



HAL
open science

Croissance et différenciation crustales au Néoprotérozoïque : exemple du domaine panafricain du Mayo Kebbi au Sud-Ouest du Tchad

Moussa Isseini

► **To cite this version:**

Moussa Isseini. Croissance et différenciation crustales au Néoprotérozoïque : exemple du domaine panafricain du Mayo Kebbi au Sud-Ouest du Tchad. Sciences de la Terre. Université Henri Poincaré - Nancy 1, 2011. Français. NNT : 2011NAN10035 . tel-01746184

HAL Id: tel-01746184

<https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01746184v1>

Submitted on 29 Mar 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>

Faculté des Sciences et Techniques
UFR STMP
Ecole doctorale RP2E
Ressources, Produits, Procédés et Environnement

Thèse

Présentée pour l'obtention du titre de
Docteur de l'Université Henri Poincaré, Nancy I
Spécialité : Géosciences

Par Moussa ISSEINI

Croissance et différenciation crustales au Néoprotérozoïque Exemple du domaine panafricain du Mayo Kebbi au Sud-Ouest du Tchad

Soutenance publique le 24 Juin 2011

Membres du jury :

Rapporteurs:

Jean-Paul LIEGEOIS, *Professeur, Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren-Belgique*

Jean-François MOYEN, *Professeur, Université Jean Monnet, St Etienne – UMR LMV*

Examineurs:

Pierre BARBEY, *Professeur, Université Henri Poincaré, Nancy 1 – UPR CRPG*

Philippe GONCALVES, *Maître de Conférences, Université de Franche Comté, Besançon -UMR CE*

Encadrants:

Olivier VANDERHAEGHE, *Professeur, Université Henri Poincaré, Nancy 1 – UMR G2R*

A.-S. ANDRE-MAYER, *Maître de Conférences-HDR, Université Henri Poincaré, Nancy 1, UMR - G2R*

REMERCIEMENTS

Cette page, au début de tout, et qu'on ne rédige pourtant qu'à la fin, a été pendant ces quatre dernières années, l'objet d'un rêve inlassablement répété. C'est la fin qui rappelle le début. Et bien qu'il me manque la force nécessaire à l'issue de cette épreuve ardue, à la fois sur les plans physique et affectif, je ne me dérogerai point à la règle. Il n'est guère facile ici de faire les choses dans un ordre logique quelconque. Ainsi, après ma famille vers laquelle sont naturellement tournées toutes mes pensées en cette minute précieuse, viendront ceux que, dans notre redoutable jargon de thésard, nous qualifions de "chefs". Et après les chefs, la troupe de camarades, qui ici ou là-bas, a contribué durant toutes ces années, à me donner la force d'avancer.

Je pense à toi Zeinab, qui depuis notre première rencontre à l'université de Yaoundé au Cameroun, supporte mes innombrables défauts, en me rappelant au passage que le temps est peut-être venu de sortir de ces passages oniriques qui forment le tissu de mon existence. Je t'aime, et surtout, je t'aime!

Mes deux filles, nées pendant cette période de thèse. Ont dit du géologue que c'est un homme actif sur le terrain, je crois l'avoir trop bien retenu. Adorables petites, je suis d'abord tenté de vous laisser ici un conseil, mais je ne le ferai pas. Je laisse ce rôle à la vie, qui est si dure et qui ne sait faire que cela. Vous avez mis, depuis votre apparition dans ma vie, une lumière nouvelle.

Je pense à mon père et à ma mère. Merci pour tout. J'ai été, bien souvent, l'objet de vos tourments. J'aimerais pouvoir, maintenant, participer à vous donner davantage de joie et de bonheur.

Mes frères et sœurs, vous qui avez partagé mes souffrances, nos souffrances, vous qui avez partagé mes jeux: pour tous les moments passés, pour les moments à venir, nous resterons unis.

Olivier, Anne-Sylvie, Pierre Barbey, voilà des noms que je n'oublierai jamais. Merci, du fond du cœur, pour votre attention, vos enseignements, et les mille moments de bonheur que vous m'avez plus d'une fois fait goûter. Olivier, cette thèse n'aurait pu jamais commencer sans toi. Je revois le moment où, devant l'écran diaphane d'un ordinateur en fin de carrière, je tapais les premiers mots du mail que je me proposais à envoyer, tout à fait par hasard, à la première personne susceptible d'assurer l'encadrement d'une thèse dont je serai le bénéficiaire. Franchement, merci de m'avoir donné la chance de commencer, et de m'avoir accompagné jusqu'au bout.

Anne-Sylvie, sans toi, tout simplement cette thèse n'aurait pu avancer. Merci pour tout. Et surtout merci de m'avoir prêté une oreille attentive, de m'avoir donné des conseils, quand j'en avais besoin. Merci d'avoir contribué à me donner cette rigueur scientifique, moi qui suis mal à l'aise avec toute forme d'ordre et de rigueur.

Je remercie aussi Pierre, qui a toujours su donner les conseils qu'il fallait, les orientations cruciales. Merci pour ce coup de pouce généreux et décisif.

Je remercie très sincèrement M. Mahamat Barka, de l'IUPM, qui m'a beaucoup soutenu durant ces longues années. Je n'oublie pas non plus l'ambassade de France au Tchad, qui m'a octroyé une bourse grâce à laquelle cette thèse a pu être engagée.

Cette thèse a aussi été l'occasion de collaborations avec des scientifiques appartenant à divers laboratoires parmi lesquels le laboratoire Magmas et Volcans (LMV) de Clermont-Ferrand, le laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA) de Grenoble, le laboratoire Chrono-Environnement de Besançon, le Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Vandoeuvre-lès-Nancy. Je profite de cette occasion pour remercier ceux qui, dans ces différents laboratoires, ont contribué à faire avancer cette thèse: Philippe Goncalvès, Jean-Emmanuel Martelat, Brice Randrianasolo, Jean-Louis Paquette, Etienne Deloule.

Mes remerciements vont aussi à l'endroit de Dieudonné Rirabe, que j'ai d'abord eu comme étudiant dans le cadre de mes cours à l'IUPM, et qui a été d'un apport significatif lors de nos moments passés sur le terrain (les similis ont piqué, mais la vue est restée...)

Enfin, les amis. D'abord ceux d'ici: Pierronosaurus Olivius, mon invitation pour le Tchad tient toujours. On en profitera pour te marier à l'une de mes nombreuses cousines. Merci, pour tous les bons moments passés ensemble.

Micou Franiatte, merci pour tout, mon ami; maintenant, si tu veux, on va jouer à tous les jeux vidéos ensemble.

Rakhim et Askhar, toujours prêts à aider: vous faites comment les gars? S'il y a une drogue de la générosité, partagez avec nous; ou alors est ce le Koumis?

Luc siebenaller, faire ta connaissance, puis celle d'Audrey Billerot, voilà aussi des moments que je n'oublierai pas de mon passage en France. Sans le savoir, vous m'avez beaucoup aidé, dans les moments difficiles, à serrer les dents et résister à l'appel des rancœurs et dégoûts qui dans les moments de faiblesse, ont bien souvent failli m'emporter.

Merci, Wilfried, pour ta généreuse amitié et pour le Tchad' Nassara que tu m'as généreusement offert plusieurs fois chez toi. Tu es un frère.

Merci aussi Emmanuel Laverret (Manu), Merca, Aurelien et Aurelien, Cedric Demeurie (tu repasses quand au Tchad?); Patric Lagrange, Alain Kohler, Johann Ravaux, Ludovic Mouton, Vincent Merlet, Zyra, Marie-Odile Campadiou, Christine-Léonard, Laurence Moine, Liliane...

Au Tchad, je n'oublie pas mes amis de l'IUPM, ceux de l'Université de N'djamena: Sandrine, Jean Claude, Abdramane, Hamit, Diontar, etc. Merci également à Ismaël, Amarassou, Idriss de Léré...Et bien sûr, Ahmat Bip Bip et Yadé, mes frères d'armes de toujours.

Il faudra, Ahmat, qu'on redéfinisse les stratégies de la révolution à mon retour, maintenant que les camarades tombent de partout comme des mouches, et que, sur l'Afrique noire, la nuit noire a finit d'étaler son empire, effaçant à jamais le rugissement des lions endormis et consacrant le règne du ricanement des hyènes.

Si tu trouves de qui est cette phrase, alors seulement, je pourrais commencer à envisager que tu pourrais aussi être un homme cultivate (trop de conditionnel, hein? En tous cas à toi de deviner)!

Enfin, merci pour les mots!!!!!!!!!!!!

Nancy, 16 Mai 2011.

TABLE DES MATIÈRES

CHAPITRE I: CONTEXTE SCIENTIFIQUE ET OBJECTIFS	23
I. Introduction générale	25
1. Problématique et méthodologie	25
2. Signification des signatures petro-geochimiques	27
II. Composition et origine de la croûte continentale	34
1. Régime thermique, tectonique des plaques et croissance crustale	34
2. Les modèles de croissance crustale	40
CHAPITRE II: LES SUPERCONTINENTS NEOPROTEROZOIQUES ET L'OROGENESE PANAFRICAINNE	61
I. Introduction	63
II. Le Rodinia	64
III. Le Gondwana	66
1. Les différents types de ceintures orogéniques	71
2. La Province des métacratons	74
3. Reconstitution de l'assemblage du Gondwana	74
IV. Les manifestations de l'orogénèse panafricaine au Nord du craton du Congo et à l'Est du craton d'Afrique de l'Ouest	77
1. Les domaines du Socle Paléoproterozoïque à Archéen	77
2. Les domaines comprenant des phases d'accrétion pré-Néoproterozoïque et Néoproterozoïque	97
3. Les domaines juveniles	97
V. La Ceinture Orogénique d'Afrique Centrale	98
1. La chaîne panafricaine au Nigéria	99
2. La chaîne panafricaine au Cameroun	102
3. La chaîne panafricaine en République Centrafricaine	106
4. La chaîne panafricaine au Tchad	107
VI. Conclusion	117

**CHAPITRE III: LE SOCLE PANAFRICAIN DU MAYO KEBBI: CARTOGRAPHIE ET
CARACTERISATION LITHOLOGIQUE ET STRUCTURALE** **141**

I.	Introduction	143
II.	Historique des travaux cartographiques	143
III.	Les grands ensembles lithologiques et tectoniques	145
IV.	L'apport des images spatiales	149
	1. Caractéristiques de la scène 220-355 du satellite Landsat ETM+	149
	2. Traitements	150
	3. Résultats intermédiaires	166
V.	Les données issues des travaux de terrain	168
	1. Le secteur de Figuil	169
	2. Le secteur de Siaoua-Teuchene	173
	3. Le secteur de Zalbi-Léré	178
	4. Le secteur des chutes Gauthiot	183
	5. Le secteur de Goueygoudoum	184
VI.	Conclusions	186
	1. Les principaux ensembles lithotectoniques	186
	2. Les différentes phases de la déformation finie	187
	3. Le métamorphisme	188

**CHAPITRE IV LES CEINTURES DE ROCHES VERTES DU SUD-OUEST DU TCHAD:
CONTEXTE TECTONIQUE ET MÉCANISMES DE L'ACCRÉTION CRUSTALE ASSOCIÉS
AUX STADES PRÉCOCES DE L'ÉVOLUTION DU MASSIF DU MAYO KEBBI** **193**

I.	Introduction	195
II.	Les types pétrographiques	196
	1. Les séries métavolcanosédimentaires	196
	2. Le complexe mafique et intermédiaire (CMI)	210

CHAPITRE IV (SUITE): ARC/BACK-ARC JUVENILE ACCRETION AND EVIDENCE FOR A SUTURE ZONE IN THE PAN-AFRICAN MAYO KEBBI MASSIF (SOUTHWESTERN CHAD): PETROLOGICAL, GEOCHEMICAL AND GEOCHRONOLOGICAL CONSTRAINTS 213

I.	Introduction	215
II.	Geological framework and previous work	215
III.	Field observations and petrology	219
	1. MIP complex	222
	2. Zalbi group	223
	3. Goueygoudoum group	227
IV.	Geochemistry	227
	1. Major elements	227
	2. Trace elements	229
V.	Geochronology	237
VI.	Sr and Nd isotopes	239
VII.	Discussion and conclusion	241

CHAPITRE V: THE MAYO KEBBI BATHOLITH (CHAD-CAMEROON): ORIGIN, AGE AND IMPLICATIONS FOR THE PANAFRICAN OROGENY 255

I.	Introduction	257
II.	The Mayo Kebbi batholith within the Central African Orogenic Belt	259
III.	The Mayo Kebbi batholith	261
	1. The magmatic complex of Gauthiot Falls	262
	2. The magmatic complex of Lere	264
	3. The magmatic complex of Figuil	267
IV.	Geochemistry	268
	1. Major elements	268
	2. Trace elements	271
V.	LA-ICPMS U-Pb geochronology	275
	1. Hornblende-biotite tonalite (Lere magmatic complex)	275
	2. Biotite tonalite (Lere magmatic complex)	276
	3. Syntectonic orthogneissic tonalite (Figuil magmatic complex)	277

VI.	Sr and Nd isotopes	278
VII.	Discussion	280
	1. Partial melting of metasomatized mantle peridotites	281
	2. Evidence for slab melting and intra-crustal differentiation	281
	3. Evidence for reworking of a Pre-Neoproterozoic basement	283
VIII.	Conclusion	284

CHAPITRE VI: A-TYPE GRANITES FORMED BY EXTREME DIFFERENTIATION OF METASOMATIZED MANTLE-DERIVED LIQUIDS: THE CASE OF THE ZABILI GRANITIC PLUTON (MAYO KEBBI, SOUTH-WESTERN CHAD) **303**

I.	Introduction	305
II.	Localization and geological setting	306
III.	Petrology and geochemistry	308
	1. Field observations	307
	2. Rock types	308
IV.	Geochemistry	309
	1. Major and trace elements	309
	2. Accessory minerals thermometry	312
V.	U-Pb SIMS geochronology	313
VI.	Sr and Nd isotopes	314
VII.	Discussions and conclusion	315
	1. Source and evolution of the parental magma	317
	2. Conclusion	320

CONCLUSIONS-DISCUSSION **327**

PERSPECTIVES **339**

LISTE DES FIGURES

Chapitre I

Figure 1.1: Localisation géographique du Mayo Kebbi, secteur d'étude (étoile rouge) sur la carte géographique de l'Afrique.

Figure 1.2: Réactions de fusion pour les assemblages à plagioclase + amphibole \pm biotite \pm quartz (compositions tonalitiques à amphibolitiques) d'après Moyen (2008).

Figure 1.3: Différentes séries des granitoïdes à plagioclase issus de la fusion d'assemblages à plagioclase–amphibole–biotite distinguées en fonction de la composition de la source et de la profondeur de fusion (d'après Moyen, 2008).

Figure 1.4: Comparaison des LSA (cercles ouverts), HSA (cercles peins) et liquides expérimentaux (champ gris) d'après Martin (2005).

Figure 1.5: Les différents marqueurs tectoniques et leur évolution au cours du temps (d'après Moyen, 2008)

Figure 1.6: Exemple de formation de magmas TTG sans subduction (modifiée d'après Bédard (2006).

Figure 1.7: Pourcentages des variations des modèles de composition globale de la croûte continentale comparés à la composition d'une andésite moyenne.

Figure 1.8: Proportion des éléments incompatibles dans la croûte continentale (modifiée d'après Rudnick et Fountain, 1995).

Figure 1.9: Profils des terres rares correspondant aux différentes sections de la croûte continentale (modifiée d'après Rudnick et Fountain, 1995) et modèles de composition de la croûte continentale globale.

