3,824	3,864	3,805	3,975	3,847	3,428	3,44	3,464	3,269	3,852	3,467	3,924	3,335	3,454	3,503	3,644	3,309	3,59	3,259	3,445	3,532	
Total cations	19,67	19,659	19,606	19,575	19,524	19,689	19,641	19,633	19,788	19,612	19,532	19,525	19,594	19,465	19,47	19,246	19,502	19,479	19,553	19,573	19,577	19,487	19,542	19,473	19,514	
XMg	0,246	0,256	0,27	0,254	0,249	0,258	0,26	0,256	0,253	0,545	0,562	0,539	0,531	0,53	0,557	0,373	0,358	0,358	0,365	0,375	0,37	0,368	0,381	0,371	0,359	
Oct	5,852	5,77	5,714	5,749	5,504	5,763	5,784	5,719	5,886	5,76	5,722	5,753	5,786	5,718	5,68	6,429	5,666	5,679	5,632	5,728	5,702	5,608	5,595	5,629	5,653	
Int	1,819	1,889	1,891	1,826	2,021	1,925	1,857	1,913	1,902	1,852	1,811	1,773	1,808	1,747	1,79	0,818	1,836	1,8	1,922	1,846	1,875	1,88	1,948	1,845	1,862	

Annexe 8: Analyses des micas des formations Pan-Africaines (suite).

Echantillons Analyses	Monzonites à Qtz		Granodiorites																					
	E65 C10	E65 C12	E41 C1	E41 C1	E41 C1	E41 C1	E41 C1	E41 C1	E41 C7	E41 C7	E41 C7	E41 C7	E41 C8	E41 C16	E41 C16	E41 C16	E41 C21	E41 C21	E41 C21	E41 C21	E41 C4	E41 C4	E41 C7	
	SiO ₂	36,32	36,55	36,49	36,31	36,21	35,5	36,53	35,76	36,19	36,54	36,76	35,86	35,95	36,34	36,11	35,78	35,53	35,96	36,73	35,45	35,59	35,73	35,54
TiO ₂	2,64	2,58	2,06	1,97	1,91	2,25	2,25	1,57	1,35	2,04	1,65	1,74	1,68	2,02	2,18	2,11	1,56	2	1,52	2,03	2,12	1,54	1,87	1,77
Al ₂ O ₃	15,75	15,28	16,21	15,95	15,61	15,76	15,56	16,19	15,94	16,31	16,45	15,83	16,16	15,47	15,55	15,7	15,32	15,52	15,79	15,84	15,73	15,8	15,8	15,71
Cr ₂ O ₃	0	0,02	0,06	0,04	0	0	0	0,09	0,09	0,02	0	0	0	0	0,02	0	0	0	0,03	0	0,02	0,03	0	0
FeO	22,21	22,49	18,41	19,74	18,11	19,51	20,16	18,97	19,57	18,5	19,07	18,53	19,03	19,54	19,29	19,88	19,42	19,56	18,87	19,29	18,72	18,42	18,65	18,27
ZnO	0,15	0,15	0	0	0	0,11	0,07	0,27	0,1	0	0,27	0	0	0,29	0,05	0,2	0,24	0	0,4	0	0,19	0	0	0
MnO	0,43	0,56	0,57	0,52	0,48	0,66	0,48	0,55	0,61	0,66	0,66	0,45	0,57	0,61	0,6	0,61	0,64	0,61	0,5	0,48	0,51	0,58	0,61	0,47
MgO	7,93	8,08	10,81	11,07	10,53	9,89	10,47	11,52	11,17	11,04	11,41	10,98	10,36	10,43	10,26	10,27	10,82	10,89	10,63	10,46	10,75	10,69	10,78	11,16
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0,02	0	0	0,01	0	0,09	0	0,05	0,02	0	0,05	0,02	0	0,03	0	0,01	0
Na ₂ O	0	0,01	0,04	0	0	0	0	0	0,04	0,09	0,02	0,06	0	0,08	0	0,09	0	0	0	0	0,05	0,06	0,04	0
K ₂ O	9,44	9,47	9,53	9,49	9,59	9,61	9,1	9,55	9,55	9,69	9,45	9,69	9,47	9,66	9,68	9,69	9,61	9,47	9,74	9,62	9,84	9,57	9,71	9,52
BaO	0	0	0	0	0	0,09	0	0,05	0,01	0,11	0,02	0,08	0	0	0,12	0	0,12	0	0	0	0	0	0	0
NiO	0	0	0,12	0	0	0	0	0,04	0	0	0	0	0	0,07	0	0,06	0,01	0	0,09	0,04	0,07	0	0	0
F	0,96	1,15	0,46	0,65	0,66	0	0,63	0,43	0,07	0,57	0,72	0,59	0,48	0,56	0,41	0,14	0,52	0,27	0,59	1,1	0,34	0,66	0,48	0,75
Cl	0,02	0,01	0,01	0,05	0,01	0,05	0,01	0,03	0,05	0,06	0,06	0,04	0,04	0,03	0,03	0,06	0,02	0,03	0,03	0,01	0,03	0,05	0,03	0,05
H ₂ O	3,39	3,31	3,68	3,59	3,51	3,81	3,59	3,67	3,84	3,64	3,59	3,55	3,61	3,59	3,65	3,77	3,56	3,72	3,59	3,3	3,67	3,48	3,59	3,45
O=F	0,4	0,49	0,19	0,27	0,28	0	0,27	0,18	0,03	0,24	0,3	0,25	0,2	0,24	0,17	0,06	0,22	0,11	0,25	0,46	0,14	0,28	0,2	0,31
O=Cl	0	0	0	0,01	0	0,01	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0,01	0,01
Total oxydes (%)	98,82	99,17	98,25	99,09	96,34	97,24	98,58	98,52	98,53	99	99,8	97,14	97,22	98,45	97,8	98,31	97,14	97,97	98,27	97,16	97,5	96,34	96,89	96,48
Si	5,654	5,683	5,614	5,574	5,68	5,573	5,632	5,522	5,59	5,591	5,583	5,602	5,611	5,632	5,625	5,566	5,592	5,588	5,677	5,56	5,559	5,625	5,575	5,597
Ti	0,309	0,302	0,238	0,227	0,226	0,266	0,261	0,182	0,156	0,235	0,188	0,204	0,197	0,235	0,255	0,247	0,185	0,234	0,177	0,24	0,249	0,182	0,22	0,209
Al ^{IV}	2,346	2,317	2,386	2,426	2,32	2,427	2,368	2,478	2,41	2,409	2,417	2,398	2,389	2,368	2,375	2,434	2,408	2,412	2,323	2,44	2,441	2,375	2,425	2,403
Al ^{VI}	0,542	0,483	0,553	0,458	0,566	0,49	0,46	0,468	0,492	0,531	0,527	0,517	0,584	0,457	0,479	0,445	0,434	0,431	0,553	0,487	0,455	0,556	0,496	0,505
Cr	0	0,002	0,007	0,005	0	0	0	0,011	0,011	0,002	0	0	0	0	0,002	0	0	0	0,004	0	0,002	0,004	0	0
Fe ²⁺	2,891	2,924	2,369	2,534	2,376	2,562	2,6	2,45	2,528	2,368	2,422	2,421	2,483	2,533	2,512	2,587	2,556	2,542	2,439	2,53	2,445	2,425	2,447	2,399
Zn	0,017	0,018	0	0	0	0,013	0,008	0,031	0,012	0	0,03	0	0	0,033	0,006	0,023	0,028	0	0,046	0	0,022	0	0	0
Mn ²⁺	0,057	0,074	0,074	0,067	0,064	0,088	0,063	0,072	0,08	0,085	0,084	0,059	0,075	0,08	0,079	0,08	0,085	0,08	0,065	0,064	0,068	0,078	0,081	0,062
Mg	1,839	1,873	2,478	2,533	2,461	2,316	2,405	2,652	2,572	2,517	2,584	2,556	2,41	2,408	2,383	2,381	2,539	2,523	2,449	2,447	2,502	2,509	2,521	2,612
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0,003	0	0	0,001	0	0,015	0	0,008	0,003	0	0,008	0,003	0,001	0,004	0	0,001	0
Na	0	0,003	0,012	0	0	0	0	0	0,013	0,027	0,007	0,018	0	0,023	0	0,026	0	0	0	0,015	0,02	0,011	0	0
K	1,873	1,877	1,87	1,857	1,92	1,925	1,79	1,882	1,881	1,89	1,831	1,931	1,886	1,909	1,923	1,923	1,929	1,876	1,919	1,925	1,96	1,922	1,943	1,906
Ba	0	0	0	0	0	0,005	0	0,003	0,001	0,007	0,001	0,005	0	0	0,007	0	0,007	0	0	0	0	0	0	0
Ni	0	0	0,015	0	0	0	0	0,005	0	0	0	0	0	0,008	0	0,007	0,002	0	0,011	0,006	0,009	0	0	0
F	0,471	0,567	0,222	0,317	0,327	0	0,307	0,209	0,033	0,275	0,347	0,29	0,235	0,277	0,201	0,067	0,257	0,134	0,287	0,546	0,169	0,327	0,237	0,371
Cl	0,005	0,002	0,003	0,012	0,004	0,014	0,002	0,008	0,014	0,014	0,014	0,012	0,011	0,008	0,007	0,017	0,005	0,008	0,007	0,002	0,008	0,014	0,009	0,014
OH	3,525	3,432	3,775	3,671	3,669	3,986	3,691	3,783	3,953	3,71	3,639	3,698	3,754	3,715	3,792	3,916	3,738	3,858	3,706	3,453	3,824	3,659	3,754	3,615
Total cations	19,529	19,555	19,617	19,683	19,612	19,665	19,588	19,759	19,745	19,662	19,676	19,711	19,649	19,686	19,654	19,722	19,766	19,695	19,666	19,699	19,731	19,696	19,721	19,693
XMg	0,389	0,39	0,511	0,5	0,509	0,475	0,481	0,52	0,504	0,515	0,516	0,514	0,493	0,487	0,487	0,479	0,498	0,498	0,501	0,492	0,506	0,509	0,507	0,521
Oct	5,656	5,675	5,734	5,825	5,692	5,735	5,798	5,871	5,85	5,738	5,835	5,757	5,749	5,754	5,715	5,77	5,83	5,81	5,744	5,773	5,751	5,755	5,766	5,787
Int	1,873	1,88	1,882	1,857	1,92	1,93	1,79	1,887	1,895	1,924	1,841	1,954	1,9	1,932	1,939	1,952	1,936	1,884	1,922	1,925	1,979	1,941	1,956	1,906

Annexe 8: Analyses des micas des formations Pan-Africaines (suite).

Echantillons Analyses	Granodiorites			Granites à Amp + Biot										Granites à Biot											
	E41 C7	E54 C7	E54 C7	E68 C2	E68 C2	E68 C3	E68 C8	E68 C18	E611 C3	E611 C11	E6 C10	U10	E69 C8	E125 C7	E125 C4	E126 C3	E126 C6	E126 C8	R2 C8	R2 C7	R2 C4	R2 C1	R2 C5	E6 C1	E6 C6
SiO ₂	35,35	35,98	36,57	33,67	33,45	32,63	31,99	33,41	31,64	30,74	32,74	32,43	34,32	37,03	37,5	36,86	36,59	36,85	35,69	35,43	35,43	36,04	36,2	35,74	36,46
TiO ₂	1,79	2,76	2,47	1,83	2,05	1,91	1,54	2,13	3,33	0,46	2,33	2,25	2,58	3,22	2,7	3,22	3,34	2,88	3,7	2,5	2,76	2,82	2,65	3,35	2,36
Al ₂ O ₃	16,08	15,15	15,23	15,99	15,92	15,58	14,87	15,17	15,35	15,9	15,41	15,35	14,11	15,57	16,14	15,22	15,58	15,75	15,1	15,39	15,06	14,57	14,6	14,93	16,15
Cr ₂ O ₃	0,05	0	0,01	0,01	0,04	0,03	0,02	0,08	0	0	0	0,07	0,09	0,09	0,05	0	0	0	0,03	0	0,03	0	0	0	0
FeO	18,7	23,08	22,02	30,19	31,21	32,19	34,43	32,4	33,83	37,65	33,92	34,17	31,91	18,96	18,44	19,07	20,47	19,56	27,5	27,47	28,6	25,51	24,59	23,72	23,75
ZnO	0	0	0,09	0	0,29	0,09	0,01	0,02	0,04	0,1	0,25	0,16	0	0	0,18	0	0,01	0,16	0,18	0	0,11	0	0,27	0	0,12
MnO	0,44	0,27	0,48	0,47	0,58	0,39	0,32	0,33	0,37	0,8	0,45	0,48	0,31	0,52	0,3	0,33	0,41	0,34	0,38	0,28	0,46	0,44	0,22	0,29	0,31
MgO	10,93	9,3	9,19	2,6	2,47	2,39	1,83	1,98	0,43	0,47	0,71	0,6	2,62	10,5	10,71	10,41	10,05	9,86	5,26	5,55	5,17	6,76	7,27	7,78	7,36
CaO	0	0	0	0,01	0	0,08	0	0	0,72	0	0,02	0,06	0,01	0,05	0	0,01	0	0,14	0,07	0,02	0,12	0	0,1	0	0
Na ₂ O	0	0,06	0	0,04	0,12	0,09	0	0	0,13	0	0,1	0,01	0,27	0,05	0	0,09	0,05	0,08	0,01	0	0,04	0,13	0,32	0	0
K ₂ O	9,67	8,65	9,57	8,87	8,97	8,96	7,59	9,18	6,67	6,69	8,51	8,59	8,73	9,6	9,66	9,27	9,53	9,4	9,07	9,09	9,06	9,44	9,24	9,54	9,6
BaO	0	0,01	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0,13	0	-	0,07	0,04	0	0	0,07	0,06	0	0,05	0
NiO	0,07	0,05	0	0	0,04	0,01	0	0,09	0,04	0,13	0,08	0,19	0	0,13	0,11	0	0	0	0,07	0,17	0,01	0	0,01	0,01	0
F	0,72	0,88	0,67	0,53	0,08	0	0	0,19	0	0	0,06	0	0,38	0,29	0,54	-	0,52	1,02	0,37	0,71	0,36	0,78	0,83	0,81	0,15
Cl	0,01	0,03	0,06	0,05	0,09	0,08	0,03	0,07	0,04	0	0	0	0,07	0,07	0,05	-	0,09	0,08	0,04	0,04	0,05	0,01	0,06	0,01	0
H ₂ O	3,48	3,44	3,55	3,38	3,6	3,59	3,52	3,53	3,53	3,48	3,56	3,57	3,46	3,79	3,7	3,9	3,66	3,41	3,66	3,45	3,62	3,44	3,42	3,45	3,81
O=F	0,3	0,37	0,28	0,22	0,04	0	0	0,08	0	0	0,03	0	0,16	0,12	0,23	-	0,22	0,43	0,16	0,3	0,15	0,33	0,35	0,34	0,07
O=Cl	0	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0	0	0	0,02	0,02	0,01	-	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0	0,01	0	0
Total oxydes (%)	96,99	99,29	99,62	97,39	98,86	98	96,13	98,47	96,11	96,42	98,11	97,89	98,66	99,86	99,82	98,38	100,16	99,12	100,93	99,82	100,76	99,71	99,41	99,34	100
Si	5,54	5,577	5,646	5,545	5,47	5,419	5,445	5,519	5,359	5,3	5,464	5,442	5,625	5,625	5,664	5,662	5,576	5,647	5,574	5,596	5,579	5,66	5,677	5,589	5,636
Ti	0,21	0,322	0,287	0,227	0,252	0,239	0,197	0,264	0,424	0,06	0,292	0,284	0,318	0,367	0,306	0,372	0,383	0,332	0,434	0,297	0,326	0,333	0,313	0,394	0,275
Al ^{IV}	2,46	2,423	2,354	2,455	2,53	2,581	2,555	2,481	2,641	2,7	2,536	2,558	2,375	2,375	2,336	2,338	2,424	2,353	2,426	2,404	2,421	2,34	2,323	2,411	2,364
Al ^{VI}	0,509	0,346	0,417	0,648	0,539	0,468	0,428	0,471	0,424	0,531	0,495	0,478	0,351	0,411	0,537	0,417	0,375	0,491	0,354	0,46	0,374	0,358	0,375	0,339	0,578
Cr	0,006	0	0,001	0,001	0,005	0,004	0,002	0,01	0	0	0	0,009	0,01	0,01	0,006	0	0	0	0	0,004	0	0,004	0	0	0
Fe ²⁺	2,451	2,992	2,843	4,157	4,269	4,469	4,902	4,475	4,792	5,429	4,734	4,796	4,374	2,408	2,329	2,45	2,609	2,507	3,592	3,629	3,766	3,351	3,225	3,102	3,07
Zn	0	0	0,011	0	0,035	0,011	0,002	0,002	0,004	0,013	0,031	0,019	0	0	0,02	0	0,001	0,019	0,021	0	0,013	0	0,031	0	0,013
Mn ²⁺	0,058	0,035	0,062	0,065	0,08	0,055	0,046	0,047	0,053	0,117	0,064	0,068	0,043	0,067	0,038	0,043	0,053	0,044	0,051	0,038	0,062	0,058	0,029	0,039	0,04
Mg	2,553	2,15	2,116	0,638	0,601	0,591	0,464	0,488	0,109	0,121	0,176	0,15	0,639	2,377	2,411	2,384	2,282	2,252	1,225	1,307	1,214	1,583	1,698	1,814	1,697
Ca	0	0	0	0,003	0,001	0,014	0	0	0,13	0	0,003	0,012	0,002	0,009	0	0,002	0	0,023	0,011	0,003	0,02	0	0,017	0	0
Na	0	0,02	0	0,011	0,037	0,029	0,001	0	0,043	0	0,031	0,005	0,085	0,014	0	0,025	0,015	0,024	0,003	0	0,011	0,041	0,097	0	0
K	1,934	1,711	1,884	1,864	1,872	1,898	1,649	1,934	1,442	1,472	1,812	1,839	1,825	1,86	1,862	1,816	1,853	1,837	1,807	1,831	1,821	1,891	1,849	1,902	1,892
Ba	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,008	0	-	0,004	0,003	0	0	0,004	0,004	0	0,003	0
Ni	0,009	0,006	0	0	0,005	0,002	0	0,012	0,005	0,018	0,011	0,026	0	0,016	0,013	0	0	0	0,009	0,021	0,002	0	0,002	0,002	0
F	0,358	0,431	0,326	0,274	0,043	0	0	0,098	0	0	0,032	0	0,195	0,14	0,257	-	0,252	0,494	0,182	0,353	0,182	0,39	0,41	0,403	0,076
Cl	0,004	0,007	0,016	0,013	0,024	0,022	0,007	0,018	0,011	0	0	0	0,021	0,019	0,013	-	0,024	0,02	0,01	0,01	0,014	0,003	0,015	0,004	0,001
OH	3,638	3,562	3,658	3,714	3,932	3,978	3,993	3,884	3,989	4	3,968	4	3,785	3,841	3,729	4	3,724	3,486	3,808	3,637	3,805	3,607	3,575	3,593	3,924
Total cations	19,729	19,582	19,623	19,614	19,695	19,779	19,691	19,703	19,427	19,761	19,65	19,677	19,645	19,547	19,522	19,509	19,575	19,53	19,507	19,589	19,613	19,622	19,634	19,594	19,565
XMg	0,51	0,418	0,427	0,133	0,123	0,117	0,086	0,098	0,022	0,022	0,036	0,03	0,128	0,497	0,509	0,493	0,467	0,473	0,254	0,265	0,244	0,321	0,345	0,369	0,356
Oct	5,796	5,851	5,738	5,736	5,786	5,839	6,041	5,769	5,812	6,288	5,804	5,822	5,733	5,656	5,66	5,666	5,703	5,643	5,685	5,755	5,757	5,686	5,672	5,689	5,673
Int	1,934	1,731	1,885	1,878	1,909	1,94	1,65	1,934	1,615	1,472	1,846	1,856	1,912	1,89	1,862	1,843	1,873	1,887	1,821	1,834	1,856	1,936	1,962	1,905	1,892

Annexe 8: Analyses des micas des formations Pan-Africaines (suite). Analyses des phengites en gras.

Echantillons Analyses	Granites à Biot																				Granite à 2 micas					
	E6 C9	E6 C12	E6 C13	E20 C9	E20 C4	E20 C4	E20 C4	E20 C5	E20 C5	E20 C5	E20 C5	E129 C9	E129 C2	E129 C1	E129 C1	E2 C4	E2 C4	E2 C6	E2 C6	E2 C9	E2 C9	E2 C15	E60 C1	E60 C1	E60 C1	E60 C2
SiO ₂	36,02	36,26	35,86	37,53	37,07	37,66	37,05	37,46	37,13	37,43	37,24	36,87	36,9	36,39	37,02	37,79	37,22	37,27	37,28	37,47	37,01	38,23	35,23	35,26	36	45,61
TiO ₂	2,65	2,69	3,41	2,6	2,82	2,61	2,34	3,06	2,96	2,92	3,03	2,47	3,04	3,04	2,75	2,62	2,87	3,31	3,53	2,76	2,63	1,84	3,02	3,25	3,59	0,02
Al ₂ O ₃	15,57	15,9	15,64	16,07	15,31	15,41	15,23	15,86	15,59	15,86	15,83	15,27	15,42	15,48	16,07	15,87	15,68	15,67	15,2	15,85	15,92	15,26	15,83	15,94	15,72	30,72
Cr ₂ O ₃	0,04	0,09	0	0	0,03	0,04	0	0,03	0	0,03	0,03	0	0	0	0,1	0	0,04	0,04	0	0,04	0	0,02	0	0	0	0
FeO	23,32	23,24	23,23	17,87	19,37	18,41	18,71	18,3	18,53	17,83	18,03	20,28	19,04	19,98	19,28	18,31	18,66	18,43	18,38	18,06	18,75	16,53	24,7	24,03	23,82	4,96
ZnO	0,07	0	0	0,22	0,17	0,17	0,17	0	0,03	0,18	0	0,26	0,29	0	0	0,24	0	0	0	0,15	0,08	0,05	0,16	0,16	0	0
MnO	0,4	0,31	0,35	0,38	0,39	0,56	0,58	0,24	0,41	0,4	0,18	0,28	0,33	0,31	0,23	0,28	0,37	0,33	0,4	0,26	0,24	0,43	0,35	0,27	0,4	0,08
MgO	7,01	7,34	7,33	10,52	10,1	10,45	10,13	10,51	10,54	10,6	10,83	10,09	10,95	10,26	9,82	11,05	10,63	11,07	10,73	10,66	10,77	12,41	6,57	6,46	6,57	1,09
CaO	0	0,01	0	0	0,02	0,01	0	0	0,06	0,06	0	0,09	0	0	0,03	0	0,01	0,03	0	0,01	0,02	0,01	0	0	0	0
Na ₂ O	0	0,04	0	0	0	0	0	0	0,02	0	0,05	0,01	0,05	0,05	0,13	0,01	0,02	0	0,07	0,03	0,1	0	0,03	0,01	0,03	0,21
K ₂ O	9,44	9,52	9,82	9,37	9,64	9,56	9,4	9,51	9,36	9,42	9,58	9,55	9,89	9,38	9,28	9,64	9,47	9,82	9,77	9,52	9,6	9,48	9,49	9,28	9,66	10,52
BaO	0,03	0,05	0,03	0,08	0	0,04	0	0,05	0,03	0,12	0,09	0,02	0,01	0	0,03	0	0	0	0	0	0	-	0	0,04	0,09	0,26
NiO	0,01	0	0,14	0	0	0	0,02	0,01	0,05	0	0	0	0,01	0	0,01	0	0,02	0	0,02	0	0,07	0,07	0,06	0	0	0
F	1,01	0,66	1,08	1,04	0,9	1,11	0,95	0,71	1,11	0,73	1,16	0,33	0,45	0,78	0,41	1,23	0,86	1,14	0,51	0,85	0,95	-	0,35	0,31	0,36	0,23
Cl	0,03	0,01	0,01	0,1	0,08	0,11	0,08	0,09	0,08	0,08	0,12	0,06	0,03	0,03	0,05	0,03	0,02	0,06	0,06	0,06	0,07	-	0,01	0,03	0,01	0,01
H ₂ O	3,33	3,54	3,34	3,42	3,46	3,38	3,4	3,59	3,38	3,58	3,36	3,73	3,72	3,52	3,71	3,38	3,52	3,42	3,69	3,52	3,47	3,96	3,65	3,65	3,69	4,21
O=F	0,42	0,28	0,46	0,44	0,38	0,47	0,4	0,3	0,47	0,31	0,49	0,14	0,19	0,33	0,17	0,52	0,36	0,48	0,21	0,36	0,4	-	0,15	0,13	0,15	0,1
O=Cl	0,01	0	0	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	-	0	0,01	0	0
Total oxydes (%)	98,47	99,36	99,79	98,73	98,96	99	97,63	99,11	98,78	98,9	99,03	99,16	99,95	98,89	98,72	99,7	99,24	100,1	99,42	98,72	99,34	98,34	99,21	98,55	99,93	97,82
Si	5,662	5,635	5,574	5,715	5,688	5,745	5,743	5,688	5,675	5,693	5,665	5,669	5,608	5,598	5,666	5,703	5,666	5,625	5,666	5,706	5,636	5,796	5,54	5,557	5,594	6,334
Ti	0,313	0,314	0,399	0,298	0,325	0,299	0,273	0,349	0,341	0,334	0,346	0,286	0,348	0,351	0,317	0,297	0,328	0,375	0,403	0,316	0,301	0,21	0,357	0,385	0,419	0,002
Al ^{IV}	2,338	2,365	2,426	2,285	2,312	2,255	2,257	2,312	2,325	2,307	2,335	2,331	2,392	2,402	2,334	2,297	2,334	2,375	2,334	2,294	2,364	2,204	2,46	2,443	2,406	1,666
Al ^{VI}	0,546	0,548	0,438	0,598	0,458	0,516	0,526	0,527	0,483	0,536	0,502	0,435	0,371	0,404	0,564	0,526	0,479	0,413	0,388	0,549	0,493	0,523	0,474	0,517	0,472	3,362
Cr	0,005	0,011	0	0	0,004	0,005	0	0,004	0	0,004	0,004	0	0	0	0,013	0	0,005	0,005	0	0,005	0	0,003	0	0	0	0
Fe ²⁺	3,065	3,021	3,02	2,276	2,485	2,349	2,425	2,325	2,368	2,269	2,293	2,608	2,421	2,57	2,467	2,311	2,376	2,326	2,335	2,3	2,388	2,096	3,248	3,166	3,095	0,576
Zn	0,008	0	0	0,024	0,02	0,019	0,02	0	0,004	0,02	0	0,029	0,033	0	0	0,027	0	0	0,017	0,009	0,006	0,019	0,018	0	0	0
Mn ²⁺	0,053	0,041	0,046	0,049	0,05	0,072	0,076	0,031	0,053	0,052	0,023	0,037	0,043	0,04	0,03	0,035	0,047	0,043	0,052	0,034	0,03	0,055	0,047	0,036	0,052	0,009
Mg	1,642	1,701	1,699	2,386	2,31	2,375	2,341	2,38	2,401	2,403	2,456	2,313	2,481	2,353	2,239	2,485	2,411	2,49	2,431	2,419	2,445	2,805	1,541	1,518	1,522	0,226
Ca	0	0,002	0	0	0,004	0,001	0	0	0,009	0,011	0	0,015	0	0	0,005	0	0,002	0,005	0	0,001	0,003	0,002	0	0	0	0
Na	0	0,011	0	0	0	0	0	0	0,005	0	0,015	0,004	0,015	0,015	0,039	0,004	0,005	0	0,02	0,009	0,029	0	0,01	0,004	0,009	0,056
K	1,892	1,888	1,947	1,819	1,887	1,86	1,859	1,842	1,824	1,828	1,858	1,873	1,917	1,841	1,812	1,857	1,839	1,892	1,894	1,85	1,865	1,834	1,904	1,865	1,915	1,864
Ba	0,002	0,003	0,002	0,005	0	0,002	0	0,003	0,002	0,007	0,006	0,001	0,001	0	0,002	0	0	0	0	0	0	-	0	0,003	0,005	0,014
Ni	0,001	0	0,017	0	0	0	0,003	0,002	0,006	0	0	0	0,001	0	0,002	0	0	0,003	0	0,008	0,008	0,008	0,008	0	0	0
F	0,502	0,326	0,532	0,501	0,438	0,536	0,465	0,339	0,536	0,352	0,556	0,162	0,218	0,38	0,197	0,585	0,416	0,545	0,244	0,407	0,458	-	0,174	0,154	0,175	0,1
Cl	0,007	0,002	0,004	0,025	0,022	0,028	0,021	0,022	0,022	0,019	0,031	0,016	0,008	0,008	0,013	0,009	0,006	0,015	0,016	0,015	0,017	-	0,003	0,007	0,002	0,003
OH	3,491	3,672	3,464	3,474	3,54	3,437	3,514	3,638	3,442	3,629	3,413	3,822	3,774	3,612	3,789	3,406	3,578	3,44	3,74	3,578	3,525	4	3,823	3,839	3,824	3,897
Total cations	19,527	19,539	19,568	19,455	19,543	19,498	19,522	19,462	19,495	19,463	19,505	19,601	19,628	19,575	19,487	19,518	19,519	19,549	19,527	19,483	19,581	19,546	19,594	19,512	19,509	18,11
XMg	0,349	0,36	0,36	0,512	0,482	0,503	0,491	0,506	0,503	0,514	0,517	0,47	0,506	0,478	0,476	0,518	0,504	0,517	0,51	0,513	0,506	0,572	0,322	0,324	0,33	0,282
Oct	5,632	5,635	5,62	5,631	5,652	5,634	5,663	5,617	5,655	5,618	5,626	5,708	5,696	5,719	5,63	5,657	5,673	5,652	5,613	5,623	5,684	5,71	5,68	5,641	5,58	4,176
Int	1,894	1,904	1,949	1,824	1,891	1,864	1,859	1,845	1,84	1,845	1,879	1,893	1,932	1,856	1,858	1,861	1,846	1,897	1,914	1,86	1,897	1,836	1,914	1,871	1,93	1,934

Annexe 8: Analyses des micas des formations Pan-Africaines (suite et fin). Analyses des phengites en gras et celles des muscovites en italique.

Echantillons Analyses	Granites à 2 micas																										
	<i>E6O</i> C2	E60 C9	E60 C9	E60 C9	E60 C9	E60 C11	E60 C11	E60 C11	E145 C2	E145 C3	E145 C3	E145 C7	<i>E145</i> C11	E610 C1	E610 C2	E610 C3	E610 C6	E610 C6	E610 C10	E610 C9	E610 C10	E62 C1	E62 C6	E62 C8	E62 C10	E62 C11	E62 C12
SiO ₂	46	35,85	35,69	35,62	35,84	34,85	35,95	35,72	37,73	37,91	37,84	37,88	45,4	45,78	33,57	45,13	34,6	34,55	46,04	45,93	46,17	46,31	34,54	45,88	33,59	45,94	45,66
TiO ₂	0,31	2,55	2,86	2,34	2,75	2,11	2,65	2,65	1,25	2,6	2,51	1,5	0,29	0,25	2,28	0,28	2,27	1,73	0,29	0,28	0,28	0,36	2,43	0,33	2,47	0,36	0,72
Al ₂ O ₃	30,75	16,11	15,84	15,98	16,23	16,08	16,39	15,94	15,43	15,57	15,52	14,65	36,78	34,46	18,51	33,91	18,11	18,26	34,95	35,46	34,66	31,27	18,13	33,11	17,75	32,64	32,6
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0,02	0,08	0	0	0,03	0	0,06	0,06	0	0,08	0	0	0,05	0,01	0,03	0	0	0	0,02	0	0,05	0,04	
FeO	4,34	23,28	22,9	24,04	23,05	24,52	23,62	24,38	18,31	17,76	17,65	18,38	0,99	2,17	28,73	2,26	27,71	28,29	2,56	2,23	2,03	3,85	27,32	2,93	28,87	3,43	3,22
ZnO	0,14	0,03	0	0,28	0,35	0	0,03	0	0,15	0	0,23	0	0,06	0	0,08	0	0,17	0,28	0,07	0	0	0	0	0	0,07	0	0
MnO	0,12	0,2	0,31	0,24	0,3	0,36	0,33	0,36	0,43	0,43	0,35	0,47	0	0,07	0,38	0,06	0,76	0,67	0	0,13	0,1	0,05	0,73	0,05	0,67	0,06	0,03
MgO	0,97	7,32	7,18	7,23	7,24	6,66	6,75	6,64	11,64	11,53	11,81	11,97	0	0,23	2,12	0,21	2,47	2,33	0,42	0,31	0,17	0,74	2,75	0,31	2,72	0,45	0,34
CaO	0,02	0,04	0,01	0	0,06	0	0,05	0	0,01	0	0,03	0,02	0,01	0	0	0,02	0	0	0	0	0	0,05	0	0	0,09	0,05	0,01
Na ₂ O	0,15	0,03	0,09	0	0,05	0	0,05	0,06	0	0,01	0	0,06	0,43	0,41	0,04	0,85	0,07	0	0,51	0,67	0,66	0,34	0,01	0,45	0,02	0,43	0,39
K ₂ O	10,8	9,41	9,47	9,42	9,42	8,58	9,06	9,23	9,62	9,61	9,51	9,68	10,55	11,13	9,09	10,46	9,34	9,27	10,86	10,4	10,36	10,87	8,88	10,8	7,33	10,66	10,78
BaO	0,09	0,02	0,37	0,07	0,11	0	0,05	0,09	0,05	0,01	0	0	0,5	0	0	0	0,14	0,03	0	0	0	0	0,13	0	0	0	0
NiO	0,07	0	0	0,03	0	0	0,04	0	0	0,1	0	0	0	0,04	0	0	0,13	0	0	0,1	0,04	0	0,1	0,06	0	0,06	0
F	0,15	0,62	0,35	0,11	0,62	0,07	0,33	0	1,39	1,67	1,02	1,52	0,29	0,39	0,73	0,65	0,69	0,6	0,52	0,39	0,16	0,49	0,27	0,35	0,1	0,07	0,2
Cl	0	0,01	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03	0,01	0,04	0,06	0,07	0,07	0,01	0	0,03	0,04	0,01	0,03	0	0,02	0	0,01	0,01	0	0,06	0,01	0
H ₂ O(c)	4,27	3,54	3,65	3,77	3,55	3,72	3,68	3,82	3,26	3,17	3,47	3,18	4,35	4,25	3,37	4,05	3,45	3,47	4,24	4,3	4,38	4,13	3,63	4,23	3,64	4,35	4,28
O=F	0,06	0,26	0,15	0,05	0,26	0,03	0,14	0	0,58	0,7	0,43	0,64	0,12	0,17	0,31	0,27	0,29	0,25	0,22	0,16	0,07	0,21	0,11	0,15	0,04	0,03	0,08
O=Cl	0	0	0	0,01	0,01	0	0,01	0	0,01	0,01	0,02	0,02	0	0	0,01	0,01	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0
Total oxydes (%)	98,11	98,75	98,59	99,1	99,33	97	98,89	98,88	98,73	99,72	99,64	98,8	99,53	99,1	98,62	97,63	99,69	99,25	100,28	100,03	98,93	98,26	98,83	98,35	97,34	98,54	98,19
Si	6,355	5,606	5,605	5,583	5,582	5,573	5,612	5,607	5,766	5,717	5,706	5,793	6,073	6,191	5,402	6,191	5,496	5,516	6,155	6,133	6,219	6,363	5,5	6,265	5,438	6,274	6,255
Ti	0,032	0,3	0,338	0,276	0,322	0,254	0,311	0,313	0,144	0,295	0,284	0,173	0,03	0,025	0,276	0,029	0,271	0,208	0,03	0,028	0,028	0,037	0,291	0,034	0,3	0,037	0,074
Al ^{IV}	1,645	2,394	2,395	2,417	2,418	2,427	2,388	2,393	2,234	2,283	2,294	2,207	1,927	1,809	2,598	1,809	2,504	2,484	1,845	1,867	1,781	1,637	2,5	1,735	2,562	1,726	1,745
Al ^{VI}	3,362	0,576	0,537	0,535	0,561	0,602	0,627	0,555	0,545	0,484	0,465	0,433	3,87	3,683	0,913	3,672	0,887	0,951	3,66	3,714	3,721	3,427	0,902	3,593	0,825	3,527	3,52
Cr	0	0	0	0	0,002	0,01	0	0	0,004	0	0,008	0,008	0	0,008	0	0	0,006	0,001	0,004	0	0	0	0,002	0	0,005	0,004	
Fe ²⁺	0,502	3,044	3,008	3,15	3,002	3,278	3,084	3,2	2,34	2,24	2,225	2,351	0,11	0,246	3,867	0,259	3,681	3,777	0,286	0,249	0,228	0,442	3,638	0,335	3,909	0,392	0,369
Zn	0,015	0,003	0	0,032	0,04	0	0,004	0	0,017	0	0,026	0	0,006	0	0,009	0	0,02	0,032	0,007	0	0	0	0	0	0,009	0	0
Mn ²⁺	0,013	0,027	0,042	0,031	0,04	0,048	0,044	0,047	0,056	0,055	0,044	0,061	0	0,008	0,052	0,007	0,102	0,091	0	0,015	0,011	0,005	0,098	0,005	0,092	0,007	0,004
Mg	0,199	1,707	1,68	1,69	1,682	1,587	1,571	1,553	2,651	2,592	2,655	2,729	0	0,046	0,509	0,042	0,585	0,554	0,083	0,062	0,034	0,152	0,652	0,062	0,657	0,091	0,07
Ca	0,003	0,007	0,001	0,001	0,009	0	0,009	0	0,001	0	0,005	0,003	0,002	0	0	0,003	0	0	0	0	0	0,007	0,001	0	0,015	0,008	0,001
Na	0,04	0,01	0,027	0	0,014	0	0,017	0,019	0	0,003	0	0,017	0,112	0,108	0,014	0,225	0,022	0	0,132	0,173	0,171	0,09	0,004	0,119	0,007	0,113	0,102
K	1,903	1,878	1,898	1,883	1,871	1,75	1,804	1,848	1,875	1,849	1,829	1,889	1,801	1,919	1,867	1,831	1,893	1,887	1,852	1,771	1,78	1,905	1,804	1,88	1,513	1,857	1,884
Ba	0,005	0,001	0,023	0,004	0,007	0	0,003	0,005	0,003	0,001	0	0	0,026	0	0	0,009	0,002	0	0	0	0	0	0,008	0	0	0	0
Ni	0,007	0	0	0,004	0	0	0,005	0	0	0,012	0	0	0	0,004	0	0	0,017	0	0	0,01	0,005	0	0,012	0,006	0	0,007	0
F	0,067	0,305	0,176	0,054	0,304	0,033	0,163	0	0,67	0,798	0,489	0,737	0,121	0,168	0,369	0,281	0,346	0,302	0,219	0,164	0,067	0,213	0,136	0,15	0,052	0,032	0,086
Cl	0	0,002	0,005	0,006	0,008	0,003	0,007	0,002	0,011	0,016	0,019	0,019	0,002	0	0,008	0,01	0,004	0,007	0	0,005	0	0,003	0,004	0	0,016	0,002	0
OH	3,933	3,693	3,82	3,94	3,689	3,964	3,83	3,998	3,319	3,187	3,493	3,244	3,877	3,832	3,623	3,709	3,65	3,691	3,781	3,831	3,933	3,783	3,861	3,85	3,932	3,966	3,914
Total cations	18,081	19,553	19,553	19,607	19,548	19,529	19,479	19,539	19,636	19,531	19,541	19,663	17,955	18,048	19,506	18,068	19,493	19,502	18,053	18,021	17,978	18,066	19,412	18,037	19,328	18,045	18,029
XMg	0,284	0,359	0,358	0,349	0,359	0,326	0,338	0,327	0,531	0,536	0,544	0,537	0	0,158	0,116	0,14	0,137	0,128	0,225	0,199	0,13	0,256	0,152	0,157	0,144	0,189	0,159
Oct	4,13	5,657	5,604	5,718	5,648	5,779	5,646	5,668	5,757	5,678	5,707	5,754	4,015	4,021	5,626	4,009	5,569	5,613	4,07	4,077	4,027	4,064	5,595	4,037	5,793	4,067	4,041
Int	1,951	1,896	1,949	1,888	1,901	1,75	1,833	1,872	1,879	1,853	1,834	1,909	1,94	2,027	1,88	2,059	1,924	1,889	1,983	1,944	1,951	2,002	1,817	2	1,535	1,978	1,988

Annexe 9: Analyses des feldspaths des formations Pan-Africaines.