Figure 1.10: Modèles d'évolution des taux de croissance crustale au cours du temps (modifiée d'après White, 1998).

Figure 1.11: Spectres multiéléments normalisés au manteau primitif (Sun and McDonough, 1989) des différents modèles de composition globale de la croûte continentale

Figure 1.12: Histogramme des ratios Sr/Nd et La/Nb des magmas d'arcs et des TTG comparés aux ratios équivalents de la croûte continentale globale)

Figure 1.13: Courbes théoriques de mélanges entre des magmas intraplaques, représentés par une composition moyenne d'OIB (Sun et McDonough, 1989) et des magmas de marges actives, calculées pour les ratios La/Nb (en haut) et Sr/Nd (en bas).

Chapitre II

Figure 2.1: Succession des périodes d'assemblage et fragmentation des supercontinents depuis 3 Ga (modifiée d'après Condie, 1998).

Figure 2.2: Reconstitution du supercontinent Rodinia après son assemblage définitif et avant sa fragmentation (Li et al., 2008).

Figure 2.3: Reconstitution simplifiée de la configuration du supercontinent Gondwana entre 600 et 545 Ma (modifiée d'après Trompette, 2000 ; Grunow et al., 1996).

Figure 2.4: Reconstruction du Gondwana à la fin de son assemblage, autour de 530 Ma (modifiée d'après Grunow et al., 1992).

Figure 2.5: Principaux domaines cratoniques et chaînes néoproterozoïques issus de l'assemblage du Gondwana vers 530 Ma, orientés conformément aux pôles de l'époque (modifiée d'après Trompette, 2000).

Figure 2.6: Principales chaînes panafricaines de la bordure est du Gondwana et localisation de la province polycyclique des métacratons ou « NE-Brazil Central Africa polycyclic province » (modifiée d'après Trompette, 2000).

Figure 2.7: Les empreintes de l'orogénèse panafricaine au Nord du craton du Congo et à l'Est du craton d'Afrique de l'Ouest (modifiée d'après Abdelsalam et al., 2002).

Figure 2.8: Extension de la chaîne panafricaine en Afrique centrale (modifiée d'après Toteu et al., 2004).

Figure 2.9: Structure des domaines panafricains au Nigéria entre le craton ouest africain, le bouclier Touareg (Hoggar central, Iforas, Aïr, chaîne pharusienne), le domaine du Sahara oriental et le craton du Congo (modifiée d'après Ferré et al., 1996).

Figure 2.10: Carte géologique du Cameroun et extensions au sud-ouest du Tchad et à l'ouest de la République centrafricaine (redessinée d'après Nzenti et al., 1994 ; Toteu, 2004 ; 2006).

Figure 2.11: Carte géologique simplifiée du Tchad (modifiée d'après Wolf, 1964) montrant les affleurements de socle précambrien dans les massifs du Mayo Kebbi, Mbaïbokoum, Ouaddaï, Tibesti et Guéra.

Figure 2.12: Carte gravimétrique du bassin du Tchad montrant l'anomalie gravimétrique positive de Louis (1970) passant par le Mayo Kebbi au Sud-Ouest du Tchad (modifiée d'après la carte gravimétrique du bassin du Tchad, anomalies de Bouguer, document ORSTOM, 1969).

Figure 2.13: Carte géologique du Ouaddaï méridional (modifiée d'après Projet minier/DRGM).

Figure 2.14: Carte géologique du Tibesti (modifiée d'après Suayah et al., 2006).

Figure 2.15: Carte géologique du Mayo Kebbi (modifiée d'après Penaye et al., 2006).

Chapitre III

Figure 3.1 : Carte géologique du Mayo Kebbi (modifiée d'après Wacrenier, 1953).

Figure 3.2 : Carte structurale (linéaments et trajectoires de foliation) du Mayo Kebbi (Poulet et al., 2006).

Figure 3.3 : Localisation (A) de la scène 220-355 du satellite Landsat ETM+ (B) et principales caractéristiques (C).

Figure 3.4: Principe de la modification de la dynamique d'une image par étalement linéaire des niveaux de gris (source : <http://52north.org/communities/ilwis/ilwis-userguide>)

Figure 3.5: Exemple d'histogramme représentant le nombre de pixels par valeur de réflectance et tableau statistique correspondant générés sous Ilwis 3.06 pour la bande ETM+ 10.

Figure 3.6: Comparaison de la bande ETM+ 10 brute (A) à la bande correspondante générée par modification dynamique utilisant un étalement linéaire des niveaux de gris (B).

Figure 3.7: Exemples de compositions colorées RGB utilisant les bandes dynamiquement modifiées ETM+80/ETM+62/ETM+10 (A) et ETM+70/ETM+30/ETM+20 (B).

Figure 3.8 : Exemple d'utilisation des images Google Earth de haute résolution (B & D) pour la détermination des contours d'intrusions de petites dimensions comme le granite de Fianga. Comparaison avec l'image satellite Landsat ETM+ en composition colorée ETM+70/ETM+30/ETM+20 (A & C).

Figure 3.9: Exemple de « décorrélation » de bandes par analyse en composantes principales.

Figure 3.10: Représentativité en pourcentage de valeurs propres des différentes bandes générées par ACP.

Figure 3.11: Comparaison des bandes ETM+ 10 (A & B) et ACPETM+10 (C & D).

Figure 3.12: Composition colorée produite à partir des bandes ACPETM+10/ACPETM+20/ACPETM+30. Mise en évidence de la discordance Tertiaire/Quaternaire (Discordance 2).

Figure 3.13 : Principe de la convolution (ou filtrage) d'une image.

Figure 3.14 : Extraction du réseau hydrographique (lignes bleues) et des linéaments (lignes rouge) à l'échelle de la scène 220-355 à partir de la bande ACPETM+10 traitée par filtrage Laplacien 3x3 puis modification de la dynamique par étalement linéaire.

Figure 3.15: A : Extraction des contours de la tonalite de Guegou, du batholite tonalitique de Léré, du CMI (complexe mafique et intermédiaire) et des formations Crétacé au sud du lac Léré dans la partie occidentale de la zone d'étude.

Figure 3.16: Exemples d'extraction des trajectoires de foliation et contours lithologiques dans la partie SW de la scène 220-355 Landsat ETM+ (localisation de cette partie : voir figure 14 ou fenêtre inférieure du panneau latéral gauche en A).

Figure 3.17 : Illustration de l'effet de topographie (source : <http://52north.org/communities/ilwis/ilwis-userguide>).

Figure 3.18 : Mise en évidence de structures circulaires dans le batholite des chutes Gauthiot.

Figure 3.19: Exemple de classification (20 classes) basée sur la composition colorée ACPETM+10/ACPETM+20/ACPETM+30.

Figure 3.20: Carte de localisation des secteurs étudiés sur la scène 220-355 du satellite Landsat ETM+.

Figure 3.21 : Types lithologiques et déformation dans le secteur de Figuil.

Figure 3.22: A: Transposition de veines quartzofeldspathiques et foliation dans les orthogneiss de Figuil.

Figure 3.23: Carte géologique du secteur de Figuil.

Figure 3.24: Les différents types pétrographiques observés dans la zone de Siaoua et leur chronologie relative.

Figure 3.25: Structures de la déformation finie dans la métadiorite de Siaoua.

Figure 3.26: Structures de la déformation finie dans le secteur de Poubame.

Figure 3.27: A: Bloc diagramme résumant la distribution des différents types pétrographiques et la déformation dans la série de Zalbi.

Figure 3.28: A: Carte géologique et structurale des secteurs de Figuil, Siaoua-Teuchene et Zalbi-Léré.

Figure 3.29: Les différents types pétrographiques du secteur des chutes Gauthiot.

Figure 3.30: Aspect macroscopique de la "carbonatite" de Goueygoudoum.

Chapitre IV

Figure 4.1: Aspects macroscopiques des métagabbros de la ceinture métavolcanosédimentaire de Zalbi.

Figure 4.2: Composition minéralogique et microstructure des métagabbros de la série métavolcanosédimentaire de Zalbi.

Figure 4.3: Caractères macroscopiques des metabasalts de la série métavolcanosédimentaire de Zalbi.

Figure 4.4: Composition minéralogique des metabasalts de la série de Zalbi.

Figure 4.5: A: mégaboudin de metabasite montrant une orientation NNE-SSW de son grand axe, parallèle à l'orientation moyenne de la ceinture métavolcanosédimentaire de Zalbi. . B: veines de quartz conformes à la schistosité recoupées par des filons de calcite dans un mégaboudin de metabasite (Mayo Binder, Zalbi).

Figure 4.6: Composition et microstructure des metabasites de la ceinture volcanosédimentaire de Zabili.

Figure 4.7: Aspects microscopiques des leucogneiss de la série métavolcanosédimentaire de Zalbi.

Figure 4.8: Aspects macroscopiques des métasédiments de la ceinture métavolcanosédimentaire de Zalbi montrant des micaschistes grauwakeux au contact des séricitoschistes.

Figure 4.9: Aspects microscopiques des métasédiments de la série de Zalbi

Figure 4.10: Composition et microstructure des chloritites (A) et chloritoschistes (B) de la série de Zalbi.

Figure 4.11: Composition minéralogique des talcschistes révélées au microscope polarisant

Figure 4.12: A: composition de la "carbonatite" de Goueygoudoum.

Figure 4.13: A: composition minéralogique des métasédiments de la série de Goueygoudoum.

Figure 4.14: Aspects à l'affleurement de la métadiorite de Siaoua attribuée au CMI.

Figure 4.15: A: transformation du plagioclase en épidote avec préservation du cœur dans la métadiorite de Siaoua.

Chapitre IV (suite)

Figure 1: Geological sketch map showing the location of Central African Orogenic Belt (CAOB).

Figure 2: Geological sketch map showing the main domains of the Central African Orogenic Belt (CAOB) redrawn after Toteu et al. (2004).

Figure 3: Geological sketch map of southwestern Chad (redrawn from Penaye et al., 2006).

Figure 4: Geological sketch map of the Lere area drawn from field observations and analysis of satellite images using Ilwis software.

Figure 5: Mineral compositions and microstructures of Boloro (A, B, C) and Siaoua (D, E, F) metadiorites representing the MIP complex in the Pan-African Mayo Kebbi massif (southwestern Chad).

Figure 6: Microphotographs showing details of metagabbros and metabasalts of Zalbi group

Figure 7: Microphotographs showing details of metabasites, metagrauwacke, talcshists and chloritoschists from Zalbi group.

Figure 8: Major element compositions for Goueygoudoum group, Zalbi group and the MIP complex.

Figure 9: REE (A) and incompatible trace elements (B) patterns for the MIP complex rocks normalized to chondrite (Boynnton, 1984) and primitive mantle (Sun and McDonough, 1989) respectively.

Figure 10: REE (normalized to Boynnton, 1984) and spiderdiagrams (normalized to Sun and McDonough, 1989) for Zalbi and Goueygoudoum groups.

Figure 11: BSE images of zircons from metadiorite sample MK20A (A, B), metabasalt MK11B (D, E) and Tera-Wasserburg diagrams for analyzed zircons.

Figure 12: Plot of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs ϵNd calculated at 700 Ma for metagabbros, metabasalts and one sample of metabasite from Zalbi group.

Chapitre V

Figure 1 : Geological sketch map showing the location of Central African Orogenic Belt (CAOB) and its three distinct domains. (modified after Abdelsalam et al., 2002).

Figure 2: Geological sketch map showing the main domains of the Central African Orogenic Belt (CAOB) redrawn after Toteu et al. (2004).

Figure 3: Geological sketch map of south-western Chad and Northern Cameroon (redrawn after Penaye et al., 2006)

Figure 4: Microphotographs showing details of studied samples from Gauthiot Falls, Lere and Figuil magmatic complexes of the Mayo Kebbi batholith.

Figure 5: Nomenclature of amphiboles from several studied samples using the classification scheme of Leake et al. (1997).

Figure 6: Major elements compositions of the studied rocks.

Figure 7: REE patterns of the studied rocks.

Figure 8: Primitive mantle (Sun and McDonough, 1989) normalized incompatible elements patterns for the studied rocks.

Figure 9: BSE images of different types of zircon from sample MK18B and Tera-Wasserburg diagram for analyzed zircons

Figure 10: BSE images of different types of zircon from sample MK1A and Tera-Wasserburg diagram for analyzed zircons.

Figure 11 : BSE images of different types of zircon from Figuil orthogneissic tonalite MK4 and Tera-Wasserburg diagram for analyzed zircons.

Figure 12: A : Isotopic evolution of Nd vs time for the studied rocks from the Mayo Kebbi batholith in south-western Chad and Northern Cameroon.

Chapitre VI

Figure 1: Location and geology of the Mayo Kebbi massif.

Figure 2: Geological sketch map and cross section of the various lithotectonic units of the Pan-African orogenic belt outcropping between Lere (southwest Chad) and Figuil (North Cameroon).

Figure 3: Field and microscopic aspects of the fine-grained (A, B, E), the mylonitic (C, F) and the coarse-grained (D, G) facies from the Zabili granitic pluton.

Figure 4: Major and trace elements classification of the Zabili granitic pluton.

Figure 5: REE and trace elements patterns of the Zabili granitic pluton compared to average crustal (green lines) and mantle (red lines) derived A-type granites from the Mumbulla suite, southeastern Australia (Collins et al., 1982), Songpan Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau (Zhang et al., 2007), Kwandonkaya anorogenic ring complex, Nigeria (Sakoma, 1996) and Rustfjellet, southern Norway (Auwera et al., 2003).

Figure 6: Concordia diagrams for type I (A) and type II (B) zircons from the Zabili granitic pluton.

LISTE DES TABLEAUX

Chapitre I

Tableau 1.1: Compositions en éléments majeurs de la croûte continentale globale.

Tableau 1.2: Teneurs en éléments en traces des différents modèles de composition de la croûte continentale globale.

Chapitre II

Tableau 2.1: Données géochronologiques et isotopiques relatives au socle Précambrien au nord du craton du Congo et à l'est du craton d'Afrique de l'Ouest

Chapitre III

Tableau 3.1 : Les différents canaux ou bandes du satellite Landsat ETM+ et leurs caractéristiques.

Tableau 3.2 : Gammes initiales des niveaux de gris étalées entre 0 et 255 pour l'ensemble des bandes de la scène 220-355.

Tableau 3.3 : Résultats statistiques de l'Analyse en Composantes Principales et représentativité en termes de valeurs propres des différentes bandes.

Chapitre IV

Table 1: Chemical analysis of rocks from Zalbi group, Goueygoudoum group and MIP Complex

Table 2: U-Th-Pb results on zircons from metabasalt MK11B (Zalbi group) and Boloro metadiorite MK20A (MIP complex) analyzed using LA-ICPMS at laboratoire Magmas et Volcans (Clermont-Ferrand, France).

Table3: Results of Nd analysis for metagabbros, metabasalts and metabasites from the Zalbi group.

Chapitre V

Table 1 : Chemical analysis of the studied rocks.

Table 2 : U-Th-Pb results on zircons from orthogneissic tonalite MK4 (Figuil), hornblende-biotite tonalite MK18B (Guegou) and biotite tonalite MK1A (Mabadge) analysed using LA-ICPMS at Laboratoire Magmas et Volcans (Clermont-Ferrand, France).

Table 3 : Results of Sr and Nd isotopes for the studied rocks.

Chapitre VI

Table 1 : Major and trace elements analysed from the Zabili granitic pluton.

Table 2 : U-Pb-Th isotopic compositions from the Zabili granitic pluton and corresponding Pb/U ages.

Table 3 : Rb-Sr and Sm-Nd isotopic compositions for the Zabili granitic pluton, tonalites of the Mayo Kebbi batholith related to Neoproterozoic juvenile accretion or intra-crustal differentiation and the orthogneissic tonalite from Figuil.

Résumé

Le massif du Mayo Kebbi au sud-ouest du Tchad est localisé entre le craton du Congo au Sud, le craton Ouest Africain à l'Ouest et le Métacraton du Sahara à l'Est. Formé au cours de l'orogénèse panafricaine, entre 800 et 570 Ma, il est constitué de deux ceintures de roches vertes (Zalbi et Goueygoudoum), trois complexes magmatiques (Chutes Gauthiot, Léré et Figuil) et des intrusions post-tectoniques distingués sur la base de leurs caractères structuraux, pétrologiques, géochimiques et géochronologiques. L'évolution géodynamique de ce massif comprend les phases suivantes:

Phase 1: Mise en place d'un complexe mafique et intermédiaire (CMI) dont la métadiorite de Boloro datée à 748 ± 4 Ma (U-Pb sur zircon). Cette métadiorite, riche en terres rares, se caractérise par $La_N/Yb_N \sim 12$, $Sr/Y > 32$, teneurs en LILE, Cr, Ni élevées et des anomalies négatives en Nb-Ta. Ces caractéristiques sont attribuées à la fusion partielle de la plaque océanique plongeante et interaction des magmas produits avec le coin mantellique au cours de leur ascension.

Phase 2: Mise en place des métagabbros et métabasalts (700 ± 10 Ma: U-Pb sur zircon) de la série métavolcano-sédimentaire de Zalbi. Ces roches sont caractérisées par un découplage LILE/HFSE, des anomalies négatives en Nb-Ta et des rapports La_N/Yb_N indiquant un fractionnement faible à modéré des terres rares. En particulier, leurs caractères géochimiques sont similaires à ceux des bassins arrière-arcs modernes. La signature isotopique en Sr et Nd de ces roches exclut toute contamination par une croûte continentale ancienne au moment de leur mise en place. CMI et série métavolcano-sédimentaires, regroupés dans le cadre des ceintures de roches vertes, représentent ainsi une accretion juvénile en contexte d'arc insulaire/bassin arrière-arc.

Phase 3: La métadiorite quartzique syntectonique du complexe magmatique des chutes Gauthiot (665 ± 1 Ma: âge U-Pb sur zircon, Penaye *et al.*, 2006) correspond à la mise en place de magmas contemporains d'une première collision, qui implique le massif du Mayo Kebbi et le bloc rigide de l'Adamaoua-Yadé à l'Est. Cet événement marque le début de la fermeture du bassin arrière-arc de Zalbi et d'un épaissement crustal.

Phase 4 : L'épaississement est responsable de la différenciation intracrustale par fusion partielle des roches accrétées au cours des phases précédentes à la base de l'arc. Pendant cette phase se mettent en place des magmas tonalitiques, dont les tonalites à hornblende-biotite des chutes Gauthiot et la tonalite de Guegou (complexe magmatique de Léré) datée à 647 ± 5 Ma (U-Pb sur zircon). Les magmas produits ont des caractères de magmas TTG et laissent un résidu à grenat à la base de la croûte continentale.

Phase 5: La tonalite syntectonique du complexe magmatique de Figuil, datée à 618 ± 6 Ma (U-Pb sur zircon), se distingue par ϵNd initial = -3 et $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial = 0,7073. Les signatures isotopiques de cette tonalite démontrent l'implication dans le magmatisme d'une croûte Pré-Néoprotérozoïque. Elle est contemporaine d'une deuxième collision qui fait intervenir le massif du Mayo Kebbi et le domaine Occidental de la Ceinture Orogénique d'Afrique Centrale.

Phase 6: La mise en place du granite de type A de Zabali à 567 ± 10 Ma (âge U-Pb sur zircon) est associée aux dernières manifestations magmatiques du cycle orogénique panafricain (intrusions post-tectoniques). Les caractères géochimiques (appauvrissement extrême en Sr, Eu, Ca, Mg, Ni) et isotopiques (ϵNd initial = +3 à +7) de ce granite indiquent une origine par cristallisation fractionnée poussée à partir de magmas d'origine mantellique et contamination de ceux-ci au cours de leur mise en place dans la croûte supérieure par une composante crustale ancienne.

Mots-clés : Chaîne panafricaine, croissance crustale, différenciation crustale, Mayo Kebbi, Néoprotérozoïque.

Abstract

The Mayo Kebbi massif (south-western Chad) is located between the Congo craton, the West African craton and the Saharan Metacraton. It consists of two greenstone belts (Zalbi and Goueygoudoum), three magmatic complexes (Gauthiot falls, Lere, Figuil) and post-tectonic intrusions distinguished on the basis of their structural, petrological, geochemical and geochronological characteristics. The geodynamic evolution of this massif includes the following phases:

Phase 1: Emplacement of the Mafic to Intermediate Plutonic (MIP) complex. The Boloro metadiorite, which belongs to this complex, is dated at 748 ± 4 Ma (U-Pb zircon age). This metadiorite is enriched in REE and characterized by $La_N/Yb_N \sim 12$, $Sr/Y > 32$, high LILE, Cr and Ni contents but negative anomalies in Nb-Ta. These features are attributed to partial melting of the slab followed by interaction of the produced magmas with the mantle wedge during their ascent.

Phase 2: Emplacement of metagabbros and metabasalts (700 ± 10 Ma: U-Pb zircon age) of the Zalbi metavolcanic-sedimentary group. These rocks are characterized by a decoupling of LILE and HFSE, negative Nb-Ta anomalies, weak to moderate LREE fractionation relative to HREE. In particular, their geochemical characteristics are similar to modern back-arc basins. The isotopic compositions of Sr and Nd of these rocks preclude any contamination by old continental crust of the related magmas during their emplacement. Accordingly, the MIP complex and the Zalbi metavolcanic-sedimentary group are associated to juvenile accretion in an island arc/back-arc basin tectonic setting.

Phase 3: The syntectonic quartz metadiorite of Gauthiot Falls magmatic complex (665 ± 1 Ma: U-Pb zircon age, Penaye *et al.*, 2006) is emplaced during a first collision event, which involves the Mayo Kebbi massif and the Adamaoua-Yade domain to the east. This event marks the beginning of the closure of the Zalbi back-arc basin and crustal thickening.

Phase 4: The thickening is responsible of intra-crustal differentiation by partial melting of rocks accreted during the previous phases at the base of the arc. During this phase, several tonalitic intrusions are emplaced, including hornblende-biotite tonalites of Gauthiot Falls and Guegou tonalite (Lere magmatic complex). The latter is dated at 647 ± 5 Ma (U-Pb zircon age). The produced magmas have typical features of TTG magmas, leaving a garnet bearing residue at the base of the continental crust.

Phase 5: The syntectonic tonalite of Figuil magmatic complex dated at 618 ± 6 Ma (U-Pb zircon age), is characterized by initial $\epsilon Nd = -3$ and initial $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7073$ attesting for the involvement of pre-Neoproterozoic crust on its origin. It marks a second collision event between the Mayo Kebbi massif and the Western domain of the Central African Orogenic Belt to the west.

Phase 6: The Zabali A-type granite emplaced at 567 ± 10 Ma (U-Pb zircon age) and is related to the last magmatic events of the Pan-African orogenic cycle (post-tectonic intrusions). The geochemical (low Sr, Eu, Ca, Mg, Ni) and isotopic compositions (initial $\epsilon Nd = +3$ to $+7$) of this granite point to an origin involving extreme fractionation of mantle-derived magmas which interacted with an old crustal component during their emplacement in the upper continental crust.

Keywords: Pan-African orogenic belt, crustal growth, crustal differentiation, Mayo Kebbi, Neoproterozoic.

CHAPITRE I

CONTEXTE SCIENTIFIQUE ET OBJECTIFS

I. Introduction générale

1. Problématique et méthodologie

Le présent travail a pour objectifs de comprendre les mécanismes de formation et d'évolution de la croûte continentale dans un segment de la chaîne panafricaine dans la région du Mayo Kebbi, au sud-ouest du Tchad (Figure 1.1). La formation et l'évolution de la croûte continentale impliquent des mécanismes qui doivent être considérés à l'échelle du système croûte-manteau. La nature de ces mécanismes, leur contexte tectonique et leurs variations (quantitatives et qualitatives) au cours de l'histoire de la Terre sont la base des différents modèles de croissance crustale. Ces modèles insistent généralement sur un aspect particulier de la question (composition de la croûte continentale, mécanismes et cadre tectonique de la croissance crustale, taux de croissance crustale, etc.). Nous utilisons plusieurs approches dans le cadre de cette étude sur le socle panafricain du Mayo Kebbi. L'origine (sources et mécanismes) et l'évolution (recyclage, remobilisation, différenciation) des matériaux crustaux est discutée essentiellement sur la base de leurs caractères géochimiques (éléments majeurs et en traces), isotopiques (Sr, Nd) et géochronologiques (âges modèles Nd et géochronologie U-Pb sur zircon). En parallèle, la caractérisation pétrologique et structurale des formations étudiées apportera des informations supplémentaires qui permettront de contraindre le contexte tectonique associé à ces différents événements. L'ensemble des résultats obtenus servira à dégager la nature de ce segment de croûte Néoprotérozoïque et sa signification dans le cadre de la chaîne panafricaine. Les méthodes analytiques utilisées dans le cadre de ce travail et les traitements appliqués aux données brutes seront expliqués au fur et à mesure de leur apparition dans le texte ou reportés en annexes de ce document. La présentation des résultats (synthèse bibliographique, observations de terrain, études des lames minces et analyses en laboratoire) est organisée en six chapitres. Le premier chapitre décrit le contexte scientifique global et pose la problématique abordée. Dans le deuxième chapitre seront présentés les Supercontinents du Néoprotérozoïque (Rodinia et Gondwana) et l'orogénèse panafricaine. La cartographie et la caractérisation pétrologique et structurale

des principales unités lithologiques et tectoniques du Mayo Kebbi sont abordées dans le troisième chapitre. Les chapitres 4, 5 et 6 présentent les résultats obtenus (pétrologie, géochimie et géochronologie) sur les principaux ensembles identifiés au troisième chapitre. Les résultats obtenus dans les différents chapitres sont résumés et discutés à la fin de ce mémoire (chapitre "discussions") en relation avec (i) la croissance et l'évolution de la croûte continentale dans le massif du Mayo Kebbi au cours de l'orogénèse panafricaine et (ii) les implications pour l'évolution géodynamique de la chaîne Panafricaine. Des perspectives mettent un terme à la présente thèse et proposent des pistes à suivre pour les travaux de recherche ultérieurs.



Figure 1.1: Localisation géographique du Mayo Kebbi, secteur d'étude (étoile rouge) sur la carte géographique de l'Afrique.

2. Signification des signatures petro-geochimiques des roches magmatiques en termes de processus magmatiques et de contexte geodynamique: Exemples des TTG et des adakites

2.1. Les TTG (Tonalites-Trondhjemites-Granodiorites)

Les TTG représentent une série de granitoïdes principalement associés aux terrains d'âge Archéen et Paléoproterozoïque dont elles représentent la plus grande partie (Condie, 1976; Condie, 1981; Jahn *et al.*, 1984; Taylor et McLennan, 1985; Martin, 1994; Condie, 2005; Martin, 2009). Ces roches sont définies suivant des critères minéralogiques et géochimiques précis (Martin, 1993; Martin *et al.*, 2005; Moyen, 2008). Ce sont des roches felsiques riches en quartz (20-35%) et plagioclase (45-60%) accompagnés de biotite (5-15%), hornblende (1 à 2%) et de minéraux accessoires (0,5 à 1,5%), dont l'épidote (allanite, pistachite), le sphène et le zircon (Moyen, 2008). Le feldspath potassique est en faible proportion (<10%), voire absent. Sur le plan géochimique, ce sont des roches acides ($\text{SiO}_2 > 64\%$) riches en Al_2O_3 , sodiques ($3\% < \text{Na}_2\text{O} < 7\%$; $\text{K}/\text{Na} < 0,5$) et métalumineuses ($\text{A}/\text{CNK} \approx 1$). Elles sont pauvres en ferromagnésiens ($\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 < 5\%$; $\text{Mg}\# \approx 0,43$) et leurs teneurs moyennes en Ni et Cr sont respectivement de l'ordre de 14 et 29 ppm (Martin *et al.*, 2005). Ces roches se caractérisent par des teneurs élevées en Sr, généralement supérieures à 300 ppm (Condie, 2005), et en La ($\text{La}_N = 50-100$; Moyen, 2008), mais par des teneurs faibles en Yb et Y, respectivement inférieures à 1,8 ppm et 20 ppm (Condie, 2005). Ceci est à l'origine de leurs rapports $(\text{La}/\text{Yb})_N$ et Sr/Y élevés (Martin, 1993). En général, on n'observe pas d'anomalies en Eu. Des anomalies négatives en Nb, Ta et parfois Ti rapprochent ces roches des magmas d'arcs actuels (Martin, 1993). Les principaux modèles génétiques basés sur des observations géochimiques (Drummond et Defant, 1990; Martin, 1994; Martin, 1987) et des travaux expérimentaux (Moyen et Stevens, 2006; Drummond et Defant, 1990; Rapp *et al.*, 1999) suggèrent la fusion d'une source de composition mafique en présence du grenat et d'amphibole comme phases résiduelles pour rendre compte de la composition de ces magmas. Cependant le contexte géodynamique associé à la génération des magmas TTG reste discuté. On peut citer comme principales hypothèses

(1) la fusion d'une croûte océanique en subduction suivant des gradients géothermiques relativement élevés (Barker, 1979; Condie, 1981; Foley *et al.*, 2002; Jahn *et al.*, 1981; Martin, 1994; Martin *et al.*, 2005) ou (2) la fusion de la base d'une croûte mafique épaissie en contexte intraplaque (Kay et Kay, 1991; Van Kranendonk *et al.*, 2004; Bédard, 2006). Un modèle plus ancien proposait une origine par cristallisation fractionnée d'un magma basaltique en présence du grenat comme phase au liquidus (Arth *et al.*, 1978; Arth, 1979; Barker, 1979). Plusieurs travaux (Martin et Moyen, 2002; Smithies, 2000; Smithies et Champion, 2000) ont permis de mettre en évidence des changements progressifs de la composition des TTG entre 4 et 2,5 Ga, particulièrement illustrés par une diminution de la teneur en silice et une augmentation de Mg# (0,45 à 0,65), Ni (30 à 70 ppm), Cr (50 à 200 ppm), Sr (550 à 1200 ppm), Na₂O + CaO (9 à 11%), interprétés comme le résultat d'une interaction de plus en plus forte entre le coin mantellique et les liquides felsiques liés à la fusion du slab, due à une profondeur de fusion de plus en plus élevée, compatible avec un refroidissement global de la Terre dans cet intervalle de temps.

Récemment (Moyen, 2008), il a été démontré que les caractères minéralogiques et géochimiques de ces roches ne sont pas aussi tranchés et passent progressivement à ceux de granitoïdes à biotite plus potassiques, également caractéristiques des terrains archéens sous forme de plutons tardifs. Les paramètres qui contrôlent ce passage progressif sont d'une part la nature de la source (gneiss tonalitiques plus ou moins riches en amphibole pour les granitoïdes potassiques et amphibolite franchement mafique pour les TTG pures), et d'autre part les conditions de fusion et cristallisation fractionnée qui déterminent la nature des phases stables.