Echantillons Analyses	Monzogabbros																Monzodiorites										
	E141 C9	E141 C7	E141 C7	E141 C10	E141 C10	E141 C13	E141 C12	E141 C14	E134 C2iel	E134 C4b	E134 C4c	E134 C7	E134 C9	E134 C9	E134 C13	E134 C15	E131 C3b	E131 C3c	E131 C6	E131 C10	E131 C10	E131 C11iel	E131 C12b	E131 C12c	E131 C14	E131 C16	E131 C15b
SiO ₂	61,01	60,63	60,76	61,05	60,99	61,15	61,45	60,65	61,17	61,76	60	57,49	59,05	60,55	61,62	61,81	58,52	57,38	59,63	59,72	60,69	60,52	58	59,41	58,66	57,92	55,16
TiO ₂	0,05	0	0,05	0	0	0	0	0,17	0,13	0	0,07	0	0	0,03	0,05	0,05	0,11	0,07	0	0,05	0	0,05	0,03	0,02	0	0	0,2
Al ₂ O ₃	24,4	24,73	25,01	25,03	25,18	24,26	24,79	24,6	24,57	24,57	25,19	26,97	25,46	24,62	24,13	24,33	26,73	27,24	26,02	26,15	25,28	25,78	27,01	25,83	26,97	27,17	29,06
Fe ₂ O ₃	0	0,04	0,13	0	0,23	0,09	0,14	0	0,38	0,06	0,13	0,1	0,04	0,05	0,06	0,15	0,32	0,12	0,07	0,08	0,02	0,13	0,08	0,22	0,02	0,3	0,02
CaO	6,39	6,35	6,52	6,46	6,5	6,03	6,28	6,34	6,42	5,93	6,83	8,82	7,64	6,53	5,92	5,87	8,35	9,3	7,83	7,74	7,13	7,18	9,02	7,92	9,03	9,1	10,99
BaO	0	0	0	0,09	0,1	0	-	0	0	0	0,07	0	-	-	0	0	0	0	0	0,12	0	0	0,05	0	0,02	0	0
Na ₂ O	8,01	8,06	7,95	8,23	8,11	8,38	8,02	8,16	8	8,41	7,91	6,75	7,23	7,99	7,79	8,35	6,79	6,52	7,11	6,99	7,48	7,44	6,82	7,04	6,53	6,28	5,15
K ₂ O	0,16	0,16	0,13	0,15	0,07	0,11	0,16	0,08	0,12	0,03	0,13	0,11	0,09	0,07	0,17	0	0,13	0,07	0,12	0,17	0,11	0,11	0,07	0,13	0,15	0,15	0,07
Total oxydes (%)	100,02	99,98	100,55	101,02	101,19	100,01	100,83	99,99	100,81	100,76	100,33	100,23	99,52	99,84	99,75	100,57	100,95	100,69	100,77	101,02	100,71	101,21	101,09	100,56	101,38	100,92	100,65
Si	2,712	2,699	2,69	2,693	2,686	2,719	2,709	2,699	2,702	2,722	2,668	2,572	2,648	2,698	2,738	2,728	2,594	2,558	2,64	2,639	2,682	2,663	2,574	2,638	2,591	2,572	2,468
Ti	0,002	0	0,002	0	0	0	0	0,006	0,004	0	0,002	0	0	0,001	0,002	0,002	0,004	0,002	0	0,002	0	0,002	0,001	0,001	0	0	0,007
Al ^{IV}	1,279	1,297	1,305	1,301	1,307	1,271	1,288	1,29	1,279	1,276	1,32	1,422	1,345	1,293	1,264	1,266	1,397	1,431	1,358	1,362	1,316	1,337	1,413	1,352	1,404	1,422	1,532
Al ^{VI}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ³⁺	0	0,001	0,004	0	0,007	0,003	0,005	0	0,013	0,002	0,005	0,003	0,001	0,002	0,002	0,005	0,011	0,004	0,002	0,003	0,001	0,004	0,003	0,007	0,001	0,01	0,001
Ca	0,304	0,303	0,309	0,306	0,307	0,287	0,297	0,302	0,304	0,28	0,325	0,423	0,367	0,312	0,282	0,278	0,397	0,444	0,371	0,366	0,337	0,339	0,429	0,377	0,427	0,433	0,527
Ba	0	0	0	0,002	0,002	0	-	0	0	0	0,001	0	-	-	0	0	0	0	0	0,002	0	0	0,001	0	0	0	0
Na	0,69	0,696	0,683	0,704	0,692	0,722	0,685	0,704	0,685	0,719	0,682	0,585	0,629	0,69	0,671	0,715	0,584	0,563	0,61	0,599	0,641	0,634	0,587	0,606	0,559	0,541	0,447
K	0,009	0,009	0,007	0,008	0,004	0,006	0,009	0,004	0,007	0,002	0,007	0,006	0,005	0,004	0,01	0	0,007	0,004	0,007	0,01	0,006	0,006	0,004	0,007	0,009	0,008	0,004
Total cations	5,00	5,01	5,00	5,01	5,01	5,01	4,99	5,01	4,99	5,00	5,01	5,01	5,00	5,00	4,97	4,99	4,99	5,01	4,99	4,98	4,98	4,99	5,01	4,99	4,99	4,99	4,99
Ab	68,76	69,04	68,31	69,04	68,91	71,10	69,18	69,66	68,79	71,83	67,11	57,71	62,81	68,63	69,70	72,03	59,10	55,68	61,77	61,28	65,08	64,78	57,49	61,21	56,16	55,07	45,69
An	30,32	30,07	30,95	29,97	30,54	28,27	29,93	29,90	30,50	27,99	32,04	41,67	36,66	30,98	29,29	27,97	40,19	43,91	37,57	37,51	34,28	34,58	42,02	38,05	42,95	44,08	53,89
Or	0,92	0,89	0,75	0,82	0,38	0,63	0,89	0,44	0,70	0,18	0,72	0,62	0,53	0,39	1,01	0,00	0,72	0,41	0,67	1,00	0,65	0,64	0,40	0,74	0,86	0,85	0,42
Celsian	0,00	0,00	0,00	0,16	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,09	0,00	0,03	0,00	0,00

Annexe 9: Analyses des feldspaths des formations Pan-Africaines (suite).

Echantillons Analyses	Monzodiorites															Monzonites											
	E131 C15c	E33 C11	E33 C4	E33 C5	E33 C6	E33 C6	E33 C4	E142 C6	E142 C9b	E142 C9c	E142 C10	E135 C2b	E135 C2c	E135 C11b	E135 C11c	E69b C1	E69b C2	E69b C12	E69b C11	E69b C11	E69b C13	E69b C14	E63b C4	E63 C5b	E63 C5c	E63 C5zb	
SiO ₂	59,46	61,14	61,41	61,17	60,48	60,97	60,87	64,76	64,72	64,62	65,27	65,14	64,01	63,91	61,25	65,88	65,15	66,17	65,7	65,64	65,23	65,14	62,62	57,89	59,61	56,01	
TiO ₂	0	0	0	0	0	0,1	0,1	0,02	0,08	0	0	0	0	0,02	0	0	0,08	0	0	0,02	0,15	0	0,2	0,08	0	0	
Al ₂ O ₃	26,52	24,86	25,15	24,64	24,68	24,69	24,97	18,55	19,42	18,46	18,44	18,77	18,72	18,58	24,01	18,64	18,81	21,81	18,69	18,38	18,34	18,61	23,78	27,08	25,96	27,96	
Fe ₂ O ₃	0,01	0,08	0,11	0,09	0	0	0,1	0,09	0	0	0	0	0,09	0,25	0,18	0	0,08	0,08	0,03	0	0	0,04	0,81	0,03	0	0,19	
CaO	8,22	6,38	6,55	6,12	6,65	6,58	6,32	0,04	0,89	0,12	0,05	0,04	0	0,03	5,72	0,12	0	3,11	0,02	0,08	0,1	0,05	4,76	9,11	7,47	10,61	
BaO	0	-	-	0	0,09	0	0	0,44	0,35	0,35	0,43	0,7	1,13	0,99	0	0	0,05	0	0,05	0,11	0	0	0	0	0,05	0	
Na ₂ O	7,15	8,11	8,15	7,91	7,92	8,13	8,16	1,06	2,06	0,73	0,93	2,06	0,8	0,73	8,36	0,82	0,98	9,94	0,73	0,94	0,9	0,98	8,79	6,61	7,17	5,75	
K ₂ O	0,01	0,17	0,22	0,09	0,17	0,06	0,18	14,94	13,17	15,49	15,35	13,18	15,2	15,37	0,14	15,23	15,48	0,2	15,49	14,92	15,23	15,58	0,25	0,12	0,19	0,14	
Total oxydes (%)	101,36	100,75	101,57	100,01	100	100,53	100,69	99,9	100,71	99,76	100,48	99,9	99,95	99,88	99,67	100,69	100,64	101,31	100,71	100,09	99,95	100,39	101,22	100,92	100,46	100,67	
Si	2,62	2,7	2,693	2,714	2,695	2,699	2,692	2,991	2,952	2,993	3	2,992	2,975	2,974	2,73	3,006	2,985	2,876	3,002	3,012	3,002	2,992	2,748	2,572	2,646	2,507	
Ti	0	0	0	0	0	0,003	0,003	0,001	0,003	0	0	0	0	0,001	0	0	0,003	0	0	0,001	0,005	0	0,006	0,003	0	0	
Al ^{IV}	1,377	1,294	1,3	1,289	1,296	1,288	1,301	1,01	1,044	1,008	0,999	1,016	1,025	1,019	1,262	1,002	1,015	1,117	1,006	0,994	0,995	1,008	1,23	1,418	1,358	1,475	
Al ^{VI}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Fe ³⁺	0	0,003	0,004	0,003	0	0	0,003	0,003	0	0	0	0	0,003	0,009	0,006	0	0,003	0,003	0,001	0	0	0,001	0,027	0,001	0	0,006	
Ca	0,388	0,302	0,308	0,291	0,318	0,312	0,299	0,002	0,044	0,006	0,002	0,002	0	0,002	0,273	0,006	0	0,145	0,001	0,004	0,005	0,002	0,224	0,434	0,355	0,509	
Ba	0	-	-	0	0,002	0	0	0,008	0,006	0,006	0,008	0,013	0,021	0,018	0	0	0,001	0	0,001	0,002	0	0	0	0	0,001	0	
Na	0,61	0,694	0,693	0,68	0,684	0,698	0,7	0,095	0,182	0,065	0,083	0,184	0,073	0,066	0,723	0,072	0,087	0,837	0,065	0,084	0,08	0,088	0,748	0,569	0,617	0,499	
K	0	0,009	0,012	0,005	0,01	0,003	0,01	0,88	0,766	0,915	0,9	0,772	0,901	0,912	0,008	0,886	0,905	0,011	0,903	0,873	0,894	0,913	0,014	0,007	0,011	0,008	
Total cations	5,00	5,00	5,01	4,98	5,00	5,00	5,01	4,99	5,00	4,99	4,99	4,98	5,00	5,001	5,001	4,972	4,999	4,989	4,979	4,969	4,982	5,004	4,997	5,004	4,989	5,005	
Ab	61,12	69,03	68,40	69,69	67,51	68,86	69,34	9,62	18,27	6,57	8,37	18,94	7,30	6,602	71,992	7,494	8,793	84,304	6,691	8,691	8,203	8,738	75,878	56,386	62,702	49,12	
An	38,84	30,04	30,41	29,80	31,36	30,80	29,65	0,20	4,37	0,58	0,23	0,20	0,00	0,175	27,214	0,605	0	14,6	0,084	0,419	0,51	0,225	22,73	42,929	36,099	50,111	
Or	0,04	0,93	1,19	0,51	0,98	0,34	1,01	89,38	76,73	92,21	90,61	79,56	90,64	91,417	0,794	91,9	91,108	1,096	93,134	90,693	91,287	91,037	1,392	0,685	1,114	0,77	
Celsian	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,81	0,63	0,64	0,78	1,30	2,07	1,807	0	0	0,099	0	0,09	0,197	0	0	0	0	0,085	0	

Annexe 9: Analyses des feldspaths des formations Pan-Africaines (suite).

Echantillons Analyses	Monzonites								Monzonites à Qtz																		
	E63 C5zc	E63 C10	E63 C14	E63 C14b	E63 C13	E63 C13b	E63 C15c	E63 C15b	E67 C12c	E67 C12b	E67 C11	E67 C11	E67 C6	E67 C5	E67 C3	E67 C1	E42 C4	E42 C6	E42 C5	E42 C7	E144 C9	E144 C7	E144 C7	E64 C6	E64 C5	E64 C3	E64 C3
SiO ₂	55,61	65,03	56,68	57,8	65,46	55,72	57	55,82	56,85	60,98	64,54	56,69	60,36	60,56	62,59	64,97	64,03	63,52	63,69	63,84	65,12	64,87	63,59	62,96	64,56	64,73	65,99
TiO ₂	0,08	0,02	0,13	0,05	0	0,07	0	0,03	0,07	0	0	0	0	0	0	0,05	0	0	0,03	0,03	0,02	0	0	0,03	0	0	0,02
Al ₂ O ₃	28,05	18,58	27,77	27,66	18,63	28,25	27,63	28,22	27,05	24,43	18,46	27,37	24,96	24,83	24,48	22,39	22,68	22,65	22,83	18,12	18,34	18,39	23,19	23,29	18,42	22,32	20,44
Fe ₂ O ₃	0,67	0	0	0,75	0	0,07	0	0,05	0,15	0,1	0,05	0,26	0,23	0,09	0	0,02	0,08	0,07	0,1	0,07	0	0,09	0,17	0,05	0,04	0,05	0,01
CaO	10,33	0	10,07	9,47	0	10,52	9,8	10,49	8,99	6,38	0,01	9,67	6,9	6,53	5,66	3,52	4,05	4,15	3,33	0	0,04	0	4,53	4,65	0,04	3,62	1,66
BaO	0	0,98	0	0	0,91	0	0,02	-	0	0	1,48	0	0,07	0	0	0,02	-	-	0	-	0,38	-	-	0,03	0,77	0,04	0
Na ₂ O	5,4	0,88	6,22	5,54	0,83	5,53	6,28	5,75	6,52	7,92	0,81	6,18	7,59	8,09	8,48	9,54	9,45	9,5	9,33	0,62	0,7	1,06	9,39	9,11	1,05	7,91	7,92
K ₂ O	0,17	15,3	0,15	0,31	15,19	0,1	0,12	0,12	0,15	0,09	14,76	0,13	0,06	0,13	0,09	0,14	0,16	0,18	0,5	15,6	15,22	14,8	0,18	0,2	14,56	2,12	4,02
Total oxydes (%)	100,32	100,79	101,03	101,57	101,02	100,25	100,84	100,48	99,77	99,91	100,11	100,3	100,17	100,23	101,3	100,65	100,44	100,06	99,82	98,28	99,82	99,2	101,06	100,32	99,44	100,8	100,07
Si	2,498	2,991	2,525	2,553	2,997	2,501	2,54	2,501	2,558	2,713	2,992	2,541	2,684	2,691	2,739	2,844	2,817	2,809	2,817	2,997	3,007	3,003	2,788	2,78	2,996	2,847	2,93
Ti	0,003	0,001	0,004	0,002	0	0,002	0	0,001	0,002	0	0	0	0	0	0	0,002	0	0	0,001	0,001	0,001	0	0	0,001	0	0	0,001
Al ^{IV}	1,485	1,007	1,458	1,44	1,005	1,494	1,451	1,49	1,434	1,281	1,009	1,446	1,308	1,3	1,263	1,155	1,176	1,18	1,19	1,003	0,998	1,003	1,198	1,212	1,007	1,157	1,07
Al ^{VI}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ³⁺	0,023	0	0	0,025	0	0,002	0	0,002	0,005	0,003	0,002	0,009	0,008	0,003	0	0,001	0,003	0,002	0,003	0,002	0	0,003	0,006	0,002	0,002	0,002	0
Ca	0,497	0	0,481	0,448	0	0,506	0,468	0,504	0,433	0,304	0,001	0,464	0,329	0,311	0,265	0,165	0,191	0,196	0,158	0	0,002	0	0,213	0,22	0,002	0,171	0,079
Ba	0	0,018	0	0	0,016	0	0	-	0	0	0,027	0	0,001	0	0	0	-	-	0	-	0,007	-	-	0	0,014	0,001	0
Na	0,47	0,078	0,538	0,474	0,074	0,481	0,543	0,5	0,568	0,683	0,072	0,537	0,655	0,697	0,72	0,81	0,806	0,814	0,8	0,056	0,063	0,095	0,799	0,78	0,094	0,675	0,682
K	0,01	0,898	0,009	0,017	0,887	0,006	0,007	0,007	0,009	0,005	0,873	0,008	0,004	0,007	0,005	0,008	0,009	0,01	0,028	0,935	0,896	0,874	0,01	0,011	0,862	0,119	0,227
Total cations	4,986	4,993	5,014	4,959	4,981	4,992	5,009	5,01	5,01	4,99	4,98	5,00	4,99	5,01	4,99	4,99	5,00	5,01	5,00	4,99	4,97	4,98	5,01	5,01	4,98	4,97	4,99
Ab	48,124	7,897	52,357	50,477	7,555	48,469	53,326	49,47	56,26	68,85	7,44	53,23	66,24	68,67	72,67	82,39	80,13	79,74	81,14	5,68	6,48	9,78	78,17	77,11	9,72	69,91	69,00
An	50,88	0	46,81	47,668	0	50,965	45,965	49,83	42,87	30,62	0,07	46,01	33,28	30,63	26,81	16,77	18,97	19,24	16,01	0,00	0,22	0,00	20,85	21,74	0,20	17,69	7,99
Or	0,996	90,318	0,833	1,855	90,767	0,565	0,673	0,70	0,87	0,53	89,73	0,76	0,36	0,71	0,53	0,81	0,91	1,02	2,85	94,32	92,59	90,22	0,98	1,11	88,64	12,32	23,01
Celsian	0	1,785	0	0	1,678	0	0,035	0,00	0,00	0,00	2,76	0,00	0,12	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,71	0,00	0,00	0,05	1,45	0,08	0,00

Annexe 9: Analyses des feldspaths des formations Pan-Africaines (suite).

Echantillons Analyses	Monzonites à Qtz													Granodiorites													
	E64 C3	E64 C9b	E64 C9b	E64 C9c	E64 C11	E64 C8	E65 Cb	E65 Cc	E65 C13	E65 C16	E65 C2	E65 C7	E65 C11	E54 C3	E54 C4	E54 C7	E54 C8	E54 C1	E54 C12	E54 C13	E54 C13	E41 C1	E41 C1	E41 C4	E41 C4	E41 C8	E41 C8
SiO ₂	64,94	65,27	65,89	65,33	62,73	65,27	64,78	66,7	65,1	66,35	63,93	64,22	64,38	65,32	65,09	64,32	63,51	63,56	62,79	64,73	65,32	61,95	61,04	60,52	60,76	61,02	62,25
TiO ₂	0,08	0	0,07	0,03	0,02	0	0,03	0,05	0	0	0	0	0,08	0	0,05	0,03	0	0	0	0	0	0,05	0,03	0,1	0	0,07	0,11
Al ₂ O ₃	18,48	18,29	19,1	18,42	22,9	18,38	18,54	20,86	18,33	21,55	22,93	22,4	18,32	18,67	18,5	18,39	23,48	24,23	23,49	18,42	18,76	23,78	23,67	23,31	23,78	23,67	22,71
Fe ₂ O ₃	0	0,17	0	0,02	0,09	0	0	0,1	0,12	0,19	0,13	0,13	0	0,02	0,02	0,12	0	0,11	0	0,02	0	0,1	0,1	0,07	0	0	0,19
CaO	0	0,07	0,28	0	4,54	0	0,06	1,94	0	2,66	4,39	3,61	0	0	0	0	4,8	5	5,21	0,06	0,01	5,52	5,25	5,1	5,21	5,42	3,91
BaO	0,21	0,27	0,09	0,25	0,04	0,13	0,49	0	0,02	0	-	-	0,18	0,71	0,77	0,65	0	0,07	0,06	0,5	0,63	0	0	0,12	0	0,09	0,06
Na ₂ O	0,87	0,95	3,5	0,8	9,06	0,99	1,16	10,55	0,82	10,09	9,29	9,8	0,7	0,9	0,68	0,41	9,25	8,85	8,54	0,92	0,95	8,87	8,97	8,93	8,71	8,95	9,48
K ₂ O	15,33	15,02	11,54	15,08	0,13	15,11	14,76	0,08	15,66	0,12	0,15	0,21	15,93	15,34	15,56	15,85	0,09	0,16	0,12	15,12	15,15	0,18	0,24	0,09	0,19	0,12	0,16
Total oxydes (%)	99,93	100,05	100,47	99,93	99,51	99,88	99,82	100,27	100,06	100,96	100,81	100,37	99,59	100,97	100,67	99,78	101,13	101,99	100,21	99,78	100,82	100,44	99,32	98,25	98,67	99,34	98,87
Si	2,996	3,005	2,983	3,007	2,791	3,006	2,993	2,919	3,001	2,889	2,805	2,828	2,991	2,993	2,995	2,99	2,781	2,761	2,774	2,996	2,992	2,742	2,734	2,74	2,735	2,734	2,789
Ti	0,003	0	0,002	0,001	0,001	0	0,001	0,002	0	0	0	0	0,003	0	0,002	0,001	0	0	0	0	0	0,002	0,001	0,003	0	0,002	0,004
Al ^{IV}	1,005	0,992	1,019	0,999	1,201	0,998	1,009	1,076	0,996	1,106	1,186	1,162	1,003	1,008	1,003	1,007	1,212	1,241	1,223	1,005	1,013	1,241	1,25	1,244	1,262	1,249	1,199
Al ^{VI}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ³⁺	0	0,006	0	0,001	0,003	0	0	0,003	0,004	0,006	0,004	0,004	0	0,001	0,001	0,004	0	0,003	0	0,001	0	0,003	0,004	0,002	0	0	0,006
Ca	0	0,004	0,013	0	0,216	0	0,003	0,091	0	0,124	0,206	0,17	0	0	0	0	0,225	0,233	0,247	0,003	0	0,262	0,252	0,247	0,251	0,26	0,188
Ba	0,004	0,005	0,002	0,004	0,001	0,002	0,009	0	0	0	-	-	0,003	0,013	0,014	0,012	0	0,001	0,001	0,009	0,011	0	0	0,002	0	0,002	0,001
Na	0,078	0,085	0,308	0,072	0,781	0,089	0,104	0,895	0,074	0,852	0,79	0,837	0,063	0,08	0,061	0,037	0,785	0,745	0,731	0,083	0,084	0,761	0,779	0,784	0,76	0,777	0,824
K	0,902	0,882	0,666	0,886	0,007	0,888	0,87	0,004	0,921	0,007	0,008	0,012	0,944	0,897	0,913	0,94	0,005	0,009	0,007	0,893	0,885	0,01	0,014	0,005	0,011	0,007	0,009
Total cations	4,99	4,98	4,99	4,97	5,00	4,98	4,99	4,99	5,00	4,98	5,00	5,01	5,01	4,99	4,99	4,99	5,01	4,99	4,98	4,99	4,99	5,02	5,03	5,03	5,02	5,03	5,02
Ab	7,92	8,71	31,10	7,45	77,69	9,07	10,54	90,37	7,40	86,70	78,65	82,12	6,24	8,08	6,13	3,74	77,33	75,39	74,17	8,39	8,57	73,70	74,57	75,48	74,33	74,32	80,63
An	0,00	0,37	1,36	0,00	21,53	0,00	0,31	9,19	-	12,62	20,53	16,73	-	0,00	0,00	0,00	22,19	23,57	25,03	0,28	0,03	25,32	24,12	23,80	24,59	24,90	18,36
Or	91,68	90,42	67,36	92,09	0,71	90,69	88,26	0,45	92,56	0,68	0,82	1,16	93,43	90,63	92,46	95,06	0,48	0,92	0,68	90,42	90,24	0,98	1,32	0,51	1,08	0,64	0,91
Celsian	0,39	0,50	0,17	0,46	0,07	0,24	0,89	-	0,04	-	-	-	0,32	1,29	1,41	1,20	0,00	0,13	0,11	0,92	1,15	0,00	0,00	0,21	0,00	0,15	0,10

Annexe 9: Analyses des feldspaths des formations Pan-Africaines (suite).

Echantillons Analyses	Granodiorites			Granites à Amp + Biot																							
	E41 C16	E41 C21	E41 C21	E68 C2	E68 C5	E68 C5	E68 C6	E68 C6	E68 C7	E68 C8	E69 C2	E69 C3	E69 C4	E69 C9	E69 C12	E69 C1	E69 C1	E69 C8	E69 C10b	E69 C10c	E69 C12	E611 C5b	E611 C5c	E611 C7	E611 C8	E611 C9	E611 C12
SiO ₂	61,46	60,85	60,97	64,85	64,33	65,35	64,55	65,96	67,22	64,2	69,84	65,96	69,21	65,31	68,29	68,54	65,54	65,64	68,93	65,02	67,67	64,67	64,5	64,61	65,16	65,49	65
TiO ₂	0,02	0,08	0	0,08	0,07	0,11	0	0	0	0	0,05	0	0	0	0	0	0,03	0	0	0,03	0	0	0	0	0,03	0,1	0
Al ₂ O ₃	23,59	23,47	23,83	18,26	18,32	21,41	18,43	21,14	19,6	18,38	20,01	21,89	20,02	18,58	20,92	19,72	18,36	18,62	19,79	18,23	20,62	18,07	18,2	18,77	21,45	21,35	18,3
Fe ₂ O ₃	0,04	0,77	0,08	0	0	0,14	0,01	0,01	0,05	0	0,04	0,05	0,07	0	0,06	0,01	0,05	0	0,05	0	0	0,13	0,02	0,04	0,1	0,14	0
CaO	5,05	4,93	5,24	0	0	2,23	0,07	2,35	0,38	0,02	0,32	2,73	0,27	0,01	1,32	0,45	0	0,01	0,72	0,01	1,25	0	0,01	0,6	2,81	2,77	0
BaO	0	0,07	0	0,08	0	0,07	0,08	0	0	0	-	-	-	-	0	0	0,18	0	0,04	0	0	0	0	0	0	0	0,16
Na ₂ O	8,91	8,93	8,77	0,82	0,86	10,58	0,83	10,43	11,86	0,7	11,56	10,33	11,76	0,79	11,21	11,78	0,37	0,76	11,3	0,93	11,33	0,61	0,8	3,47	10,11	10,48	0,6
K ₂ O	0,17	0,12	0,16	15,41	15,78	0,21	15,32	0,11	0,14	15,75	0,11	0,12	0,1	15,7	0,12	0,09	16,05	15,78	0,06	15,39	0,06	16,04	15,75	11,97	0,13	0,15	15,78
Total oxydes (%)	99,24	99,22	99,04	99,5	99,35	100,1	99,29	99,99	99,25	99,06	101,94	101,09	101,42	100,39	101,91	100,59	100,4	101	100,85	99,65	100,94	99,53	99,28	99,46	99,79	100,48	99,84
Si	2,749	2,731	2,735	3,003	2,991	2,877	2,996	2,899	2,969	2,992	2,991	2,872	2,983	2,998	2,937	2,981	3,009	2,999	2,986	3,006	2,94	3,003	3	2,969	2,875	2,875	3,005
Ti	0,001	0,003	0	0,003	0,002	0,004	0	0	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0,001	0	0	0	0	0,001	0,003	0
Al ^{IV}	1,244	1,242	1,26	0,996	1,004	1,111	1,008	1,095	1,02	1,01	1,01	1,124	1,017	1,005	1,06	1,011	0,993	1,003	1,01	0,993	1,056	0,989	0,998	1,017	1,115	1,105	0,997
Al ^{VI}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ³⁺	0,001	0,026	0,003	0	0	0,005	0	0	0,002	0	0,001	0,002	0,002	0	0,002	0	0,002	0	0,002	0	0	0,005	0,001	0,001	0,003	0,005	0
Ca	0,242	0,237	0,252	0	0	0,105	0,004	0,11	0,018	0,001	0,015	0,127	0,012	0,001	0,061	0,021	0	0,001	0,033	0	0,058	0	0	0,029	0,133	0,13	0
Ba	0	0,001	0	0,001	0	0,001	0,001	0	0	0	-	-	-	-	-	0	0	0,003	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0,003
Na	0,772	0,777	0,762	0,074	0,078	0,903	0,075	0,889	1,016	0,063	0,96	0,872	0,983	0,07	0,935	0,994	0,033	0,067	0,949	0,083	0,955	0,055	0,072	0,309	0,865	0,892	0,054
K	0,01	0,007	0,009	0,91	0,936	0,012	0,907	0,006	0,008	0,937	0,006	0,007	0,005	0,919	0,006	0,005	0,94	0,92	0,004	0,908	0,004	0,951	0,934	0,702	0,007	0,008	0,93
Total cations	5,02	5,02	5,02	4,988	5,011	5,019	4,991	5,001	5,032	5,003	4,985	5,005	5,002	4,994	5,002	5,012	4,979	4,993	4,984	4,992	5,012	5,00	5,00	5,03	5,00	5,02	4,99
Ab	75,39	76,01	74,52	7,465	7,651	88,435	7,595	88,394	97,529	6,32	97,869	86,662	98,233	7,101	93,279	97,488	3,373	6,767	96,272	8,413	93,937	5,50	7,15	29,72	86,06	86,57	5,44
An	23,64	23,20	24,62	0	0	10,294	0,358	10,981	1,712	0,107	1,507	12,65	1,231	0,054	6,073	2,048	0	0,054	3,37	0,039	5,716	0,00	0,03	2,84	13,24	12,64	0,00
Or	0,97	0,67	0,87	92,383	92,349	1,155	91,897	0,624	0,759	93,573	0,623	0,687	0,537	92,845	0,648	0,464	96,627	92,848	0,357	91,478	0,346	94,50	92,83	67,45	0,71	0,79	94,27
Celsian	0,00	0,13	0,00	0,152	0	0,116	0,15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,331	0	0,07	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,29

Annexe 9: Analyses des feldspaths des formations Pan-Africaines (suite)

Echantillons Analyses	Granites à Biot																								
	E125 C8c	E125- C5	E125 C9b	E125 C9c	E125 C8b	E2 C7c	E2 C2	E2 C3	E2 C5	E2 C5	E2 C7b	E6 C4	E6 C5	E6 C6b	E6 C6c	E6 C7b	E6 C7c	E6 C10b	E6 C10c	E6 C10b	E6- C11b	E6 C11c	E129 C5b	E129 C5c	E129 C4b
SiO ₂	63,26	62,22	65,33	64,68	62,99	65,71	65,12	62,73	64,97	68,2	65,05	64,2	64,48	65,05	64,85	64,93	65,88	65,04	64,63	65,18	64,78	64,94	64,78	64,71	64,91
TiO ₂	0	0	0	0,01	0	0	0	0,07	0	0	0	0	0,02	0,07	0	0,02	0	0,03	0,02	0,08	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	23,66	23,85	18,67	18,29	23,69	18,54	18,59	23,82	18,42	20,4	18,01	22,82	18,74	18,42	18,79	18,42	18,36	18,16	18,55	18,49	18,68	18,23	22,95	18,29	18,24
Fe ₂ O ₃	0,21	0,13	0,04	0,01	0,02	0,03	0,03	0	0	0,04	0	0,08	0,04	0	0,01	0,12	0,01	0,03	0	0	0	0,18	0,07	0,04	0,08
CaO	4,92	5,4	0	0	4,93	0,06	0,02	4,79	0,11	1,21	0	4,05	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0,03	0	4,16	0	0
BaO	-	0	-	-	-	0,29	0,15	0,04	0,39	0	0,25	0	0,42	0,27	0,52	0,22	0,08	0,27	0,36	0,14	0,41	0,18	-	-	-
Na ₂ O	8,85	8,71	0,88	0,9	8,79	2,19	0,79	9,16	0,54	11,17	0,73	9,32	0,64	0,6	0,8	0,87	0,87	0,79	0,73	1,9	0,74	0,79	9,37	0,56	0,42
K ₂ O	0,22	0,23	15,69	15,32	0,14	13,57	15,53	0,04	15,95	0,07	15,59	0,07	15,47	16	15,65	15,51	15,47	15,4	15,75	14,13	15,62	15,64	0,09	15,92	16,25
Total oxydes (%)	101,11	100,53	100,61	99,22	100,57	100,4	100,23	100,65	100,37	101,09	99,63	100,54	99,81	100,39	100,62	100,08	100,67	99,72	100,04	99,93	100,26	99,96	101,42	99,53	99,9
Si	2,772	2,748	2,994	3,002	2,772	3	2,996	2,762	2,996	2,954	3,014	2,818	2,985	2,997	2,983	2,996	3,012	3,008	2,989	2,995	2,988	3,001	2,819	3,001	3,003
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0,002	0	0	0	0	0,001	0,002	0	0,001	0	0,001	0,001	0,003	0	0	0	0	0
Al ^{IV}	1,222	1,241	1,008	1	1,229	0,998	1,008	1,236	1,001	1,042	0,983	1,181	1,023	1	1,019	1,001	0,99	0,99	1,011	1,002	1,016	0,993	1,177	1	0,995
Al ^{VI}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ³⁺	0,007	0,004	0,002	0	0,001	0,001	0,001	0	0	0,001	0	0,002	0,001	0	0	0,004	0	0,001	0	0	0	0,006	0,002	0,002	0,003
Ca	0,231	0,255	0	0	0,232	0,003	0,001	0,226	0,005	0,056	0	0,19	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0,194	0	0
Ba	-	0	-	-	-	0,005	0,003	0,001	0,007	0	0,005	0	0,008	0,005	0,009	0,004	0,001	0,005	0,007	0,003	0,007	0,003	-	-	-
Na	0,752	0,746	0,078	0,081	0,75	0,194	0,071	0,782	0,048	0,938	0,066	0,793	0,057	0,053	0,071	0,078	0,077	0,071	0,066	0,169	0,066	0,071	0,791	0,05	0,038
K	0,012	0,013	0,917	0,907	0,008	0,79	0,911	0,002	0,938	0,004	0,921	0,004	0,914	0,94	0,918	0,913	0,902	0,909	0,929	0,828	0,919	0,922	0,005	0,942	0,959
Total cations	4,996	5,008	4,999	4,992	4,992	4,99	4,99	5,01	5,00	5,00	4,99	4,99	4,99	5,00	5,00	5,00	4,98	4,99	5,00	5,00	5,00	5,00	4,989	4,994	4,997
Ab	75,523	73,524	7,834	8,211	75,733	19,55	7,19	77,33	4,83	94,00	6,62	80,30	5,86	5,34	7,12	7,83	7,84	7,20	6,57	16,92	6,65	7,08	79,872	5,045	3,812
An	23,226	25,194	0	0,015	23,454	0,31	0,08	22,37	0,55	5,63	-	19,28	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	19,601	0	0
Or	1,25	1,282	92,166	91,774	0,813	79,60	92,46	0,24	93,92	0,37	92,93	0,42	93,32	94,17	91,95	91,77	92,01	92,32	92,77	82,83	92,47	92,58	0,527	94,955	96,188
Celsian	0	0	0	0	0	0,53	0,27	0,07	0,70	-	0,46	0,00	0,77	0,49	0,93	0,40	0,15	0,49	0,66	0,25	0,75	0,34	0	0	0