En particulier, des sources felsiques de nature tonalitique comprendraient au cours de leur fusion (Figure 1.2) la destruction de la biotite entre 700 et 800 °C, laissant un résidu à Opx + Crd ou Opx + Grt selon la profondeur de fusion. La disparition de la biotite dans une gamme étroite de températures se traduit par la subsistance du plagioclase dans le résidu.

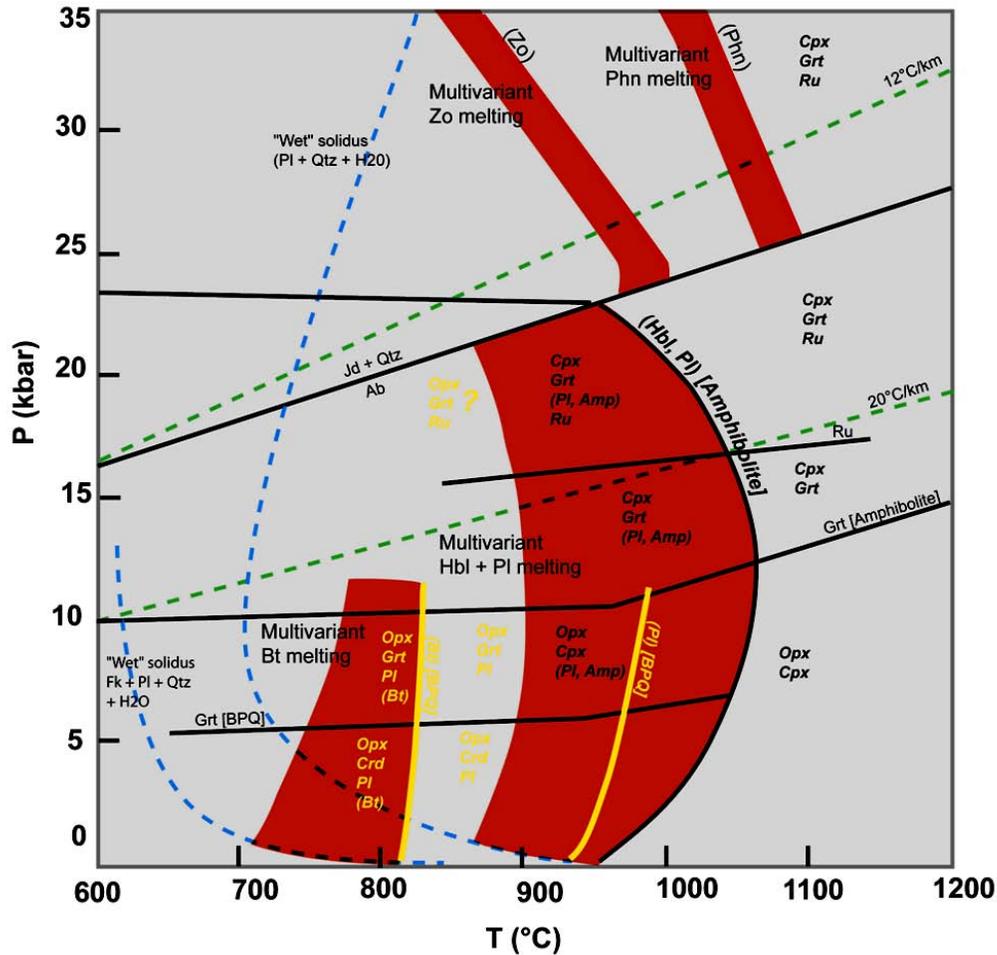


Figure 1.2: Réactions de fusion pour les assemblages à plagioclase + amphibole ± biotite ± quartz (compositions tonalitiques à amphibolitiques) d'après Moyen (2008). Sont indiqués les géothermes correspondant à 12°C/km et 20°C/km, les réactions de fusion multivariantes (champs rouges), les limites de stabilité des phases minérales (traits continus noirs : minéraux stables du côté où ils sont indiqués). Les minéraux dont les noms sont indiqués entre parenthèses à la sortie des champs des réactions multivariantes sont consommés par ces réactions. Zo : zoïsite ; Phn : phengite ; Ru : rutile ; Cpx : clinopyroxène ; Opx : orthopyroxène ; Grt : grenat ; Pl : plagioclase ; Bt : biotite ; Amp : amphibole ; Qtz : quartz ; [Amphibolite] et [BPQ] font référence à des lignes n'existant que dans les amphibolites et les assemblages à Bt – Pl – Qtz, respectivement. En jaune italique gras : associations minérales en équilibre avec le liquide issu des assemblages BPQ ; en noir italique gras : associations minérales en équilibre avec le liquide issu des amphibolites.

Les liquides obtenus sont potassiques, riches en LILE, mais moins alumineux que les TTG pures.

Au contraire, la fusion d'amphibolites entre 900 et 1100°C implique la destruction de l'amphibole et du plagioclase, et produit également des résidus à Opx + Crd ou Opx + Grt selon la profondeur. En fonction de la proportion initiale en amphibole et plagioclase, l'une ou l'autre phase peut être présente en excès et subsister au résidu. Ainsi, les liquides

se caractériseront par des teneurs plus faibles en LILE, un caractère plus sodique et alumineux.

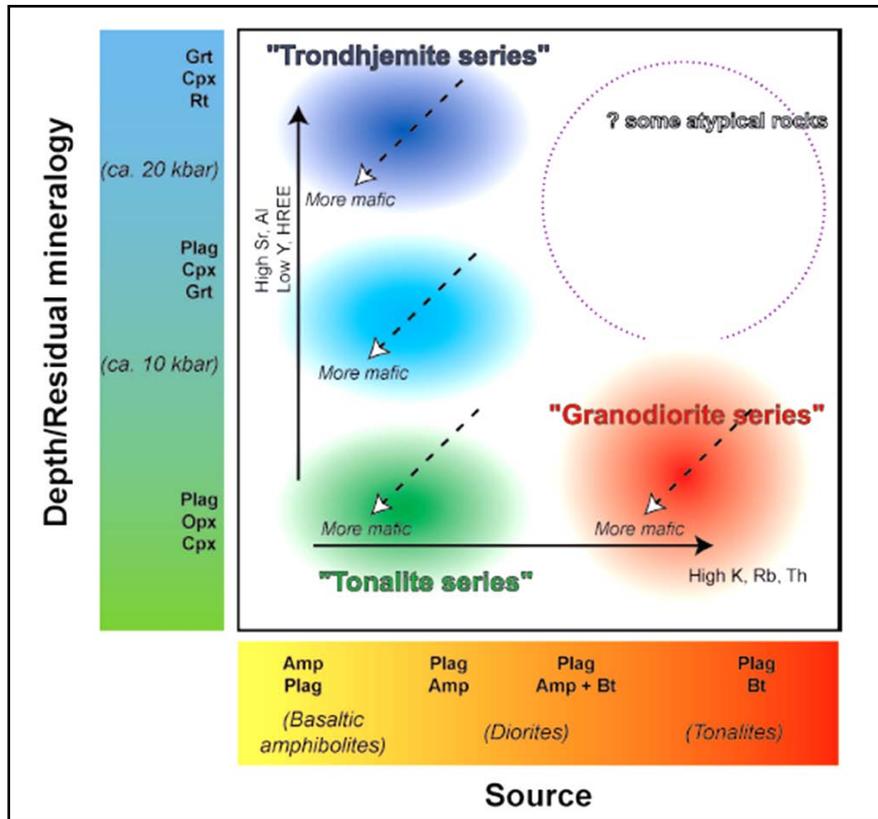


Figure 1.3: Différentes séries des granitoïdes à plagioclase issus de la fusion d'assemblages à plagioclase–amphibole–biotite distinguées en fonction de la composition de la source et de la profondeur de fusion (d'après Moyen, 2008).

Compte tenu de l'identité des assemblages de départ (plagioclase + amphibole ± quartz ± biotite), les différences de composition de liquide reflèteront largement les proportions des minéraux dans la composition des protolithes et ces liquides produits couvriront une gamme allant des granitoïdes potassiques aux TTG pures.

Ce raisonnement a conduit à définir un continuum (Figure 1.3) allant d'un pôle potassique (série des granodiorites) à un pôle sodique (série des tonalites et série des trondhjémites):

- (i) le pôle potassique (granodiorites, granites) est formé par fusion à faible profondeur ($P < 10$ kbar) de roches déjà continentales.

- (ii) une série de roches très sodiques, représentée par des trondhjémites et rares tonalites, correspondant à de faibles taux de fusion sous des pressions élevées ($P > 20$ kbars) de roches mafiques. Les teneurs en Sr et La de ces roches sont élevées, leurs teneurs en Y et HREE sont faibles. La disparition du rutile se traduit par des rapports Nb/Ta chondritiques.
- (iii) une série intermédiaire (tonalites et granodiorites) formée par des taux de fusion élevés de sources mafiques, à des profondeurs intermédiaires (~ 15 kbars). Les teneurs en Sr et Nb/Ta sont plus faibles que ceux de la série précédente. L'inverse est observé pour les teneurs en Y et HREE.

2.2. Les adakites

Initialement définies sur des exemples de magmas d'arcs d'âge Cénozoïque (Defant et Drummond, 1990) par référence aux roches décrites par Kay (1978) sur l'île d'Adak en Alaska, les adakites sont des roches intermédiaires à acides associées à la subduction d'une croûte océanique jeune (< 25 Ma). Elles se caractérisent par $\text{SiO}_2 \geq 56\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15\%$, des teneurs en MgO habituellement inférieures à 3% mais pouvant atteindre 6%. Ce sont des roches sodiques ($3,5 \leq \text{Na}_2\text{O} \leq 7,5\%$; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \approx 0,42$) riches en plagioclase, généralement sous forme de phénocristaux zonés, hornblende et biotite ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2$ autour de 7% ; $\text{Mg}\# \approx 0,51$), avec comme minéraux accessoires l'apatite, le sphène, le zircon et la magnétite (Martin *et al.*, 2005). Comparées aux andésites, dacites et rhyolites d'arcs insulaires (Defant et Drummond, 1990), elles sont appauvries en Y et terres rares lourdes ($\text{Y} \leq 18$ ppm ; $\text{Yb} \leq 1,9$ ppm), enrichies en Sr (> 400 ppm) et possèdent des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ généralement inférieurs à 0,704. Leurs teneurs en Ni et Cr sont élevées, généralement supérieures à 20 et 50 ppm respectivement (Condie, 2005). Les profils des terres rares très fractionnés ($\text{La}_N/\text{Yb}_N > 10$) de ces roches et leurs rapports Sr/Y élevés les rapprochent des TTG. En fonction de leurs caractéristiques géochimiques, deux types d'adakites sont distingués (Martin *et al.*, 2005). Les LSA ou *Low Silica adakites* avec $50 < \text{SiO}_2 < 60\%$ (Moyen, 2009) sont enrichies en potassium ($\text{K}_2\text{O} > 2\%$) et en magnésium ($\text{MgO} = 4-9\%$) et peuvent contenir des phénocristaux de pyroxène dans leur assemblage magmatique. Ces roches riches en plagioclase ($\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} > 10\%$) se caractérisent aussi par des teneurs en Sr supérieures à 1000 ppm (Martin *et al.*, 2005),

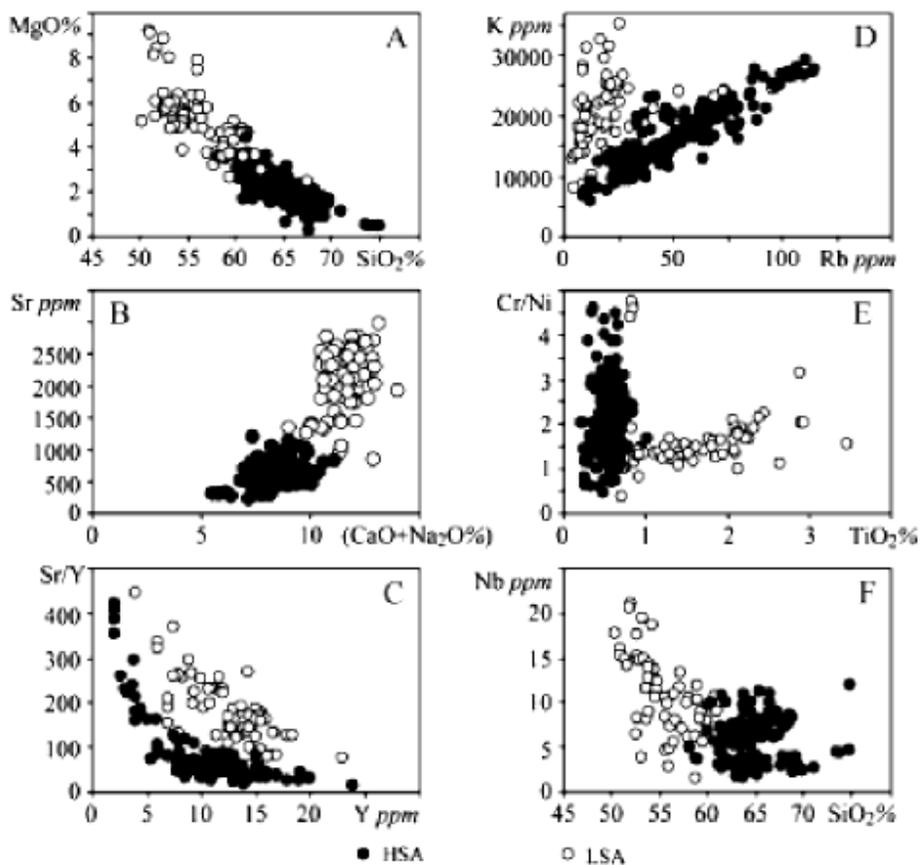
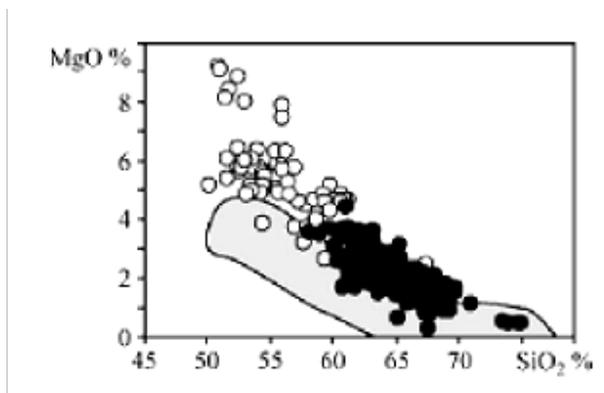


Figure 1.4: Comparaison des LSA (cercles ouverts), HSA (cercles peins) et liquides expérimentaux (champ gris) d'après Martin (2005).

Sr/Y compris entre 100 et 300 et La/Yb entre 40 et 80 (Moyen, 2009). Les HSA ou *High Silica adakites* ($\text{SiO}_2 > 60\%$) se caractérisent par des indices magnésiens ($\text{Mg}\# = 0,4-0,5$) et des teneurs en magnésium plus faibles, $\text{Sr} < 1100\text{ppm}$ et $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} < 11\%$. La comparaison de ces caractères chimiques avec la composition de liquides expérimentaux

obtenus par 10 à 40% de fusion de sources mafiques, dans des conditions de pression généralement élevées, a permis de mieux comprendre l'origine de ces roches (Martin *et al.*, 2005). Les adakites sont généralement plus enrichies en éléments compatibles (MgO, Cr et Ni) que les liquides expérimentaux, les différences étant plus prononcées pour les LSA (Figure. 1.4). Ces observations ont permis de proposer comme origine principale des HSA, la fusion partielle d'une source mafique en présence de grenat au résidu suivie d'une interaction des liquides produits avec un encaissant ultramafique, probablement de type péridotite mantellique. Le contexte le plus favorable étant celui de la fusion de la croûte océanique en subduction suivie d'une interaction entre les liquides felsiques produits et la péridotite du manteau (Maury *et al.*, 1996; Stern et Kilian, 1996; Prouteau *et al.*, 2001; Smithies, 2000), faisant ainsi de ces roches des marqueurs de ce type d'environnement tectonique (Martin *et al.*, 2005).

Certains auteurs ont proposé une origine par fusion partielle de roches basiques accumulées à la base de la croûte continentale (Atherton et Petford, 1993; Petford et Gallagher, 2001; Garrison et Davidson, 2003). Mais ce modèle exclut en principe toute interaction entre ces liquides ainsi produits et le manteau. Un modèle alternatif, comprenant la délamination et la fusion de la base de la croûte continentale, puis une interaction des magmas produits avec le manteau lors de leur ascension vers la croûte, a également été proposé (Castillo, 2006). Comparées aux HSA, les liquides primaires de type LSA se distinguent par des compositions plus basiques (Figure 1.4), comprenant parfois des termes basaltiques qui ne peuvent être obtenus qu'à partir de la fusion d'une source ultrabasique. Cependant, l'enrichissement en éléments incompatibles de ces magmas indique qu'ils proviennent de la fusion d'un manteau métasomatisé. Bien qu'ils soient également observés dans les zones de subduction active, les magmas LSA ne peuvent être assimilés à des magmas calco-alcalins classiques, formés par fusion d'un manteau métasomatisé par des fluides issus de la déshydratation du slab, et caractérisés par un enrichissement en LILE, mais un appauvrissement en HFSE. Au contraire, l'enrichissement simultané en LILE, HFSE, ainsi que les rapports La/Yb et Sr/Y très élevés de ces roches permettent d'envisager la fusion d'une source mantellique modifiée par des magmas possédant des caractères TTG, probablement issus de la fusion du slab. Une origine semblable est proposée pour les sanukitoïdes, des granitoïdes magnésiens

archéens décrits entre 2,9 et 2,5 Ga, caractérisés par $\text{SiO}_2 < 60\%$ et enrichis simultanément en éléments compatibles et incompatibles (Moyen, 2008).

II. Composition et origine de la croûte continentale

La croûte continentale représente environ 0,35% de la masse totale de la Terre et contient plus de 30% de l'ensemble des éléments incompatibles (Taylor et McLennan, 1995), c'est à dire des éléments qui se distinguent par une préférence pour le liquide silicaté au cours de la fusion partielle du manteau et de la cristallisation fractionnée des liquides basaltiques. Cet enrichissement de la croûte continentale résulte des processus magmatiques impliqués lors de sa croissance et de sa différenciation. La compréhension de ces processus représente un point essentiel pour la connaissance de l'évolution de la planète et doit se faire à l'échelle du système manteau-croûte. Néanmoins, une telle approche ne peut se faire sans la prise en considération du cadre tectonique associé à la croissance crustale. En particulier, le style tectonique prédominant à l'Archéen, au cours duquel d'importants volumes de croûte continentale ont été produits, est très débattu.

1. Régime thermique, tectonique des plaques et croissance crustale

La chaleur terrestre provient de la désintégration des éléments radioactifs (U, Th, K...), de la cristallisation du noyau externe, des frottements des différentes enveloppes terrestres (noyau, manteau, croûte) et du stock originel qualifié de chaleur d'accrétion. Cette chaleur est progressivement évacuée vers la surface selon deux modes : (i) un mode convectif (déplacement en masse de matière chaude vers des zones plus froides) dominant et (ii) un mode conductif (chaleur transmise de proche en proche à travers la matière). Au sein de la machine thermique Terre, des mécanismes de production de chaleur et d'évacuation de celle-ci peuvent ainsi être distingués. L'activité de la planète est la conséquence directe des variations en fonction du temps et de l'espace de la quantité de chaleur disponible (qui déterminera la forme du gradient géothermique) ainsi que des modes d'évacuation de celle-ci et de leur efficacité. Ces paramètres (quantité de

chaleur et modes d'évacuation) déterminent le style tectonique. Celui-ci peut être différent du style actuel, qui est celui de la tectonique des plaques caractérisée par l'existence de plaques rigides, constituées de la croûte et de la partie superficielle rigide du manteau supérieur. L'ensemble formé par ces plaques est la lithosphère. Celle-ci « flotte » et se déplace latéralement (à l'exception des zones de subduction) sur l'asthénosphère, plus visqueuse et supposée plus dense. La tectonique des plaques résulte de ces mouvements dont le moteur est la convection terrestre, conséquence directe du régime thermique terrestre. L'activité géodynamique se traduit à la surface de la Terre par des déplacements (dérive des continents), des déformations (failles, etc.) et des manifestations magmatiques. Ces manifestations magmatiques produisent de la croûte océanique (dorsales) ou continentale (zones de subduction) et sont donc partie prenante dans les mécanismes de croissance crustale. Actuellement, le fonctionnement de la machine Terre est équilibré, avec des quantités de croûte océanique produite (dorsales) et détruite (zones de subduction) à peu près égales, et des taux de croissance juvénile ($1,65 \text{ km}^3/\text{an}$) et de recyclage ($1,3\text{-}1,8 \text{ km}^3/\text{an}$) de la croûte continentale au niveau des zones de subduction très comparables (Reymer et Schubert, 1984; von Huene et Scholl, 1991; Rudnick, 1995). A l'Archéen, le bilan accrétion/recyclage est plus difficile à établir, la quantité de chaleur au sein de la Terre était plus grande; il est proposé que la croûte océanique produite au niveau des dorsales n'était pas entièrement recyclée dans le manteau au niveau des zones de subduction. En effet, la fusion de la plaque océanique plongeante (slab) produit des bilans de matière non nuls, négatifs pour le manteau et positifs pour la croûte continentale. La chaleur terrestre et son évolution au cours du temps est donc une donnée clef pour les différents modèles de croissance crustale. En outre, une Terre plus chaude signifie aussi un régime convectif différent. Ces différences peuvent être envisagées au niveau de la quantité, de la taille, de la vitesse et de la forme des cellules de convection (Moyen, 2008). En particulier, ces différences peuvent favoriser un style tectonique vertical au détriment d'un style horizontal (Van Kranendonk *et al.*, 2004). Il est donc fort probable que le style et les modalités tectoniques ont évolué au cours de l'histoire de la Terre, de l'Archéen à l'Actuel. Le Protérozoïque pourrait représenter une étape clef pour la compréhension de ces changements et leurs

conséquences pour la croissance crustale. Ainsi régime thermique, style tectonique et croissance crustale sont des éléments liés au cours de l'évolution de la planète.

1.1. Les marqueurs de la tectonique des plaques

La tectonique des plaques, définie par l'existence de plaques rigides séparées par des limites convergentes, divergentes ou décrochantes, dont les mouvements relatifs sont gouvernés par des forces internes liées à la convection mantellique (Heiss, 1962), ne peut être facilement mise en évidence dans les exemples anciens, représentés par des roches ayant subi après leur mise en place des déplacements verticaux et latéraux souvent importants, et dont la signature magmatique peut être effacée par des épisodes d'altération et/ou de métamorphisme. On s'adresse alors à des marqueurs spécifiques qui nous permettent de mettre en évidence indirectement l'existence d'une tectonique des plaques. Ces marqueurs peuvent être structuraux, pétrologiques, géochimiques ou géophysiques (Moyen, 2008).

Selon Cawood *et al.* (2006), le caractère principal de la tectonique des plaques est l'existence de mouvements horizontaux relatifs entre les plaques, conduisant à des modifications au cours du temps de leurs relations spatiales. Ces déplacements ont été mis en évidence pour différents blocs continentaux grâce aux données paléomagnétiques. Le déplacement relatif des plaques à la surface de la Terre suggère des limites divergentes (dorsales) et convergentes (subduction et collision). La mise en évidence des limites divergentes anciennes se fait principalement par l'identification de complexes ophiolitiques, dont les traits caractéristiques sont la présence de péridotite litée à la base du complexe et d'un ensemble de dykes aux niveaux intermédiaires indiquant une mise en place en contexte extensif (Moyen, 2008).

Sur le plan structural, les limites convergentes se distinguent par la présence de grands chevauchements conduisant à un épaissement et un déplacement latéral important des matériaux crustaux (Moyen, 2008). L'épaississement de la croûte continentale et la subduction de la croûte océanique froide se traduisent par la coexistence de deux ceintures métamorphiques associées ou *paired metamorphic belts*: l'une, de haute pression et basse température (faciès éclogite et schiste bleu) vers la fosse ; l'autre de haute température et pression intermédiaire (faciès amphibolite et granulite) vers la

zone interne de la marge active. Les zones de subduction se caractérisent enfin par des roches magmatiques calco-alcalines (andésites, TTG, adakites), issues de l'interaction entre les fluides issus de la déshydratation et/ou de la fusion du slab, et du coin mantellique sus-jacent, pouvant avoir des caractéristiques de manteau primitif ou appauvri.

1.2. Les styles tectoniques au Précambrien

On peut mettre globalement en évidence une variation au cours du temps de la composition des roches et de la nature du métamorphisme de l'Archéen à l'actuel (Figure 1.5). Le Précambrien, représenté par l'Hadéen, l'Archéen et le Protérozoïque peut être divisé en deux parties sur cette base: (i) avant le Protérozoïque, TTG et komatiites sont les roches principales ; (ii) elles sont progressivement remplacées par les andésites durant le Protérozoïque. Au Phanérozoïque, les komatiites disparaissent, les TTG deviennent rares et les andésites dominant. Ophiolites et assemblages métamorphiques de haute pression deviennent également abondants.

Ces variations, qui peuvent être mise en parallèle avec l'évolution thermique de la Terre marquée par un refroidissement progressif ([Turcotte et Schubert, 1982](#); [Labrosse et Jaupart, 2007](#)), sont corrélées à des variations de style tectonique (Figure 1.5).

S'interroger sur les styles tectoniques en vigueur au Précambrien, c'est donc s'interroger sur l'émergence de la tectonique des plaques, son rôle prépondérant ou accessoire durant l'histoire précambrienne de la Terre, et le caractère discontinu de ses occurrences archéennes les plus précoces, en contradiction avec le caractère continu de ses manifestations.

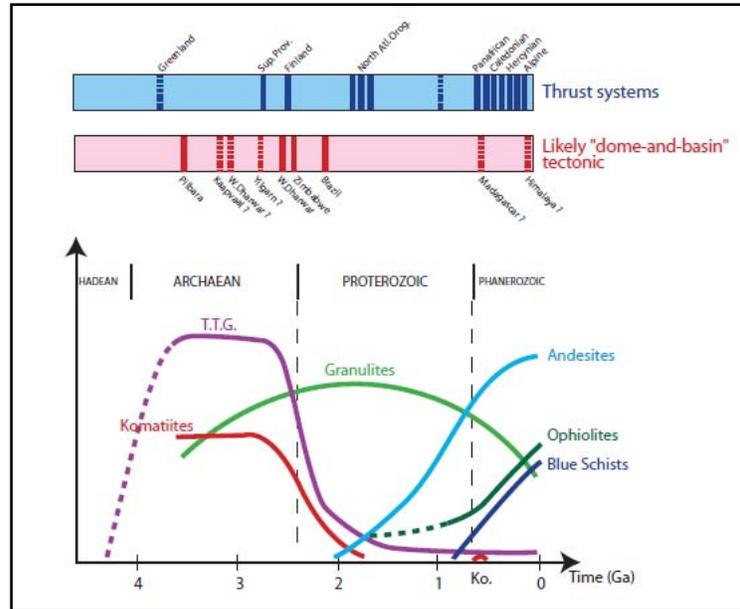


Figure 1.5: Les différents marqueurs tectoniques et leur évolution au cours du temps (d'après Moyen, 2008)

Wilde *et al.* (2001), Watson et Harrison (2005a) et Watson et Harrison (2005b) montrent à partir de leur étude sur la composition et la thermométrie Ti des zircons détritiques de Jack Hills, en Australie, qu'une lithosphère continentale rigide a existé sur la Terre dès 4,4 Ga (Cawood *et al.*, 2006). En effet, la zonation magmatique de ces zircons, leur enrichissement en terres rares et la présence de micro-inclusions de quartz indiquent que ceux-ci ont cristallisé à partir d'un magma granitique. Les rapports isotopiques élevés de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O} = 8,5 - 9,5\%$) observés dans ces zircons soulignent l'assimilation par ce magma d'un encaissant supracrustal ayant été préalablement modifié par des interactions impliquant des fluides aqueux dans des conditions de basse température. Ainsi, Wilde *et al.* (2001) suggèrent que les zircons de Jack Hills représentent des témoins de l'existence d'une croûte continentale précoce et d'une hydrosphère à la surface de la Terre dès 4,4 Ga.

Des boninites, roches caractéristiques des bassins avant-arcs dans les zones de subduction actuelles, sont observées dans la ceinture de roches vertes d'Isua, où elles sont âgées de plus de 3600 Ma (Polat et Kerrich, 2002). Elles sont significativement plus jeunes que les plus anciennes TTG connues dont l'âge est d'environ 4 Ga (Moyen, 2008).

Les exemples les plus anciens d'ophiolites bien préservées (Cawood *et al.*, 2006) sont observés au Paléoproterozoïque, entre 1900 et 2000 Ma. On peut citer le complexe de Purtuniqu associé à l'orogénèse Trans-hudsonnienne dans le bouclier Canadien (Scott *et al.*, 1992) et l'ophiolite de Jormua en Finlande, formée à la faveur de l'orogénèse Svecofennienne (Peltonen et Kontinen, 2004). Ces ophiolites (limites divergentes), associées à des assemblages magmatiques de type arc insulaire (limites convergentes), sont donc le témoignage de mouvements horizontaux caractéristiques de la tectonique des plaques.

Des gisements volcanogènes de sulfures massifs de type Kuroko, caractéristiques des zones de subduction, sont associés à la ceinture de roches vertes d'Abitibi datée de l'Archéen supérieur, dans le bouclier canadien (Cawood *et al.*, 2006). Le plus ancien gisement connu de ce type (Cawood *et al.*, 2006), âgé de 3460 Ma, est celui de Big Stubby, associé au groupe Warrwoona du craton de Pilbara, en Australie.

Goldfarb *et al.* (2001) montre que les périodes majeures de formation d'orogénique, situées autour de 2,8–2,55 et 2,1–1,8 Ga correspondent à des épisodes de croissance de la croûte continentale. Les caractéristiques de ces gisements, similaires à celles des gisements phanérozoïques du même type, indiquent qu'ils se sont formés dans des environnements géotectoniques de type marge active.

Le métamorphisme de haute pression et basse température (faciès des éclogites et des schistes bleus), caractéristique des zones de subduction impliquant une lithosphère océanique « froide », est un phénomène récent, même si des nodules d'éclogite vieux de 3000 Ma et remontés par des kimberlites sont signalés en Afrique du sud (Shirey *et al.*, 2003). Les premiers schistes bleus apparaissent vers 800-700 Ma en Chine, en Inde et en Afrique de l'ouest (Mayurama *et al.*, 1996). Des roches d'ultra-haute pression sont signalées au Mali vers 620 Ma (Jahn *et al.*, 2001) et au Kazakhstan vers 530 Ma (Mayurama et Liou, 1998).