Annexe 9: Analyses des feldspaths des formations Pan-Africaines (suite)

Echantillons Analyses	Granites à Biot																										
	E129 C7b	E129 C7c	E129 C3b	E129 C3c	E126 C6	E126 C4b	E126 C4c	E126 C2	E126 C1	R2 C9	R2 C6	R2 C3b	R2 C3c	R2 C2	R2 C5	E20 C10	E20 C10	E20 C2	E20 C1	E20 C3	E20 C4	E20 C5	E20 C6	E12 C1	E12 C7b	E12 C7c	E12 C6b
SiO ₂	62,2	62,66	67,7	65,32	61,95	61,46	62,2	64,48	63,39	64,12	65,21	64,95	65,11	64,4	65,65	64,74	66,04	63,51	63,02	64,66	62,62	63,76	63,88	64,24	64,43	65,22	65,2
TiO ₂	0,1	0,08	0,21	0,07	0	0	0	0	0,06	0,01	0	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0,02	0,02	0	0	0	0,06	0	0,05
Al ₂ O ₃	23,94	24,05	20,05	18,72	23,42	23,42	23,25	18,23	22,74	22,86	18,66	18,76	18,56	18,45	18,29	18,13	21,84	23,78	23,4	18,27	23,57	22,6	22,97	22,39	17,79	18,13	17,93
Fe ₂ O ₃	0	0,16	0	0	0,14	0,2	0	0,03	0	0,03	0	0,01	0,01	0,04	0	0	0	0,17	0,28	0	0,08	0	0,59	0	0,03	0,01	0,06
CaO	5,61	5,52	0,68	0,01	5,47	5,74	5,13	0	4,81	4,28	0,01	0	0,05	0	0,06	0,08	2,87	4,66	4,84	0	4,96	4,27	4,22	3,97	0	0	0,03
BaO	0,02	0	0	0,3	-	-	-	0,25	0	-	0,56	0,56	0,61	0,44	0,21	0	0	0	0	0,15	0	0	0	-	0,15	0,17	0,16
Na ₂ O	8,6	8,76	11,4	1,38	8,78	8,52	8,81	0,8	9,01	9,37	1,16	0,82	0,89	0,8	0,92	0,59	10,02	8,98	8,87	0,88	8,4	9,21	9,37	9,87	0,71	1,58	1,82
K ₂ O	0,32	0,15	0,11	14,81	0,21	0,21	0,3	15,2	0,09	0,22	15,07	15,61	15,19	15,6	15,23	15,47	0,09	0,14	0,29	15,37	0,27	0,19	0,16	0,1	15,59	14,26	13,99
Total oxydes (%)	100,79	101,39	100,15	100,61	99,98	99,56	99,68	98,99	100,1	100,89	100,67	100,72	100,42	99,73	100,35	99	100,86	101,23	100,7	99,36	99,91	100,02	101,2	100,58	98,78	99,37	99,22
Si	2,743	2,745	2,959	2,99	2,754	2,745	2,769	3,003	2,802	2,811	2,992	2,985	2,996	2,989	3,012	3,01	2,879	2,776	2,775	3,001	2,773	2,817	2,796	2,825	3,012	3,013	3,015
Ti	0,003	0,003	0,007	0,002	0	0	0	0	0,002	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0,001	0	0	0	0,002	0	0,002
Al ^{IV}	1,244	1,241	1,033	1,01	1,227	1,233	1,22	1	1,184	1,181	1,009	1,016	1,006	1,009	0,989	0,993	1,122	1,225	1,214	1	1,23	1,177	1,185	1,16	0,98	0,987	0,977
Al ^{VI}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ³⁺	0	0,005	0	0	0,005	0,007	0	0,001	0	0,001	0	0	0	0,001	0	0	0	0,006	0,009	0	0,003	0	0,02	0	0,001	0	0,002
Ca	0,265	0,259	0,032	0	0,26	0,275	0,245	0	0,228	0,201	0	0	0,002	0	0,003	0,004	0,134	0,218	0,228	0	0,235	0,202	0,198	0,187	0	0	0,001
Ba	0	0	0	0,005	-	-	-	0,005	0	-	0,01	0,01	0,011	0,008	0,004	0	0	0	0	0,003	0	0	0	-	0,003	0,003	0,003
Na	0,735	0,744	0,966	0,123	0,757	0,738	0,76	0,073	0,772	0,796	0,103	0,073	0,079	0,072	0,082	0,053	0,847	0,761	0,757	0,08	0,721	0,789	0,795	0,841	0,065	0,142	0,163
K	0,018	0,008	0,006	0,865	0,012	0,012	0,017	0,903	0,005	0,012	0,882	0,915	0,892	0,923	0,891	0,917	0,005	0,008	0,016	0,91	0,015	0,011	0,009	0,006	0,93	0,84	0,825
Total cations	5,009	5,006	5,003	4,996	5,015	5,01	5,01	4,984	4,993	5,00	5,00	5,00	4,99	5,00	4,98	4,98	4,99	4,99	5,00	4,99	4,98	5,00	5,00	5,02	4,99	4,99	4,99
Ab	72,183	73,556	96,244	12,364	73,537	72,019	74,409	7,404	76,841	78,85	10,33	7,32	8,05	7,17	8,36	5,43	85,90	77,08	75,59	8,01	74,20	78,77	79,35	81,35	6,49	14,37	16,42
An	26,022	25,607	3,152	0,048	25,307	26,799	23,95	0	22,669	19,92	0,03	0,00	0,23	0,00	0,29	0,40	13,61	22,10	22,77	0,00	24,23	20,17	19,74	18,09	0,00	0,00	0,13
Or	1,762	0,837	0,604	87,049	1,156	1,182	1,641	92,125	0,49	1,23	88,63	91,67	90,60	92,04	90,98	94,18	0,49	0,82	1,65	91,71	1,57	1,06	0,92	0,56	93,23	85,31	83,17
Celsian	0,033	0	0	0,539	0	0	0	0,471	0	0,00	1,01	1,01	1,13	0,80	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,28	0,32	0,29

Annexe 9: Analyses des feldspaths des formations Pan-Africaines (suite).

Echantillons	Granites à Biot											Granites à 2 micas																
	E12	E12	E12	E53	E53	E53	E53	E53	E53	E53	E53	E145	E145	E145	E145	E145	E145	E60	E60	E60	E60	E60	E60	E60	E60	E60	E60	E60
Analyses	C6c	C1b	C2c	C1	C3	C3	C5	C8	C13	C15	C4b	C12	C12c	C11	C5	C4c	C2	C2	C2	C3	C4c	C5b	C5c	C8b	C8c	C10	C10	
SiO ₂	65,24	64,79	64,97	64,16	63,5	62,8	62,04	64,02	63,79	63,97	65,95	64,69	66,53	64,81	64,9	64,3	65,36	64,43	66,94	65,06	67,82	63,89	63,82	64,57	64,53	64,44	65,84	
TiO ₂	0	0	0,03	0,05	0	0,16	0,03	0,07	0,08	0,08	0	0	0	0,02	0	0,02	0	0	0	0,02	0,03	0	0,02	0,26	0,05	0	0	
Al ₂ O ₃	17,96	18,15	17,97	18,37	18,25	18,41	23,24	18,56	18,6	18,49	21,32	18,66	18,74	18,62	18,5	22,88	20,72	18,1	19,69	18,24	19,98	18,07	22,06	18,48	17,75	18,15	18,52	
Fe ₂ O ₃	0	0	0,08	0,07	0	0	0,09	0,03	0,07	0,07	0	0	0,01	0,06	0,04	0,05	0,35	0,12	0,13	0	0,16	0	0	0	0,05	0,04	0	
CaO	0	0	0,01	0,02	0	0	4,59	0	0	0	0,54	0,03	0,04	0,01	0	3,97	2,15	0,14	1,49	0,02	1,3	0	3,6	0	0,01	0	0,2	
BaO	0,12	0,17	0,12	0,19	0,34	0,49	0	0,11	0,29	0,47	0,02	0,15	0,27	0,48	-	0	0	0,18	0	0,65	0	0,54	0,05	0,4	0,01	0,21	0,09	
Na ₂ O	0,68	0,71	0,65	0,8	0,97	0,71	9,36	0,89	0,71	0,56	10,32	2,38	5,53	1,49	0,74	9,33	10,3	0,65	9,37	0,68	11,39	0,68	9,58	0,85	0,28	0,62	4,56	
K ₂ O	15,73	15,23	16,07	15,4	15,21	15,09	0,16	15,22	15,27	15,48	0,84	13,06	8,88	14,19	15,69	0,21	0,36	15,93	2,46	15,56	0,09	15,73	0,08	15,34	16,44	15,66	10,73	
Total oxydes (%)	99,73	99,05	99,89	99,07	98,27	97,66	99,5	98,89	98,81	99,12	98,99	98,98	100,01	99,68	99,86	100,76	99,24	99,56	100,08	100,23	100,78	98,9	99,2	99,9	99,11	99,12	99,94	
Si	3,017	3,011	3,008	2,99	2,988	2,975	2,767	2,985	2,981	2,985	2,919	2,99	3	2,991	2,997	2,818	2,901	2,996	2,957	3,004	2,954	2,996	2,838	2,986	3,013	3,003	2,994	
Ti	0	0	0,001	0,002	0	0,006	0,001	0,002	0,003	0,003	0	0	0	0,001	0	0,001	0	0	0	0,001	0,001	0	0,001	0,009	0,002	0	0	
Al ^{IV}	0,979	0,994	0,981	1,009	1,012	1,028	1,221	1,02	1,024	1,017	1,112	1,017	0,996	1,013	1,007	1,181	1,084	0,992	1,025	0,993	1,026	0,998	1,156	1,008	0,977	0,997	0,993	
Al ^{VI}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Fe ³⁺	0	0	0,003	0,002	0	0	0,003	0,001	0,003	0,002	0	0	0	0,002	0,001	0,002	0,012	0,004	0,004	0	0,005	0	0	0	0,002	0,001	0	
Ca	0	0	0,001	0,001	0	0	0,219	0	0	0	0,026	0,001	0,002	0,001	0	0,187	0,102	0,007	0,071	0,001	0,061	0	0,171	0	0	0	0,01	
Ba	0,002	0,003	0,002	0,003	0,006	0,009	0	0,002	0,005	0,009	0	0,003	0,005	0,009	-	0	0	0,003	0	0,012	0	0,01	0,001	0,007	0	0,004	0,002	
Na	0,061	0,064	0,058	0,073	0,089	0,065	0,809	0,08	0,064	0,051	0,885	0,213	0,484	0,133	0,066	0,792	0,886	0,059	0,803	0,061	0,962	0,061	0,826	0,076	0,025	0,056	0,402	
K	0,928	0,903	0,949	0,916	0,913	0,912	0,009	0,905	0,91	0,921	0,048	0,77	0,511	0,836	0,924	0,012	0,02	0,945	0,139	0,917	0,005	0,941	0,005	0,905	0,979	0,931	0,622	
Total cations	4,99	4,98	5,00	5,00	5,01	4,99	5,03	5,00	4,99	4,99	4,99	4,99	5,00	4,99	4,99	4,99	5,01	5,01	5,00	4,99	5,01	5,01	5,00	4,99	5,00	4,99	5,02	
Ab	6,16	6,61	5,77	7,32	8,81	6,57	78,01	8,11	6,56	5,18	92,32	21,60	48,31	13,64	6,65	79,98	87,86	5,77	79,33	6,15	93,60	6,07	82,37	7,68	2,51	5,69	38,79	
An	0,00	0,00	0,05	0,10	0,00	0,00	21,14	0,00	0,00	0,00	2,67	0,15	0,19	0,06	-	18,83	10,14	0,70	6,98	0,10	5,90	0,00	17,08	0,00	0,03	0,00	0,96	
Or	93,62	93,07	93,96	92,24	90,57	92,51	0,86	91,69	92,90	93,94	4,97	77,99	51,03	85,42	93,35	1,19	2,00	93,20	13,70	92,56	0,50	92,96	0,47	91,57	97,43	93,92	60,11	
Celsian	0,23	0,32	0,22	0,35	0,61	0,92	0,00	0,20	0,54	0,88	0,04	0,27	0,48	0,88	-	-	0,00	0,32	0,00	1,19	0,00	0,97	0,09	0,74	0,02	0,39	0,15	

Annexe 9: Analyses des feldspaths des formations Pan-Africaines (suite et fin).

Echantillons Analyses	Granites à 2 micas											Granite leucocrate							
	E60 C13b	E60 C13c	E610 C7	E610 C12b	E610 C5c	E610 C7	E62 C5	E62 C7	E62 C9	E62 C1	E62 C2	E66 C1	E66 C10	E66 C10	E66 C11	E66 C13	E66 C15	E66 C20	
SiO ₂	63,58	62,78	67,08	64,8	65,58	66,02	66,43	64,57	64,82	64,68	65,96	64,65	64,01	66,27	64,13	64,96	64,24	66,59	
TiO ₂	0	0,02	0	0	0,03	0	0	0	0	0,05	0,08	0	0	0,03	0	0,05	0	0	
Al ₂ O ₃	18,36	22,94	21,87	22,38	22,42	18,53	21,24	18,01	18,03	21,54	21,16	18,43	18,08	20,49	18,4	21,31	17,93	19,97	
Fe ₂ O ₃	0	0	0,05	0,03	0	0	0	0,04	0,04	0,04	0,05	0	0,08	0,09	0	0,02	0,1	0	
CaO	0	4,94	2,31	3,51	3,29	0	2,37	0	0,01	3,21	2,63	0	0	1,41	0,01	2,24	0	1,02	
BaO	0,25	0	-	-	0	0	-	-	-	0	0	0,07	0,16	0	0,07	0,12	0,01	0	
Na ₂ O	0,48	9,19	10,75	10	9,96	0,8	10,52	0,83	0,61	10,06	10,38	0,64	0,78	11,69	0,85	10,66	0,87	11,34	
K ₂ O	16,08	0,16	0,1	0,11	0,25	15,16	0,1	15,42	15,87	0,12	0,16	15,41	15,52	0,04	15,39	0,14	14,91	0,09	
Total oxydes (%)	98,75	100,02	102,16	100,83	101,54	100,52	100,67	98,88	99,38	99,69	100,41	99,21	98,64	100,01	98,85	99,5	98,06	99,01	
Si	2,984	2,784	2,888	2,837	2,848	3,014	2,901	3,009	3,01	2,862	2,892	3,001	2,998	2,916	2,992	2,878	3,012	2,949	
Ti	0	0,001	0	0	0,001	0	0	0	0	0,002	0,003	0	0	0,001	0	0,002	0	0	
Al ^{IV}	1,016	1,199	1,11	1,155	1,148	0,997	1,093	0,989	0,987	1,123	1,093	1,008	0,998	1,063	1,012	1,113	0,991	1,042	
Al ^{VI}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Fe ³⁺	0	0	0,002	0,001	0	0	0	0,001	0,001	0,001	0,002	0	0,003	0,003	0	0,001	0,003	0	
Ca	0	0,235	0,106	0,165	0,153	0	0,111	0	0,001	0,152	0,123	0	0	0,067	0	0,106	0	0,048	
Ba	0,005	0	-	-	0	0	-	-	-	0	0	0,001	0,003	0	0,001	0,002	0	0	
Na	0,043	0,79	0,898	0,849	0,838	0,071	0,891	0,075	0,055	0,863	0,882	0,058	0,071	0,998	0,077	0,916	0,079	0,974	
K	0,963	0,009	0,005	0,006	0,014	0,883	0,006	0,917	0,94	0,007	0,009	0,912	0,927	0,002	0,916	0,008	0,891	0,005	
Total cations	5,01	5,02	5,01	5,01	5,00	4,97	5,00	4,99	4,99	5,01	5,00	4,98	5,00	5,05	5,00	5,03	4,98	5,02	
Ab	4,30	76,41	88,93	83,25	83,40	7,45	88,41	7,57	5,49	84,48	86,98	5,95	7,09	93,56	7,70	88,76	8,12	94,80	
An	0,00	22,73	10,54	16,17	15,23	0,00	11,02	0,00	0,05	14,88	12,16	0,01	0,00	6,24	0,03	10,29	0,00	4,70	
Or	95,25	0,86	0,53	0,58	1,38	92,55	0,57	92,43	94,46	0,64	0,86	93,91	92,62	0,20	92,13	0,74	91,86	0,50	
Celsian	0,45	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,30	0,00	0,14	0,20	0,02	0,00	

Annexe 10: Analyses des minéraux opaques des formations Pan-Africaines.

Echantillons Analyses	Monzogabbros		Monzodiorites			Monzonites			Monzonites à Qtz										Granodiorites			
	E134	E134	E33	E33	E135	E63-	E63	E63	E144	E144	E144	E64	E64	E64	E64	E64	E65	E65	E41	E41	E41	E41
	C1	C15	C13	C7	C7	C4	C8	C13	C1	C2	C6	C1	C1	C1	C9	C9	C6c	C8	C1	C1	C7	C7
SiO ₂	0,04	0,05	0	0,02	0,06	0,04	0,1	0	0	0,04	0,55	0,11	0,08	0,04	0,05	0,11	0,01	0,07	0	0,06	0,01	0,02
TiO ₂	1,61	0	0,11	0,05	0,15	0	0,17	0,05	0,01	0	1,4	0,05	0	0,11	0,11	0,19	0,08	0,12	0	0,01	0,06	0,09
Al ₂ O ₃	0,03	0,11	0,12	0,05	0,09	0,1	0,07	0	0,03	0	0,13	0,09	0,01	0	0,02	0,01	0	0,01	0	0	0	0,03
Cr ₂ O ₃	0,19	0,08	0,01	0,03	0,06	0,05	0,06	0,06	0,02	0	0,09	0	0,13	0,08	0,12	0	0,04	0,02	0,08	0,01	0	0,02
Fe ₂ O ₃	65,86	68,64	68,86	69,51	67,98	69,05	69,24	69,27	69,37	69,5	65,13	69,02	68,6	68,63	67,91	67,7	70,11	68,25	68,75	68,08	68,46	68,22
FeO	32,5	30,91	30,92	31,08	30,64	30,96	31,76	30,9	31,06	31,11	33,12	31,13	31,04	31,14	30,9	30,74	31,66	30,9	30,78	30,62	30,86	30,57
MnO	0,12	0,05	0,21	0,1	0,24	0,19	0	0,21	0,13	0,01	0,05	0,12	0,09	0,05	0,01	0,17	0,06	0,16	0,19	0,08	0	0
MgO	0	0,02	0	0,01	0,11	0	0	0,05	0,04	0	0,02	0,07	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0,03	0,02
ZnO	0	0,07	0,1	0,13	0,01	0	0	0,04	0	0,28	0	0	0	0	0	0,18	0	0	0	0	0,03	0,31
NiO	0,1	0,04	0,05	0,15	0	0,11	0	0,08	0	0,01	0,07	0,09	0	0	0,05	0	0	0,02	0	0,1	0	0,05
Total oxydes (%)	100,46	99,97	100,4	101,13	99,28	100,49	101,4	100,74	100,64	100,95	100,56	100,68	99,96	100,07	99,16	99,09	101,96	99,55	99,79	98,97	99,46	99,34
Si	0,001	0,002	0	0,001	0,003	0,002	0,004	0	0	0,002	0,021	0,004	0,003	0,001	0,002	0,004	0	0,003	0	0,002	0,001	0,001
Ti	0,046	0	0,003	0,001	0,004	0	0,005	0,001	0	0	0,04	0,001	0	0,003	0,003	0,006	0,002	0,003	0	0	0,002	0,003
Al ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ^{VI}	0,002	0,005	0,006	0,002	0,004	0,005	0,003	0	0,001	0	0,006	0,004	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0,001
Cr	0,006	0,002	0	0,001	0	0,001	0,002	0,004	0	0	0,003	0	0,004	0,002	0,004	0	0,001	0,001	0,002	0	0	0,001
Fe ³⁺	1,897	1,989	1,988	1,992	1,982	1,991	1,978	1,993	1,998	1,996	1,869	1,985	1,989	1,988	1,985	1,98	1,994	1,987	1,998	1,994	1,995	1,991
Fe ²⁺	1,041	0,996	0,992	0,99	0,993	0,992	1,008	0,988	0,994	0,993	1,056	0,995	1	1,002	1,004	0,999	1,001	1	0,994	0,997	1	0,992
Mn ²⁺	0,004	0,002	0,007	0,003	0,008	0,006	0	0,007	0,004	0	0,002	0,004	0,003	0,002	0	0,005	0,002	0,005	0,006	0,003	0	0
Mg	0	0,001	0	0,001	0,006	0	0	0,003	0,002	0	0,001	0,004	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0,002	0,001
Zn	0	0,002	0,003	0,004	0	0	0	0,001	0	0,008	0	0	0	0	0	0,005	0	0	0	0	0,001	0,009
Ni	0,003	0,001	0,002	0,005	0	0,003	0	0,003	0	0	0,002	0,003	0	0	0,001	0	0	0,001	0	0,003	0	0,001
Total cations	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
XCr	78,866	33,039	3,093	29,32	0,009	23,57	38,644	99,96	27,221	98,67	32,195	0,009	89,49	92,603	83,529	0,096	93,137	62,826	99,932	99,129	19,24	34
XFe ²⁺	100	99,87	100	99,926	99,385	100	100	99,692	99,79	100	99,903	99,583	100	99,927	100	100	100	100	100	100	99,82	99,874
YFe ³⁺	99,622	99,635	99,715	99,85	99,797	99,701	99,749	99,806	99,916	99,994	99,547	99,793	99,772	99,876	99,786	99,98	99,934	99,943	99,884	99,991	100	99,895

Annexe 10: Analyses des minéraux opaques des formations Pan-Africaines (suite).

258

Echantillons Analyses	Granodiorites					Granites à Amp + Biot		Granites à Biotite								Granites à 2 micas						
	E41 C8	E4 C8	E41 C8	E41 C23	E41 C23	E69 C6	E611 C6	E125 C1	E20 C8	E20 C6	E126 C10	E12 C9	E12 C5	E12 C1	E2 C4	E2 C4	E145 C2	E60 C7	E60 C7	E60 C9	E60 C9	E60 C9
SiO ₂	0	0	0,08	0	0,01	0,03	0,07	0,06	0,06	0,02	0,01	0,05	0,07	0,02	0,01	0	0	0	0,06	0,08	0	0
TiO ₂	0,06	0,19	0,28	0,06	0,04	9,3	0,18	0	0	0	0,04	0	0	0	0	0	0	0,01	0,29	0,22	0,06	0,13
Al ₂ O ₃	0	0,04	0	0,06	0,09	0,04	0	0,13	0	0	0,03	0,08	0	0,06	0,01	0,02	0	0,12	0,01	0,01	0,04	0,09
Cr ₂ O ₃	0	0	0,08	0	0	0,04	0,02	0	0	0	0,08	0,08	0,01	0,02	0,09	0	0	0,11	0	0,14	0,03	0
Fe ₂ O ₃	68,19	67,62	67,45	68,44	68,16	50,51	68,07	68,7	69,17	69,32	68,77	68,84	69,03	69,12	68,18	68,52	68,9	69,25	68,13	68,62	68,6	69,4
FeO	30,72	30,64	31	30,63	30,7	38,98	30,86	31,08	31	31,21	30,93	30,95	30,91	30,94	30,63	30,72	30,89	31,22	31,22	31,37	30,69	31,38
MnO	0,08	0,08	0	0,29	0,08	0,57	0,06	0,07	0,24	0,02	0	0,1	0,05	0,02	0,02	0,09	0,02	0	0,06	0	0,2	0,06
MgO	0	0	0	0	0,02	0	0,02	0	0,02	0	0,03	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ZnO	0	0,06	0,1	0	0	0	0,13	0	0	0	0,11	0,09	0,18	0,16	0,1	0	0,1	0,08	0,03	0,17	0	0
NiO	0	0,03	0	0,02	0	0	0,06	0	0	0	0,02	0,04	0,12	0,09	0,02	0,03	0	0,01	0,01	0	0,12	0,09
Total Oxydes (%)	99,05	98,66	99	99,51	99,09	99,48	99,48	100,03	100,48	100,57	100,02	100,24	100,37	100,43	99,07	99,38	99,92	100,82	99,82	100,6	99,75	101,14
Si	0	0	0,003	0	0	0,001	0,003	0,002	0,002	0,001	0	0,002	0,003	0,001	0	0	0	0	0,002	0,003	0	0
Ti	0,002	0,006	0,008	0,002	0,001	0,268	0,005	0	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0,009	0,006	0,002	0,004
Al ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ^{VI}	0	0,002	0	0,003	0,004	0,002	0	0,006	0	0	0,001	0,004	0	0,003	0,001	0,001	0	0,005	0	0	0,002	0,004
Cr	0	0	0,003	0	0	0,001	0,001	0	0	0	0,003	0,002	0	0,001	0,003	0	0	0,003	0	0,004	0,001	0
Fe ³⁺	1,996	1,987	1,974	1,994	1,993	1,458	1,983	1,99	1,995	1,999	1,993	1,99	1,994	1,995	1,996	1,999	2	1,991	1,978	1,977	1,994	1,989
Fe ²⁺	0,999	1	1,009	0,992	0,998	1,251	0,999	1	0,994	1	0,996	0,994	0,992	0,993	0,996	0,996	0,996	0,997	1,007	1,005	0,991	0,999
Mn ²⁺	0,003	0,003	0	0,01	0,003	0,019	0,002	0,002	0,008	0,001	0	0,003	0,002	0,001	0,001	0,003	0,001	0	0,002	0	0,007	0,002
Mg	0	0	0	0	0,001	0	0,001	0	0,001	0	0,002	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Zn	0	0,002	0,003	0	0	0	0,004	0	0	0	0,003	0,002	0,005	0,004	0,003	0	0,003	0,002	0,001	0,005	0	0
Ni	0	0,001	0	0,001	0	0	0,002	0	0	0	0,001	0,001	0,004	0,003	0,001	0,001	0	0	0	0	0,004	0,003
Total cations	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
XCr	19,236	0,02	99,938	0,014	0,01	42,03	99,763	0,006	0,238	1,325	64,868	39,313	99,638	16,67	79,733	0,047	19,22	38,432	0,085	93,591	34,306	0,009
XFe ²⁺	100	100	100	100	99,889	100	99,868	100	99,894	100	99,844	99,934	100	100	100	100	99,976	99,973	100	100	100	100
YFe ³⁺	100	99,905	99,873	99,866	99,804	99,784	99,967	99,702	99,992	99,999	99,806	99,708	99,978	99,829	99,832	99,961	100	99,567	99,978	99,772	99,871	99,804

Annexe 10: Analyses des minéraux opaques (ilménites) des formations Pan-Africaines (suite et fin).

Echantillons Analyses	Monzodiorite	Monzonite	Granodiorite				Granites à Amp + Biot					Granites à Biot						
	E131 C1c	E69b C7c	E54 C15	E54 C15	E54 C16	E54 C16	E68 C18	E69 C14c	E611 C3	E611 C12	E611 C12	E6 C1	E6 C2	E6 C2	E6 C13	E6 C3	R2 C6	R2 C1
SiO ₂	0,03	0	0,05	0	0,06	0	0	0,07	0	0	0	0,02	0,1	0	0,05	0,05	0,07	0,03
TiO ₂	48,15	53,06	56,1	52,31	55,01	54,11	49,95	53,18	51,15	52,14	51,41	52,77	52,99	52,95	52,59	51,65	51,25	51,81
Al ₂ O ₃	0,04	0,02	0	0,02	0	0	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr ₂ O ₃	0,04	0	0,05	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,02	0	0	0	0,05
Fe ₂ O ₃	6,96	0	0	0,11	0	0	2,55	0	2,77	2,89	2,9	0,97	0	0,5	1,2	1,79	0,96	1,6
FeO	39,64	43,43	37,69	38,59	41,04	40,38	41,63	44,34	40,2	44,3	43,76	43,55	44,46	44,22	44,39	41,47	42,67	40,37
MnO	2,76	3,64	8,13	8,17	6,4	6,1	3,21	2,55	5,57	2,35	2,34	3,58	3,01	2,97	2,56	4,9	3,4	6,14
MgO	0,48	0,1	0	0,06	0,01	0,02	0,01	0,13	0	0,11	0,02	0,04	0,08	0,1	0,14	0	0	0
CaO	0,03	0,08	0,04	0,05	0,01	0	0	0,04	0,01	0,01	0,04	0,05	0,04	0,02	0,01	0	0,02	0
ZnO	0	0,3	0,2	0	0	0	0	0,24	0,17	0	0	0,03	0	0,1	0,14	0,08	0	0
NiO	0	0	0	0,01	0,03	0,04	0,03	0	0	0	0	0,15	0	0,09	0	0	0,02	0,04
Total oxydes (%)	98,13	100,63	102,26	99,31	102,56	100,65	97,4	100,57	99,88	101,8	100,47	101,15	100,67	100,98	101,07	99,94	98,39	100,06
Si	0,001	0	0,001	0	0,001	0	0	0,002	0	0	0	0,001	0,002	0	0,001	0,001	0,002	0,001
Ti	0,931	1	1,028	0,999	1,012	1,014	0,975	1,002	0,974	0,973	0,973	0,99	0,998	0,995	0,987	0,982	0,989	0,983
Al ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ^{VI}	0,001	0,001	0	0,001	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0,001	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001
Fe ³⁺	0,135	0	0	0,002	0	0	0,05	0	0,053	0,054	0,055	0,018	0	0,009	0,023	0,034	0,018	0,03
Fe ²⁺	0,852	0,91	0,768	0,819	0,839	0,841	0,903	0,929	0,851	0,919	0,921	0,909	0,931	0,924	0,927	0,877	0,916	0,852
Mn ²⁺	0,06	0,077	0,168	0,176	0,133	0,129	0,07	0,054	0,119	0,049	0,05	0,076	0,064	0,063	0,054	0,105	0,074	0,131
Mg	0,019	0,004	0	0,002	0	0,001	0	0,005	0	0,004	0,001	0,002	0,003	0,004	0,005	0	0	0
Ca	0,001	0,002	0,001	0,001	0	0	0	0,001	0	0	0,001	0,001	0,001	0,001	0	0	0,001	0
Zn	0	0,006	0,004	0	0	0	0	0,005	0,003	0	0	0	0	0,002	0,003	0,002	0	0
Ni	0	0	0	0	0,001	0,001	0,001	0	0	0	0	0,003	0	0,002	0	0	0	0,001
Total cations	2	2	1,97	2	1,987	1,986	2	1,997	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Ilménite	85,373	91,818	82,073	82,075	86,313	86,666	90,416	94,023	85,379	91,955	92,17	91,318	93,323	92,828	92,936	87,788	91,674	85,326
Geikielite	1,856	0,378	0	0,221	0,047	0,066	0,039	0,493	0	0,406	0,092	0,156	0,282	0,383	0,513	0	0	0,012
Pyrophanite	6,026	7,804	17,926	17,603	13,64	13,268	7,052	5,484	11,97	4,939	4,989	7,607	6,394	6,313	5,423	10,508	7,4	13,138
Hématite	6,746	0	0	0,101	0	0	2,493	0	2,65	2,7	2,75	0,919	0	0,476	1,129	1,703	0,925	1,524
XMg	0,021	0,004	0	0,003	0,001	0,001	0	0,005	0	0,004	0,001	0,002	0,003	0,004	0,005	0	0	0

Annexe 11: Analyses des titanites des formations Pan-Africaines.

Echantillons Analyses	Monzogabbros		Monzodiorites				Monzonites								Monzonites à Qtz							
	E134 C1	E141 C5	E131 C1	E131 C7	E33 C1	E135 C1	E63 C2	E63 C13	E63 C14	E63 C15	E63 C15	E63 C13	E69c C7	E69c C14	E67 C1	E67 C10	E42 C4	E42 C12	E144 C2	E144 C4	E144 C5	E144 C8
SiO ₂	30,38	30,64	30,28	30,66	29,19	30,41	30,31	30,31	29,56	30,55	29,67	29,81	30,57	30,3	30,52	30,44	30,36	30,11	30,31	30,23	30,57	29,75
TiO ₂	37,55	38,05	37,29	37,64	36,29	38,13	34,75	36,79	38,25	36,28	37,08	35,7	36,91	35,54	36,13	36,34	33,51	35,14	37,43	35,92	33,52	34,56
Al ₂ O ₃	1,14	1,29	1,02	1,09	1,25	0,94	2,3	2,13	0,88	2,04	1,12	1,35	2,56	2,3	2,5	1,96	2,58	1,94	1,35	1,73	2,18	1,93
Fe ₂ O ₃	1,06	0,89	1,11	1,11	1,78	1,03	1,4	1,67	1,52	1,54	1,68	1,95	0,77	1,69	1,81	1,34	2,3	1,16	1,92	1,93	2,58	2,5
MnO	0,08	0,04	0,08	0	0,09	0,13	0,03	0,1	0,04	0,18	0,12	0,17	0,06	0,01	0	0,12	0,02	0,07	0,1	0,18	0,17	0,15
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0	0,03	0	0	0,01	0	0,04	0,02	0	
CaO	28,73	28,29	28,61	28,6	26,39	28,51	28,48	28,41	27,11	28,38	26,79	27,2	29,26	27,53	28,27	28,07	28,51	28,39	27,92	26,75	26,88	27,15
Na ₂ O	0,03	0,01	0	0,03	0	0,05	0	0,08	0,03	0,09	0	0,11	0	0,08	0	0,01	0,03	0	0,02	0,06	0,07	0
K ₂ O	0	0,04	0,01	0	0	0,03	0	0	0,02	0,04	0	0	0,04	0	0,03	0,03	0,12	0,06	0,01	0	0	0
Cr ₂ O ₃	0,01	0,04	0	0	0	0,01	0,01	0	0	0,02	0,01	0	0,04	0	0,02	0,02	0,02	0,13	0,02	0,01	0,06	0,02
F	-	-	0,92	0	0,31	0,27	0,85	0,68	0,38	-	-	0,51	-	-	1,36	-	0,91	1,52	-	-	-	-
H ₂ O	1,14	1,15	0,7	1,15	0,95	1,01	0,74	0,81	0,93	1,15	1,11	0,88	1,15	1,14	0,5	1,14	0,71	0,41	1,14	1,13	1,15	1,12
O=F	-	-	0,39	0	0,13	0,12	0,36	0,29	0,16	-	-	0,21	-	-	0,57	-	0,38	0,64	-	-	-	-
Total Oxydes (%)	100,11	100,45	99,62	100,3	96,13	100,4	98,5	100,7	98,55	100,25	97,61	97,46	101,35	98,6	100,57	99,46	98,69	98,29	100,22	97,99	97,19	97,18
Si	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Ti	3,718	3,736	3,705	3,693	3,74	3,772	3,448	3,651	3,892	3,572	3,759	3,603	3,632	3,528	3,561	3,591	3,32	3,51	3,715	3,574	3,298	3,494
Al ^{IV}	0,176	0,199	0,158	0,168	0,202	0,146	0,358	0,332	0,14	0,315	0,178	0,213	0,395	0,357	0,386	0,304	0,401	0,303	0,211	0,27	0,336	0,306
Al ^{VI}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ³⁺	0,105	0,088	0,111	0,109	0,184	0,102	0,139	0,166	0,154	0,151	0,171	0,197	0,075	0,168	0,178	0,132	0,228	0,116	0,191	0,192	0,254	0,253
Mn ²⁺	0,009	0,004	0,009	0	0,01	0,015	0,004	0,011	0,004	0,02	0,014	0,02	0,007	0,001	0	0,013	0,003	0,008	0,011	0,02	0,019	0,017
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,002	0	0	0,005	0	0	0,001	0	0,007	0,003	0	
Ca	4,052	3,958	4,049	3,998	3,875	4,018	4,026	4,017	3,93	3,981	3,869	3,91	4,102	3,894	3,969	3,952	4,025	4,041	3,948	3,792	3,768	3,91
Na	0,007	0,004	0	0,008	0,001	0,013	0	0,02	0,008	0,023	0,001	0,028	0	0,02	0	0,003	0,007	0,001	0,005	0,016	0,017	0
K	0	0,007	0,001	0	0	0,004	0	0	0,004	0,007	0,001	0	0,006	0	0,005	0,005	0,02	0,011	0,001	0	0	0
Cr	0,001	0,004	0	0	0	0,001	0,001	0	0	0,002	0,001	0	0,005	0	0,002	0,002	0,002	0,013	0,003	0,001	0,006	0,003
F	-	-	0,383	0	0,134	0,114	0,353	0,284	0,162	-	-	0,216	-	-	0,563	-	0,378	0,638	-	-	-	-
OH	1	1	0,617	1	0,866	0,886	0,647	0,716	0,838	1	1	0,784	1	1	0,437	1	0,622	0,362	1	1	1	1
Total cations	13,068	12,999	13,032	12,976	13,012	13,071	12,976	13,196	13,132	13,07	12,996	12,97	13,222	12,973	13,101	13,002	13,006	13,004	13,084	12,872	12,701	12,983

Annexe 11: Analyses des titanites des formations Pan-Africaines (suite et fin).