Ces différents arguments montrent que la tectonique des plaques est un phénomène précoce dans l'histoire de l'évolution de notre planète. Elle a fonctionné, au moins durant l'Archéen, suivant des modalités particulières, liées à un gradient géothermique significativement plus élevé qu'à l'Actuel. Ce gradient géothermique élevé serait à l'origine de la fusion de la croûte océanique au niveau des zones de subduction. Les

produits de cette fusion sont les TTG, prépondérantes dans les terrains d'âge Archéen actuellement préservés à la surface de la Terre. Cependant, les TTG ne sont pas des marqueurs infaillibles des zones de subduction (Bédard, 2006), et leur observation ne traduit pas systématiquement l'existence d'une tectonique des plaques (Figure 1.6). Néanmoins, la tectonique des plaques devient prépondérante au Néoprotérozoïque (Figure 1.5).

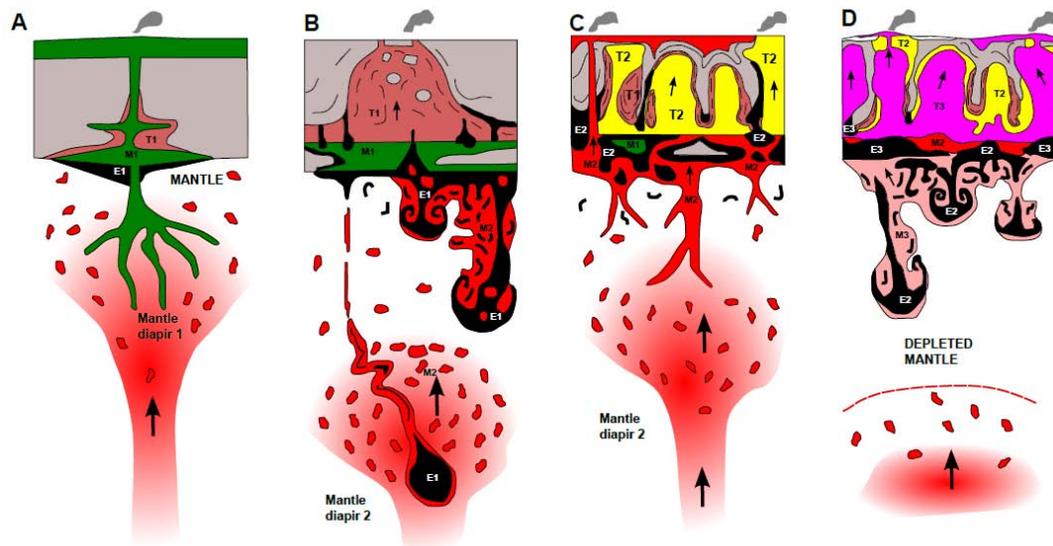


Figure 1.6: Exemple de formation de magmas TTG sans subduction (modifiée d'après Bédard (2006)). A & B: une première génération de magmas (M1) est formée par la fusion d'un panache mantellique et donne un plateau basaltique. La fusion, à la base de la croûte, de ces basaltes produit une première génération de TTG (T1) et laisse des restites éclogitiques (E1). B: les magmas T1 montent dans la croûte sous forme de diapirs. Les restites et cumulats, denses, sont délamainés dans le manteau supérieur dont ils abaissent le point de fusion. Manteau et matériel délamainé peuvent alors fondre et donner une deuxième génération de magmas basaltiques (M2) et/ou tonalitiques (T2). Les magmas T2 peuvent aussi provenir de la fusion de la base de la croûte et des tonalites T1. C: les magmas T2 remontent dans la croûte sous forme de diapirs. D: la délamaination des restites associées à T2 peut provoquer la formation d'une troisième génération de magmas (M3, T3).

2. Les modèles de croissance crustale

Différents modèles de croissance crustale sont proposés sur la base de trois facteurs importants: la composition de la croûte continentale, le cadre tectonique et l'évolution des taux de croissance crustale au cours du temps.

2.1. La composition de la croûte continentale

La composition de la croûte continentale est estimée à partir de la composition de la croûte supérieure, principalement obtenue par observations directes, et des modèles de composition de la croûte inférieure basés sur (i) l'étude des terrains granulitiques assimilés à des sections de croûte inférieure amenées en affleurement à la faveur de l'érosion ou de mouvements tectoniques (Weaver et Tarney, 1984; Shaw *et al.*, 1986), (ii) la comparaison des vitesses de propagation des ondes sismiques à travers la croûte inférieure à celles mesurées sur des roches issues de terrains et xénolites granulitiques de différentes compositions (Rudnick et Fountain, 1995; Wedepohl, 1995), (iii) l'interprétation des flux de chaleur mesurés à la surface des continents (Taylor et McLennan, 1985). Les compositions obtenues sur la base de ces différents modèles sont présentées dans les **tableaux 1.1 et 1.2**, respectivement pour les éléments majeurs et les éléments en traces.

Tableau 1.1: *Compositions en éléments majeurs de la croûte continentale globale.*

	WT	S	RF	W	TM	T	Ecart-type
SiO ₂	64,80	63,20	59,10	61,50	57,30	59,50	2,79
TiO ₂	0,51	0,70	0,70	0,68	0,90	0,70	0,12
Al ₂ O ₃	16,10	14,80	15,80	15,10	15,90	17,20	0,84
FeO _T	4,80	5,60	6,60	5,67	9,10	6,10	1,49
MnO	-	0,09	0,11	0,10	-	-	0,01
MgO	2,70	3,15	4,40	3,70	5,30	3,42	0,94
CaO	4,60	4,66	6,40	5,50	7,40	7,03	1,20
Na ₂ O	4,40	3,29	3,20	3,20	3,10	3,68	0,49
K ₂ O	2,00	2,34	1,88	2,40	1,10	1,60	0,49
P ₂ O ₅	-	0,14	0,20	0,18	-	-	0,03
Mg#	0,50	0,50	0,54	0,54	0,51	0,50	0,02

D'après WT : Weaver et Tarney (1984) ; S : Shaw et al. (1986) ; RF : Rudnick et Fountain (1995) ; W : Wedepohl (1995) ; TM : Taylor et McLennan (1985) ; T : Andésite moyenne de Taylor et al. (1969).

La composition de la croûte continentale de Taylor et McLennan (1985) est obtenue en mélangeant 75% de croûte archéenne, constituée par une association bimodale de

roches basiques et felsiques, et 25% de croûte post-archéenne, de composition andésitique.

Dans les modèles de [Weaver et Tarney \(1984\)](#) et [Shaw *et al.* \(1986\)](#), la composition de la croûte continentale globale est obtenue en utilisant des compositions de croûte inférieure correspondant à des exemples d'affleurements de terrains granulitiques. [Weaver et Tarney \(1984\)](#) pour leurs calculs subdivisent la croûte continentale en trois sections: une croûte supérieure, une croûte moyenne et une croûte inférieure dont les épaisseurs respectives sont de 12, 6 et 18 kilomètres ([Taylor et McLennan, 1985](#)). La composition de leur croûte supérieure est celle de [Taylor et McLennan \(1981\)](#). Leurs sections de croûte moyenne et inférieure sont respectivement représentées par une moyenne des amphibolites et granulites lewisiennes du nord-ouest de l'Ecosse.

[Rudnick et Fountain \(1995\)](#) proposent un modèle dans lequel les compositions de la croûte moyenne et inférieure sont estimées indirectement pour plusieurs types correspondant à huit provinces géotectoniques, distingués en utilisant des critères géophysiques, pétrologiques et géochimiques. Ils utilisent pour l'estimation de la composition de la croûte continentale globale une composition de croûte supérieure identique à celle de [Taylor et McLennan \(1985\)](#). Les épaisseurs moyennes de la croûte supérieure, moyenne et inférieure varient d'un type à l'autre. Globalement, on observe une augmentation de la vitesse de propagation des ondes sismiques P avec la profondeur, en même temps que diminuent les teneurs en éléments radioactifs à forte production de chaleur (K, Th et U). La croûte inférieure se caractérise par des vitesses moyennes de propagation des ondes sismiques généralement élevées ($> 6,9$ km/s) et variant largement d'un type à l'autre, ce qui suggère une forte hétérogénéité de celle-ci et pose un problème au modèle de [Weaver et Tarney \(1984\)](#), basé sur un exemple spécifique d'affleurement de croûte inférieure. La diminution des teneurs en K, Th et U avec la profondeur est corrélée à une diminution de roches felsiques et une augmentation concomitante de la proportion de roches mafiques. Une mesure en laboratoire des propriétés sismiques d'un ensemble de roches crustales d'origine profonde a permis d'établir le lien entre signal sismique mesuré et type lithologique. Différents types de granulites (felsiques, intermédiaires et mafiques) et d'amphibolites sont clairement distingués sur cette base. Les métapélites se caractérisent par des vitesses sismiques recouvrant celles des

granulites et amphibolites et ne permettant pas de les distinguer des faciès précédents. Elles sont cependant plus enrichies en K, Th, U et ne s'observent que rarement dans les terrains et xénolithes granulitiques. Les métapélites ne peuvent donc pas représenter une fraction significative de la croûte inférieure. Ainsi, en utilisant à la fois les vitesses de propagation des ondes sismiques issues de différents types de croûte assignés à des environnements géotectoniques précis, l'extension en surface de ces différents types et les compositions moyennes de différents types de roches dont les propriétés sismiques ont été mesurées en laboratoire, [Rudnick et Fountain \(1995\)](#) arrivent à établir la composition moyenne de la croûte inférieure et moyenne. La première, hétérogène sur le plan lithologique, est représentée par des roches métamorphiques du faciès granulitique, avec une composition moyenne de roche mafique, assez proche de celle d'un basalte issu de la fusion d'un manteau primitif. La croûte moyenne est plus homogène et intermédiaire en composition. Elle est dominée par des roches métamorphiques du faciès amphibolite et relativement plus enrichies en K, Th et U. Enfin, la croûte continentale globale, de composition également intermédiaire, contient une grande proportion des éléments incompatibles (Figure 1.8).

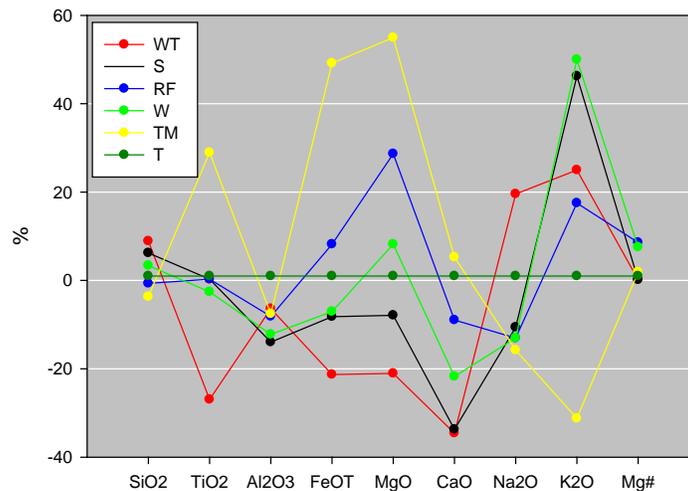


Figure 1.7: Pourcentages des variations des modèles de composition globale de la croûte continentale comparés à la composition d'une andésite moyenne. WT : Weaver et Tarney (1984) ; S : Shaw et al. (1986) ; RF : Rudnick et Fountain (1995) ; W : Wedepohl (1995) ; TM : Taylor et McLennan (1985) ; T : Taylor et al. (1969).

Tableau 1.2: Teneurs en ppm des éléments en traces des différents modèles de composition de la croûte continentale globale.

	WT	S	RF	W	TM	T		WT	S	RF	W	TM	T
Li	-	-	11	17	13	-	Ba	707	764	390	576	250	270
Be	-	-	-	-	1,5	-	La	28	-	18	25	16	11,9
B	-	-	-	-	10	-	Ce	57	-	42	60	33	24
Sc	-	13	22	16	30	30	Pr	-	-	5	-	3,9	3,2
V	-	96	131	101	230	175	Nd	23	-	20	27	16	13
Cr	56	90	119	132	185	56	Sm	4,1	-	3,9	5,3	3,5	2,9
Co	-	26	25	26	29	24	Eu	1,09	-	1,2	1,3	1,1	1
Ni	35	54	51	66	105	18	Gd	-	-	3,6	4,1	3,3	3,3
Cu	-	26	24	26	75	54	Tb	0,53	-	0,56	0,65	0,6	0,68
Zn	-	71	73	66	80	-	Dy	-	-	3,5	-	3,7	-
Ga	-	-	16	15	18	-	Ho	-	-	0,76	0,78	0,78	0,71
Ge	-	-	-	-	1,6	-	Er	-	-	2,2	-	2,2	2,1
As	-	-	-	-	1	-	Tm	-	-	-	-	0,32	0,3
Se	-	-	-	-	0,05	-	Yb	1,5	-	2	2	2,2	1,9
Rb	61	76	58	76	32	31	Lu	0,23	-	0,33	0,36	0,3	-
Sr	503	317	325	334	260	385	Eu/Eu*	-	-	0,98	0,85	0,99	0,99
Y	14	26	20	24	20	21	Hf	4,7	5	3,7	4,9	3	2,3
Zr	210	203	123	201	100	110	Ta	-	4	1,1	1,1	1	-
Nb	13	20	12	18	11	4,3	W	-	-	-	-	1	-
Mo	-	-	-	-	1	1,1	Re	-	-	-	-	0,5 ppb	-
Pd	-	-	-	-	1 ppb	-	Ir	-	-	-	-	0,1 ppb	-
Ag	-	-	-	-	80 ppb	0,13	Au	-	-	-	-	3 ppb	-
Cd	-	-	-	-	98 ppb	-	Tl	-	-	-	-	360 ppb	0,2
In	-	-	-	-	50 ppb	-	Pb	15	20	12,6	14,8	8	6,7
Sn	-	-	-	-	2,5	0,8	Bi	-	-	-	-	60 ppb	-
Sb	-	-	-	-	0,2	-	Th	5,7	9	5,6	8,5	3,5	2,2
Cs	-	-	2,6	-	1	-	U	1,3	1,8	1,42	1,7	0,91	0,69

D'après WT : Weaver et Tarney (1984) ; S : Shaw et al. (1986) ; RF : Rudnick et Fountain (1995) ; W : Wedepohl (1995) ; TM : Taylor et McLennan (1985) ; T : Andésite moyenne de Taylor et al. (1969).

Les différents modèles de composition présentés ci-dessus montrent une bonne cohérence des teneurs en SiO₂, Al₂O₃ et de l'indice magnésien [Mg# = MgO/(MgO + FeO_T) en pourcentages molaires]. Ils indiquent globalement une composition andésitique pour la totalité de la croûte continentale actuelle.

La Figure 1.7 montre les pourcentages des variations élémentaires des différents modèles de composition en éléments majeurs de la croûte continentale globale par rapport à la composition de l'andésite moyenne de Taylor *et al.* (1969). Il est évident, d'après cette figure, que les compositions obtenues possèdent des amplitudes de variation qui dépendent de l'élément considéré. La plupart des variations observées (excepté FeO, MgO et K₂O) pour les éléments majeurs comparés à l'andésite moyenne de Taylor *et al.* (1969) ne dépassent cependant pas 30 %. Ces variations sont même plus faibles, si on exclut le modèle de Taylor et McLennan (1985) et les modèles basés sur l'observation directe de granulites.

2.2. Mécanismes et modèles de croissance crustale

La caractéristique principale de la croûte continentale est son enrichissement en éléments incompatibles (Figure 1.8). Ces derniers sont préférentiellement enrichis dans les liquides silicatés lors de la fusion partielle du manteau, laissant un résidu appauvri, complémentaire du magma extrait. Cette observation a conduit à l'hypothèse selon laquelle la croûte continentale est extraite du manteau, soit directement par fusion partielle et cristallisation fractionnée, soit indirectement par le biais de processus (accrétion tectonique ou magmatique) impliquant un intermédiaire de type croûte océanique (Hofmann, 1988; White, 1998).