Echantillons Analyses	Monzonite à Qtz		Granodiorites						Granite à Amp +Biot	Granites à Biot						Granites à 2 micas					
	E65 C16	E64 C10	E41 C8	E41 C8	E54 C5	E54 C5	E54 C16	E54 C16	E68 C18	E6 C2	E6 C4	E6 C9	E6 C11	E6 C13	E126 C9	E60 C7	E60 C7	E145 C2	E145 C3	E145 C7	E145 C9
SiO ₂	29,8	30,37	29,54	29,45	31,37	31,52	30,7	30,84	30,47	31,53	30,41	30,35	30,2	34,41	29,26	30,97	30,69	29,98	30,21	30,38	29,68
TiO ₂	36,14	36,09	36,39	36,42	34,42	35,31	36,33	34,45	29,45	34,74	37,04	34,98	36,95	33,28	36,16	33,92	35,88	35,57	37,1	36,58	35,94
Al ₂ O ₃	1,89	2,4	1,51	1,98	2,95	3,59	2,71	2,92	6,87	4	1,77	2,06	1,93	4,52	1,32	3,4	2,43	1,6	1,28	1,62	1,46
Fe ₂ O ₃	2,21	2,02	0,96	1,5	0,59	0,48	1	0,99	1,26	1,03	1,9	2,02	0,97	0,73	1,7	1,39	1,14	2,22	1,51	1,41	1,99
MnO	0,2	0,14	0,15	0,1	0	0,08	0,16	0,18	0,1	0,1	0,31	0,13	0	0,2	0,15	0	0,05	0,17	0,12	0,18	0,09
MgO	0	0	0	0,03	0	0	0	0	0	0	0	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	27,89	28,59	29,22	28,86	29,37	29,27	28,76	29,1	29,48	29,44	28,01	28,63	28,34	26,46	27,56	28,99	28,49	26,87	27,64	28,4	26,95
Na ₂ O	0,02	0,02	0	0	0	0,03	0	0,07	0	0	0	0,09	0,03	1,1	0,06	0,03	0,04	0	0,01	0	0,03
K ₂ O	0	0,02	0	0	0	0,03	0,02	0	0,05	0,01	0	0	0,06	0,03	0,01	0	0,01	0	0	0	0
Cr ₂ O ₃	0	0,03	0,05	0,07	0,1	0	0,04	0	0,08	0	0,07	0,08	0	0,05	0	0,01	0,03	0	0,01	0	0
F	0,07	0,91	0,65	0,92	1,35	0,78	1,49	1,28	2,29	1,54	1,31	0,88	0,78	1,03	0,43	1,86	1,48	-	0,72	-	-
H ₂ O	1,08	0,71	0,8	0,67	0,53	0,81	0,45	0,55	0,06	0,45	0,52	0,72	0,76	0,8	0,89	0,28	0,45	1,12	0,79	1,14	1,11
O=F	0,03	0,38	0,27	0,39	0,57	0,33	0,63	0,54	0,96	0,65	0,55	0,37	0,33	0,43	0,18	0,78	0,62	-	0,3	-	-
Total Oxydes (%)	99,27	100,91	99	99,61	100,12	101,57	101,04	99,84	99,13	102,2	100,79	99,59	99,69	102,19	97,37	100,07	100,08	97,54	99,07	99,71	97,24
Si	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Ti	3,649	3,574	3,705	3,72	3,301	3,37	3,559	3,36	2,908	3,315	3,665	3,467	3,68	2,909	3,717	3,294	3,517	3,568	3,694	3,622	3,643
Al ^{IV}	0,299	0,372	0,241	0,318	0,444	0,537	0,416	0,446	1,063	0,598	0,275	0,321	0,301	0,619	0,213	0,518	0,374	0,252	0,199	0,251	0,232
Al ^{VI}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ³⁺	0,223	0,201	0,098	0,154	0,057	0,046	0,098	0,096	0,124	0,098	0,188	0,2	0,096	0,064	0,175	0,135	0,112	0,222	0,15	0,14	0,202
Mn ²⁺	0,022	0,015	0,017	0,012	0	0,009	0,018	0,02	0,011	0,011	0,035	0,015	0,001	0,02	0,017	0	0,006	0,019	0,013	0,02	0,01
Mg	0	0	0	0,005	0	0	0	0	0	0	0	0,003	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001
Ca	4,011	4,035	4,239	4,201	4,013	3,979	4,014	4,044	4,147	4,002	3,948	4,043	4,023	3,296	4,037	4,011	3,978	3,84	3,921	4,006	3,891
Na	0,005	0,004	0	0	0	0,006	0	0,017	0	0	0	0,024	0,009	0,249	0,015	0,007	0,01	0	0,004	0	0,007
K	0	0,003	0	0	0	0,004	0,004	0	0,008	0,001	0	0	0,01	0,005	0,001	0	0,001	0,001	0	0	0
Cr	0	0,004	0,005	0,007	0,01	0	0,004	0	0,008	0	0,007	0,008	0	0,005	0	0,001	0,003	0	0,001	0	0
F	0,029	0,379	0,279	0,396	0,545	0,315	0,613	0,526	0,95	0,617	0,547	0,365	0,329	0,378	0,185	0,758	0,608	-	0,3	-	-
OH	0,971	0,621	0,721	0,604	0,455	0,685	0,387	0,474	0,05	0,383	0,453	0,635	0,671	0,622	0,815	0,242	0,392	1	0,7	1	1
Total cations	13,209	13,207	13,305	13,416	12,825	12,95	13,114	12,983	13,27	13,026	13,118	13,081	13,119	12,165	13,175	12,966	13,002	12,903	12,983	13,039	12,985

Annexe 12: Analyses des épidotes des formations Pan-Africaines.

Echantillons Analyses	Monzogabbros				Monzodiorites			Monzonite à Qtz	Granite à 2 micas	
	E134 C5	E134 C8	E141 C1	E141 C6	E33 C9	E33 C3	E135 C10	E67 Cx	E60 C3	E60 C3
SiO ₂	38,33	37,61	37,56	37,66	37,69	38,2	37,78	37,83	37,46	37,91
TiO ₂	0,06	0,13	0	0,02	0,3	0,05	0,11	0,06	0,06	0,05
Al ₂ O ₃	22,78	21,27	23,26	23,04	22,47	23	22,54	22,28	23,27	23,39
Cr ₂ O ₃	0,06	0,1	0,07	0	0,11	0	0,06	0,01	0	0,08
Fe ₂ O ₃	13,68	15,42	14,01	13,77	14,52	14,46	14,41	14,91	12,7	13,31
Mn ₂ O ₃	0,26	0,09	0,26	0,36	0,17	0,2	0,12	0,21	0,17	0,22
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	23,46	23,64	23,34	23,15	22,95	23,57	23,65	22,63	23,03	23,41
F	0,16	0	0	0,26	0	0	0,18	-	0,08	0,05
Cl	0,01	0,02	0,01	0,01	0	0	0	-	0,05	0
H ² O(c)	1,82	1,87	1,88	1,76	1,88	1,91	1,8	1,88	1,81	1,87
O=F	0,07	0	0	0,11	0	0	0,08	-	0,03	0,02
O=Cl	0	0	0	0	0	0	0	-	0,01	0
Total Oxydes (%)	100,55	100,14	100,39	99,91	100,1	101,39	100,58	99,8	98,6	100,27
Si	3,033	3,014	2,982	3,002	3,003	3,005	3	3,022	3,014	3,005
Ti	0,004	0,008	0	0,001	0,018	0,003	0,007	0,004	0,004	0,003
Al ^{IV}	0	0	0,018	0	0	0	0	0	0	0
Al ^{VI}	2,124	2,009	2,159	2,164	2,11	2,132	2,11	2,097	2,207	2,185
Cr	0,004	0,006	0,004	0	0,007	0	0,004	0	0	0,005
Fe ³⁺	0,814	0,93	0,837	0,826	0,871	0,856	0,861	0,896	0,769	0,794
Mn ³⁺	0,016	0,006	0,016	0,022	0,011	0,012	0,007	0,013	0,01	0,013
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	1,989	2,03	1,985	1,977	1,959	1,986	2,013	1,937	1,985	1,988
F	0,039	0	0	0,066	0	0	0,046	-	0,02	0,013
Cl	0,001	0,002	0,002	0,001	0	0	0	-	0,007	0
OH	0,96	0,998	0,998	0,933	1	1	0,954	1	0,973	0,987
Total Cations	8,984	9,003	9,001	8,991	8,979	8,993	9,002	8,97	8,989	8,993
X	1,989	2,03	1,985	1,977	1,959	1,986	2,013	1,937	1,985	1,988
Y	2,958	2,952	3,012	3,013	3,01	3,003	2,985	3,01	2,99	2,995
Z	3,033	3,014	3	3,002	3,003	3,005	3	3,022	3,014	3,005
(OH, F, Cl)	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Annexe 13: Analyses des chlorites des formations Pan-Africaines.

Echantillons Analyses	Monzonite à Qtz		Granodiorite									Granite à Amp + Biot	Granites à Biot							Granites à 2 micas			
	E144	E65	E54	E54	E54	E54	E54	E54	E54	E54	E54	E611	E2-	E2	E53	E6	E6	E20	E60	E60	E145	E145	
	C3	C4	C2	C2	C6	C9	C9	C14	C14	C15	C15	C11	C1	C11	C2	C3	C5	C7	C6	C6	C9	C5	
SiO ₂	26,85	25,96	26,88	27,42	26,74	27,33	27,33	27,03	27	25,72	25,41	28,13	27,87	26,43	23,05	25,02	24,62	26,1	24,73	24,82	29,35	33,43	
TiO ₂	0,03	0	0	0,14	0,11	0,09	0,02	1,06	0,63	0,2	0	0,57	0,11	2,01	0	0,12	0,06	0,26	0,18	0,13	0,02	0,77	
Al ₂ O ₃	20,78	19,76	17,86	17,79	18,78	18,14	18,74	18,96	19,07	20,72	20,48	16,46	18,85	18,5	20,3	20,26	21,01	21,01	19,9	20,97	16,65	16,55	
Cr ₂ O ₃	0	0,04	0	0	0	0	0,03	0,02	0,03	0,05	0	0	0,03	0,04	0,03	0	0,01	0	0,13	0,17	0	0	
FeO	22,3	29,49	31,38	29,9	30,38	29,94	28,75	28,99	29,43	29,65	30,52	38,81	25,68	26,11	35,89	32,29	32,85	23,62	32,6	31,22	22,89	20,79	
MnO	0,55	0,96	0,85	0,72	0,7	0,8	0,86	0,62	0,64	0,75	0,53	0,58	0,34	0,45	0,87	0,37	0,62	0,59	0,38	0,52	0,43	0,49	
MgO	17,19	11,46	12,15	11,91	11,44	12,5	12,35	10,56	11,23	11,31	11,07	0,39	14,63	14,28	6,43	9,6	9,76	15,36	9,76	9,81	17,6	14,8	
CaO	0,03	0,07	0,05	0,04	0,01	0,12	0,06	1,16	0,31	0,04	0,01	0,11	0,07	0,01	0,06	0,03	0	0	0,05	0,02	0,1	0,15	
Na ₂ O	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,02	0	0	0	0,01	0,01	0	0,02	0	0	0	
K ₂ O	0,01	0,08	0,06	0,11	0,01	0,03	0,06	0,01	0,02	0,01	0,01	4,11	0,28	0,05	0,05	0,06	0,04	0	0,02	0,04	0,13	0,96	
ZnO	0,09	0,28	0	0	0	0	0,29	0,05	0,14	0,09	0,37	0	0,13	0	0,16	0	0,06	0,2	0,26	0,38	0,14	0	
NiO	0,18	0	0	0	0,09	0	0,09	0	0,07	0,07	0,05	0	0,01	0	0,03	0,05	0	0,02	0,04	0,01	0	0,13	
H ₂ O	11,61	11,12	11,18	11,13	11,14	11,25	11,26	11,22	11,23	11,21	11,12	10,49	11,41	11,32	10,5	10,95	11,06	11,4	10,92	11,02	11,5	11,82	
Total (%)	99,65	99,22	100,43	99,16	99,41	100,2	99,83	99,67	99,81	99,81	99,58	99,68	99,42	99,21	97,38	98,76	100,11	98,56	98,97	99,11	98,8	99,89	
Si	5,549	5,6	5,768	5,908	5,76	5,825	5,823	5,778	5,766	5,502	5,479	6,429	5,858	5,599	5,264	5,483	5,34	5,492	5,431	5,403	6,123	6,783	
Ti	0,005	0	0	0,022	0,017	0,014	0,002	0,17	0,102	0,031	0	0,099	0,017	0,32	0	0,02	0,01	0,041	0,03	0,022	0,003	0,118	
Al ^{IV}	2,451	2,4	2,232	2,092	2,24	2,175	2,177	2,222	2,234	2,498	2,521	1,571	2,142	2,401	2,736	2,517	2,66	2,508	2,569	2,597	1,877	1,217	
Al ^{VI}	2,61	2,625	2,284	2,424	2,528	2,383	2,528	2,555	2,566	2,727	2,685	2,862	2,529	2,217	2,729	2,716	2,71	2,703	2,581	2,783	2,218	2,74	
Cr	0	0,006	0	0	0	0	0,005	0,004	0,005	0,009	0	0	0,005	0,006	0,005	0	0,001	0	0,022	0,029	0	0	
Fe ²⁺	3,854	5,321	5,63	5,387	5,472	5,337	5,124	5,182	5,257	5,304	5,504	7,419	4,515	4,625	6,855	5,917	5,957	4,158	5,988	5,683	3,995	3,527	
Mn ²⁺	0,097	0,176	0,155	0,131	0,128	0,144	0,155	0,112	0,116	0,135	0,097	0,112	0,061	0,081	0,169	0,068	0,114	0,105	0,071	0,096	0,077	0,084	
Mg	5,296	3,684	3,884	3,823	3,673	3,971	3,923	3,365	3,576	3,607	3,559	0,132	4,585	4,509	2,189	3,135	3,153	4,82	3,196	3,184	5,474	4,474	
Ca	0,006	0,016	0,012	0,009	0,003	0,028	0,014	0,265	0,072	0,008	0,003	0,028	0,016	0,003	0,015	0,006	0,001	0	0,012	0,004	0,023	0,032	
Na	0,007	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,009	0	0	0	0,004	0,006	0	0,007	0	0	0	
K	0,002	0,023	0,018	0,031	0,003	0,007	0,016	0,002	0,006	0,003	0,003	1,198	0,076	0,014	0,015	0,016	0,01	0	0,005	0,012	0,034	0,248	
Zn	0,014	0,045	0	0	0	0	0,045	0,008	0,022	0,014	0,058	0	0,02	0	0,026	0	0,01	0,031	0,042	0,062	0,021	0	
Ni	0,03	0	0	0	0,016	0	0,015	0	0,011	0,011	0,009	0	0,002	0	0,005	0,009	0	0,004	0,006	0,001	0	0,022	
OH	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	
Total cations	35,921	35,896	35,983	35,828	35,84	35,885	35,828	35,662	35,733	35,851	35,92	35,859	35,825	35,776	36,009	35,891	35,973	35,861	35,96	35,876	35,844	35,245	
XMg	0,579	0,409	0,408	0,415	0,402	0,427	0,434	0,394	0,405	0,405	0,393	0,018	0,504	0,494	0,242	0,346	0,346	0,537	0,348	0,359	0,578	0,559	

Annexe 14: Analyses roche totale des éléments majeurs des formations récentes de Mbengwi

Echantillon	Basanites						Hawaïtes						Mugéarite	Trachyte	Rhyolite	Syénite		
	E51	E30	E55	E4	E7	E7-1	E5	E146	E43	E40	E44	E50	D15	E56	F3	F0	BA83	F1
SiO ₂	44,06	42,89	43,98	47,10	45,39	45,83	47,43	47,37	47,40	47,91	47,58	47,39	49,86	62,63	76,00	64,81	63,44	63,80
TiO ₂	3,64	4,40	3,69	3,15	3,11	2,92	3,09	3,09	3,12	2,86	3,01	3,09	2,42	0,78	0,50	0,57	0,62	0,57
Al ₂ O ₃	14,53	13,17	14,43	15,94	14,51	14,58	16,04	16,20	16,28	16,22	16,31	16,01	16,19	16,97	10,37	15,34	16,71	16,70
Fe ₂ O ₃	1,80	1,80	1,79	1,73	1,54	1,47	1,74	1,78	1,76	1,73	1,73	1,74	1,55	0,96	0,96	0,75	0,67	0,87
FeO	12,02	12,03	11,91	11,52	10,29	9,79	11,59	11,90	11,73	11,56	11,54	11,57	10,34	4,26	3,21	4,98	4,46	3,86
MnO	0,21	0,19	0,19	0,21	0,18	0,18	0,21	0,22	0,22	0,22	0,23	0,22	0,25	0,21	0,07	0,27	0,23	0,20
MgO	7,25	11,17	7,46	4,96	8,39	7,03	4,70	4,87	4,65	4,24	4,72	4,82	3,44	0,43	0,08	0,40	0,41	0,50
CaO	10,54	10,26	10,13	7,75	9,76	9,72	8,16	8,26	8,17	8,02	8,06	8,07	7,26	1,79	0,12	1,24	1,87	1,73
Na ₂ O	3,10	2,12	3,41	4,37	4,18	6,47	3,99	3,45	3,79	4,20	3,89	4,06	5,00	6,52	4,35	5,94	6,28	6,32
K ₂ O	1,09	1,35	1,13	2,09	1,80	1,17	1,83	1,70	1,69	1,78	1,70	1,84	1,98	5,20	4,29	5,56	5,18	5,28
P ₂ O ₅	1,76	0,60	1,90	1,18	0,84	0,83	1,22	1,15	1,19	1,27	1,23	1,20	1,71	0,23	0,04	0,15	0,14	0,16
TOTAL (%)	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Annexe 15 : Composition normative des formations récentes de Mbengwi.

Echantillons	Basanites						Hawaïtes						Mugéarite	Trachyte	Rhyolite	Syénites		
	E51	E30	E55	E4	E7	E71	E5	E146	E43	E40	E44	E50	D15	E56	F3	F0	BA83	F1
Quartz	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	34,84	3,85	1,02	1,47
Orthose	6,44	7,99	6,65	12,38	10,66	6,94	10,82	10,07	10,00	10,53	10,06	10,90	11,72	30,76	25,34	32,85	30,63	31,20
Albite	20,56	9,87	21,10	25,45	12,26	13,31	28,36	29,19	29,65	30,28	30,15	28,01	37,15	55,20	29,48	47,97	53,12	53,50
Anorthite	22,50	22,45	20,78	17,70	15,49	7,27	20,47	23,69	22,41	20,15	22,02	20,00	15,87	1,66	-	-	2,10	1,59
Acmite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,79	2,01	-	-
Métasilicate de Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,97	-	-	-
Néphéline	3,09	4,35	4,18	6,23	12,52	22,45	2,91	-	1,32	2,83	1,48	3,44	2,79	-	-	-	-	-
Diopside	15,02	19,86	14,00	10,83	22,38	29,06	10,06	8,15	8,63	9,55	8,29	10,16	7,55	4,98	0,30	4,53	5,44	5,13
Ortho Ca,Mg,Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Hypersthène	-	-	-	-	-	-	-	0,74	-	-	-	-	-	2,02	5,25	7,29	5,22	4,39
Olivine	18,78	23,10	19,31	16,19	16,61	11,37	16,17	17,04	16,75	15,80	16,92	16,33	14,11	1,99	-	-	-	-
Magnétite	2,61	2,62	2,59	2,51	2,24	2,13	2,52	2,59	2,55	2,51	2,51	2,52	2,25	1,39	0,00	0,08	0,97	1,26
Ilménite	6,91	8,36	7,00	5,99	5,91	5,54	5,87	5,88	5,93	5,43	5,71	5,86	4,59	1,47	0,95	1,08	1,18	1,09
Corindon	0,00	-	0,00	0,00	-	-	-	-	0,00	-	0,00	-	0,00	-	-	-	-	-
Apatite	4,08	1,39	4,40	2,74	1,94	1,92	2,83	2,66	2,76	2,93	2,86	2,78	3,97	0,54	0,09	0,34	0,33	0,38
TOTAL	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Annexe 16 : Analyses des éléments en traces des formations récentes de Mbengwi.

Echantillons	Basanites						Hawaïites						Mugéarite	Trachyte	Rhyolite	Syénites		
	E51	E30	E55	E4	E7	E7-1	E5	E146	E43	E40	E44	E50	D15	E56	F3	F0	BA83	F1
Ag	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,6	<1	<1	<1
Ba	390,6	538,7	339,0	464,2	572,6	552,0	476,3	475,4	478,2	486,8	490,0	483,9	692,2	2029,5	22,3	556	25,30	1365
Co	54,1	69,0	47,3	37,8	59,0	55,0	41,8	41,2	39,6	40,7	40,8	43,0	17,1	12,6	11,2	34,6	0,13	20,2
Cr	110,2	289,3	91,3	2,8	225,2	249,7	3,7	2,4	2,0	1,8	2,7	2,3	0,3	0,3	0,2	<10	0,26	<10
Cs	0,3	0,3	0,5	0,4	0,3	0,5	0,3	0,7	0,4	2,2	0,3	0,5	0,2	0,2	0,6	0,84	1,94	0,44
Cu	36,2	32,9	29,5	21,2	39,3	52,3	21,9	19,8	19,4	15,7	19,1	18,4	2,1	1,7	2,4	<5	6,93	<5
Ga	21,3	18,2	20,2	25,7	21,5	21,6	27,4	26,9	26,8	27,5	27,5	27,2	21,0	28,7	44,8	33,8	40,00	30,2
Hf	3,4	2,9	3,2	7,1	4,0	4,0	7,2	7,2	7,3	7,7	7,3	7,2	5,2	4,0	20,2	25,2	22,60	8,2
Mo	1,4	1,4	1,2	3,5	3,6	3,0	2,9	3,6	3,1	2,9	3,0	3,8	2,7	2,7	2,7	4	6,50	3
Nb	46,0	41,2	45,3	101,7	73,3	72,0	104,0	102,0	104,3	107,3	106,2	103,3	75,1	51,2	236,0	148	181,00	74,3
Ni	65,9	179,3	53,1	15,2	124,3	136,5	11,9	12,3	11,9	7,0	9,9	11,8	0,2	0,3	0,2	<5	1,44	<5
Pb	2,2	1,6	1,9	3,7	2,7	3,2	3,8	3,6	3,7	3,9	3,8	3,7	3,6	4,0	8,0	9	14,00	7
Rb	20,3	20,7	21,5	55,4	36,8	50,6	32,1	34,7	28,8	40,9	33,6	39,3	34,8	39,4	139,0	98,6	82,70	57,7
Sr	1,6	1,5	1,7	2,7	2,8	2,0	2,7	3,0	2,8	3,3	3,2	2,8	1,7	1,7	8,1	7	5,93	2
Sr	1023,5	900,8	1028,5	790,7	863,4	901,4	985,9	1066,0	1130,1	1118,6	1018,2	1006,5	1241,6	235,3	6,1	87,1	6,83	172,5
Ta	2,9	2,7	2,8	6,3	4,3	4,3	6,3	6,3	6,4	6,7	6,4	6,3	4,7	3,1	13,8	10,3	13,90	4,3
Th	3,3	2,8	3,1	7,5	5,6	6,2	7,8	7,8	7,8	8,1	8,1	7,9	5,5	3,6	22,2	17,1	17,10	5,68
Tl	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,0	0,0	0,1	0,2	<0,5	0,21	<0,5
U	0,9	0,8	0,9	2,2	1,6	1,6	2,3	2,3	2,3	2,4	2,4	2,3	1,5	1,0	1,2	4,61	3,39	1,35
V	221,4	296,2	203,8	144,2	211,9	204,1	138,5	139,2	138,7	121,5	130,7	136,2	53,9	1,5	0,4	5	0,16	<5
W	55,0	41,3	44,4	25,1	82,9	62,1	48,0	46,0	34,7	51,6	41,7	58,1	22,5	57,7	55,0	171	0,93	99
Zn	107,6	99,4	103,0	149,3	104,6	104,4	153,1	147,1	149,2	152,5	152,9	149,7	120,2	110,1	143,0	170	460,00	129
Zr	204,8	162,3	196,4	472,7	257,4	265,8	484,7	477,7	485,2	511,8	497,4	481,7	330,7	239,8	1407,4	979	895,00	325
Y	29,8	21,4	29,8	33,9	24,9	25,1	34,9	34,2	34,4	35,1	34,6	35,1	33,3	24,7	95,4	70,1	97,90	33,3
La	45,7	27,3	45,7	74,3	46,7	46,8	77,2	76,3	76,9	80,1	79,3	76,5	64,6	42,9	156,0	86,6	187,90	60,3
Ce	103,0	59,9	103,3	154,7	91,8	90,8	160,8	157,8	159,6	165,8	164,1	158,8	139,4	89,6	180,8	181	355,40	122
Pr	13,6	7,8	13,5	18,2	10,7	10,6	18,9	18,6	18,8	19,3	19,1	18,8	17,2	10,9	39,2	20,3	42,25	13,8
Nd	59,4	34,3	59,9	71,2	43,4	41,9	73,2	72,6	73,1	75,3	74,2	73,5	70,3	43,5	144,8	80	160,90	54,6
Sm	11,5	7,3	11,9	13,0	8,4	8,3	13,2	13,0	13,1	13,4	13,3	13,3	13,0	8,2	28,3	15,75	29,17	10,05
Eu	4,0	2,5	4,1	3,8	2,8	2,7	3,9	3,8	4,0	4,0	4,0	3,9	4,6	5,2	2,0	3,35	4,72	4,44
Gd	10,8	7,1	10,9	11,1	8,1	7,7	11,3	11,2	11,5	11,5	11,8	11,3	11,7	7,4	23,9	15,25	23,32	9,35
Tb	1,3	0,9	1,3	1,4	1,0	1,0	1,4	1,4	1,5	1,4	1,4	1,5	1,4	1,0	3,6	2,53	3,27	1,4
Dy	7,0	5,0	6,8	7,7	5,6	5,5	8,0	7,5	7,7	7,9	7,8	7,8	7,6	5,5	21,0	13,45	18,87	7,2
Ho	1,2	0,8	1,2	1,3	1,0	1,0	1,3	1,3	1,3	1,4	1,4	1,4	1,3	0,9	3,6	2,69	3,68	1,35
Er	2,9	2,1	2,9	3,4	2,6	2,5	3,6	3,5	3,6	3,7	3,6	3,6	3,5	2,6	10,0	7,56	9,17	3,63
Tm	0,4	0,3	0,3	0,5	0,3	0,3	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,3	1,4	1,04	1,37	0,47
Yb	2,1	1,7	2,0	2,9	2,0	2,0	2,9	2,9	2,9	2,9	3,0	2,9	2,6	2,1	9,3	6,34	8,21	2,88
Lu	0,3	0,2	0,3	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	1,3	0,91	1,34	0,43

Annexe 17: Analyses isotopiques Rb/Sr et Sm/Nd des formations récentes de Mbengwi.

Echantillons	Basanites				Hawaïite	Mugéarite	Trachyte	Rhyolite	Syénites	
	E51	E30	E4	E71	E146	D15	E56	F3	F0	F1
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr mes.	0,703709	0,703574	0,703257	0,703175	0,703403	0,704029	0,704025	0,727181	0,705545	0,704289
2σ	0,00001	0,00001	0,000008	0,000008	0,000008	0,000007	0,000008	0,000009	0,000006	0,00001
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd mes.	0,512794	0,512855	0,512871	0,512903	0,51287	0,512787	0,512708	0,512691	0,512702	0,512691
2σ	0,000006	0,000006	0,000007	0,000006	0,000004	0,000007	0,000007	0,000006	0,000006	0,000005
Rb	20,32404	20,72	55,44912	50,64	34,657146	34,81023	39,39	138,97	98,6	57,7
Sr	1023,468	901	790,74576	901,3	1065,9765	1241,6235	235,3	6,11	87,1	172,5
Sm	12,29684	7,578987	13,139376	8,582376	13,411386	13,439595	8,598044	29,284944	15,75	10,05
Nd	59,4082	34,28	71,241792	41,9	72,560172	70,30803	43,51	144,81	80	54,6
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0,05577444	0,064589	0,19694174	0,15779774	0,09131275	0,0787463	0,47019401	64,03068957	3,18007383	0,939531
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0,12518736	0,13371804	0,11154786	0,12388483	0,11178836	0,1156096	0,11951298	0,122306226	0,11906783	0,11132075
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	0,70354816	0,70383692	0,70311188	0,70156872	0,70427297	0,70391319	0,7039975	0,703178223	0,70368669	0,70336647
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	0,51283037	0,51268599	0,51288018	0,51266847	0,51268007	0,51267049	0,5127657	0,512850452	0,51277094	0,51284941
εNd	4,23300653	1,36548598	5,16933977	1,03386795	1,24844432	1,03386795	2,90653444	4,545117607	3,04308303	4,52561066
εSr	-14,5614533	-8,16065853	-20,2242407	320,479705	13,4118649	-4,41385183	-8,10388873	-19,06045984	-12,6454726	-16,9883622

⁸⁷Sr/⁸⁶Sr mes. = rapport Sr mesuré; (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i = rapport initial. εSr = [(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr mesuré/R_{UR})-1]*10⁴; εNd = [(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd mesuré/R_{CHUR})-1]*10⁴.

$$\epsilon Nd = [(R_{ech}/R_{CHUR}) - 1] 10^4$$

$$\epsilon Sr = [(R_{ech}/R_{UR}) - 1] 10^4$$

CHURH = Réservoir terrestre global « Chondritic uniforme reservoir » = 0,512638 (De Paolo et Wasserburg, 1976) ;

UR = Chondritic reservoir = 0,7046 (Vidal, 1994)

Annexe 18: Analyses roche totale des éléments majeurs des granitoïdes Pan-Africains de Mbengwi.

	Échantillons	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
Monzogabbros	E134	48,11	1,82	17,11	1,50	10,00	0,16	6,51	8,81	3,12	2,65	0,210	100
	E141	48,81	1,47	15,37	1,38	9,19	0,17	8,39	9,47	3,00	2,22	0,534	100
Monzodiorites	E33	50,37	1,62	19,43	1,28	8,51	0,12	3,94	7,04	4,77	2,39	0,53	100
	E142	55,58	1,15	16,33	1,08	7,24	0,23	5,28	6,07	4,08	2,55	0,40	100
	E131	51,44	1,41	16,74	1,28	8,54	0,20	6,19	8,22	3,32	2,34	0,31	100
	E135	54,84	1,28	16,96	1,02	6,79	0,12	3,90	6,77	3,88	3,75	0,68	100
Monzonites	E69b	60,81	0,96	14,35	0,88	5,88	0,14	2,85	5,34	3,03	5,59	0,17	100
	E63	61,92	1,48	16,15	0,79	5,26	0,08	1,91	4,25	3,60	4,12	0,42	100
Monzonites à Qtz	E64	67,57	0,50	15,98	0,64	2,84	0,04	0,64	1,70	3,53	6,40	0,15	100
	E65	68,07	0,46	16,13	0,72	2,40	0,05	0,47	1,37	4,26	5,96	0,11	100
	E42	63,24	1,04	15,66	0,89	5,92	0,11	1,17	3,16	4,07	4,44	0,30	100
	E67	62,11	1,47	16,10	0,79	5,26	0,08	1,79	4,05	3,74	4,18	0,43	100
	E144	66,90	0,99	15,80	0,58	2,57	0,05	1,19	2,57	3,74	5,28	0,35	100
Granodiorites	E41	66,64	0,67	15,69	0,96	4,27	0,09	1,59	3,28	4,88	1,65	0,28	100
	E54	64,93	0,64	17,05	0,58	3,85	0,10	1,70	3,93	4,61	2,35	0,25	100
Granites à Amp + Bt	E68	71,42	0,35	13,74	0,81	2,69	0,06	0,26	1,00	3,93	5,68	0,06	100
	E69	71,57	0,37	13,77	0,79	2,62	0,07	0,23	0,85	3,70	5,97	0,05	100
	E611	72,46	0,37	14,48	0,46	1,54	0,07	0,12	0,97	3,36	6,16	0,00	100
Granites à Bt	R2	72,67	0,26	14,25	0,35	1,17	0,04	0,39	1,24	3,58	5,95	0,09	100
	E2	71,81	0,33	14,24	0,50	1,67	0,05	0,66	1,35	3,10	6,17	0,11	100
	E125	69,80	0,34	14,26	0,51	1,71	0,04	0,75	1,95	5,52	5,01	0,11	100
	E6	70,83	0,46	14,78	0,42	1,41	0,03	0,56	1,47	4,32	5,56	0,14	100
	E12	75,36	0,36	12,13	0,50	1,65	0,04	0,22	0,39	2,21	7,12	0,02	100
	E20	77,51	0,09	12,95	0,13	0,45	0,01	0,16	1,63	3,98	3,04	0,02	100
	E53	77,24	0,15	12,50	0,15	0,49	0,01	0,17	0,78	3,02	5,45	0,02	100
	E126	72,93	0,28	14,08	0,42	1,39	0,03	0,50	1,42	3,09	5,78	0,08	100
	E129	71,60	0,22	14,72	0,48	1,60	0,03	0,56	1,29	3,20	6,22	0,08	100
Granites à 2 micas	E145	72,36	0,48	13,84	0,59	1,96	0,03	0,88	2,04	3,38	4,29	0,15	100
	E610	74,06	0,18	14,36	0,46	1,53	0,06	0,27	0,54	3,13	5,41	0,00	100
	E60	69,657	0,43	15,45	0,50	2,24	0,04	0,69	1,65	3,62	5,59	0,14	100
	E62	74,32	0,08	14,46	0,18	0,62	0,03	0,20	0,98	4,16	4,89	0,07	100
Granite leucocrate	E66	77,90	0,03	12,36	0,05	0,17	0,00	0,06	0,39	2,71	6,30	0,02	100

Annexe 20: Analyses roche totale des éléments en traces des granitoïdes Pan-Africains de Mbengwi.