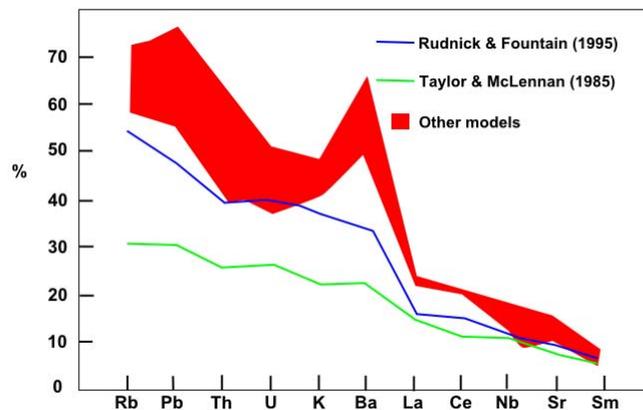


Figure 1.8: Proportion des éléments incompatibles dans la croûte continentale (modifiée d'après Rudnick et Fountain, 1995). Le champ rouge représente les modèles de Shaw *et al.* (1986), Wedepohl (1994) et Weaver et Tarney (1984).

La fusion du manteau ne produit cependant qu'exceptionnellement des liquides de composition intermédiaire. Au contraire, les observations expérimentales, pétrologiques et géochimiques montrent plutôt que les liquides obtenus par fusion de la péridotite du manteau sont majoritairement de composition basaltique (Kushiro *et al.*, 1972; Jaques et Green, 1980; Dupuy *et al.*, 1982; Gaetani et Grove, 1998), voire komatiitique à l'Archéen pour des taux de fusion plus élevés qu'à l'Actuel (Arndt, 1977). On peut donc supposer que la majorité de la croûte continentale n'a pas été formée par fusion directe de péridotites mantelliques.

En ce qui concerne les éléments en traces, Rudnick (1995) souligne que les écarts de composition observés entre la croûte continentale globale et les liquides produits par la fusion partielle directe du manteau peuvent être expliqués par des processus de différenciation intracrustale. Cette hypothèse s'appuie sur la présence d'une anomalie négative en Eu (Figure 1.9) caractéristique de la croûte supérieure (Taylor et McLennan, 1985) mais absente des modèles de composition de la croûte continentale globale (Figure 1.9). Le problème, ici, est celui de la présence de matériaux crustaux complémentaires à la base de la croûte continentale, caractérisés par une anomalie positive en europium. Il résulte de la figure 1.9 que la croûte continentale inférieure ne se caractérise pas par une anomalie positive significative en europium pour rendre compte d'une composition résiduelle issue de l'extraction de la croûte continentale supérieure par un simple mécanisme de différenciation intracrustale. Ce problème est cependant résolu si on considère que le résidu complémentaire, de nature éclogitique (donc dense), a été recyclé par délamination dans le manteau (Kay et Kay, 1991; Kay et Kay, 1993), contribuant à enrichir davantage la croûte continentale en éléments incompatibles. On peut donc proposer que la croûte continentale est le résultat d'un ensemble de mécanismes complexes responsables de sa composition actuelle. Un modèle de croissance crustale cohérent doit donc pouvoir répondre aux questions essentielles concernant le site géotectonique de croissance crustale, la composition de la croûte continentale initiale et l'acquisition de sa composition actuelle ainsi que l'évolution du taux de sa croissance au cours du temps.

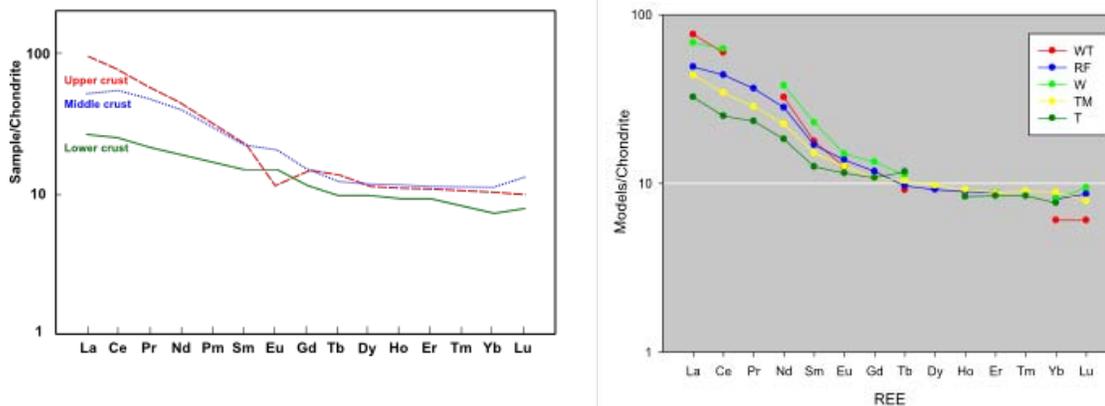


Figure 1.9: A gauche: Profils des terres rares correspondant aux différentes sections de la croûte continentale (modifiée d'après Rudnick et Fountain, 1995). A droite : Modèles de composition de la croûte continentale globale. WT : Weaver et Tarney (1984) ; RF : Rudnick et Fountain (1995) ; W : Wedepohl (1995) ; TM : Taylor et McLennan (1985) ; T : Taylor et al. (1969).

a) Taux de croissance crustale

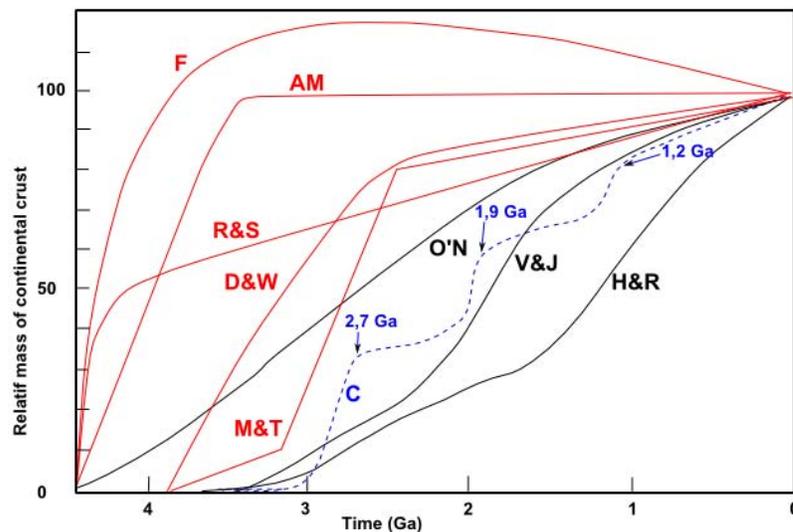


Figure 1.10: Modèles d'évolution des taux de croissance crustale au cours du temps (modifiée d'après White, 1998). La courbe C est proposée d'après les estimations de Condie (2000). F : Fyfe (1978) ; AM : Armstrong (1968 ; 1981) ; R&S : Reyer et Schubert (1984) ; D&W : De Paolo et Wasserburg (1979) ; M&T : McLennan et Taylor (1982) ; O'N : O'Nions et Hamilton (1981) ; C : Condie (2000) ; V&J : Veizer et Jansen (1979) ; H&R : Hurley et Rand (1979).

Différents modèles sont proposés pour l'évolution au cours du temps du pourcentage des continents formés (Figure 1.10). On peut distinguer (1) des modèles d'augmentation

progressive des masses continentales depuis l'Archéen (Hurley et Rand, 1969; Veizer et Jansen, 1979; O'Nions et Hamilton, 1981); (2) des modèles de croissance archéenne rapide suivie d'une croissance post-archéenne faible (De Paolo et Wasserburg, 1979; McLennan et Taylor, 1982), nulle (Armstrong, 1981) ou négative (Fyfe, 1978); une variante de ce type comprend la formation très précoce d'environ 50% de la croûte continentale, suivie d'un taux de croissance régulier jusqu'à l'Actuel (Reymer et Schubert, 1984); (3) enfin des modèles de croissance épisodique au cours du temps (Condie, 1998; Condie, 2000).

b) Croissance crustale et cadre tectonique

La croissance de la croûte continentale peut avoir lieu en contexte intraplaque ou aux frontières convergentes des plaques. Dans le premier cas, elle est associée à des activités magmatiques de type plume mantellique (Albarède, 1998). Au niveau des zones de convergence, la croissance crustale associe des mécanismes d'accrétion magmatique, impliquant la fusion directe du manteau ou de la croûte océanique, et d'accrétion tectonique d'arcs insulaires ou de plateaux océaniques (Rudnick, 1995). Cependant, le rôle et la signification de ces différents processus et contextes tectoniques par rapport à la croissance crustale globale sont certainement variables et demeurent la pierre angulaire autour de laquelle tournent les différents modèles de croissance crustale.

- Croissance crustale aux limites convergentes des plaques

Les principales manifestations magmatiques et tectoniques observées aux limites convergentes des plaques sont associées aux zones de subduction (océan/océan ou océan/continent) et aux zones de collision (continent/continent, arc magmatique/continent ou arc magmatique/arc magmatique).

Taylor (1967) propose, en se basant sur une comparaison de la composition de la croûte continentale globale et la prédominance de magmas andésitiques dans les zones de subduction, un modèle de croissance crustale par accrétion d'arcs insulaires au niveau des zones de convergence. C'est **le modèle andésitique**. Mais ce modèle ne permet pas de rendre compte de certains aspects de la composition de la croûte continentale. Par exemple, les teneurs en Ni et Cr des roches andésitiques d'arcs insulaires modernes sont

proches de celles de la croûte continentale supérieure (20 et 35 ppm) et ne sont donc pas compatibles avec une croûte continentale globale, nécessairement plus enrichie en ces éléments. D'un autre côté, le rapport Th/U basé sur des andésites d'arcs insulaires modernes, issues de la fusion d'un manteau probablement appauvri au cours de son histoire par extraction progressive de la croûte continentale, ne permet pas de rendre compte de la composition d'une croûte continentale dont une large proportion a été extraite à l'Archéen, à partir d'un manteau relativement moins appauvri que la source des andésites modernes. Ces différentes observations ont conduit [Taylor et McLennan \(1985\)](#) à proposer que seule la croûte continentale post-Archéenne se serait formée par accréation d'arcs insulaires.

- Croissance crustale en contexte intraplaque

Au niveau des **plateaux océaniques** : de grandes instabilités thermiques localisées dans le manteau inférieur produisent souvent des points chauds très productifs en magmas qui induisent localement un épaissement anormal de la croûte océanique. Cette croûte océanique anormalement épaisse échappe à la subduction et contribue à l'augmentation des masses continentales.

Au niveau des **plateaux basaltiques continentaux** : ils représentent des épanchements basaltiques suffisamment épais et couvrant une surface assez importante pour les associer à une anomalie thermique mantellique comparable à celle qui est à l'origine des plateaux océaniques. Ces plateaux basaltiques continentaux sont parfois associés à des essaims de dykes basiques traduisant un amincissement crustal. Leur composition est celle des basaltes alcalins à olivine. Ils sont, par leurs caractéristiques géochimiques, proches des basaltes des plateaux océaniques car leur source est identique, mais s'en distinguent en raison d'une interaction plus ou moins importante avec la croûte continentale.

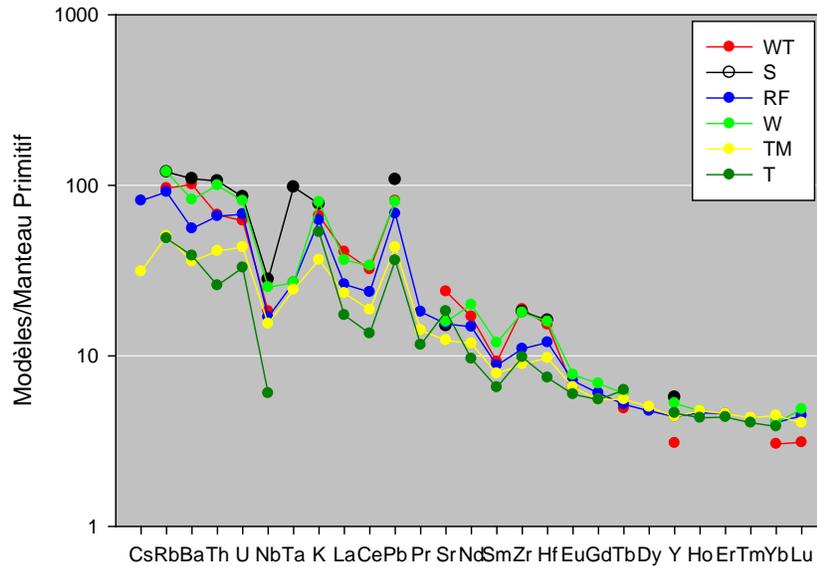


Figure 1.11: Spectres multiéléments normalisés au manteau primitive (Sun and McDonough, 1989) des différents modèles de composition globale de la croûte continentale discutés. WT : Weaver et Tarney (1984) ; S : Shaw et al. (1986) ; RF : Rudnick et Fountain (1995) ; W : Wedepohl (1995) ; TM : Taylor et McLennan (1985) ; T : Andésite moyenne de Taylor et al. (1969).

- Le modèle de Rudnick (1995)

La croûte continentale globale se distingue par des spectres multiéléments normalisés au manteau primitif très proches de ceux des magmas calco-alcalins des marges actives, caractérisés notamment par un enrichissement des éléments incompatibles plus marqué pour les LILE que les HFSE, un fractionnement des terres avec un net enrichissement des terres rares légères, des anomalies négatives en Nb, Ta et une anomalie positive en Pb (Figure 1.11). Dans les détails cependant il existe des différences notables. Rudnick (1995) observe que les rapports Sr/Nd et La/Nb de la croûte continentale globale sont généralement inférieurs à ceux des magmas typiques des marges actives (Figure 1.12 & 1.13).

Le rapport Sr/Nd est sensible au fractionnement des plagioclases. Ainsi, des cumulats à plagioclase, transformés à la base de la croûte en assemblages éclogitiques denses pourraient expliquer, par leur délamination dans le manteau, les faibles rapports observés dans la croûte continentale. Une telle hypothèse nécessiterait cependant une anomalie négative en Eu en général non observée dans les différents modèles de composition de la croûte continentale globale.