Echantillons	Monzogabbros		Monzodiorites				Monzonites			Monzonites à Qtz				Granodiorites	
	E134	E141	E131	E33	E142	E135	E69b	E63	E67	E42	E64	E65	E144	E54	E41
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ba	660	849	322	1185	300	2010	473	1540	1720	1585	999	937	1560	855	259
Co	46	47,3	42,6	35	38,5	42,5	28	30,2	48,5	38,1	39,9	30,9	47	38,8	31,2
Cr	30	370	70	<10	200	10	30	10	10	<10	<10	<10	<10	<10	10
Cs	4,76	4,54	7,14	3,56	8,25	1,48	1,17	9,55	2,82	11,55	6,02	10,15	8,12	2,14	4,53
Cu	68	39	37	23	114	238	22	6	13	12	<5	<5	15	<5	29
Ga	21,9	21,7	24,4	26,5	31,9	22	23	24,7	25,5	24,9	25,2	25,3	26	25,5	26,4
Hf	3,1	2,6	2,2	8,3	13,6	6,4	8,1	9,9	10,6	11,3	12,3	15,3	8,6	7,1	6,1
Mo	<2	<2	2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	2	<2	2	<2	<2	<2
Nb	9,9	11,3	15,3	13,1	27,2	17,2	29,8	25,5	25,5	31,2	26,1	15,7	29,5	15,8	11,2
Ni	28	93	35	15	67	13	19	8	6	<5	<5	<5	5	<5	<5
Pb	11	14	13	13	16	25	25	23	24	29	28	28	32	25	18
Rb	126	120	154	114	180,5	104,5	113	182,5	170,5	178	156,5	199	238	80	91,1
Sn	3	3	6	2	10	3	2	3	3	4	2	1	6	6	5
Sr	564	862	490	1040	346	882	195,5	555	600	390	233	166,5	683	540	262
Ta	0,7	0,6	1,1	0,7	1	1,4	2	1,4	1,4	2,1	1,1	0,3	2,9	1,4	0,8
Th	3,48	3,67	5,72	3,67	14,55	12,85	17,25	14,3	16,05	12,7	26,6	28,9	26,2	36,3	8,99
Tl	0,5	0,5	0,6	0,5	0,6	<0,5	0,5	0,8	0,7	0,7	0,7	0,9	1	<0,5	<0,5
U	1,61	0,66	1,77	0,9	4,64	4,14	3,12	3,68	2,41	4,08	2,77	4,39	7,96	5,02	1,8
V	349	246	246	204	138	189	96	72	72	44	18	9	57	66	76
W	25	22	39	29	61	56	55	78	179	143	188	151	206	154	114
Zn	122	123	155	142	216	89	152	124	128	124	86	88	76	113	104
Zr	105	69	64	327	497	238	282	404	430	466	466	580	295	259	218
Y	19,5	23,1	32,8	20,2	65,4	31,4	36,2	16,5	17,2	31,6	30,5	28,4	34	32,1	21,9
La	19,4	34,8	28,1	41,9	38,7	46,9	72,7	149,5	100	74,1	166	130	82,4	62,7	29,9
Ce	42	70,6	57,6	92,6	93,4	105	135	227	177	141,5	294	285	183,5	119,5	61,3
Pr	5,11	8,16	8,1	11,6	14,1	12,05	15,85	22,3	18,45	15,85	29,6	25,3	20,3	12,65	7,11
Nd	22,7	33,8	36,8	49,1	66,3	48,1	60,9	73,3	65,6	61	102	87,3	75,7	46,5	30,2
Sm	5,09	6,87	8,56	9,3	16,7	8,86	10,85	9,68	9,64	10,5	15	13,5	12,2	8,67	7,02
Eu	1,56	2,04	1,9	2,65	2,36	2,79	1,01	2,4	2,27	2,43	1,42	1,41	2,3	1,52	1,37
Gd	4,88	6,46	7,76	7,71	14,4	7,93	9,88	8,51	7,74	9,13	13,15	12,15	9,74	7,86	6,34
Tb	0,75	0,95	1,21	1,04	2,28	1,18	1,45	0,91	0,91	1,29	1,63	1,52	1,14	1,18	0,9
Dy	3,95	4,73	6,49	4,7	12	6	7,29	3,64	3,76	6,27	7,16	6,8	5,02	6,24	4,38
Ho	0,75	0,9	1,23	0,75	2,31	1,16	1,4	0,63	0,65	1,17	1,27	1,19	0,97	1,19	0,82
Er	2,13	2,49	3,5	1,92	6,56	3,37	3,96	1,77	1,8	3,43	3,4	3,25	2,89	3,53	2,27
Tm	0,29	0,31	0,49	0,22	0,94	0,48	0,55	0,2	0,21	0,45	0,39	0,37	0,37	0,5	0,32
Yb	1,78	1,89	3,13	1,26	5,87	3,04	3,45	1,23	1,26	2,93	2,34	2,22	2,42	3,08	1,97
Lu	0,26	0,29	0,46	0,18	0,9	0,5	0,53	0,18	0,18	0,45	0,34	0,33	0,42	0,44	0,3

Annexe 20: Analyse roche totales des éléments en traces des granitoïdes Pan-Africains de Mbengwi (suite et fin).

Echantillons	Granites à Amp + Biot			Granites à Biot								Granites à 2 micas				Granite leucocrate	
	E68	E69	E611	E126	E129	E2	E125	R2	E6	E12	E20	E53	E60	E62	E145	E610	E66
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ba	319	293	233	1160	1175	903	764	1735	1220	953	313	1195	1275	797	1220	203	700
Co	52	56,8	36,5	55,2	47,7	53,1	44,3	50,5	51	57,1	62,1	79,3	44,7	55	57,8	46,7	81,2
Cr	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	10	<10	<10
Cs	1,7	1,53	0,58	4,06	3,31	4,52	4,17	2,54	3,44	4,04	2,54	1,81	3,02	5,46	9,07	10,2	3,42
Cu	<5	6	<5	<5	5	10	<5	<5	<5	<5	<5	5	<5	<5	<5	<5	5
Ga	25,4	24,1	23,1	19,9	20,1	19,4	19,6	19,3	21,2	17,3	17,5	14,6	23,6	22,2	23	26,6	22,5
Hf	15,5	16,5	18,3	5,7	11,6	5,7	6,7	5,8	8,2	12,1	2,7	2,7	7,7	2,4	6,5	2,7	11,3
Mo	<2	<2	2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Nb	28,3	30,3	27,4	10	6,5	7,6	13,3	11,2	13,6	17,1	4	5,4	10,6	12,7	13,3	33,7	3,3
Ni	<5	<5	<5	<5	<5	5	<5	<5	<5	<5	8	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Pb	26	25	19	32	35	32	27	30	33	40	22	30	33	42	23	39	47
Rb	119,5	113,5	64,5	194,5	187,5	206	178,5	170,5	155,5	219	86,8	142	151	170	188,5	230	170,5
Sn	2	1	1	2	1	2	2	1	3	4	1	2	3	4	3	10	<1
Sr	78,9	71,2	62,7	366	389	314	272	482	341	178,5	217	368	312	177	706	73,3	398
Ta	1,4	1,5	1,1	1,3	0,7	0,6	1,3	1	0,9	2	0,8	0,6	0,6	1,3	1,4	3,5	0,2
Th	37,6	34,4	41,5	44,8	126	16,55	44,4	30,1	18,4	23,7	8,19	34,5	17,1	8,59	30	13,4	24
Tl	0,5	0,5	<0,5	0,9	0,8	0,8	0,7	0,6	0,7	0,9	<0,5	0,6	0,7	0,9	0,7	1	0,6
U	2,73	2,22	1,31	2,23	5,75	1,34	2,34	5,08	2,02	2,83	1,19	3,05	1,86	3,96	6,05	2,6	2,59
V	8	6	<5	23	36	23	33	19	9	11	5	13	18	<5	40	<5	<5
W	269	292	190	278	234	256	224	259	252	297	328	419	217	294	285	246	433
Zn	95	88	71	42	36	64	43	30	43	42	16	15	63	43	70	102	<5
Zr	648	681	809	186	350	191	213	194	303	408	73	83	291	59	219	59	250
Y	31,6	28,3	18,6	15,3	9,2	51,5	17,2	10,9	10,8	103	9,5	9,8	16,1	14,7	11,4	19,2	3,4
La	284	242	367	100,5	110,5	75	45,2	79,1	110	55,6	20,6	122	114	19,9	77,8	29,3	9,7
Ce	406	402	661	156,5	258	101	85,5	147,5	177,5	96,2	18,3	189,5	183	37,7	126	54,2	13,3
Pr	50,4	43	66,4	17,3	22,4	12,1	8,49	14,55	16,35	14,4	2,73	16,45	18,75	4,16	11,5	6,37	1,12
Nd	176,5	151,5	232	57,7	73,4	42,2	29,6	50	51,8	65,2	9,5	50,8	63,6	15,5	37,9	24,1	3,6
Sm	21,1	18,95	25,4	7,91	9,74	5,98	5	7,1	6,24	17,8	1,52	5,91	8,76	3,38	5,55	5,43	0,76
Eu	0,78	0,63	0,61	1,18	1,17	1,13	0,97	1,37	1,08	2,68	0,64	0,88	1,32	0,68	1,16	0,38	0,11
Gd	16,9	16	19,7	6,48	7,26	6,26	4,56	5,52	5,18	21,8	1,64	5,2	7,75	3,22	4,78	5,02	0,7
Tb	1,76	1,67	1,73	0,74	0,67	0,82	0,63	0,57	0,54	4	0,24	0,52	0,85	0,49	0,55	0,75	0,12
Dy	6,78	6,75	5,41	3,12	2,27	4,65	3,24	2,32	2,16	23,4	1,17	2	3,48	2,59	2,36	3,85	0,68
Ho	1,22	1,15	0,87	0,57	0,38	1,15	0,62	0,43	0,39	4,55	0,25	0,36	0,59	0,48	0,42	0,69	0,15
Er	3,67	3,47	2,72	1,71	1,18	3,79	1,83	1,26	1,21	11,65	0,79	1,07	1,63	1,37	1,19	1,86	0,46
Tm	0,46	0,42	0,28	0,23	0,14	0,5	0,27	0,17	0,15	1,43	0,12	0,14	0,17	0,16	0,15	0,25	0,09
Yb	2,92	2,75	2,05	1,48	1,04	2,78	1,79	1,07	1,06	7,64	0,89	0,93	1,09	1,02	1,08	1,53	0,5
Lu	0,51	0,45	0,37	0,21	0,17	0,49	0,27	0,17	0,17	0,92	0,15	0,13	0,17	0,15	0,15	0,23	0,09

Annexe 21: Analyses isotopiques Rb/Sr et Sm/Nd des granitoïdes Pan-Africains de Mbengwi.

Echantillons	Monzogabbro	Monzodiorites		Granodiorites		Granites à Amp + Biot		Granites à Biot			Granites à 2 micas		Granite leucocrate
	E141	E131	E33	E41	E54	E69	E611	E12	E125	E20	E145	E610	E66
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,708199	0,711891	0,707048	0,718544	0,709809	0,746294	0,733343	0,738704	0,72146	0,716319	0,71524	0,787963	0,716392
2σ	0,000009	0,000008	0,000009	0,000008	0,000009	0,000008	0,000008	0,00001	0,000008	0,000008	0,000007	0,000008	0,000009
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,512261	0,512405	0,51235	0,512229	0,512249	0,511793	0,511763	0,512559	0,512248	0,512089	0,511981	0,511594	0,512324
2 σ	0,000005	0,000006	0,000005	0,000007	0,000006	0,000006	0,000007	0,000006	0,000007	0,000008	0,000005	0,000008	0,000007
Rb	120	154	114	91,1	80	113,5	64,5	219	178,5	86,8	188,5	230	170,5
Sr	862	490	1040	262	540	71,2	62,7	178,5	272	217	706	73,3	398
Sm	6,87	8,56	9,3	7,02	8,67	18,95	25,4	17,8	5	1,52	5,55	5,43	0,76
Nd	33,8	36,8	49,1	30,2	46,5	151,5	232	65,2	29,6	9,5	37,9	24,1	3,6
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0,391171	0,883438	0,307974	0,978035	0,416350	4,496183	2,897777	3,457870	1,846426	1,124868	0,750762	8,886565	1,204720
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0,122913	0,140669	0,114543	0,140568	0,112752	0,075632	0,066199	0,165105	0,102149	0,096752	0,088549	0,136230	0,127666
εNd	-1,778167	-0,374317	0,625019	-3,804737	-1,206007	-7,168310	-7,005636	0,694638	-0,383932	-3,061875	-4,520694	-15,866325	-0,924636
εSr	13,662035	4,269131	7,760977	86,915730	33,374902	39,165993	55,982311	61,782034	19,237199	36,851280	68,525715	79,596722	27,855286
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sri	0,704740	0,704079	0,704324	0,709895	0,706127	0,706535	0,707718	0,708126	0,705132	0,706372	0,708601	0,709380	0,705738
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Ndi	0,511762	0,511833	0,511885	0,511659	0,511791	0,511486	0,511494	0,511888	0,511833	0,511696	0,511621	0,511040	0,511805

⁸⁷Sr/⁸⁶Sr mes.= rapport Sr mesuré; (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i = rapport initial.

εSr = [(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr mesuré/R_{UR})-1]*10⁴; εNd= [(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd mesuré/R_{CHUR})-1]*10⁴.

Geochemical and petrological features of the last magmatic event of Mbengwi area, a continental sector of the Cameroon Volcanic Line (CVL) in Central Africa

Benoît Joseph MBASSA^{1,2}, Michel GRÉGOIRE³, Emmanuel NJONFANG⁴, Pierre KAMGANG², Mathieu BENOÎT³ and Stephanie DUCHENE³

¹Institut de Recherches Géologiques et Minières, IRGM/ARGV Ekona, B.P. 370 Buéa, Cameroon

²Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences, Université de Yaoundé I, B.P. 812, Yaoundé, Cameroon

³Géosciences-Environnement-Toulouse UMR 5563, Observatoire Midi Pyrénées, Université de Toulouse 3, 14, avenue Édouard-Belin, 31400 Toulouse, France

⁴Laboratoire de Géologie, Ecole Normale Supérieure, Université de Yaoundé I, B.P. 47, Yaoundé, Cameroon

mgregoire@lmtg.obs-mip.fr

Mbengwi area is located at the western part of Bamenda Mountains, an important volcanic massif belonging to the continental sector of the CVL in central Africa. The recent detailed study of this poorly known area, led us to the discovery of a syenitic intrusion associated with lavas, both representing the last magmatic event emplaced in the Pan-African basement.

Petrographic study and whole rock chemistry of representative samples reveal that lavas form a bimodal basanite-rhyolite alkaline series with a gap between 46 and 63 wt. % SiO₂. Lavas are microlitic

porphyritic with a fluidal structure in rhyolites. The phenocrysts include plagioclase (oligoclase, andesine, labradorite, bytownite), olivine, pyroxene (diopside, augite), opaque minerals and apatite in mafic lavas, K-feldspar and quartz in rhyolites. Syenites have a fine- to medium-grained texture and are composed of amphibole (katophorite, Fe-richterite), K-feldspar, Na-albite, pyroxene (augite, hedenbergite), biotite, opaque minerals and rarely apatite, titanite, zircon, quartz and/or olivine (Fa_{81-87.9}). Mafic lavas (basanite-hawaiite) are sodic while felsic rocks are potassic, slightly metaluminous to peralkaline. The main differentiation process is fractional crystallization with a slight contamination of felsic lavas by crustal material. Their (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i (0.7031–0.7043) and ε_{Ndi} (1.2–5.12) are similar to those of other lavas from the CVL. Lavas have OIB features displaying isotopic signature of HIMU-type mantle source. Their Rb/Sr isochron age is 28.2 Ma, almost similar to the 27.40 ± 0.5 Ma obtained recently in a trachyte from Bamenda Mountains and precludes any local age migration in this part of the CVL.

34th International Geological Congress

Unearthing our Past and Future — Resourcing Tomorrow

GEOREME014-108

Petrographic, mineralogical and geochemical characterizations of the Pan–African granitoids from Mbengwi (NW–Cameroon, central Africa)

Benoît Joseph Mbassa^{a,b*}, Emmanuel Njonfang^c, Michel Grégoire^d, Pierre Kamgang^b, Mathieu Benoit^d, Zénon Itiga^a, Stephanie Duchene^d, Moïse Bessong^c, Junior D. Nolla^{b,e}, Ntepe Mfomou^a Félix Tchoua^b M.

^a Institut de Recherches Géologiques et Minières, Antenne de Recherches Géophysiques et Volcanologique, Ekona, B.P. 370, Buea, Cameroun

^b Département des Sciences de la Terre et de l'Univers, Faculté des Sciences, Université de Yaoundé I, B.P. 812, Yaoundé, Cameroun

^c Laboratoire de Géologie, Ecole Normale Supérieure, Université de Yaoundé I, B.P. 47 Yaoundé, Cameroun

^d Géosciences-Environnement-Toulouse UMR 5563, Observatoire Midi Pyrénées, Université Paul Sabatier, 14 avenue Édouard-Belin, 31400 Toulouse, France

^e Institut de Recherches Géologiques et Minières, Laboratoire de Traitement des Minerais, B.P. 4110, Yaoundé, Cameroun

* Corresponding author. E-mail address: benjo_mbassa@yahoo.fr

Abstract

The Mbengwi area located at the western part of Bamenda Mountains is marked by the abundance of Pan–African basement rocks relative to Tertiary magmatic and sedimentary rocks. The Pan-African rocks consist mainly of heterogeneous and syntectonic granitoids enclosing locally xenoliths of micaschists and/or amphibolites.

Petrographic study and whole rock chemistry of representative samples reveal that granitoids from Mbengwi consist of leucocratic to mesocratic rocks forming a continuous magmatic series (SiO₂: 48.1 – 77.9 wt. %) from monzogabbros to granites. The granitoids from Mbengwi are mafic to mesocratic fine- to coarse-grained rocks showing granoblastic or mylonitic structure. The fine-grained mafic rocks outcrop as intrusions or enclaves within felsic granitoids. Their mineralogical composition is rather homogeneous and consists of quartz, plagioclases, K-feldspars, biotite, muscovite and amphibole. The accessory phase includes opaque minerals + titanite ± apatite ± zircon; while the secondary minerals are sulphides, phengite, chlorite, epidote and rarely prehnite or calcite. These granitoids are assigned to high-K calc-alkaline to shoshonitic series, metaluminous to weakly peraluminous (ASI = 0.38 – 1.107) and mostly belong to an I-type suite (A/CNK: 0.63 – 1.2). The study of trace element reveals: i) a strong fractionation ((La/Lu)_N = 4.05 – 102.96), ii) an enrichment in LILE and LREE relative respectively to HFSE and HREE, and iii) negative anomalies in Rb, K, Sr, Ti, Eu and positive one in Ba, Th, La. The studied granitoids both occupy the areas of volcanic arc granites (VAG) and that of within plate granites (WPG) and are mostly post-collisional. They have a subduction signature which would probably inherited from their protoliths, emplaced during the subduction phase preceding the collision. These geochemical features are similar to those of Western Cameroon Pan-African granitoids related to the Pan-African D1 event in Cameroon. Their Sr and Nd isotopic data marked by mainly negative εNd, positive εSr and low initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios (0.704078 – 0.709895) show that they result from melting of the lower continental crust with variable contribution of the oceanic crust. Noticeably Rb-Sr data spread along one 645 My errorchron.

Keywords: high-K calc-alkaline granitoids, magmatic continuous series, metaluminous to weakly peraluminous, I-type, lower continental crust.

Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of the recent magmatic formations from Mbengwi, a continental sector of the Cameroon Volcanic Line (CVL), Central Africa

Benoît Joseph Mbassa · Emmanuel Njonfang ·
Mathieu Benoit · Pierre Kamgang · Michel Grégoire ·
Stephanie Duchene · Pierre Brunet · Bekoa Ateba ·
Félix M. Tchoua

Received: 2 February 2012 / Accepted: 5 October 2012 / Published online: 25 October 2012
© Springer-Verlag Wien 2012

Abstract The Mbengwi recent magmatic formations consist of volcanics and syenites belonging to the same magmatic episode. Lavas form a bimodal basanite-rhyolite alkaline series with a gap between 50 and 62 wt.% SiO₂. Mafic lavas (basanite-hawaiite) are sodic while felsic rocks (trachyte-rhyolite-syenites) are sodi-potassic, slightly metaluminous to peralkaline. The geochemical and isotopic characteristics ($0.7031 < (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}} < 0.7043$; $1.03 < \varepsilon_{\text{Nd}} < 5.17$) of these rocks are similar to those of other rocks from the CVL. The main differentiation process is fractional crystallization with two trends of fractionation. Their Rb/Sr isochron age of 28.2 Ma, almost similar to 27.40 ± 0.6 Ma K/Ar age obtained

in a trachyte from neighboring Bamenda Mountains system, precludes any local age migration of an hypothetical hotspot. Mafic lavas have OIB features displaying an isotopic signature similar to that of HIMU mantle source different from FOZO known as source of most parental magmas along the CVL.

Introduction

The Cameroon volcanic line (CVL) is a tectono-magmatic structure characterized by an alignment of oceanic and continental volcanoes extending on more than 1,600 km. The line strikes almost SW-NE forming a swell and basin structure, the six oceanic islands and four continental central volcanoes representing swell (Burke, 2001) (Fig. 1b). The central volcanoes include the still active Mount Cameroon, the Manengouba, Bambouto-Bamenda and Oku Mountains. Few of these massifs have been studied. The available petrological and geochemical data show that rocks generally range from basalts, basanites, and hawaiites to trachytes, rhyolites and/or phonolites in a given massif defining a bimodal series, except at the continent-ocean boundary where Bioko and Mount Cameroon are mainly basaltic. However a few massifs including Manengouba Mountains (Kagou Dongmo et al. 2001) and the Bamenda-Bambouto display a complete range from basic to felsic rocks, characterized by a great abundance of mafic and felsic lavas and relatively rare occurrence of intermediate terms (mugarites and benmoreites) (Marzoli et al. 1999, 2000; Kamgang et al. 2007, 2008). Geochronological data reveal that the oldest volcanic ages (K-Ar) so far obtained (51.8 ± 1.2 Ma and 46.7 ± 1.1 Ma) are respectively in the

Editorial handling: B. De Vivo

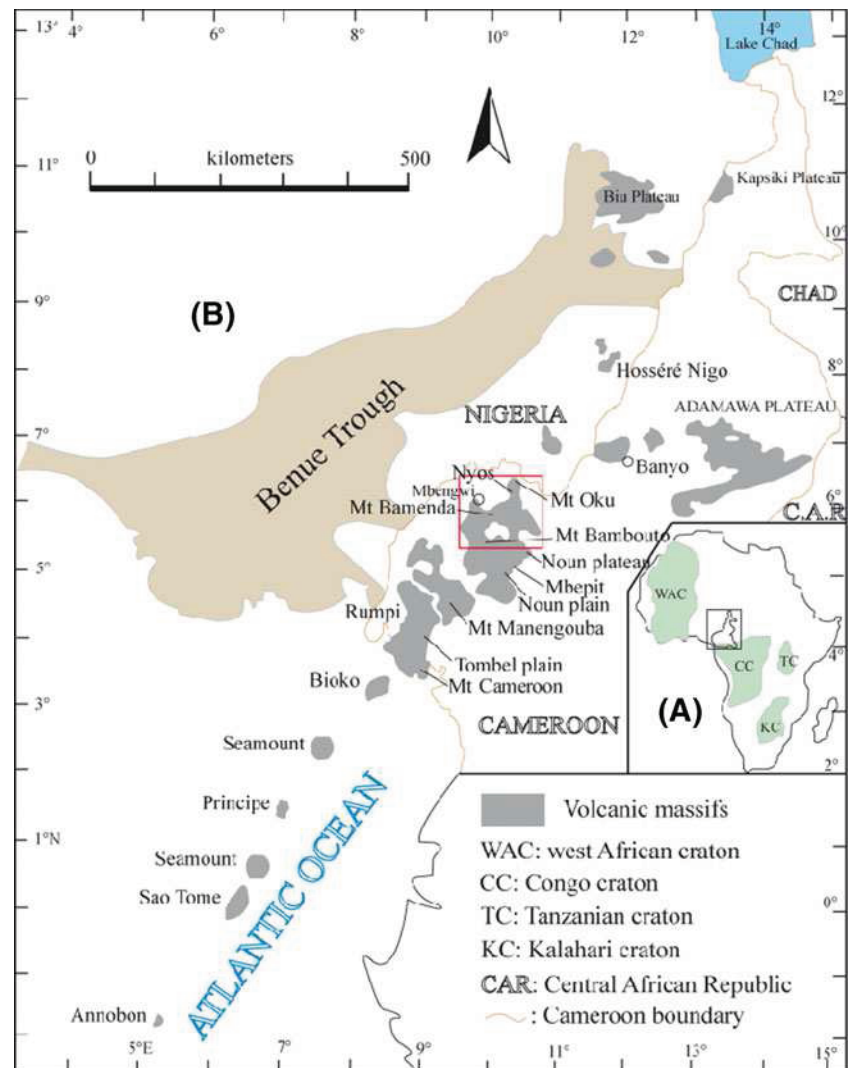
B. J. Mbassa · B. Ateba
Institut de Recherches Géologiques et Minières,
IRGM/ARGV Ekona,
B.P. 370, Buéa, Cameroon

E. Njonfang
Laboratoire de Géologie, Ecole Normale Supérieure,
Université de Yaoundé I,
B.P. 47 Yaoundé, Cameroon

M. Benoit · M. Grégoire (✉) · S. Duchene · P. Brunet
Géosciences-Environnement-Toulouse Unité Mixte de Recherche
5563, Observatoire Midi Pyrénées, Université Paul Sabatier,
14, avenue Édouard-Belin,
31400 Toulouse, France
e-mail: michel.gregoire@get.obs-mip.fr

B. J. Mbassa · P. Kamgang · F. M. Tchoua
Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences,
Université de Yaoundé I,
B.P. 812, Yaoundé, Cameroon

Fig. 1 The study area: **a)** Location of Cameroon in Africa; CC=Congo craton, KC=Kalahari craton, WAC=West African craton, TC=Tanzanian craton. **b)** Location of the Western Cameroon highland (*red square*) along the CVL. **c)** Location of the study area (*white square*) within the Western Cameroon highland



transitional lavas and in an olivine basalt from the Bamoun Plateau (Moundi et al. 2007). According to these data, the magmatic activity along the CVL can be divided into three periods: i) the first (73–40 Ma) which is well expressed on the anorogenic complexes and of the Bamoun plateau; ii) the second (40 Ma–30 Ma), represented by the volcanoes of the northern Cameroon (Benue trough, Kapsiki plateau, and Golda Zuelva), and iii) the last (Upper Eocene to Recent) characterized by the appearance of magmatism in the oceanic sector with an episodic synchronous volcanicity. A local SW younging age has been suggested in the West Cameroon highlands from Mount Oku (31 Ma) to Bambouto (14 Ma) (Marzoli et al. 2000). Kagou Dongmo et al. (2010) has even obtained in the Bambouto Mountains a younger age of 0.48 ± 0.01 Ma (K-Ar) in basalts. The K-Ar age range (27.40–12.7 Ma) recently obtained in the felsic lavas of Bamenda mountains (Kamgang et al. 2010) seem not to be in accordance with this hypothesis.

In order to contribute to this debate, the detail study of recent magmatic rocks of Mbengwi area, located NW

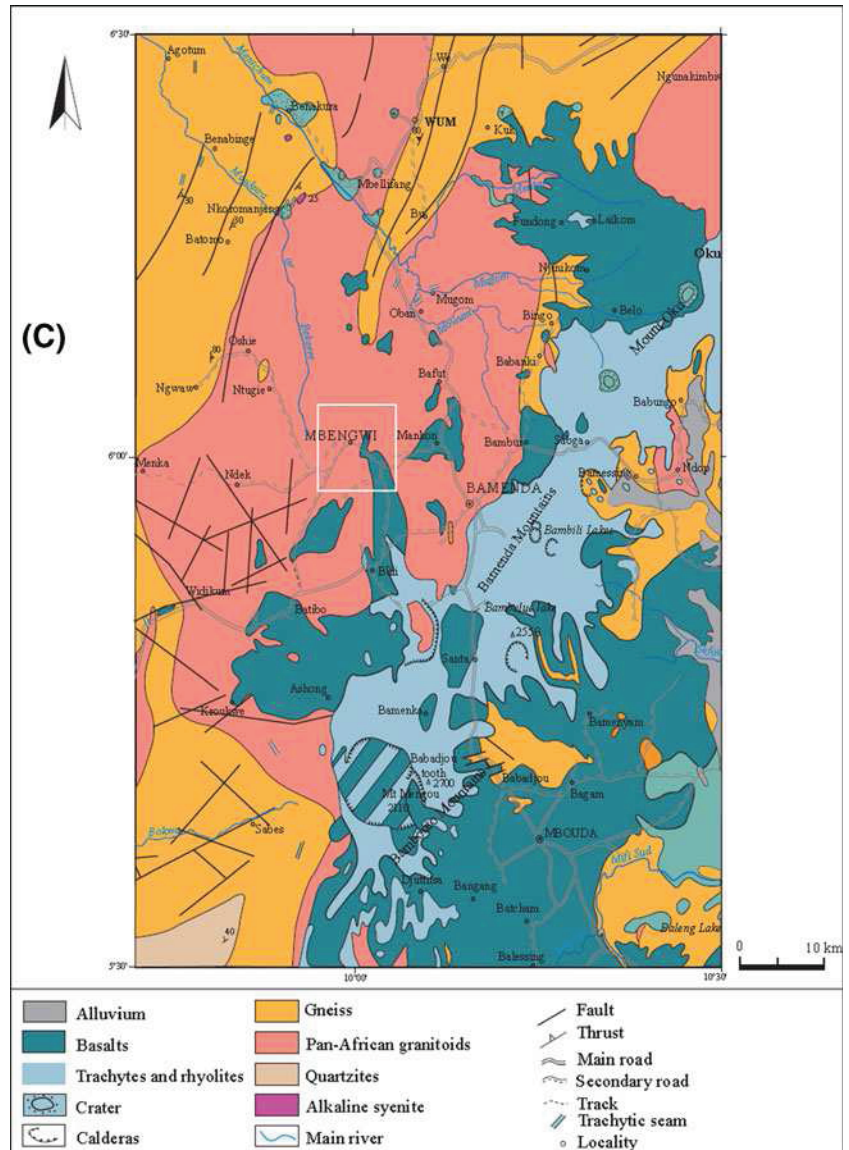
to the Bamenda Mountains, has been undertaken. This study led us to the discovery of a syenitic intrusion associated with the lavas, both representing the last magmatic event having affected the Mbengwi Pan-African granitoids. Their petrological and geochemical and isotopic data are presented in this paper. The aim is to constrain their petrogenesis and to compare the results with those of the neighboring Bamenda Mountains in particular and the whole CVL in general.

Regional geological setting

The Mbengwi area geographically bounded by the latitudes $6^{\circ}06'$ and $5^{\circ}58'$ North and the longitudes $9^{\circ}57'$ and $10^{\circ}06'$ East (Fig. 1c) is located within the Western Cameroon highlands (Bambouto, Bamenda and Oku Mountains).

The neighboring Bamenda Mountains situated between $5^{\circ}40'N$ and $6^{\circ}10'N$ and $10^{\circ}00'E$ and $10^{\circ}30'E$ is the fourth

Fig. 1 (continued)



more important volcano (in volume) of the CVL. It appears as the NE prolongation of Mounts Bambouto with which there is no clear limit. The massif culminates at 2,621 m (Bambili Lake borders) and lay on a Pan-African granitic basement (Toteu et al. 2001; Nzolang et al. 2003). Mafic lavas include basanites, basalts, and hawaiites whereas intermediate and felsic lavas comprise few benmoreites and mugearites and abundant trachytes, rhyolites and pyroclastic flow deposits (Gountié Dedzo et al. 2011). Mafic and intermediate rocks are alkaline and felsic ones are mainly metaluminous to peralkaline. K-Ar dating (Kamgang et al. 2010) shows that felsic lavas are older than mafic lavas (27.40–18.98 Ma and 17.4 Ma to the present).

The Bambouto Mountains and Oku massif volcanoes are also dominated by felsic lavas relative to mafic ones. Like in the Bamenda Mountains, felsic lavas are older (Marzoli et al. 1999, 2000) and include abundant

trachytes, less abundant rhyolites and subordinate benmoreites whereas mafic lavas are made up of basanites and basalts with minor hawaiites and mugearites. Mafic lavas are generally alkaline and felsic rocks alkaline to peralkaline; but a few lavas with transitional affinities have been published (Marzoli et al. 2000). As in the other massifs of the CVL, fractional crystallization sometimes associated with crustal contamination of a mantle derived melt is the main differentiation process of the Western Cameroon highlands (Marzoli et al. 1999, 2000; Kamgang et al. 2010).

The Mbengwi area is marked by the abundance of Pan-African basement rocks relative to Tertiary magmatic rocks. The Pan-African basement rocks consist mainly of heterogeneous and syntectonic granitoids enclosing locally xenoliths of gneisses and/or amphibolites. The basement in which the recent magmatic rocks here

studied are emplaced includes monzogabbro, monzonite, granodiorite, granite.

Analytical methods

Eighteen representative samples of both plutonic and volcanic rocks have been analyzed at the Ecole des Mines of Saint Etienne (France) for major elements, at ALS Minerals laboratory of Sevilla (Spain) for trace elements in felsic rocks and at the department Geosciences Environment Toulouse (GET-OMP-University of Toulouse 3, France) for trace elements (lavas) and for Nd and Sr isotopes. Major elements and trace elements analyses have been made by ICP-OES (Inductively Coupled Plasma—Optical Emission Spectrometry) and ICP-MS (Mass Spectrometry) methods respectively. International geostandards have been used and details of the methods are available in Weis and Frey (1991), Benoit et al. (1996), Aries et al. (2000), Ore Research and Exploration (2004). The Standard deviation for trace elements analysis was typically below 2 wt.%, 0.92 wt.% for SiO₂, 326.6 ppm for TiO₂, 0.45 wt.% for Al₂O₃, 0.09 wt.% for Fe₂O₃, 75.55 ppm for MnO, 0.14 wt.% for MgO, 0.26 wt.% for CaO, 0.19 wt.% for Na₂O, 753.10 ppm for K₂O and 249.50 ppm for P₂O₅. The detection limits for trace elements range from 0.01 ppm (REE) to 20 ppm (Zr). Mineral compositions have been analyzed with a CAMECA SX 50, at the service of microanalysis and microscopy of the GET. The analytical conditions were 15 kV for the acceleration tension and the beam size was 2×2 μm under 10 or 20 nA, according to resistance of mineral to the electronic beam. Acquisition times were 10s for the peak, and 5 s on both sides of the peak, for an analyzed volume of 5 μm³. K α lines were used.

Isotopic measurements of Sr and Nd were eluted after HF/HNO₃ digestion using Eichrom Sr-Spec, Thru-Spec and Ln-Spec resins. The measurements were performed on a Finnigan 261 multicollector thermal-ionization mass spectrometer. Sr isotopic ratios are corrected for mass fractionation with normalization to ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr=0.1194. Replicate analyses of the NBS 987 standard yielded an average ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr value of 0.710255±0.00002. Nd isotopic data are corrected for mass fractionation by normalization to ratio ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.7219. Replicate analyses of the La Jolla Nd standard yielded an average ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd value of 0.511850±0.00001.

Nomenclature and petrography

The late magmatic rocks of Mbengwi consist of mafic and felsic rocks. In the (Na₂O+K₂O) vs SiO₂ wt.% diagram of Le Bas et al. (1986) (Fig. 2), mafic lavas

fall in the field of basanite, basalt, hawaiiite and mugearite, while felsic rocks correspond to trachytes, rhyolites and syenites. Some samples of basanite (E30) and hawaiiites (E7-1) display centimetric serpentinized mantle xenocrysts of olivine (Fo₈₇₋₈₉), probably resulting from the disaggregation of peridotite, but their modal amount is not enough to affect significantly the whole rock chemistry. In general, mafic lavas have microlitic aphyric or porphyritic textures (Fig. 3). Plagioclase, olivine, pyroxene and opaque minerals are the main phenocrysts phases. The groundmass is cryptocrystalline and consists of olivine microcrystals; plagioclase micro-lites showing in some samples a preferential orientation, opaque minerals, and accessory apatite. Secondary minerals include carbonates.

Trachytes are dark green, sometimes brecciated with fragments of trachytic lavas and of granitic basement. They are porphyritic and their groundmass consists mainly of finely crystallized alkali feldspar (≈ 60 %), clinopyroxene (≈10 %) and opaque minerals (≈15 %). The phenocrysts are mainly alkali feldspar (8–10 %), clinopyroxene (1–3 %), opaque minerals (5–7 %) and most of them except the opaque minerals are crowned. Opaque mineral microcrystals are rounded or angular, and are included in clinopyroxene crystals, or associated with carbonates around which they form a crown, while phenocrysts, up to 1 mm long, are generally corroded or reabsorbed by the groundmass and include plagioclase, olivine or zircon in some samples.

Rhyolites are ashy to greenish grey. Quartz (1 mm) and alkali feldspar phenocrysts sometimes form aggregates.

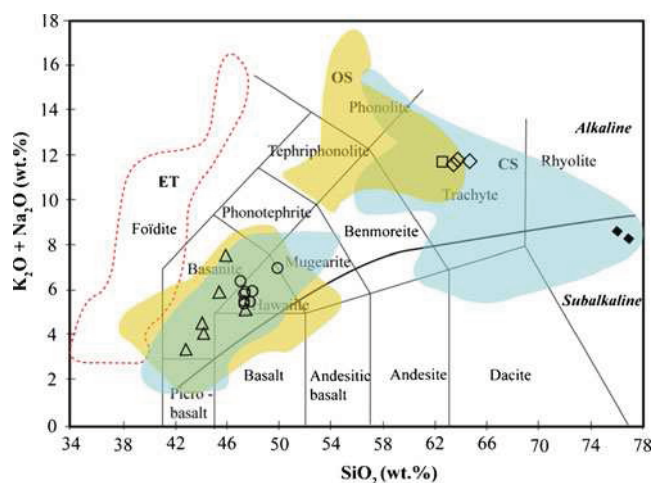
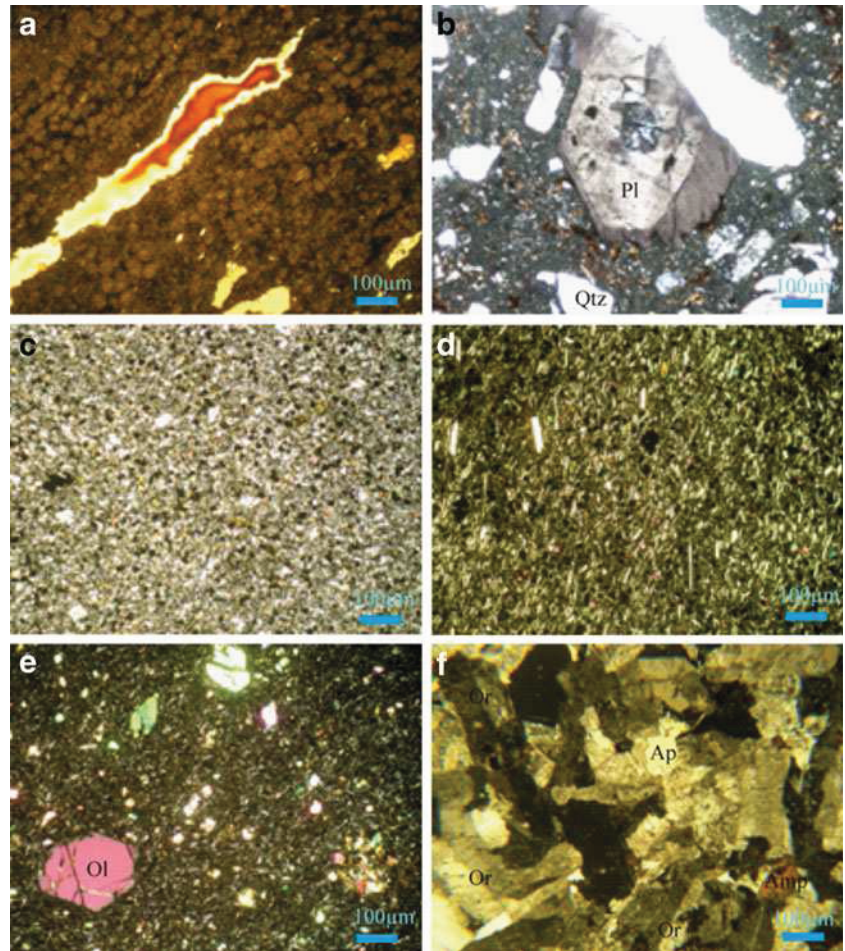


Fig. 2 Total alkali–silica (wt.%) diagram according to Le Bas et al. (1986). The Mbengwi recent formations fall mainly in basanites, hawaiiites, mugearites, trachytes and rhyolites fields. CS=domain of rocks from the continental sector of Cameroon volcanic line (blue color); OS=domain of lavas from the oceanic sector of Cameroon volcanic line (pink color); ET=domain of undersaturated lavas from Mount Etinde. The different domains are according to Déruelle et al. (2007)

Fig. 3 Representative photomicrographs for the main recent magmatic rocks from Mbengwi. **(a)** Felsitic texture in a rhyolite F3; **(b)** brechitic texture in a rhyolitic tuff E52 showing a zoned plagioclase; **(c)** microlitic aphyritic texture in an hawaiite E50; **(d)** microlitic aphyritic texture in hawaiite E46 with plagioclase microlites showing a preferential orientation; **(e)** porphyritic basanite with olivine phenocrysts in a microlitic groundmass made up of sanidine olivine and opaque minerals; **(f)** equigranular texture in a quartz syenite. *Ap*=apatite, *Amp*=amphibole, *Pl*=plagioclase, *Ol*=olivine, *Or*=orthoclase



They have a fluidal structure marked by the orientation of microlites and vacuoles parallel to glass trails. Their groundmass is very finely crystallized, locally glassy and represents almost 85 % of the rock. The phenocryst phases comprise K-albite (6–8 %), Na-sanidine (≈ 4 %) and quartz (2 %).

Syenites and felsic lavas outcrop in metric blocks at the same place, meaning that they may be genetically associated. They have a fine-to medium-grained texture and are made up of amphibole (8–12 %), orthoclase and/or microcline, (29 %), sanidine (20–37 %) plagioclase (20–31 %), clinopyroxene (≈ 4 %), opaque minerals (≈ 2 %) and occasionally either quartz (2 %) or olivine (≈ 1.5 %), apatite (< 1 %), zircon (< 1 %) and titanite (< 1 %). The presence or lack of quartz, fayalite and pyroxene phenocrysts led us to distinguish two different types of syenites: the fayalite-pyroxene syenites, and the quartz-syenites. Microcline is secondary and orthoclase is perthitic and almost always zoned. Green hornblende is associated with pyroxene and located within spaces between phenocrysts or included in feldspar. Olivine and titanite are interstitial.

Mineral chemistry

Feldspars

Representative feldspars analyses from Mbengwi recent magmatic rocks are shown in Table 1. Plagioclase compositions range from labradorite ($An_{55.16-69.32}Ab_{29.28-42.91}Or_{1.128-3.11}$) to andesine ($An_{33.78-45.31}Ab_{51.01-61.12}Or_{3.20-8.02}$) in basanites, from labradorite ($An_{51.44-62.15}Ab_{36.25-43.70}Or_{1.53-3.58}$) to oligoclase ($An_{28.85-29.48}Ab_{63.97-64.69}Or_{6.46-6.56}$) in hawaiites whereas in mugearites plagioclase is labradorite ($An_{51.36}Ab_{46.95}Or_{1.70}$) and Na-albite ($An_{0.14-0.55}Ab_{64.10-67.60}Or_{32.23-35.33}$) in rhyolites and quartz-syenites ($An_{0-0.09}Ab_{95.35-99.23}Or_{0.73-4.65}$) (Fig. 4). Compositions are homogenous from the rim to the core of minerals. Alkali feldspars are mostly present in felsic rocks and scarce in mafic lavas. Their compositions are K-albite ($An_{5.04}Ab_{56.87}Or_{38.09}$) in hawaiites, K-albite ($An_{7.03-13.94}Ab_{66.28-70.99}Or_{16.96-18.76}$) and Na-sanidine ($An_{1.60}Ab_{60.76}Or_{37.60}$) in trachytes, K-albite ($An_{0.14-10.57}Ab_{64.10-72.19}Or_{15.88-35.33}$) and Na-sanidine ($An_{0.64}Ab_{57.34}Or_{42.02}$) in rhyolites, K-albite

Table 1 Representative microprobe analyses of feldspars from the Mbengwi recent magmatic rocks

Sample	Basanites				Hawaiites										Mugearite	Trachytes			Rhyolites				Quartz syenites		Fayalite syenites	
	E30	E51	E51	E55	E146	E40	E40	E43	E46	E5	E50	E7	E7-1	E4	D15	E56	E56	E56	F3	F3	F2	F2	F0	F0	F1	F1
SiO ₂	51.82	51.01	49.74	62.71	60.57	58.89	65.40	60.07	53.33	52.88	60.23	51.92	52.86	53.60	54.70	67.17	63.63	63.82	67.69	67.82	64.91	67.67	69.17	65.74	64.99	67.02
TiO ₂	0.26	0.15	0.23	b.d.	0.16	0.18	0.47	b.d.	0.03	0.03	b.d.	0.26	0.34	0.15	0.31	0.10	0.07	b.d.	b.d.	b.d.	0.14	0.13	0.03	b.d.	0.2	0.13
Al ₂ O ₃	29.98	30.96	31.26	23.53	24.43	25.12	19.50	24.90	29.30	28.43	24.34	29.14	29.6	28.72	27.45	18.74	21.26	21.32	18.35	18.24	20.72	17.97	19.41	18	20.48	18.27
Fe ₂ O ₃	0.80	0.72	0.87	0.11	0.23	0.65	0.56	0.05	0.70	0.70	0.29	0.98	0.86	0.93	0.44	0.53	0.39	0.24	0.64	0.62	0.25	0.62	0.03	0.19	0.3	0.53
MgO	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
CaO	12.92	14.00	15.12	4.96	6.20	7.71	1.04	7.06	11.87	11.97	6.16	12.94	12.33	11.65	10.66	0.33	2.27	2.89	0.03	0.03	2.41	0.13	0.01	b.d.	2.11	b.d.
SrO	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
BaO	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.03	0.05	b.d.	b.d.	0.02	0.62	0.56	b.d.	b.d.	0.15	b.d.	b.d.	0.16	0.41	b.d.
Na ₂ O	3.81	3.27	2.91	8.11	7.68	6.86	6.47	7.06	4.49	4.63	7.49	4.17	4.34	4.77	5.38	6.93	8.14	7.58	7.83	7.75	8.23	6.52	11.71	1.48	8.08	6.29
K ₂ O	0.39	0.24	0.24	0.93	1.17	0.99	6.59	0.89	0.37	0.40	1.41	0.27	0.26	0.29	0.30	6.52	2.96	3.27	5.81	5.85	2.75	7.27	0.13	14.18	3.35	7.7
Rb ₂ O	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Sum (wt.%)	99.98	100.35	100.37	100.36	100.43	100.40	100.02	100.03	100.10	99.04	99.91	99.72	100.64	100.10	99.24	100.34	99.33	99.68	100.34	100.32	99.56	100.30	100.48	99.75	99.91	99.94
Si	2.36	2.32	2.27	2.77	2.70	2.64	2.94	2.68	2.42	2.43	2.70	2.37	2.39	2.43	2.49	2.99	2.86	2.86	3.01	3.02	2.90	3.02	3.01	3.02	2.90	3.01
Ti	0.01	0.01	0.01	b.d.	0.01	0.01	0.02	b.d.	0.00	0.00	b.d.	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	b.d.	b.d.	b.d.	0.01	0.00	0.00	b.d.	0.01	0.00
Al ^{IV}	1.61	1.66	1.68	1.23	1.28	1.33	1.03	1.31	1.56	1.54	1.29	1.57	1.58	1.53	1.47	0.99	1.13	1.13	0.96	0.96	1.09	0.95	0.99	0.98	1.08	0.97
Al ^{VI}	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Fe ³⁺	0.03	0.03	0.03	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02
Mg	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Ca	0.63	0.68	0.74	0.24	0.30	0.37	0.05	0.34	0.58	0.59	0.30	0.63	0.60	0.57	0.52	0.02	0.11	0.14	0.00	0.00	0.12	0.01	b.d.	b.d.	0.10	b.d.
Sr	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Ba	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.00	0.00	b.d.	b.d.	b.d.	0.01	0.01	b.d.	b.d.	0.00	b.d.	b.d.	0.00	0.01	b.d.
Na	0.34	0.29	0.26	0.70	0.66	0.60	0.56	0.61	0.39	0.41	0.65	0.37	0.38	0.42	0.48	0.60	0.71	0.66	0.68	0.67	0.71	0.57	0.99	0.13	0.70	0.55
K	0.02	0.01	0.01	0.05	0.07	0.06	0.38	0.05	0.021	0.02	0.08	0.02	0.02	0.02	0.02	0.37	0.17	0.19	0.33	0.33	0.16	0.41	0.01	0.83	0.19	0.44
Rb	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Sum Cations	4.99	4.99	5.00	4.99	5.02	5.01	4.99	4.99	5.00	5.01	5.02	5.00	5.00	5.00	5.00	4.99	5.00	4.99	5.00	5.00	4.99	4.98	4.99	4.97	4.99	4.99
Ab	34.03	29.28	25.49	70.74	64.69	58.26	56.87	61.12	39.76	40.24	63.38	36.25	38.27	41.86	46.95	60.76	71.00	66.28	67.11	66.72	72.19	57.34	99.23	13.65	70.08	55.40
An	63.69	69.32	73.13	23.92	28.85	36.19	5.04	33.79	58.10	57.49	28.78	62.15	60.10	56.47	51.36	1.60	10.95	13.94	0.15	0.14	11.66	0.65	0.05	b.d.	10.09	0.00
Or	2.29	1.408	1.38	5.34	6.46	5.55	38.09	5.10	2.14	2.27	7.84	1.54	1.53	1.67	1.70	37.60	16.96	18.79	32.74	33.14	15.88	42.02	0.73	86.05	19.11	44.60
Celsian	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.05	0.09	b.d.	b.d.	0.04	1.09	0.99	b.d.	b.d.	0.27	b.d.	b.d.	0.30	0.72	b.d.
Rb-Feld	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Sr-Feld	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.

b.d. = below detection

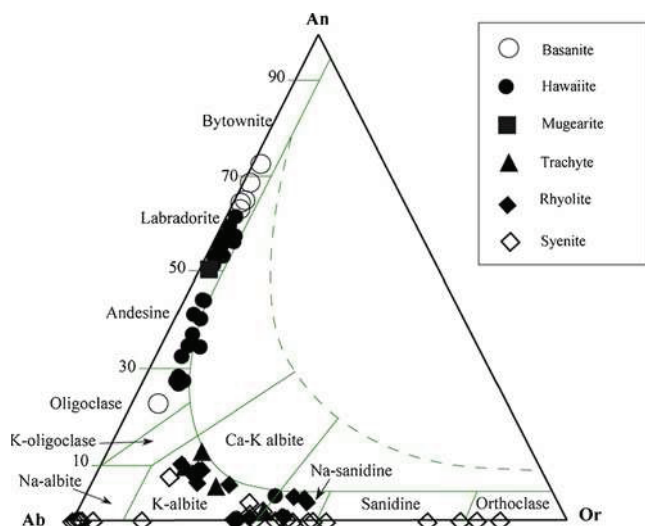


Fig. 4 Compositions of feldspars in the Ab-Or-An diagram from Smith and Brown (1988)

($An_{0-10.09}Ab_{55.40-85.60}Or_{14.40-44.60}$), Na-sanidine ($An_{0-0.83}Ab_{51.41-59.68}Or_{39.49-48.49}$), sanidine ($An_{0-0.08}Ab_{21.39-48.63}Or_{51.28-78.51}$), orthoclase and microcline ($An_0Ab_{13.65-14.85}Or_{81.78-86.05}$) in syenites. The zoning of alkali feldspars observed in syenites is marked by enrichment in K_2O and depletion in Na_2O and CaO from the core to the rim of crystals. These feldspars are all characterized by $Si+Al^{IV}<4$ and their contents in celsiane are negligible (< 0.7 wt.%).

Clinopyroxenes

Ca-rich pyroxenes occur both in lavas and syenites. Their composition (Table 2) shows a total absence of Cr_2O_3 . Their Mg# ($100 \cdot Mg/(Mg+Fe^3)$) varies considerably from 29.60 in syenites to 85.00 in basanites. Al^{IV}/Al^{VI} ratios display a large range of variation from 0 in fayalite-pyroxene syenite to 35 in hawaiites E7. According to the classification scheme of Morimoto et al. (1988) (Fig. 5), clinopyroxenes have composition of diopside ($Wo_{45.10-51.40}En_{40.18-41.58}Fs_{7.35-14.72}$) and augite ($Wo_{42.28-44.96}En_{36.24-47.61}Fs_{8.42-21.47}$) in basanites, and of mainly diopside ($Wo_{46.52-54.24}En_{34.17-43.76}Fs_{6.53-19.31}$) in hawaiites, augite ($Wo_{41.67-44.19}En_{27.30-33.26}Fs_{23.85-28.50}$) in trachytes and augite ($Wo_{43.45-43.92}En_{16.75-21.69}Fs_{34.39-39.80}$) and hedenbergite ($Wo_{45.40}En_{21.30}Fs_{33.30}$) in pyroxene fayalite-syenites. In almost all basanites samples and in some hawaiites having mantle xenocrysts, there are clinopyroxene phenocrysts with Wo contents >50 % which correspond to fassaites. This fassaitic character of some pyroxene is a common feature of pyroxenes from basaltic lavas from CVL which has already been pointed out the neighboring Bamenda basanites (Kamgang et al. 2008) and the Quaternary alkaline basalts of the Noun Plain, and of Mount Bambouto (Wandji et al. 2000;

Kagou Dongmo et al. 2010). The Ti/Al ratio is in the range (0.04–2.18) and most of the lavas, except basanite, have an average close to 0.30 reflecting a relatively low equilibrium pressure (Wass 1979). There is a negative correlation of Si and Mn and Fe_{total} with Mg#, a positive one for Al_{total} and Ti and no correlation for Ca.

Amphiboles

Amphiboles (Table 3) are sodic-calcic and vary from katophorite to Fe-richrichterite (Fig. 6) following the classification scheme of Leake et al. (1997). They are characterized by a large range in Mg# [$100 \cdot Mg/(Mg+Fe^{2+})$] (0.40–28.20), low TiO_2 (≤ 1.80 wt.%) and MnO (0.78–1.66 wt.%) contents. Their SiO_2 and Al_2O_3 contents range from 45.44 to 49.97 wt.% and from 0.40 to 2.22 wt.% respectively, while the sum of alkali ranges from 2.90 to 7.8 wt.%. Richterite is characterized by lower MgO (0.06–4.02 wt.%), and CaO (2.37–7.09 wt.%) contents compared with katophorite (3.81–5.02 wt.% and 6.52–7.48 wt.% respectively). In contrast Al_2O_3 contents are higher in katophorite (1.91–2.22 wt.%) than in richterite (0.40–1.87 wt.%).

Olivines

Olivines have a composition of forsterite in mafic lavas and fayalite in syenites (Table 4). The crystals are generally chemically homogeneous, but they can sometimes be slightly zoned. The zoning is normal in basanites and marked by the increase of forsterite content from the cores to rims of crystals (e.g. Fo_{70} to Fo_{76} in E30), and inversely in hawaiites (e.g. Fo_{87} to Fo_{83} in E7). In lavas, Mg-number [$100 \cdot Mg/(Mg+Fe^{2+})$] (60.59–89.11), CaO (0.09–0.59 wt.%), MnO (0.10–0.96 wt.%) and NiO (< 0.36 wt.%) contents of olivine are similar to those of other lavas from the CVL (Ngounouno et al. 2001; Wandji et al. 2009; Kagou Dongmo et al. 2010)

In pyroxene fayalite syenites, fayalite (Fa_{81-88}) is enriched in MnO (3.93–4.98 wt.%) relative to forsterite from mafic lavas. Their NiO (< 0.09 wt.%), CaO (0.33–0.45 wt.%) and Cr_2O_3 (< 0.07 wt.%) contents are rather low. FeO, MnO and CaO, are negatively correlated to the forsterite content while SiO_2 and TiO_2 positively correlate.

Opaque minerals

Opaque minerals have compositions of ilmenite (occurring only in quartz syenite) and spinels. According to the nomenclature of Haggerty and Tompkins (1983), spinels correspond to ulvospinel, magnetite and magnesioferrite (Fig. 7). Their $TiO_2 > 0.20$ wt.% and $Fe^{2+}/Fe^{3+} < 2$ for almost all the samples, preclude their mantle origin according to Kamenetsky et al. (2001). They are characterized by Cr#

Table 2 Representative microprobe analysis of pyroxenes from the Mbengwi recent magmatic rocks Fe²⁺ Fe³⁺ Al IV and Al VI have been estimated following the method described in Deer et al. (1992)

Sample	Basanites					Hawaiites					Trachytes		fayalite Syenites					
	E30	E30	E30	E30	E51	E51	E51	E55	E55	E146	E7	E7	E7-1	E56	E56	F1	F1	F1
SiO ₂	44.53	47.23	51.44	45.84	48.88	46.43	46.79	49.90	47.02	51.86	49.30	43.45	49.54	51.24	51.17	50.12	49.65	49.25
TiO ₂	3.79	3.25	0.68	2.97	1.49	2.44	2.14	2.00	2.22	0.16	1.89	4.27	1.32	0.56	0.68	0.57	0.63	0.54
Al ₂ O ₃	10.67	5.69	6.36	8.77	6.24	9.21	9.00	12.38	9.23	2.08	4.13	8.84	6.83	1.04	1.34	0.37	0.42	0.39
Cr ₂ O ₃	0.10	0.01	0.73	0.06	b.d.	0.03	0.07	b.d.	0.02	b.d.	0.18	0.06	0.16	0.02	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Fe ₂ O ₃ (c)	3.18	2.63	b.d.	3.44	2.86	b.d.	0.29	b.d.	1.45	0.80	3.06	4.26	b.d.	0.21	0.48	1.23	2.50	2.62
FeO(c)	3.87	5.06	4.84	4.43	6.91	8.45	7.52	5.01	6.16	11.6	3.84	4.49	6.69	15.31	13.94	19.50	19.21	18.35
MnO	0.07	0.12	0.07	0.01	0.16	0.05	0.11	0.12	0.13	0.21	0.20	0.13	0.17	1.19	1.14	1.75	1.87	1.54
MgO	12.29	13.24	15.37	12.32	13.93	12.94	13.26	10.3	13.02	11.52	14.43	11.12	13.87	10.54	10.91	6.65	6.80	6.58
CaO	20.99	22.78	19.75	21.79	18.51	20.20	20.78	18.69	20.46	21.82	22.81	22.49	22.10	19.02	19.56	18.93	19.15	19.53
Na ₂ O	0.83	0.30	0.97	0.68	0.87	b.d.	b.d.	2.01	0.54	0.39	0.36	0.55	b.d.	0.44	0.45	0.61	0.44	0.58
K ₂ O	0.02	0.02	b.d.	b.d.	0.05	b.d.	b.d.	0.13	b.d.	0.01	b.d.	b.d.	b.d.	0.02	0.04	0.07	0.04	b.d.
Sum (wt.%)	100.33	100.32	100.21	100.32	99.90	99.74	99.95	100.54	100.26	100.45	100.19	99.65	100.69	99.59	99.71	99.81	100.70	99.39
Si	1.65	1.76	1.87	1.70	1.81	1.73	1.74	1.80	1.74	1.95	1.83	1.64	1.82	1.97	1.96	1.98	1.95	1.96
Ti	0.11	0.09	0.02	0.08	0.04	0.07	0.06	0.05	0.06	0.00	0.05	0.12	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Al ^{IV}	0.35	0.24	0.13	0.30	0.19	0.27	0.26	0.20	0.26	0.05	0.18	0.36	0.18	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02
Al ^{VI}	0.11	0.01	0.14	0.09	0.09	0.14	0.13	0.33	0.14	0.05	0.01	0.03	0.11	0.02	0.02	b.d.	b.d.	b.d.
Cr	0.00	b.d.	0.02	0.00	b.d.	0.00	0.00	b.d.	0.00	b.d.	0.01	0.00	0.01	0.00	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Fe ³⁺	0.09	0.07	b.d.	0.10	0.08	b.d.	0.01	b.d.	0.04	0.02	0.09	0.12	b.d.	0.01	0.01	0.04	0.07	0.08
Fe ²⁺	0.12	0.16	0.15	0.14	0.22	0.26	0.23	0.15	0.19	0.37	0.12	0.14	0.21	0.49	0.45	0.65	0.63	0.61
Mn ²⁺	0.00	0.00	0.00	b.d.	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.04	0.04	0.06	0.06	0.05
Mg	0.68	0.74	0.83	0.68	0.77	0.72	0.73	0.55	0.72	0.65	0.80	0.63	0.76	0.61	0.62	0.39	0.40	0.39
Ca	0.83	0.91	0.77	0.87	0.74	0.81	0.83	0.72	0.81	0.88	0.91	0.91	0.87	0.79	0.80	0.80	0.81	0.83
Na	0.06	0.02	0.09	0.05	0.06	b.d.	b.d.	0.14	0.04	0.03	0.03	0.04	b.d.	0.03	0.03	0.05	0.03	0.05
K	0.00	0.00	b.d.	b.d.	0.00	b.d.	b.d.	0.01	b.d.	0.00	b.d.	b.d.	b.d.	0.00	0.00	0.00	0.00	0
Sum Cation	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	3.96	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Wo(Ca)	51.07	50.45	43.97	51.40	42.76	45.10	46.07	50.62	47.16	46.52	49.71	54.24	47.40	41.67	42.89	43.62	43.92	45.40
En(Mg)	41.59	40.81	47.61	40.44	44.78	40.18	40.92	38.80	41.75	34.18	43.76	37.32	41.39	32.14	33.27	21.31	21.69	21.30
Fs(Fe ²⁺)	7.35	8.74	8.42	8.16	12.46	14.72	13.01	10.59	11.09	19.31	6.53	8.44	11.21	26.19	23.85	35.07	34.39	33.30
XMg	0.85	0.82	0.85	0.83	0.78	0.73	0.76	0.79	0.79	0.64	0.87	0.82	0.79	0.55	0.58	0.38	0.39	0.39

(c)=calculated b.d. = below detection

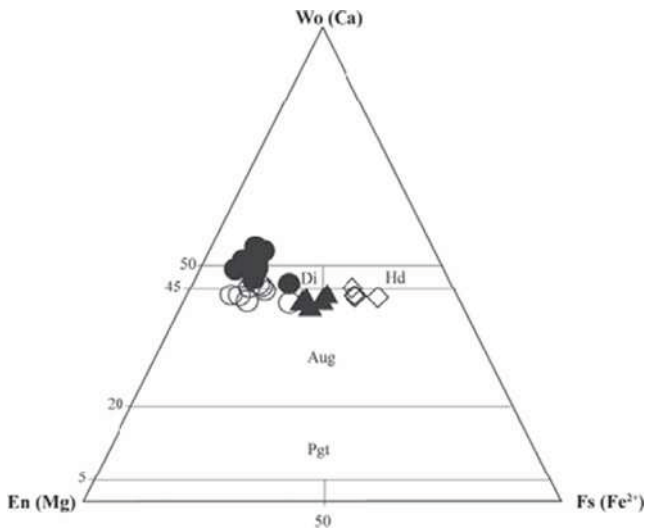


Fig. 5 En–Wo–Fe ternary diagram of pyroxenes (Morimoto et al. 1988) *Di*=Diopside; *Pgt*=Pigeonite; *Aug*=Augite; *Wo*=Wollastonite; *En*=Enstatite; *Fs*=ferrosilite. Pyroxene having *Wo* content >50 wt% are fassaite

$(100\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})) \leq 38.63$; $Y_{\text{Fe}^{3+}} = (100 \text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Cr}+\text{Al}))$ ranging from 13.92 to 96.18; $\text{Fe}^{2+\#} = (100 \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}))$ from 38.74 to 88.96. Finally their $\text{Mg}^{\#} (\text{Fe}_{\text{total}})$ ratios vary from 11.03 to 61.26. Basanites contain the most magnesian ($\text{Mg}^{\#}=61.26$), chromiferous ($\text{Cr}^{\#}=35.98\text{--}38.63$), aluminous ($\text{Al}_2\text{O}_3=51.70\text{--}52.73$ wt.%), and NiO-rich (0.17 wt.%) spinels.

Carbonates

Carbonates include siderite, magnesite and rarely ankerite. Their rhodochrosite contents are less than 5.3 wt.%. According to the geothermometer of Davidson (1994) their crystallization temperatures range from 730 °C for ankerite to 525 °C for siderite and magnesite.

Whole rock geochemistry

Major and trace element compositions of 18 representative samples of the Mbengwi area are presented in Table 5. These results were recomputed on an anhydrous base because the loss on ignition contents was higher than the critical value of 2 wt.% in almost 30 % of samples.

Major elements

The Mbengwi recent volcanic rocks form a bimodal alkaline suite from basanites to rhyolites, with a compositional “Daly gap” between mafic and felsic terms as observed for the most of the CVL massifs. SiO_2 varies from 42.89 to

76.00 wt.% with a gap between 49.86 and 62.63 wt.%. The sum of alkali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) varies from 3.47 to 11.73 wt.% and $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ratios from 1.01 to 5.53. The mafic rocks are sodic ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$: 1.57–5.53) except the basanite sample E30 ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1.6$), and have moderate MgO contents (4.2–11.2 wt.%). The felsic lavas are essentially sodi-potassic ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$: 1.01–1.25), slightly metaluminous to peralkaline. Rhyolites and trachytes are commenditic. These features are similar to those of some recent lavas from the continental sector of CVL such as lavas from Mounts Bamenda (Kamgang et al. 2007; 2008), Manengouba (Kagou Dongmo et al. 2001) and the Noun (Wandji 1995) and Tombel (Nkouathio 1997) plains and to those of Hawaiian lavas (Macdonald and Katsura 1964).

In syenites, the SiO_2 , Al_2O_3 and MgO contents range from 63.44 to 64.81 wt.%, 15.34 to 16.71 wt.% and 0.40 to 0.50 wt.% respectively. Syenites are rich in alkali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=11.46\text{--}11.60$ wt.%) and characterized by a low Mg# (7.5–11.5), and low Ni contents < 5 ppm. Their molar ratios $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0.54–0.61), $[(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3]$: 0.95–1.03], and $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$ are similar to those of the Nda Ali syenites from CVL (Njonfang and Moreau 1996) and Kerguelen Islands syenites (Giret 1983). The quartz-syenite sample (F0) is peralkaline according to its peralkalinity index $[(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1]$, while fayalite syenites are weakly metaluminous with $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratios ranging between 0.95 and 0.97. The fayalite-pyroxene syenites are earlier than quartz syenites. This assertion is mineralogically attested both by early crystallized mineral such as olivine in the fayalite-pyroxene syenite and by the presence of late crystallized mineral such as magmatic zircon in quartz-syenites. Otherwise the highest Zr contents of quartz-syenites (979 ppm) compared to fayalite-pyroxene syenites (325 ppm) suggest that the peralkaline quartz-syenite are more evolved, therefore later than fayalite-pyroxene syenites.

The Mbengwi recent magmatic rocks have a differentiation index (DI) ranging from 22.2 to 89.7 in lavas and 84.7 to 86.2 in syenites. All the rocks are apatite (0.09–4.40 wt.%) and ilmenite (0.65 to 8.36 wt.%) normative.

Felsic rocks are diopside (4.53–5.13 wt.%) and hypersthene (0.97–7.29 wt.%) normative, while mafic lavas contain normative magnetite (2.13–2.62 wt.%) and nepheline (1.48–22.45 wt.%) despite the absence of modal nepheline. Normative acmite (2.01–2.79 wt.%) is present only in peralkaline rocks (quartz syenites and rhyolites) and normative sodium metasilicate (≤ 0.97 wt.%) in rhyolites.

In the Harker diagrams (Fig. 8a), there is a continuous decrease in MgO, Fe_2O_3 , CaO, and TiO_2 with increasing of the differentiation index (DI), while K_2O and obviously

Table 3 Representative microprobe analyses of amphibole from the Mbengwi syenites

Sample	Quartz Syenites											Fayalite syenites					
	F0	F0	F0	F0	F0	F0	F0	F0	F0	F0	F0	F1	F1	F1	F1	F1	F1
SiO ₂	45.44	49.97	48.58	48.62	48.27	48.41	47.51	47.47	47.62	47.6	47.56	47.4	48.37	48.19	47.2	47.33	47.38
TiO ₂	0.08	b.d.	1.18	0.79	1.10	1.40	0.94	1.76	1.19	1.34	1.42	1.55	1.65	1.84	1.50	1.82	1.67
Al ₂ O ₃	0.63	0.40	1.23	1.17	1.04	0.91	0.91	1.62	2.08	2.22	2.18	1.91	1.84	1.87	1.26	1.30	1.33
Cr ₂ O ₃	b.d.	0.02	b.d.	0.06	0.01	0.08	b.d.	0.03	b.d.	0.15	0.04	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.06	b.d.
Fe ₂ O ₃ (c)	12.26	6.92	6.69	10.51	4.16	7.94	5.24	0.58	4.52	5.80	5.57	5.57	2.67	3.14	6.62	6.28	6.32
FeO(c)	25.87	29.26	23.96	23.92	27.52	27.11	28.84	30.48	24.38	23.00	23.20	25.21	27.08	25.94	28.88	29.30	29.19
MnO	1.66	1.53	1.17	1.52	1.50	1.60	1.38	1.17	0.78	1.14	0.98	1.16	1.26	1.26	1.47	1.44	1.46
MgO	0.06	0.37	3.93	1.97	2.40	0.28	0.47	2.37	5.02	4.87	5.10	3.81	3.62	4.02	0.78	0.61	0.52
CaO	6.50	7.09	4.86	2.36	5.11	2.37	3.22	6.52	7.48	6.90	7.21	6.20	6.34	6.45	4.79	4.74	4.69
Na ₂ O	2.78	2.51	5.23	6.82	5.13	6.38	6.38	4.96	3.81	3.98	3.88	4.66	4.79	4.44	5.33	5.29	5.27
K ₂ O	0.49	0.40	1.14	1.02	1.30	0.99	0.95	1.05	0.99	0.88	0.92	1.11	1.11	1.09	1.13	1.18	1.14
ZrO ₂	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
NiO	0.01	0.06	b.d.	b.d.	b.d.	0.11	0.05	b.d.	b.d.	b.d.	0.07	b.d.	0.12	b.d.	b.d.	b.d.	0.09
F	0.16	0.13	1.80	1.03	1.92	1.27	0.91	1.83	1.78	2.12	1.25	2.13	2.62	2.35	1.52	1.59	1.34
Cl	0.01	0.06	0.10	0.09	0.08	0.03	0.08	0.09	0.06	0.03	0.07	0.07	0.03	0.06	0.07	0.07	0.09
H ₂ O(c)	1.73	1.82	1.03	1.40	0.95	1.26	1.37	0.98	1.05	0.90	1.31	0.88	0.67	0.78	1.14	1.11	1.22
O=F	0.07	0.05	0.76	0.43	0.81	0.54	0.39	0.77	0.75	0.89	0.53	0.90	1.10	0.99	0.64	0.67	0.57
O=Cl	b.d.	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
Sum wt.%	97.61	100.46	100.13	100.81	99.66	99.59	97.84	100.12	99.99	100.03	100.22	100.75	101.05	100.42	101.04	101.43	101.12
Si	7.52	7.92	7.62	7.64	7.72	7.761	7.79	7.60	7.47	7.44	7.42	7.45	7.58	7.56	7.54	7.54	7.56
Ti	0.01	b.d.	0.14	0.09	0.13	0.17	0.12	0.21	0.14	0.16	0.17	0.18	0.19	0.22	0.18	0.22	0.20
Al ^{IV}	0.12	0.08	0.23	0.22	0.20	0.17	0.18	0.31	0.38	0.41	0.40	0.35	0.34	0.35	0.24	0.24	0.25
Al ^{VI}	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Cr	b.d.	0.00	b.d.	0.01	0.00	0.01	b.d.	0.00	b.d.	0.02	0.01	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Fe ³⁺	1.53	0.83	0.79	1.24	0.5	0.96	0.65	0.07	0.53	0.68	0.65	0.66	0.32	0.37	0.80	0.75	0.80
Fe ²⁺	3.58	3.89	3.14	3.14	3.68	3.63	3.96	4.08	3.20	3.01	3.03	3.31	3.55	3.40	3.86	3.90	3.90
Mn ²⁺	0.23	0.21	0.16	0.20	0.20	0.22	0.19	0.16	0.10	0.15	0.13	0.15	0.17	0.17	0.20	0.20	0.20
Mg	0.02	0.09	0.92	0.46	0.57	0.07	0.11	0.56	1.17	1.13	1.19	0.89	0.85	0.94	0.19	0.15	0.12
Ca	1.15	1.20	0.82	0.40	0.88	0.41	0.57	1.12	1.26	1.16	1.21	1.04	1.06	1.08	0.82	0.81	0.80
Na	0.89	0.77	1.59	2.08	1.59	1.98	2.03	1.54	1.16	1.21	1.17	1.42	1.45	1.35	1.65	1.63	1.63
K	0.10	0.08	0.23	0.20	0.27	0.20	0.20	0.22	0.20	0.18	0.18	0.22	0.22	0.22	0.23	0.24	0.23
Zr	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Ni	0.00	0.01	b.d.	b.d.	b.d.	0.01	0.01	b.d.	b.d.	b.d.	0.01	b.d.	0.01	b.d.	b.d.	b.d.	0.01
F	0.09	0.06	0.89	0.51	0.97	0.65	0.48	0.93	0.88	1.05	0.62	1.06	1.30	1.17	0.77	0.80	0.68
Cl	0.00	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03
OH	1.91	1.92	1.08	1.46	1.01	1.35	1.50	1.05	1.10	0.94	1.36	0.92	0.70	0.82	1.21	1.18	1.30
Sum Cations	17.15	17.06	17.64	17.68	17.73	17.59	17.79	17.87	17.61	17.54	17.56	17.69	17.74	17.65	17.70	17.68	17.67
XMg	0.00	0.02	0.23	0.13	0.14	0.02	0.03	0.12	0.27	0.27	0.28	0.21	0.19	0.22	0.05	0.04	0.03

(c)=calculated b.d. = below detection

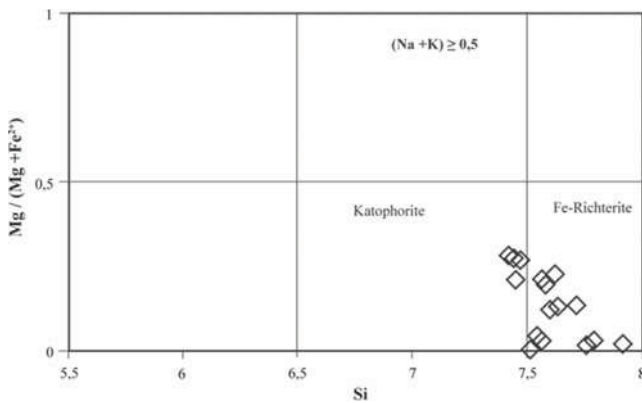


Fig. 6 Amphibole in $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ vs Si (a.p.f.u) diagram, following the terminology of Leake et al. (1997)

SiO_2 increase from mafic to felsic rocks. In contrast, Al_2O_3 and MnO increase with DI in mafic lavas and decrease in felsic rocks. Overall, the Mbengwi lavas display major element variations similar to those from the Bamenda (Kamgang et al. 2007; 2008; 2010), Bambouto and Oku Mountains (Marzoli et al. 1999; 2000).

Trace elements

The amounts of Ni, Cu, Zn, Y, Ga, Pb and Sn vary considerably from mafic to felsic rocks. Ni (0.2–179.3 ppm with the highest value in the basanite E30), Cu (≤ 52.3 ppm with maximum in hawaiite E7-1), Sn (1.5–8.1 ppm with maximum in rhyolite), Zn (63.4–460 ppm with maximum in syenite BA83), Pb (1.6–14 ppm, with the highest content in syenite BA83), Y (21.4–97.9 ppm with the highest content in syenite BA83). The variation of incompatible trace elements is marked by the increase of Zr, Rb, Nb and Th from mafic to felsic rocks. The distribution of selected trace elements relative to Th contents is shown in figure 8b. The Rb contents are significantly higher in felsic rocks than in the mafic lavas. Zr, Nb, Rb, Y, Yb, La and Ta show a positive correlation with Th contents with a linear trend for Nb and Zr, contrary to Sr and V. The Sr contents decrease from mafic lavas (1241.6–790.7 ppm) to felsic rocks (< 236 ppm).

Zr/Rb (5.25–16.87) and Ga/Rb (0.32–1.04) ratios are nearly identical to those of the lavas from Bamenda Mountains (8.42–15.33 and 0.36–0.68 respectively) (Kamgang et al. 2007, 2008) and reflect an enrichment in Ga and high field strength elements (HFSE) relative to large-ion lithophile elements (LILE). The Zr/Nb ratios are almost constant for the entire series and range between 3.5 and 6.6, while Ba/Ta ratios range between 1.6 and 645.4. The Chondrite-normalized multi-element diagrams (Fig. 9a–b) show an enrichment from Ba to Ta (200–600 times the chondrite values) (McDonough and

Sun. 1995) with the highest peaks at Nb and Ta. All spectra exhibit a negative Rb anomaly. This distribution in trace elements is comparable with those of oceanic island basalts (OIB).

The chondrite normalized rare earth elements patterns of mafic and felsic rocks are homogeneous and almost parallel (Fig. 10a–b). They show a strong enrichment in light rare-earth elements (LREE) compared with heavy rare-earth elements (HREE) ($(La/Yb)_N$ (9.3–30)). The values of Eu anomalies [$Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N Gd_N)^{1/2}$] as defined by Taylor and McLennan (1985) range from 1.13 to 0.96 in mafic rocks, and from 2.04 to 0.23 in felsic rocks. The mafic lavas show an overall weak negative Sm anomaly and a very slight positive Eu anomaly. In felsic rocks, positive anomalies (2.04–1.39) characterize metaluminous felsic rocks (trachytes and fayalite-pyroxene syenites) whereas negative Eu anomalies (0.66–0.23) mark peralkaline felsic rocks (rhyolites and quartz-syenites).

Isotopes

Ten new Rb/Sr and Sm/Nd isotopic ratio were obtained both in felsic (trachyte, rhyolite, fayalite-pyroxene syenite and quartz-syenite) and mafic rocks (basanite and hawaiite). The $^{87}Sr/^{86}Sr$ isotopic ratios vary between 0.703175 (Hawaiite E7-1) and 0.727181 (rhyolite) while $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratios vary from 0.512691 (rhyolites and fayalite syenite) to 0.512903 (hawaiite). $^{87}Rb/^{86}Sr$ ratios remain low (< 0.2) in mafic lavas whereas in felsic rocks they are higher (0.5–63). The Sm/Nd ratios are low (0.11–0.13). The Rb/Sr whole rock isochrone yields an age of 28.2 Ma (Upper Eocene) for these magmatic formations; this age is almost similar to the 27.40 ± 0.6 Ma K/Ar age recently obtained in a trachyte from Bamenda mountains (Kamgang et al. 2010).

Initial isotopic ratios range from 0.7017 to 0.7043 and from 0.5127 to 0.5129 for ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_i and ($^{143}Nd/^{144}Nd$)_i respectively. The exceptionally high Sr isotopic ratio (0.72718) measured for the sample F3 (rhyolite) is due both to its high Rb content (138.97 ppm) and high Rb/Sr ratio. The radiogenic Sr ratio [$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.70167$] of the same rhyolite is an artifact, certainly overcorrected; however this sample belongs to the same magmatic history with other lavas according to its ($^{143}Nd/^{144}Nd$)_i (0.5126685).

Discussion

Differentiation processes

Geochemical criteria favor fractional crystallization as the main process responsible of the range of composition and

Table 4 Representative microprobe analyses of olivines from the Mbengwi recent magmatic rocks

Sample	Basanites				Hawaiites								Mugearites					Fayalite Syenites						
	E30	E30	E51	E55	E146	E40	E43	E46	E5	E50	E50	E7	E7	E7-1	E7-1	E4	D15	D15	D15	F1	F1	F1	F1	F1
SiO ₂	41.00	39.94	38.10	40.39	36.35	36.91	37.04	36.74	37.04	37.00	35.96	40.17	39.75	40.81	40.81	37.01	35.53	36.72	37.13	31.14	31.17	30.68	30.78	31.18
TiO ₂	b.d.	b.d.	0.18	b.d.	0.04	0.05	0.08	0.08	b.d.	0.18	0.02	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.02	0.01	b.d.	0.03	0.06	0.07	0.07	0.08	0.03
Al ₂ O ₃	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.02	b.d.	b.d.	b.d.	0.12	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0	0	0	0	0	0
Cr ₂ O ₃	b.d.	0.02	0.05	0.02	b.d.	0.08	b.d.	0.02	b.d.	b.d.	0.04	0.02	0.03	0.02	0.06	b.d.	0.03	b.d.	0	0	0	0.04	0.07	0
FeO	10.47	17.10	27.54	15.34	30.63	29.58	28.57	29.08	27.43	31.01	33.63	14.63	16.00	12.23	12.59	30.81	33.96	29.64	29.54	57.42	57.57	59.75	57.87	57.47
MnO	0.13	0.27	0.45	0.25	0.92	0.67	0.71	0.72	0.67	0.82	0.96	0.24	0.19	0.12	0.12	0.76	0.78	0.52	0.58	4.18	3.93	4.98	4.46	4.35
MgO	48.08	42.88	34.03	44.27	32.02	33.00	33.05	33.01	34.81	28.84	29.13	44.99	44.29	47.42	46.92	30.97	29.94	33.50	33.04	7.52	7.07	4.79	6.74	6.67
CaO	0.09	0.19	0.46	0.22	0.37	0.38	0.35	0.41	0.34	0.59	0.37	0.13	0.23	0.23	0.24	0.42	0.26	0.15	0.21	0.33	0.37	0.44	0.45	0.43
NiO	0.28	0.27	0.13	0.19	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.35	0.26	0.24	0.23	0.03	b.d.	b.d.	0.01	0.04	0.01	0.07	0.08	0
Sum (wt%)	100.04	100.67	100.94	100.67	100.33	100.69	99.80	100.06	100.29	98.57	100.12	100.53	100.75	101.08	100.97	100.02	100.51	100.53	100.54	100.69	100.20	100.82	100.53	100.13
Si	1.01	1.01	1.01	1.01	0.99	0.99	1.00	0.99	0.99	1.02	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	1.01	0.98	0.99	1.00	0.99	0.99	0.99	0.99	1.00
Ti	b.d.	b.d.	0.00	b.d.	0.00	0.00	0.00	0.00	b.d.	0.00	0.00	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ^{IV}	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.00	b.d.	b.d.	b.d.	0.00	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0	0	0	0	0	0
Al ^{VI}	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0	0	0	0	0	0
Cr	b.d.	b.d.	0.00	b.d.	b.d.	0.00	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.001	b.d.	0.001	b.d.	0.00	b.d.	0.00	b.d.	0	0	0	0.00	0.00	0
Fe ²⁺	0.21	0.36	0.61	0.32	0.67	0.66	0.64	0.66	0.61	0.72	0.78	0.30	0.34	0.25	0.23	0.70	0.78	0.68	0.66	1.53	1.54	1.62	1.55	1.54
Mn ²⁺	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.11	0.11	0.14	0.12	0.12
Mg	1.76	1.61	1.34	1.65	1.30	1.32	1.33	1.33	1.39	1.19	1.20	1.67	1.65	1.73	1.72	1.25	1.23	1.34	1.32	0.36	0.34	0.23	0.32	0.32
Ca	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.015
Ni	0.01	0.01	0.00	0.00	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	b.d.	b.d.	0	0.00	0	0.00	0.00	0
Sum Cations	2.99	2.99	2.99	2.99	3.01	3.00	3.00	3.00	3.01	2.97	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	2.99	3.02	3.01	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Fa	0.11	0.18	0.31	0.16	0.35	0.33	0.33	0.33	0.31	0.38	0.39	0.15	0.17	0.13	0.13	0.36	0.39	0.33	0.33	0.81	0.82	0.88	0.83	0.83
Fo	0.89	0.82	0.69	0.84	0.65	0.67	0.67	0.67	0.69	0.62	0.61	0.85	0.83	0.87	0.87	0.64	0.61	0.67	0.67	0.19	0.18	0.12	0.17	0.17

b.d. = below detection

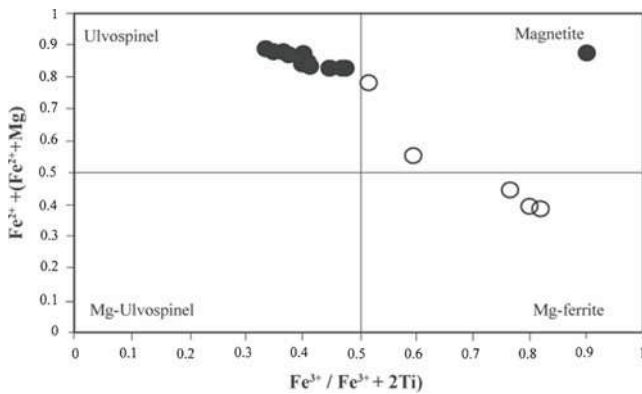


Fig. 7 Composition of opaque minerals after Haggerty and Tompkins (1983)

lithology of the Mbengwi recent magmatic formations. This evolution of the investigated rocks by fractional crystallization is emphasized by: i) the enrichment in LREE expressed by high La_N/Yb_N (8.7–22.6) ratios; ii) the parallelism observed between the REE patterns; iii) the homogeneity of various ratios of some hygromagmatophile elements such as Zr/Nb (3.51–6.61), Th/Hf (0.68–1.52) and La/Ta (8.4–16.23); iv) the distribution of some incompatible elements such as Th, Rb, Zr Hf and La defining positive evolution trends; vi) the decrease of compatible trace elements (Cr, Ni) with the increase of Rb and finally, vii) the constancy of La/Nb ratio with the increase of MgO contents (not shown). The low magnesium ($MgO < 5$ wt.%), nickel ($Ni < 15.3$ ppm) and chromium ($Cr < 4$ ppm) contents of most hawaiites suggest a strong fractionation of olivine, clinopyroxene and Fe-Ti-oxide in the genesis of the Mbengwi mafic lavas. The strong negative Sr and Ti anomalies observed in the Mbengwi felsic rocks indicate that the fractionation of phases including plagioclase and Fe–Ti oxides were involved in the differentiation processes. The decrease of Ba contents while Zr contents increase points to the role of fractionation of alkali feldspar for the felsic rocks. The negative Eu anomaly of peralkaline quartz-syenites would be related to the fractionation of alkali feldspars; whereas the positive anomaly observed for fayalite-pyroxene syenites and trachytes is to be linked to the presence of plagioclase cumulative crystals before the magma solidification (Hanson 1980). The wide range of Ba and Sr in syenites within a fairly narrow interval of MgO content also suggests an accumulation of feldspar in the syenitic magma (Litvinovsky et al. 2002). The LREE enrichment could mean that these alkaline rocks have evolved by fractional crystallization at low pressure (Duchesne and Demaiffe 1978).

Using Rb vs. Sr diagram (Fig. 11) and Gd/Yb vs. La/Yb diagram (Fig. 12) for the Mbengwi less evolved

samples (basanites) together with calculated curves for partial melting of lherzolites (Yokoyama et al. 2007) that have different mineral assemblages but have a chemically homogeneous composition (primitive mantle: Sun and McDonough, 1989), we notice that the Mbengwi rocks display two trends of fractional crystallization and were generated from at least two different melting sources.

In order to model the fractional crystallization, we used Gd/Y ratio and Zr contents (Fig. 13). Fractional crystallization was computed following Nonnotte et al. (2011). Typically 35 % of removed solid is needed to explain the chemical evolution from basanite (E30) to trachyte (E56). However it is worth mentioning that basanites display a large range of trace element signatures. Each basanite is a product of partial melting. Therefore, we have used the most primitive one (E30) to perform the fractional crystallization modeling. The trachyte and fayalite-pyroxene syenite samples fall on the computed liquid line of descent. Almost all the hawaiites samples seem to be obtained by fractional crystallization of basanite E55.

The use of incompatible trace element ratios such as Rb/Nb, Nb/Y, Rb/Y, Th/La, Ce/Pb and La/Nb help us to monitor the influence of Pan-African basement assimilation on magma compositions. The low Rb/Nb (0.46–0.78) value of the Mbengwi recent felsic rocks and their positive slope on the Nb/Y vs. Rb/Y diagram (Fig. 14) clearly evidence the fact that they have not being contaminated by the basement. In addition, the range of Th/La (0.08–0.14), Ce/Pb (22.4–22.6) and La/Nb (0.83–0.66) ratios of the Mbengwi felsic lavas are similar to those of the uncontaminated less differentiated felsic lavas (LDFL) of the Bamenda mountains (Kamgang et al. 2010).

Petrogenesis of lavas and syenites

The similarity of isotopic signature of syenites and lavas, far from those of the Pan-African basement, and the parallel shape of their trace element patterns show that the investigated recent magmatic formations are genetically related, and belong to the same magmatic episode despite the observed compositional “Daly gap”.

Several criteria can be emphasized in order to discuss the origin of the Mbengwi recent magmatic rocks. Although basaltic lavas are obviously originated from the mantle (occurrence of $Fe_{0.89-87}$ olivine and sometimes mantle xenocrysts), the relative low Ni content (179 ppm) of the least evolved lava shows that they erupted from an already differentiated mafic magma. The basalts derived from this magma through crystal

Table 5 Whole rock chemical analyses of representative samples from the Mbengwi recent magmatic formations. For the determination of ϵNd and ϵSr we use Chondritic uniform reservoir (CHUR) value after De Paolo and Wasserburg (1976) and Uniform reservoir (UR) after Vidal (1994)

Samples	Basanites			Hawaiites					
	E51	E30	E55	E4	E5	E7	E40	E43	E44
SiO ₂	44.06	42.89	43.98	47.10	47.43	45.39	47.91	47.40	47.58
TiO ₂	3.64	4.40	3.69	3.15	3.09	3.11	2.86	3.12	3.01
Al ₂ O ₃	14.53	13.17	14.43	15.94	16.04	14.51	16.22	16.28	16.31
Fe ₂ O ₃	1.80	1.80	1.79	1.73	1.74	1.54	1.73	1.76	1.73
FeO	12.02	12.03	11.91	11.52	11.59	10.29	11.56	11.73	11.54
MnO	0.21	0.19	0.19	0.21	0.21	0.18	0.22	0.22	0.23
MgO	7.25	11.17	7.46	4.96	4.70	8.39	4.24	4.65	4.72
CaO	10.54	10.26	10.13	7.75	8.16	9.76	8.02	8.17	8.06
Na ₂ O	3.10	2.12	3.41	4.37	3.99	4.18	4.20	3.79	3.89
K ₂ O	1.09	1.35	1.13	2.09	1.83	1.80	1.78	1.69	1.70
P ₂ O ₅	1.76	0.60	1.90	1.18	1.22	0.84	1.27	1.19	1.23
TOTAL (wt.%)	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
DI	30.10	22.20	31.90	44.10	42.10	35.40	43.60	41.00	41.70
Na ₂ O+K ₂ O	4.19	3.47	4.53	6.46	5.82	5.98	5.98	5.48	5.59
Fe ₂ O ₃ /FeO	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15
Norm CIPW									
Quartz	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Orthoclase	6.44	7.99	6.65	12.38	10.82	10.66	10.53	10.00	10.06
Albite	20.56	9.87	21.10	25.45	28.36	12.26	30.28	29.65	30.15
Anorthite	22.50	22.45	20.78	17.70	20.47	15.49	20.15	22.41	22.02
Acmite	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sodium metasilicate	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Leucite	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nepheline	3.09	4.35	4.18	6.23	2.91	12.52	2.83	1.32	1.48
Diopside	15.02	19.86	14.00	10.83	10.06	22.38	9.55	8.63	8.29
Lamite	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ortho Ca. Mg. Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Wollastonite	0.00	-	-	0.00	-	-	-	-	-
Hypersthene	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Olivine	18.78	23.10	19.31	16.19	16.17	16.61	15.80	16.75	16.92
Magnetite	2.61	2.62	2.59	2.51	2.52	2.24	2.51	2.55	2.51
Ilmenite	6.91	8.36	7.00	5.99	5.87	5.91	5.43	5.93	5.71
Corundum	0.00	-	0.00	0.00	-	-	-	0.00	0.00
Apatite	4.08	1.39	4.40	2.74	2.83	1.94	2.93	2.76	2.86
TOTAL(wt.%)	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Trace (ppm)									
Ag	0.09	0.07	0.09	0.19	0.20	0.11	0.23	0.22	0.23
Ba	390.56	538.72	338.97	464.17	476.31	572.57	486.84	478.15	489.96
Co	54.15	69.02	47.27	37.84	41.78	58.96	40.68	39.61	40.81
Cr	110.17	289.27	91.31	2.85	3.67	225.24	1.81	1.96	2.65
Cs	0.26	0.28	0.54	0.42	0.26	0.30	2.22	0.40	0.26

Table 5 (continued)

Samples	Basanites			Hawaiites					
	E51	E30	E55	E4	E5	E7	E40	E43	E44
Cu	36.19	32.94	29.46	21.23	21.91	39.30	15.75	19.39	19.06
Ga	21.26	18.18	20.17	25.71	27.44	21.47	27.46	26.81	27.46
Hf	3.38	2.92	3.19	7.12	7.23	3.99	7.7	7.3	7.29
Mo	1.42	1.39	1.22	3.48	2.92	3.55	2.90	3.15	2.96
Nb	46.01	41.25	45.33	101.68	104.01	73.26	107.29	104.26	106.17
Ni	65.91	179.35	53.08	15.22	11.86	124.28	7.03	11.89	9.85
Pb	2.22	1.61	1.90	3.71	3.78	2.66	3.86	3.67	3.79
Rb	20.32	20.72	21.53	55.45	32.09	36.78	40.87	28.76	33.59
Sn	1.63	1.46	1.74	2.74	2.71	2.81	3.29	2.79	3.21
Sr	1023.47	900.81	1028.45	790.74	985.90	863.44	1118.55	1130.10	1018.18
Ta	2.94	2.65	2.81	6.26	6.25	4.32	6.68	6.36	6.44
Th	3.26	2.75	3.11	7.51	7.81	5.63	8.08	7.75	8.11
Tl	0.04	0.09	b.d.	0.01	0.02	0.01	0.08	0.01	0.21
U	0.917	0.79	0.88	2.21	2.28	1.58	2.42	2.28	2.38
V	221.37	296.18	203.81	144.18	138.50	211.93	121.45	138.67	130.74
W	55.01	41.31	44.45	25.10	48.03	82.85	51.62	34.71	41.71
Zn	107.61	99.36	102.98	149.35	153.13	104.59	152.50	149.22	152.93
Zr	204.76	162.35	196.38	472.67	484.74	257.36	511.76	485.23	497.38
Y	29.76	21.42	29.79	33.90	34.92	24.94	35.09	34.37	34.59
La	45.71	27.31	45.67	74.28	77.24	46.75	80.13	76.86	79.29
Ce	102.97	59.85	103.26	154.75	160.84	91.79	165.77	159.58	164.09
Pr	13.61	7.81	13.54	18.20	18.85	10.67	19.33	18.80	19.11
Nd	59.41	34.28	59.91	71.24	73.25	43.42	75.30	73.13	74.18
Sm	11.46	7.25	11.92	12.97	13.21	8.37	13.42	13.08	13.26
Eu	4.01	2.51	4.06	3.77	3.89	2.77	4.00	3.95	3.97
Gd	10.81	7.10	10.92	11.10	11.29	8.13	11.54	11.49	11.77
Tb	1.33	0.90	1.32	1.42	1.45	1.02	1.45	1.46	1.44
Dy	7.03	4.96	6.78	7.73	7.97	5.62	7.88	7.72	7.76
Ho	1.17	0.83	1.16	1.32	1.32	0.99	1.37	1.34	1.35
Er	2.89	2.14	2.86	3.38	3.62	2.59	3.65	3.58	3.58
Tm	0.35	0.28	0.33	0.45	0.44	0.32	0.46	0.46	0.48
Yb	2.11	1.69	2.00	2.88	2.91	2.02	2.91	2.87	2.98
Lu	0.29	0.23	0.28	0.39	0.42	0.29	0.43	0.42	0.42
Isotopes									
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$	0.703709	0.703574		0.703257					
2σ	0.000010	0.000010		0.000008					
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$	0.512794	0.512855		0.512871					
2σ	0.000006	0.000006		0.000007					
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.055553	0.064333		0.196162					
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.125188	0.133718		0.111548					
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	0.703687	0.703548		0.703179					
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	0.512771	0.512830		0.512850					

Table 5 (continued)

Samples	Basanites			Hawaiites					
	E51	E30	E55	E4	E5	E7	E40	E43	E44
ϵ Nd	3.043083	4.233006		4.545118					
ϵ Sr	-12.645473	-14.561453		-19.060460					
Samples	Hawaiites			mugearites	trachytes	rhyolites	Syenites		
	E50	E7-1	E146	D15	E56	F3	F0	F1	BA83
SiO ₂	47.39	45.83	47.37	49.86	62.63	76.00	64.81	63.80	63.44
TiO ₂	3.09	2.92	3.09	2.42	0.78	0.50	0.57	0.57	0.62
Al ₂ O ₃	16.01	14.58	16.20	16.19	16.97	10.37	15.34	16.70	16.71
Fe ₂ O ₃	1.74	1.47	1.78	1.55	0.96	0.96	0.75	0.87	0.67
FeO	11.57	9.79	11.90	10.34	4.26	3.21	4.98	3.86	4.46
MnO	0.22	0.18	0.22	0.25	0.21	0.07	0.27	0.20	0.23
MgO	4.82	7.03	4.87	3.44	0.43	0.08	0.40	0.50	0.41
CaO	8.07	9.72	8.26	7.26	1.79	0.12	1.24	1.73	1.87
Na ₂ O	4.06	6.47	3.45	5.00	6.52	4.35	5.94	6.32	6.28
K ₂ O	1.84	1.17	1.70	1.98	5.20	4.29	5.56	5.28	5.18
P ₂ O ₅	1.20	0.83	1.15	1.71	0.23	0.04	0.15	0.16	0.14
TOTAL (wt.%)	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
DI	42.30	42.70	39.30	51.70	86.00	89.70	84.70	86.20	84.80
Na ₂ O+K ₂ O	5.91	7.65	5.15	6.98	11.73	8.64	11.50	11.60	11.46
Fe ₂ O ₃ /FeO	0.15	0.15	0.15	0.15	0.225	0.30	0.15	0.225	0.15
Norm CIPW									
Quartz	-	-	-	-	-	34.84	3.85	1.47	1.02
Orthoclase	10.90	6.94	10.07	11.72	30.76	25.34	32.85	31.20	30.63
Albite	28.01	13.31	29.19	37.15	55.20	29.48	47.97	53.50	53.12
Anorthite	20.00	7.27	23.69	15.87	1.66	-	-	1.59	2.10
Acmite	-	-	-	-	-	2.79	2.01	-	-
Sodium metasilicate	-	-	-	-	-	0.97	-	-	-
Leucite	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nepheline	3.44	22.45	-	2.79	-	-	-	-	-
Diopside	10.16	29.06	8.15	7.55	4.98	0.30	4.53	5.13	5.44
Lamite	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ortho Ca. Mg. Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Table 5 (continued)

Samples	Hawaiites			mugearites D15	trachytes E56	rhyolites F3	Syenites		
	E50	E7-1	E146				F0	F1	BA83
Wollastonite	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hypersthene	-	-	0.74	-	2.02	5.25	7.29	4.39	5.22
Olivine	16.33	11.37	17.04	14.11	1.99	-	-	-	-
Magnetite	2.52	2.13	2.59	2.25	1.39	0.00	0.08	1.26	0.97
Ilmenite	5.86	5.54	5.88	4.59	1.47	0.95	1.08	1.09	1.18
Corundum	-	-	-	0.00	-	-	-	-	-
Apatite	2.78	1.92	2.66	3.97	0.54	0.09	0.34	0.38	0.33
TOTAL(wt.%)	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Trace (ppm)									
Ag	0.22	0.12	0.19	0.14	0.10	0.57	<1	<1	
Ba	483.85	552.04	475.37	692.21	2029.45	22.34	556.00	1365.00	25.30
Co	43.00	55.00	41.19	17.12	12.62	11.20	34.60	20.20	0.10
Cr	2.30	249.74	2.36	0.26	0.27	0.22	<10	<10	0.30
Cs	0.51	0.50	0.74	0.22	0.19	0.62	0.84	0.40	1.94
Cu	18.36	52.31	19.78	2.09	1.69	2.40	<5	<5	6.93
Ga	27.23	21.57	26.92	21.00	28.74	44.82	33.80	30.20	40.00
Hf	7.18	4.05	7.16	5.15	3.99	20.22	25.20	8.20	22.60
Mo	3.79	3.02	3.55	2.742	2.72	2.72	4.00	3.00	6.50
Nb	103.31	72.00	102.02	75.09	51.19	235.99	148.00	74.30	181.00
Ni	11.81	136.47	12.30	0.22	0.34	0.18	<5	<5	1.40
Pb	3.72	3.20	3.62	3.55	3.98	8.05	9.00	7.00	14.00
Rb	39.30	50.64	34.66	34.81	39.37	138.97	98.60	57.70	82.70
Sn	2.82	1.98476	2.96	1.71	1.69	8.10	7.00	2.00	5.93
Sr	1006.52	901.35	1065.98	1241.62	235.30	6.11	87.10	172.50	6.80
Ta	6.33	4.34	6.26	4.74	3.14	13.76	10.30	4.30	13.90
Th	7.90	6.15	7.75	5.48	3.63	22.20	17.10	5.70	17.10
Tl	0.03	b.d.	0.04	0.02	0.10	0.17	<0.5	<0.5	0.20
U	2.33	1.63	2.29	1.52	1.01	1.20	4.60	1.30	3.40
V	136.20	204.09	139.20	53.94	1.54	0.45	5.00	<5	0.20
W	58.10	62.10	46.03	22.53	57.73	55.04	171.00	99.00	0.93
Zn	149.68	104.37	147.10	120.24	110.13	142.95	170.00	129.00	460.00
Zr	481.74	265.82	477.66	330.67	239.82	1407.39	979.00	325.00	895.00
Y	35.13	25.08	34.24	33.31	24.66	95.40	70.10	33.30	97.90
La	76.48	46.76	76.28	64.58	42.89	155.95	86.60	60.30	187.90

Table 5 (continued)

Samples	Hawaiites			mugearites	trachytes	rhyolites	Syenites		
	E50	E7-1	E146	D15	E56	F3	F0	F1	BA83
Ce	158.81	90.75	157.79	139.35	89.65	180.83	181.00	122.00	355.40
Pr	18.76	10.62	18.58	17.24	10.90	39.16	20.30	13.80	42.30
Nd	73.48	41.90	72.56	70.31	43.51	144.80	80.00	54.60	160.90
Sm	13.33	8.32	13.00	12.97	8.24	28.31	15.75	10.05	29.20
Eu	3.88	2.68	3.83	4.58	5.22	1.96	3.35	4.44	4.70
Gd	11.28	7.75	11.21	11.73	7.36	23.89	15.25	9.35	23.30
Tb	1.45	1.02	1.41	1.42	0.98	3.62	2.53	1.40	3.30
Dy	7.83	5.49	7.52	7.55	5.47	21.04	13.45	7.20	18.90
Ho	1.35	0.99	1.31	1.32	0.94	3.63	2.69	1.35	3.70
Er	3.64	2.54	3.55	3.47	2.60	10.02	7.56	3.63	9.20
Tm	0.47	0.32	0.46	0.45	0.33	1.42	1.04	0.47	1.40
Yb	2.86	1.97	2.92	2.58	2.13	9.33	6.34	2.88	8.20
Lu	0.42	0.27	0.41	0.38	0.33	1.30	0.91	0.43	1.30
Isotopes									
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$		0.703175	0.703403	0.704029	0.704025	0.727181	0.705545	0.704289	
2σ		0.000008	0.000008	0.000007	0.000008	0.000009	0.000006	0.000010	
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$		0.512903	0.51287	0.512787	0.512708	0.512691	0.512702	0.512691	
2σ		0.000006	0.000004	0.000007	0.000007	0.000006	0.000006	0.000005	
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$		0.157225	0.090951	0.078434	0.468331	63.777496	3.167472	0.935807	
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$		0.123885	0.111788	0.11561	0.119513	0.122306	0.119068	0.111321	
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$		0.703112	0.703367	0.703998	0.703838	0.701670	0.704278	0.703915	
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$		0.512880	0.512849	0.512766	0.512686	0.512668	0.512680	0.512671	
ϵNd		5.169340	4.525611	2.906534	1.365486	1.033868	1.248444	1.033868	
ϵSr		-20.224241	-16.988362	-8.103889	-8.160658	320.479705	13.411865	-4.413852	

$_i$ =initial $_m$ =measured b.d.=below detection

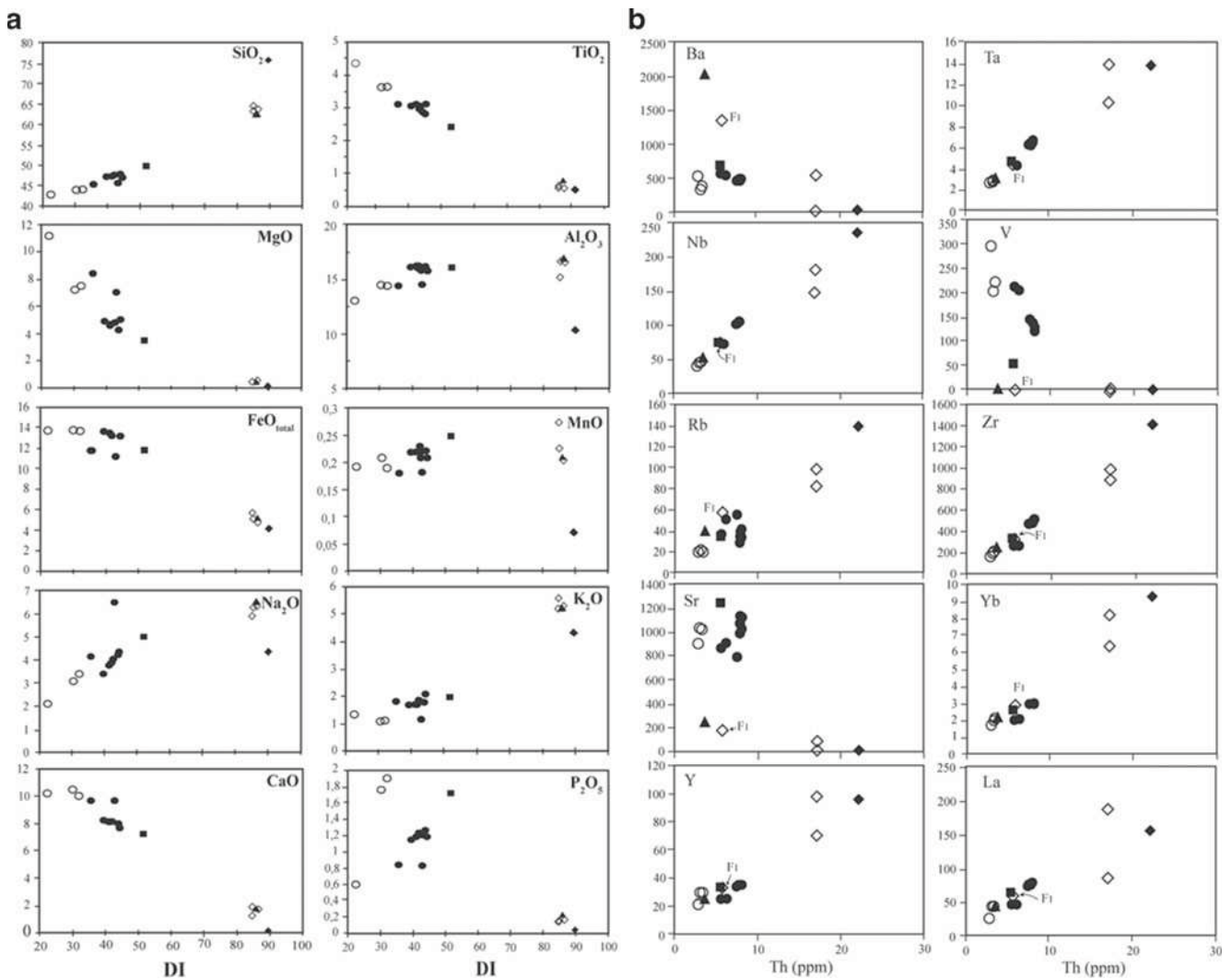


Fig. 8 (a) Major-element (wt. %) vs DI distribution of lavas. (b) Trace element distribution (Th vs. Ba, Nb, Rb, Sr, Y, Ta, V, Zr, Yb and La) for the Mbengwi recent magmatic rocks

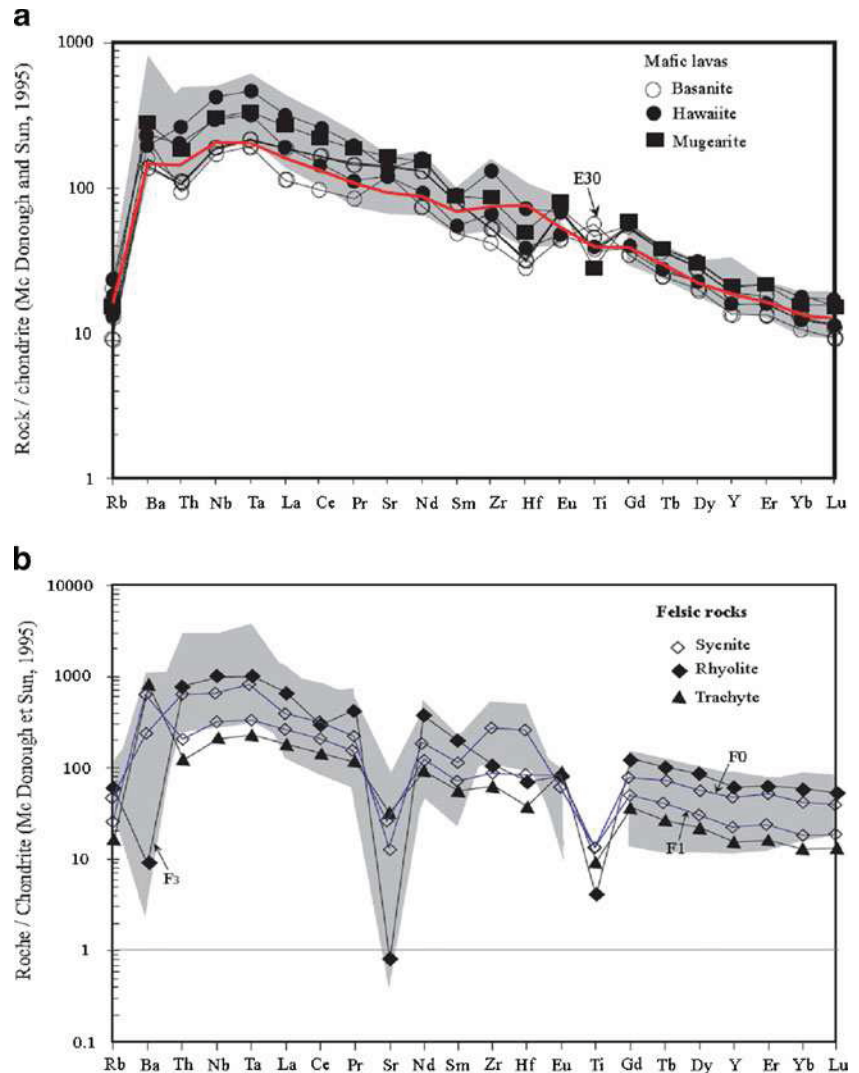
fractionation of olivine, clinopyroxene, and Fe-Ti oxides, as it is the case for the whole CVL. The similarities of trace-element patterns and isotopic compositions observed between the Mbengwi basaltic lavas and the other basalts from the continental and oceanic sectors of the CVL (Fitton 1987, Ngounouno et al. 2000, 2003; Kamgang et al. 2008) and of Adamawa (Nono et al. 1994; Marzoli et al. 2000) are strong arguments in favor of a common mantle source. Basaltic lavas and trachytes from Mbengwi are probably related to the same mantle-derived magma source according to their similar Nb/Th and isotopic values.

The origin of peralkaline rhyolite magmas is still a long-standing debate as to know whether silicic magmas were formed by extended fractional crystallization of mafic parents (Macdonald et al. 2008) or by crustal

anatexis. Given the generally phenocryst-poor nature of the rhyolites, extraction from the parental trachytic mushes must have been very efficient. The formation of these peralkaline rhyolites from metaluminous trachytes as described in the Bamenda Mountains may be possible after two stages of fractional crystallization accompanied by successive removal of respective quantities of alkali feldspar, amphibole, magnetite, olivine, clinopyroxene, and apatite (Kamgang et al. 2010). In fact, these peralkaline rhyolites should be seen as the final terms of successive fractional crystallization from basaltic lavas via trachytes.

Several genetic models have been proposed to interpret the formation of alkaline syenites, which mainly include: (1) fractional crystallization of amphibole, apatite, Fe-Ti oxides and later plagioclase from the parental

Fig. 9 Chondrite-normalized multi-element diagrams for mafic (a) and felsic rocks (b). The OIB pattern is in red color, data after Sun and McDonough (1989) Chondrite data after McDonough and Sun (1995). The grey field represents the composition of other similar rocks from CVL such as Bamenda (Kamgang et al. 2010), Mbépit (Wandji et al. 2008) Bambouto, Oku and Ngaoundere (Marzoli et al. 2000) for felsic rocks and Manengouba (Kagou Dongmo et al. 2001), Tombel grabben (Nkouathio et al. 2008), Mount Cameroon (Suh et al. 2003), Barombi Koto (Tamen et al. 2007), for mafic lavas



mantle-derived magmas (Litvinovsky et al. 2002) or fractional crystallization of precursor magmas, which were derived from enriched mantle sources once metasomatized by subducting sediments (Wang et al. 2005); (2) crustal assimilation and fractional crystallization (AFC) in mantle-derived basaltic magmas (Mingram et al. 2000) or (3) mixing of basaltic magma with crustal melt in variable proportions (Mingram et al. 2000; Vernikovskiy et al. 2003). These two preceding processes produce hybrid magmas and the basic end-member must be strongly alkaline and enriched in incompatible trace elements. The hybrid melts are formed from an undepleted mantle source. The resulting syenites have metaluminous compositions, high potassium, high REE and LILE concentrations, with $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and ε_{Nd} ratios intermediate between crust and mantle.

As shown in Fig. 11 and confirmed by Fig. 13, syenites are in the trend of fractional crystallization.

The Rb–Sr trend (Fig. 11) of the studied felsic rocks is not adequately reproduced by batch partial melting but by fractional crystallization from trachyte. The first hypothesis previously presented is the most likely for the Mbengwi syenites either metaluminous fayalite-pyroxene syenites or peralkaline quartz-syenites. As plutonic equivalent of trachytes, syenites were probably also formed by successive fractionation in depth from the same basaltic parental magma.

Nature and characteristics of sources

The mantle origin of the Mbengwi recent magmatic rocks is expressed both by low Sr isotopic ratios (0.7035–0.7053) and positive ε_{Nd} values. The position of all our syenites samples within the mantle A-type field in the ternary Nb–Ce–Y discrimination diagram (Eby, 1992) (not shown) also attests their mantle origin.

Fig. 10 Chondrite-normalized REE diagrams; the red pattern is for OIB according to the data after Sun and McDonough (1989), Chondrite data after McDonough and Sun (1995). The grey field represents the composition of other similar rocks from CVL such as Bamenda (Kamgang et al. 2010), Mbépit (Wandji et al. 2008) Bambouto, Fongo Tongo and Ngaoundere (Marzoli et al. 2000; Nkouandou et al. 2008) for felsic rocks and Bambouto, Adamaoua plateau (Marzoli et al. 1999), Manengouba (Kagou Dongmo et al. 2001), Tombel grabben (Nkouathio et al. 2008), Mount Cameroon (Suh et al. 2003) and Barombi Koto (Tamen et al. 2007) for mafic lavas

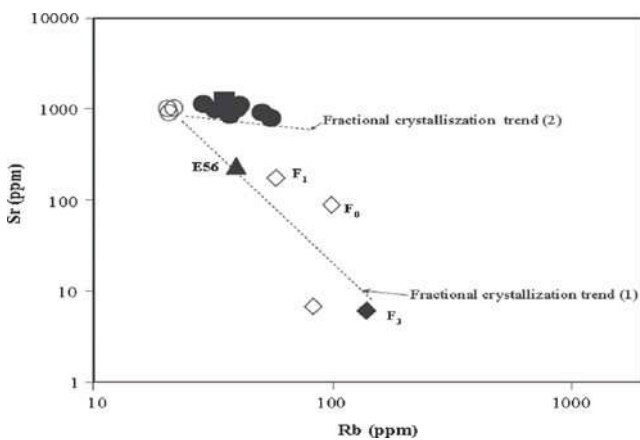
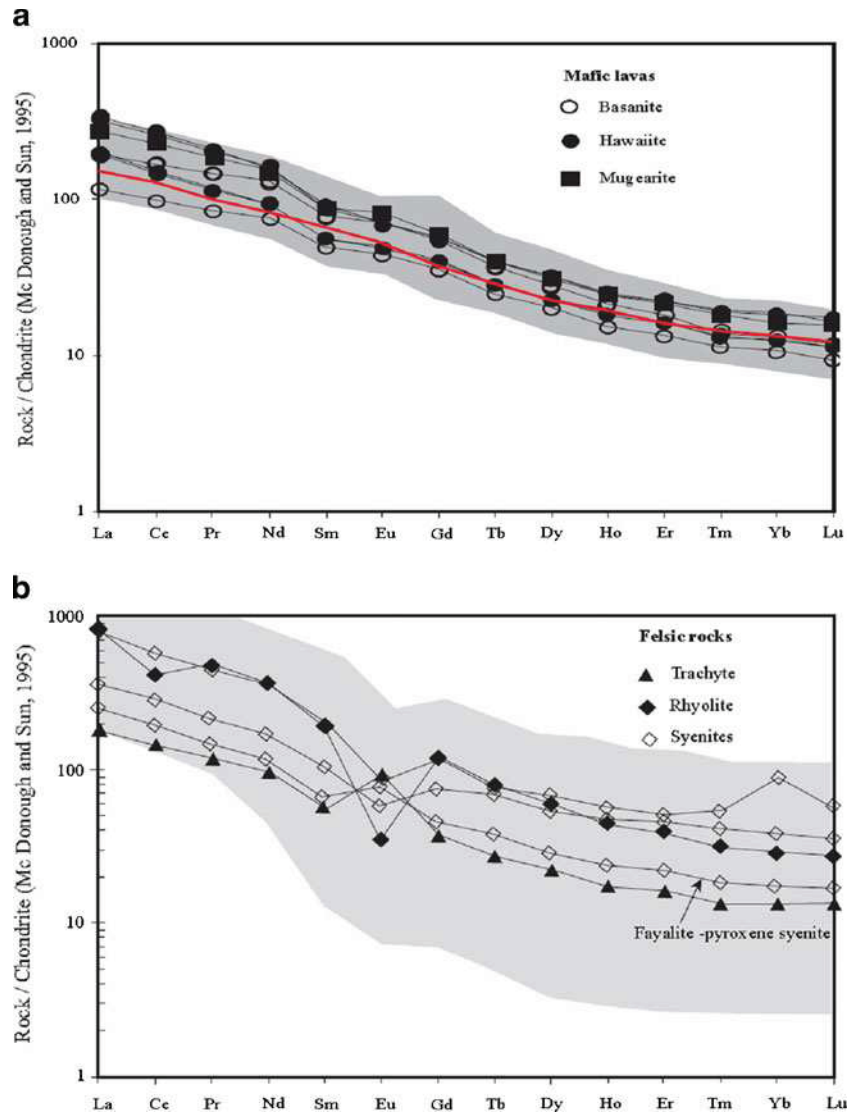


Fig. 11 Illustration of fractional crystallization in Rb vs. Sr diagram (Xu et al., 2007) for Mbengwi recent magmatic rocks showing that felsic rocks have evolved following twodifferent trends of fractional crystallization

The $\epsilon_{Nd} > 0$ and low initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ of basaltic and trachytic rocks are similar to those of the other alkaline rocks from the CVL (0.7029–0.7039 after Déruelle et al. 2007) and suggest that they may result from a mixing between the original lower mantle primitive source and the depleted lithospheric mantle.

The values of the isotopic ratios of mafic and trachytic lavas very close to that of the chondritic uniform reservoir (CHUR=0.7046) probably mean that these rocks result from the melting of a very deep and enriched mantle material. The low $(Ce/Yb)_N$ values (9.3–14.9) for the Mbengwi magmas, when compared to those for other basalts of the CVL such as Mt Cameroon basalts $(Ce/Yb)_N \approx 15$, Benue Trough basalts $(Ce/Yb)_N \approx 19$ (Ngounouno et al. 2003), and the LREE enrichment may reflect low to medium degrees of mantle melting.

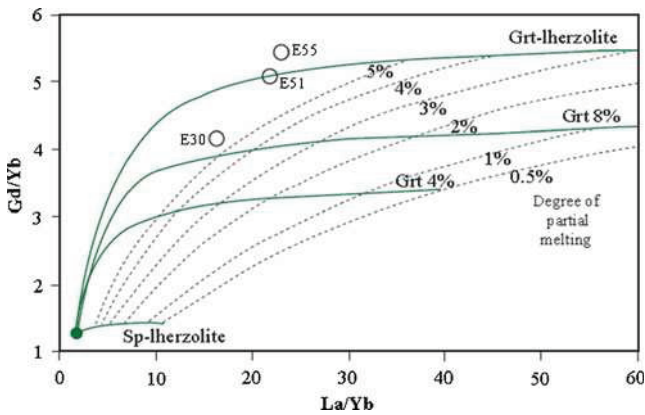


Fig. 12 Illustration of partial melting in Gd/Yb–La/Yb diagram. The Mbengwi lavas were plotted together with calculated curves for partial melting of a primitive mantle source (green filled circle in the lower left). Symbols are the same as other preceding figures. Two curves labeled Grt 4 % and 8 % represent the abundance of garnet in the source, corresponding to 20:80 and 40:60 proportions of Grt: Sp lherzolite. Accumulated fractional melting is assumed and partition coefficients reported in Halliday et al. (1995) are used in the calculation

Melting conditions of the Mbengwi recent magmatic rocks can be inferred from variations in the rare earth elements: LREE/HREE ratios are sensitive to the extent of melting, while MREE/HREE ratios are sensitive to the amount of residual garnet in the source. The range of (Tb/Yb)_N ratios (2.05–2.93) in mafic lavas containing up to 6 wt.% MgO is higher than 1.7 and evidences the presence of garnet in the source as determined by Wang et al. 2002 for Basin and Range basalts. The Gd/Yb vs. La/Yb diagram (Fig. 12) reveals that, the Mbengwi data require more than 8 % of residual garnet

Fig. 13 Fractional crystallization modelling of the Mbengwi recent magmatic rocks using Gd/Y ratio and Zr contents. Several fractional crystallization trends were obtained. Trends labeled A correspond to fractional crystallization from the less evolved basanite (E30 to trachyte); trend labeled C correspond to fractional crystallization from basanite E55 to hawaiites

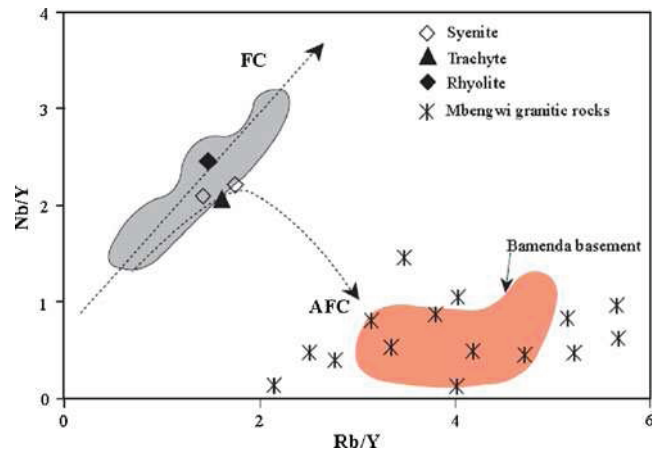
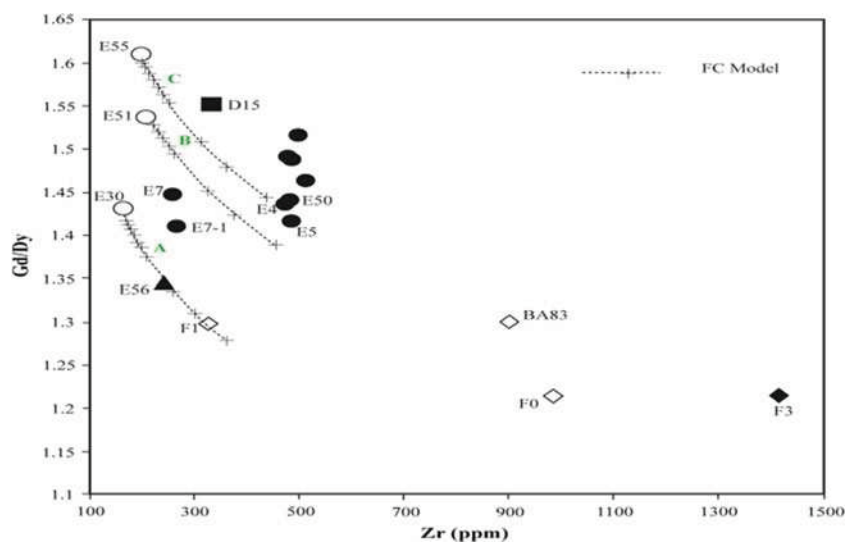
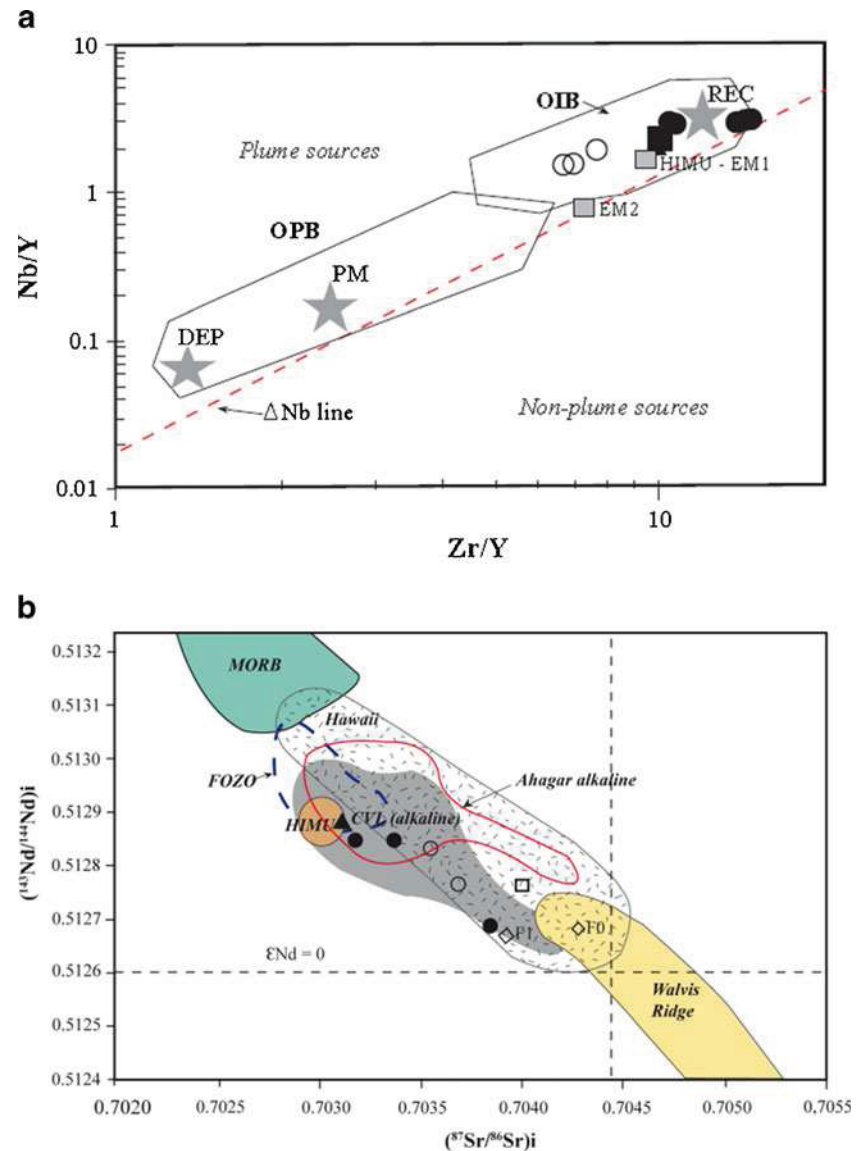


Fig. 14 Nb/Y versus Rb/Y after Cox and Hawkesworth (1985) and Leeman and Hawkesworth (1986) showing basement samples relative to the lava compositions. The grey field represents the composition of the Bamenda basaltic lavas. Data for Bamenda Precambrian basement are from Nzolang (2005)

in the source. Therefore, the variation of Gd/Yb ratios in the Mbengwi samples is due not only to fractional crystallization, but can also be explained by different degrees of melting (5–8 %) of a homogeneous source mantle.

Using the Nb/Y and Zr/Y ratios according to Condie (2005) (Fig. 15a), alkaline rocks of Mbengwi plot above the ΔNb line in the mantle plume field as defined by Fitton et al. (1997). It is suggested that these basalts have chemical features consistent with plume activity outlined by their OIB characters. The isotopic dataset illustrated by ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr vs. ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd diagram (Fig. 15b) suggest that the high ²³⁸U/²⁰⁴Pb (HIMU)

Fig. 15 (a) Plot of the Mbengwi recent magmatic rocks relative to the mantle compositional components (filled star) and fields for basalts from various tectonic settings as defined by Weaver (1991) and Condie (2005). DEP=deep depleted mantle; PM=primitive mantle; HIMU=high U/Pb mantle source; EM1=enriched mantle sources; REC=recycled component; PM=primitive mantle; DM=shallow depleted mantle; OIB=oceanic island basalt; OPB=oceanic plateau basalt. (b) Plot of the Mbengwi recent magmatic rocks in the isotopic ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_{initial} vs ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_{initial} diagram (adapted from Ait-Hamou et al. 2000; Moundi et al. 2007)



reservoir was involved in the genesis of the Mbengwi alkaline series. The trachyte, as all the late alkaline lavas is systematically located closer to the HIMU pole than the other samples, which suggests an increasing involvement with time of this pole in the genesis of the magmas. Hawaiites are largely influenced by recycled component (REC). The contribution of other components like enriched mantle (EM2) and focal zone (FOZO), if they exist would remain very weak. The similarities between the Mbengwi mafic lavas and OIB rare earth element and multi-elements patterns would really suggest the passage of a hotspot under the CUL lithosphere without however modifying its composition as evoked in some previous studies along the CUL

(Halliday et al. 1990; Lee et al. 1994) but the lack of temporal migration of the magmatism precludes the existence of such a hotspot.

Conclusion

The Mbengwi recent magmatic rocks (≈ 28.2 Ma) are made up both of lavas and plutonites. Lavas form a bimodal alkaline series from basanite to rhyolites with a gap between 50 and 62 wt.%. Mafic rocks are essentially sodic while felsic rocks are sodic-potassic, slightly metaluminous to peralkaline. Trace elements are characterized by enrichment in HFSE and LREE compared with LILE and HREE respectively.

Basanites were generated by at least two different degrees of partial melting of the mantle. The main differentiation process is fractional crystallization with two different trends: the first includes basanite E30, trachyte and syenites, and the second basanite E55 and hawaiites. Basaltic and trachytic rocks have chemical features consistent with plume activity outlined by their OIB characters, and their isotopic ratios ($\epsilon_{\text{Nd}} > 0$ and low initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). The Sr-Nd isotopic dataset suggest that the HIMU reservoir was involved in the genesis of the Mbengwi alkaline series.

These preliminary mineralogical and geochemical data for the Mbengwi recent magmatic formations provide important informations on magmatic events, petrogenetic processes and age of this area of the CVL. However, additional petrological and U-Pb geochemical studies are required for deep investigations and to further confirm preliminary conclusions.

Acknowledgements The French “Ministère des Affaires Etrangères” is acknowledged for providing grants to Benoît Joseph Mbassa for stays in France successively in the Laboratoire de Dynamisme Terrestre et Planétaire (DTP) then in the Laboratoire Géosciences-Environnement-Toulouse (GET), Université Paul Sabatier, Toulouse 3, and for financially supporting all the analysis. Fieldwork was substantially supported by the Institute of Geological and Mining research (IRGM) of Cameroon. Philippe De Parseval, Pierre Brunet all of the department Géosciences-Environnement-Toulouse (GET), France, A. Munilla of the University of Sevilla in Spain, and F. Gallice of the University of Saint Etienne, France are thanked for their technical help during data acquisition. The constructive reviews of two anonymous reviewers greatly improved the early version of this paper. For their help in discussing various aspects of this work during its preparation, we thank P. Moussango and Z. Itiga.

References

- Aït-Hamou F, Dautria J-M, Cantagrel J-M, Dostal J, Briquieu L (2000) Nouvelles données géochronologiques et isotopiques sur le volcanisme cénozoïque de l’Ahaggar (Sahara algérien): des arguments en faveur de l’existence d’un panache. *C R Acad Sci Paris, Ser Ila* 330(12):829–836
- Aries S, Valladon M, Polvé M, Dupré B (2000) A routine method for oxide and hydroxide interference corrections in ICP-MS chemical analyses of environmental and geological samples. *Geostandards Newsletter* 24:19–31
- Benoit M, Polvé M, Ceuleneer G (1996) Trace element and isotopic characterization of mafic cumulates in a fossil mantle diapir (Oman ophiolite). *Chem Geol* 134:199–214
- Burke K (2001) Origin of the Cameroon Line of volcano-capped swells. *J Geol* 109:349–362
- Condie KC (2005) High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plume. *Lithos* 79:491–504
- Cox KG, Hawkesworth C (1985) Geochemical stratigraphy of the Deccan traps at Mahabaleshwar, western Ghats, India, with implications for open system magmatic processes. *J Petrol* 26:355–377
- Davidson PM (1994) Ternary iron, magnesium, calcium carbonates: A thermodynamic model for dolomite as an ordered derivative of calcite-structure solutions. *Am Mineral* 79:332–339
- Deer WA, Howie RA, Zussman J (1992) An introduction to the rock forming minerals. Prentice Hall, NY, p 712
- De Paolo DI, Wasserburg GJ (1976) Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys Res Lett* 3:249–253
- Déruelle B, Ngounouno I, Demaiffe D (2007) The “Cameroon hot line” (CHL): A unique example of active alkaline intraplate structure in both oceanic and continental lithospheres. *CR Geosci* 339:589–600
- Duchesne JC, Demaiffe D (1978) Trace elements and anorthosite genesis. *Earth Planet Sci Lett* 38:249–272
- Eby GN (1992) Chemical subdivision of A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geol* 20:641–644
- Fitton J G (1987) The Cameroon Line, West Africa: a comparison between oceanic and continental volcanism. In: Fitton J G, Upton B G J. (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks*. *Geol. Soc. London Spec. Pub.* 30: 273–291
- Fitton JG, Saunders AD, Norry MJ, Hardarson BS, Taylor RN (1997) Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth Planet Sci Lett* 153:197–208
- Giret A (1983) Le plutonisme océanique intraplaque: Exemple des îles Kerguelen. *Mémoire CNFRA* 54:290
- Gountié Dedzo M, Nédélec A, Nono A, Njanko TE, Font E, Kamgang P, Njonfang E, Launeau P (2011) Magnetic fabrics of the Miocene ignimbrites from West-Cameroon: Implications for pyroclastic flow source and sedimentation. *J Vol Geoth Res* 203:113–132
- Haggerty S E, Tompkins L A (1983) Subsolvus reactions in Kimberlitic ilmenites: Exsolution, reduction and the redox state of the mantle. *Proc. 3rd Int. Kimb. Conf.*
- Halliday AN, Davidson JP, Holden P, DeWolf C, Lee D-C, Fitton JG (1990) Trace element fractionation in plumes and the origin of HIMU mantle beneath the Cameroon line. *Nature* 347:523–528
- Halliday AN, Lee D-C, Tommasini S, Davies GR, Paslick CG, Fitton JG, James DE (1995) Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle. *Earth Planet Sci Lett* 133:379–395
- Hanson G (1980) Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Annual Review Earth Planet. Sci.*, 371–406.
- Kagou Dongmo A, Wandji P, Pouclet A, Vicat JP, Cheilletz A, Nkouathio DG, Alexandrov P, Tchoua FM (2001) Évolution volcanologique du mont Manengouba (Ligne du Cameroun); nouvelles données pétrographiques, géochimiques et géochronologiques. *C R Acad Sci* 333:155–162
- Kagou Dongmo A, Nkouathio DG, Pouclet A, Bardintzeff J-M, Wandji P, Nono A, Guillou H (2010) The discovery of late Quaternary basalt on Mount Bambouto: Implications for recent widespread volcanic activity in the southern Cameroon Line. *J Afr Earth Sci* 57:96–108
- Kamenetsky VM, Crawford AJ, Meffre S (2001) Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an Empirical study of associated olivine, Cr-spinel and Melt Inclusions from primitive rocks. *J Petrol* 42(4):655–671
- Kamgang P, Njonfang E, Chazot G, Tchoua F (2007) Géochimie et géochronologie des laves felsiques des monts Bamenda (ligne volcanique du Cameroun). *CR Geosci* 339(10):659–666
- Kamgang P, Chazot G, Njonfang E, Tchoua FM (2008) Geochemistry and geochronology of mafic rocks from Bamenda Mountains (Cameroon): Source composition and crustal contamination along the Cameroon Volcanic Line. *CR Geosci* 340:850–857
- Kamgang P, Njonfang E, Nono A, Gountie Dedzo M, Tchoua FM (2010) Petrogenesis of a silicic magma system: Geochemical evidence from Bamenda Mountains, NW Cameroon. *Cameroon Volcanic Line J Afr Earth Sci* 58:285–304
- Leake BE et al (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *Am Mineral* 82:1019–1037

- Le Bas MJ, Le Maître RW, Streckeisen A, Zanettin B (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J Petrol* 27:745–750
- Lee D-C, Halliday AN, Fitton JG, Poli G (1994) Isotopic variations with distance and time in the volcanic islands of the Cameroon line: Evidence for a mantle plume origin. *Earth Planet Sci Lett* 123:119–138
- Leeman WP, Hawkesworth C (1986) Open magma systems: trace element and isotopic constraints. *J Geophys Res* 91(B6):5901–5912
- Litvinovsky AA, Jahn BM, Zanzvilevich AN, Saunders A, Poulain S, Kuzmin DV, Reichow MK, Titov AV (2002) Petrogenesis of syenite–granite suites from the Bryansky Complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of A-type granitoid magmas. *Chem Geol* 189:105–133
- Macdonald R, Katsura T (1964) Chemical composition of Hawaiian lavas. *J Petrol* 5(1):82–133
- Macdonald R, Belkin HE, Fitton JG, Rogers NW, Nejbart K, Tindle AG, Marshall AS (2008) The roles of fractional crystallization, magma mixing, crystal mush remobilization and volatile melt interactions in the genesis of a young basalt peralkaline rhyolite suite, the greater Olkaria Volcanic complex, Kenya rift valley. *J Petrol* 49(8):1515–1547
- Marzoli A, Renne PR, Peccirillo EM, Castorina F, Bellieni G, Melfi AG, Nyobe JB, N'ni J (1999) Silicic magmas from the continental Cameroon Volcanic Line (Oku, Bambouto and Ngaoundere): ^{40}Ar – ^{39}Ar dates, petrology, Sr–Nd–O isotopes and their petrogenetic significance. *Contrib Mineral Petrol* 135:133–150
- Marzoli A, Piccirillo EM, Renne PR, Bellieni G, Iacumin M, Nyobe JB, Tongwa AT (2000) The Cameroon Volcanic Line revisited: Petrogenesis of continental basaltic magmas from lithospheric and asthenospheric mantle sources. *J Petrol* 41:87–109
- McDonough WF, Sun SS (1995) The composition of the Earth. *Chem Geol* 120:223–253
- Mingram B, Trumbull RB, Littman S, Grettenberger H (2000) A petrogenetic study of androgenic felsic magmatism in the Cretaceous Paresis ring complex, Namibia: evidence for mixing of crust and mantle-derived components. *Lithos* 54:1–22
- Morimoto N, Fabriès J, Ferguson AK, Ginzburg IV, Ross M, Seifert FA, Zussman J, Aoki K, Gottardi G (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Am Mineral* 73:1123–1133
- Moundi A, Wandji P, Bardintzeff J-M, Ménard J-J, Okomo Atouba LC, Mouncherou OF, Reusser E, Bellon H, Tchoua FM (2007) Les basaltes éocènes à affinité transitionnelle du plateau Bamoun, témoins d'un réservoir mantellique enrichi sous la ligne volcanique du Cameroun. *CR Geosci* 339:396–406
- Ngounouno I, Déruelle B, Demaiffe D (2000) Petrology of the bimodal Cenozoic volcanism of the Kapsiki plateau (northernmost Cameroon, Central Africa). *J Volcanol Geoth Res* 102:21–44
- Ngounouno I, Déruelle B, Bardintzeff JM (2001) Wehrlite and clinopyroxenite xenoliths from Mt Cameroon: implications for lithospheric processes. XI European union of geosciences meeting, Strasbourg, 8–12 April 2001. *J Conf Abstr* 6(1):474–475
- Ngounouno I, Déruelle B, Demaiffe D, Montigny R (2003) Petrology of Cenozoic volcanism in the Upper Benue valley, northern Cameroon (Central Africa). *Contrib Mineral Petrol* 145:87–106
- Njonfang E, Moreau C (1996) The mineralogy and geochemistry of a subvolcanic alkaline complex from the Cameroon Line: the Nda Ali massif, southwest Cameroon. *J Afr Earth Sci* 22(2):113–132
- Nkouandou FO, Ngounouno I, Déruelle B, Ohnenstetter D, Montigny R, Demaiffe D (2008) Petrology of the Mio-Pliocene volcanism to North and East of Ngaoundéré (Adamawa, Cameroon). *CR Geosci* 340:28–37
- Nkouathio D G (1997) Le volcanisme récent du graben de Tombel (provinces du Littoral et du Sud-ouest, Cameroun): volcanologie, géochimie, pétrologie et valeurs agricoles. Thèse Doct. 3^e cycle, 179p. Univ. Yaoundé I, Cameroun.
- Nkouathio DG, Kagou Dongmo A, Bardintzeff JM, Wandji P, Bellon H, Pouclot A (2008) Evolution of volcanism in graben and horst structures along the Cenozoic Cameroon Line (Africa): implications for tectonic evolution and mantle source composition. *Contrib Mineral Petrol* 94:287–303
- Nono A, Déruelle B, Demaiffe D, Kambou R (1994) Tchabal Nganha volcano in Adamawa (Cameroun): petrology of a continental alkaline lava series. *J Vol Geo Res* 60:147–178
- Nonnotte P, Benoit M, Le Gall B, Hémond C, Rolet J, Cotten J, Brunet P, Makoba E (2011) Petrology and geochemistry of alkaline lava series, Kilimanjaro, Tanzania: New constraints on petrogenetic processes, in Beccaluva L, Bianchini G, and Wilson M, eds., *Volcanism and Evolution of the African Lithosphere*. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 478:1–32.4
- Nzolang C (2005) Crustal evolution of the Precambrian basement in west Cameroon: inference from geochemistry, Sr–Nd isotopic and experimental investigation of some granitoids and metamorphic rocks. PhD Thesis, Graduate School of Science and Education. Niigata University, Japan, p 207
- Nzolang C, Kagami H, Nzenti JP, Holtz F (2003) Geochemistry and preliminary Sr–Nd isotopic data on the Neoproterozoic granitoids from the Bantoum area, west Cameroon. Evidence for a derivation from a Paleoproterozoic to Archean crust. *Polar Geosci* 16:196–226
- Ore Research and Exploration (2004) Certificate of analysis for ferruginous soil secondary reference material OREAS 45P Report 04/512_rev2, 37p.
- Smith JV, Brown WL (1988) *Feldspar Minerals: Second Revised and Extended Edition*. Springer Verlag, Berlin Heidelberg
- Suh CE, Sparks RSJ, Fitton JG, Ayonghe SN, Annen C, Nana R, Luckman A (2003) The 1999 and 2000 eruptions of Mount Cameroon: eruption behaviour and petrochemistry of lava. *Bull Volcanol* 65:267–281
- Sun S-S, McDonough WF (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A D. Saunders and M.J. Norry (Eds). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. London. 313–345.
- Tamen J, Nkoumbou C, Mouafo L, Reusser E, Tchoua F (2007) Petrology and geochemistry of monogenetic volcanoes of the Barombi Koto volcanic field (Kumba graben, Cameroon). *C R Geosci* 339:799–809
- Taylor SR, McLennan SM (1985) *The continental crust: Its composition and evolution*. Blackwell Scientific Pub, Oxford, 312p
- Toteu SF, Van Schmus RW, 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. *Precamb Res* 108:45–73
- Vernikovskiy VA, Pease VL, Vernikovskaya AE, Romanov AP, Gee DG, Travin AV (2003) First report of early Triassic A-type granite and syenite intrusions from Taimyr: Product of the northern Eurasian superplume. *Lithos* 66:23–66
- Vidal P (1994) *Géochimie*. Dunod, Paris, p 190
- Wang K, Plank T, Walker J D, Smith E I (2002) A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA. *J. Geoph. Res.* 107 (B1).
- Wang Q, Li J-W, Jian P, Zhao Z-H, Xiong X-L, Bao Z-W, Xu J-F, Li C-F, Ma J-L (2005) Alkaline syenites in eastern Cathaysia (South China): link to Permian–Triassic transtension Earth. *Planet Sci Lett* 230:339–354
- Wandji P (1995) Le volcanisme récent de la plaine du Noun (Ouest-Cameroun). *Volcanologie, pétrologie, géochimie et pouzzolanité*. Thèse Doct. Etat, Univ. Yaoundé I, Cameroun, 295p.
- Wandji P, Bardintzeff J-M, Ménard J-J, Tchoua F-M (2000) The alkaline fassaité bearing volcanic province of Noun plain (West-Cameroun). *N Jahrb Miner Mh* 1:1–14
- Wandji P, Tchokona S, Bardintzeff J-M, Bellon H, Platevoet B (2008) Rhyolites of the Mbèpët Massif in the Cameroon volcanic line: an

- early extrusive volcanic episode of Eocene age. *Mineral Petrol* 94:271–286
- Wandji P, Tsafack JPF, Bardintzeff JM, Nkouathio DG, Kagou DA, Bellon H, Guillou H (2009) Xenoliths of dunites, wehrlites and clinopyroxenites in the basanites from Batoke volcanic cone (Mount Cameroon, Central Africa): petrogenetic implications. *Mineral Petrol* 96:81–98
- Wass SY (1979) Multiple origins of clinopyroxenes in basaltic rocks. *Lithos* 12:115–132
- Weaver BL (1991) The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth Planet Sci Lett* 104:381–397
- Weis D, Frey FA (1991) Isotope geochemistry of the Ninetyeast Ridge basement basalts: Sr, Nd, and Pb evidence for involvement of the Kerguelen hot spot. *Proc Ocean Drill Program Sci Results* 121:591–610
- Xu C, Huang Z, Qi L, Fu P, Liu C, Li E, Gung T (2007) Geochemistry of Cretaceous granites from Mianning in the Panix region, Sichuan Province, southwestern China: implications for their generation. *J Asi Earth Sci* 29:737–750
- Yokoyama T, Aka FT, Kusakabe M, Nakamura E (2007) Plume–lithosphere interaction beneath Mt. Cameroon volcano, West Africa: Constraints from ^{238}U – ^{230}Th – ^{226}Ra and Sr–Nd–Pb isotope systematic. *Geochim Cosmochim Acta* 71:1835–1854