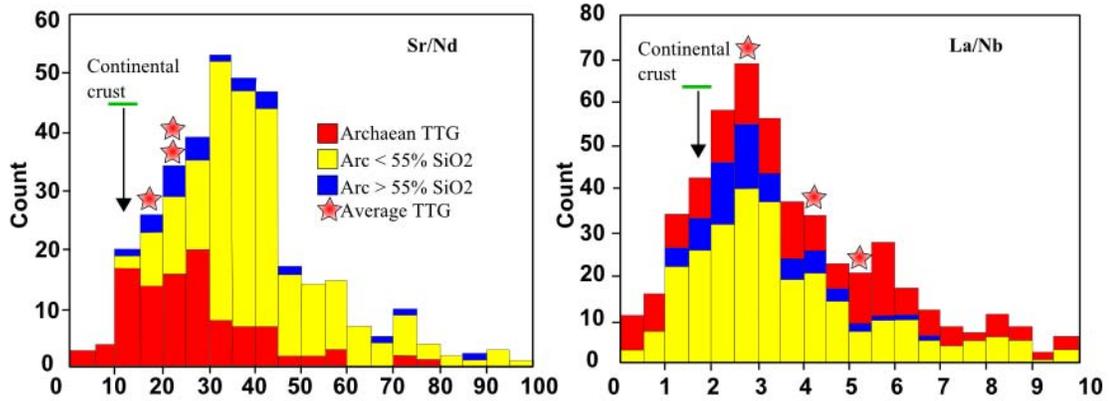


Figure 1.12: Histogramme des ratios Sr/Nd et La/Nb des magmas d'arcs et des TTG comparés aux ratios équivalents de la croûte continentale globale. Seules les roches dépourvues d'anomalies en Eu ($0,90 < Eu/Eu^* < 1,1$) ont été prises en compte pour la représentation du ratio Sr/Nd afin de contourner les effets de la différenciation intracrustale sur ce ratio. Modifiée d'après Rudnick (1995)

Au contraire de Sr/Nd, les ratios La/Nb ne sont pas significativement affectés par les processus de différenciation intracrustale, et sont donc de bons marqueurs des sources des magmas. Rudnick (1995) utilise ce dernier rapport pour estimer les proportions théoriques d'un mélange entre un magma de marge active et un basalte intraplaque, pouvant expliquer les valeurs observées pour la croûte continentale globale (Figures 1.12 et 1.13). Elle arrive à la conclusion qu'entre 10 et 35% de composant intraplaque est requis pour expliquer le rapport La/Nb de la croûte continentale. Il faut noter que les conséquences d'un tel mélange n'ont cependant pas été évaluées pour les autres éléments. Le rapport Sr/Nd continental, à la fois inférieur à celui des magmas des marges actives et des basaltes intraplaques (Figure 1.13), montre que la croûte continentale a évolué aussi par des processus intracrustaux, dont la délamination de matériaux denses à la base de celle-ci dans le manteau. D'autres explications pourraient relever d'erreurs d'estimation entachant les modèles de composition de la croûte continentale ou une mobilisation préférentielle du strontium des continents vers les océans durant les processus d'altération.

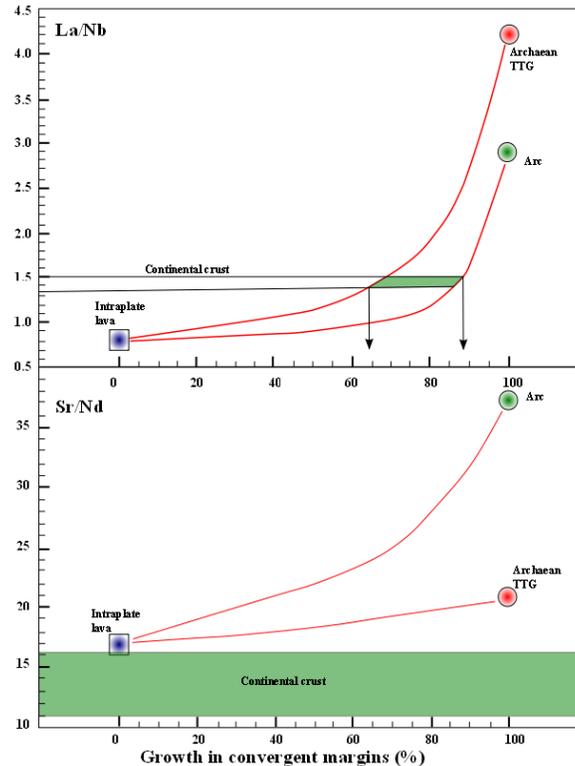


Figure 1.13: Courbes théoriques de mélanges entre des magmas intraplaques, représentés par une composition moyenne d'OIB (Sun et McDonough, 1989) et des magmas de marges actives, calculées pour les ratios La/Nb (en haut) et Sr/Nd (en bas). L'intersection des courbes calculées pour le rapport La/Nb avec les valeurs de ce même ratio obtenues par différents modèles de composition globale de la croûte continentale permet de fixer entre 10 et 35% la proportion de magmas intraplaques participant à la croûte continentale. Le rapport Sr/Nd de la croûte continentale est inférieur à celui des magmas intraplaques et de marges actives, suggérant une perte préférentielle de Sr de la croûte continentale. Modifiée d'après Rudnick (1995).

Références bibliographiques

- ALBARÈDE, F. (1998) The growth of continental crust. *Tectonophysics*, 296, 1-14.
- ARMSTRONG, R. L. (1981) Radiogenic isotopes: the case for crustal recycling on a near-steady-state no-continental-growth Earth. *Philosophical Transaction of the Royal Society*, A301, 443.
- ARNDT, N. T. (1977) Ultrabasic Magmas and High-Degree Melting of the Mantle. *Contribution to mineralogy and petrology*, 64, 205-221.
- ARTH, J. G., BARKER, F., PETERMAN, Z. E. & FRIDEMAN, I. (1978) Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of south-west Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. *Journal of Petrology*, 19, 289-316.

- ATHERTON, M. P. & PETFORD, N. (1993) Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust *Nature*, 362, 144-146.
- BARKER, F. (1979) Trondhjemites: definition, environment and hypotheses of origin. IN BARKER, F. (Ed.) *Trondhjemites, dacites, and related rocks*. Elsevier.
- BÉDARD, J. (2006) A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 1188-1214.
- BONEV, N. & STAMPFLI, G. (2008) Petrology, geochemistry and geodynamic implications of Jurassic island arc magmatism as revealed by mafic volcanic rocks in the Mesozoic low-grade sequence, eastern Rhodope, Bulgaria. *Lithos*, 100, 210-233.
- CASTILLO, P. R. (2006) An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin*, 51, 257-268.
- CAWOOD, P. A., KRÖNER, A. & PISAREVSKY, S. A. (2006) Precambrian plate tectonics: Criteria and evidence. *GSa Today*, 16, 4-11.
- CONDIE, K. C. (1976) *Plate tectonics and crustal evolution*, Pergamon Press, Inc., 282 p.
- CONDIE, K. C. (1981) *Archean greenstone belts*, Amsterdam, Elsevier, 434 p.
- CONDIE, K. C. (1998) Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? *Earth and Planetary Science Letters*, 163, 97-108.
- CONDIE, K. C. (2000) Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions. *Tectonophysics*, 322, 153-162.
- CONDIE, K. C. (2005) TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos*, 80, 33-44.
- DE PAOLO, D. J. & WASSERBURG, G. J. (1979) Sm-Nd age of the Stillwater complex and the mantle evolution curve for neodymium. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 999-1008.
- DEFANT, M. J. & DRUMMOND, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662-665.
- DRUMMOND, M. S. & DEFANT, M. J. (1990) A Model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, 95, 503-521.
- DUPUY, C., DOSTAL, J., MARCELOT, G., BOUGAULT, H., JORON, J. L. & TREUIL, M. (1982) Geochemistry of basalts from central and southern New Hebrides

arc: implication for their source rock composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 60, 207-225.

FOLEY, S., TIEPOLO, M. & VANNUCCI, R. (2002) Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature*, 417, 837-840.

FYFE, W. S. (1978) Evolution of the Earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics? *Chemical Geology*, 23, 89-114.

GAETANI, G. A. & GROVE, T. L. (1998) The influence of water on melting of mantle peridotite. *Contribution to mineralogy and petrology*, 131, 323-346.

GARRISON, J. M. & DAVIDSON, J. P. (2003) Dubious case for slab melting in the northern volcanic zone of the Andes *Geology*, 31, 565-568.

GOLDFARB, R. J., GROVES, D. I. & GARDOLL, S. (2001) Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews*, 18, 1-75.

HEISS, H. H. (1962) History of Ocean Basins. IN ENGEL, A. E. J., HAROLD, L. J. & LEONARD, B. F. (Eds.) *Petrologic studies: a volume to honor of A.F. Buddington*. Boulder, CO: Geological Society of America.

HOFMANN, A. W. (1988) Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90, 297-314.

HURLEY, P. M. & RAND, J. R. (1969) Pre-drift continental nuclei. *Science*, 164, 1229-1242.

IN KUSKY, T. M. (Ed.) *Precambrian ophiolites and related rocks*. Amsterdam, Elsevier.

JAHN, B. M., CABY, R. & MONIE, P. (2001) The oldest UHP eclogites of the world: Age of UHP metamorphism, nature of protoliths and tectonic implications. *Chemical Geology*, 178, 143-158.

JAHN, B. M., GLIKSON, A. Y., PEUCAT, J.-J. & HICKMAN, A. H. (1981) geochemistry and isotopic data of Archaean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, western Australia: implications for the early crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45, 1633-1652.

JAHN, B. M., VIDAL, P. & KRÖNER, A. (1984) Multi-chronometric ages and origin of Archean tonalitic gneisses in Finnish Lapland: a case for long crustal residence time. *Contribution to mineralogy and petrology*, 86, 398-408.

- JAKES, P. & WHITE, A. J. R. (1972) Major and Trace Element Abundances in Volcanic Rocks of Orogenic Areas. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 29-40.
- JAQUES, A. L. & GREEN, D. H. (1980) Anhydrous melting of peridotite at 0-15 Kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contribution to mineralogy and petrology*, 73, 287-310.
- KAY, R. W. & KAY, M. S. (1993) Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219, 177-189.
- KAY, R. W. & KAY, S. M. (1991) Creation and destruction of lower continental crust. *Geologische Rundschau*, 80, 259-272.
- KUSHIRO, I., SHIMIZU, N. & NAKAMURA, Y. (1972) Composition of coexisting liquid and solid phases formed upon melting of natural garnet and spinel lherzolites: a preliminary report. *Earth and Planetary Science Letters*, 14, 19-25.
- LABROSSE, S. & JAUPART, C. (2007) Thermal evolution of the Earth: Secular changes and fluctuations of plate characteristics. *Earth and Planetary Science Letters*, 260, 465-481.
- MARTIN, H. & MOYEN, J.-F. (2002) Secular changes in TTG composition as markers of the progressive cooling of the Earth
- MARTIN, H. (1987) Petrogenesis of Archean thronjhemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland; major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology*, 28, 921-953.
- MARTIN, H. (1993) The mechanisms of petrogenesis of the Archaean continental crust: Comparison with modern processes *Lithos*, 30, 373-388.
- MARTIN, H. (1994) The Archean grey gneisses and the genesis of the continental crust. IN CONDIE, K. C. (Ed.) *Archean crustal evolution*. Amsterdam, Elsevier.
- MARTIN, H. (2009) Archéen. *Encyclopædia Universalis*, 1-11.
- MARTIN, H., SMITHIES, R. H., RAPP, R., MOYEN, J.-F. & CHAMPION, D. (2005) An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79, 1-24.
- MAURY, R. C., SAJONA, F. G., PUBELLIER, M., BELLON, H. & DEFANT, M. J. (1996) Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes:

l'exemple de Mindanao (Philippines) Bulletin de la Société Géologique de France, 167, 579-595.

MAYURAMA, S. & LIOU, J. (1998) Ultrahigh-pressure metamorphism and its significance on the Proterozoic-Phanerozoic boundary. *The Island Arc*, 7, 6-35.

MAYURAMA, S., LIOU, J. & TERABAYASHI, M. (1996) Blueschists and eclogites of the world and their exhumation. *International Geology Review*, 38, 490-596.

MCLENNAN, S. M. & TAYLOR, S. R. (1982) Geochemical constraints on the growth of the continental crust. *Journal of Geology*, 90, 342.

MOYEN, J.-F. & STEVENS, G. (2006) Experimental constraints on TTG petrogenesis: implications for Archean geodynamics. IN UNION, A. G. (Ed.) *Archean geodynamics and environments*. Geophysical Monograph Series.

MOYEN, J.-F. (2008) Apports de la pétrologie endogène à la compréhension de la géodynamique Archéenne. HDR, Université de Rennes (France), 197 p.

MOYEN, J.-F. (2009) High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the “adakitic signature”. *Lithos*, 112, 556-574.

O'NIONS, R. K. & HAMILTON, P. J. (1981) Isotope and trace element models of crustal evolution. *Trans. R. Soc. London*, A301, 473-487.

PELTONEN, P. & KONTINEN, A. (2004) The Jormua ophiolite: A mafic-ultramafic complex from an ancient ocean-continent transition zone. IN KUSKY, T. M. (Ed.) *Precambrian ophiolites and related rocks*. Amsterdam, Elsevier, 35-71.

PETFORD, N. & GALLAGHER, K. (2001) Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma. *Earth and Planetary Science Letters*, 193, 483-499.

POLAT, A. & KERRICH, R. (2002) Boninite-like volcanic rocks in the 3.7-3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth. *Chemical Geology*, 184, 231-254.

PROUTEAU, G., SCAILLET, B., PICHAVANT, M. & MAURY, R. C. (2001) Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature*, 410, 197-200.

- RAPP, R. P., SHIMIZU, N., NORMAN, M. D. & APPLGATE, G. S. (1999) Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa *Chemical Geology*, 160, 335-356.
- REYMER, A. & SCHUBERT, G. (1984) Phanerozoic addition to the continental crust and crustal growth. *Tectonics*, 3, 63-77.
- RUDNICK, R. L. & FOUNTAIN, D. M. (1995) Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 33, 267-309.
- RUDNICK, R. L. (1995) Making continental crust. *Nature*, 378, 571-578.
- SALAH, I. A., LIÉGEOIS, J.-P. & POUCKET, A. (1996) Evolution d'un arc insulaire Birimien précoce au Liptako nigérien (Sirba): géologie, géochronologie et géochimie. *Journal of African Earth Sciences*, 22, 235-254.
- SCOTT, D. J., HELMSTAEDT, H. & BICKLE, M. J. (1992) Purtunig ophiolite, Cape Smith belt, northern Quebec, Canada: A reconstructed section of early Proterozoic oceanic crust. *Geology*, 20, 173-176.
- SHAW, D. M., CRAMER, J. J., HIGGINS, M. D. & TRUSCOTT, M. G. (1986) Composition of the Canadian Precambrian shield and the continental crust of the Earth. *Journal of the Geological Society, London, Special Publication vol. 24*, 275-282.
- SHIREY, S., HARRIS, J., RICHARDSON, S., FOUCH, M., JAMES, D., CARTIGNY, P., DEINES, P. & VILJOEN, F. (2003) Regional patterns in the paragenesis and age of inclusions in diamond, diamond composition, and the lithospheric seismic structure of Southern Africa. *Lithos*, 71, 243-258.
- SMITHIES, R. H. & CHAMPION, D. C. (2000) The Archaean high-Mg diorite suite: links to tonalite–trondhjemite–granodiorite magmatism and implications for early Archaean crustal growth. *Journal of Petrology*, 41, 1653-1671.
- STERN, R. J. & KILIAN, R. (1996) Rôle of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Austral Volcanic Zone. *Contribution to mineralogy and petrology*, 123, 263-281.
- SUN, S.-S. & MCDONOUGH, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Journal of the Geological Society, London, Special Publications*, 42, 313-345.

- TAYLOR, S. R. & MCLENNAN, S. M. (1981) The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Philosophical Transaction of the Royal Society*, A301, 381.
- TAYLOR, S. R. & MCLENNAN, S. M. (1985) *The continental crust: its composition and evolution*, Blackwell Scientific Publications, 312 p.
- TAYLOR, S. R. & MCLENNAN, S. M. (1995) The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 33, 241-265.
- TAYLOR, S. R. (1967) The origin and growth of continents. *Tectonophysics*, 4, 17-34.
- TAYLOR, S. R., CAPP, A. C. & GRAHAM, A. L. (1969) Trace Element Abundances in Andesites II. Saipan, Bougainville and Fiji. *Contribution to mineralogy and petrology*, 23, 1-26.
- TURCOTTE, D. & SCHUBERT, G. (1982) *Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems*, New York, John Wiley and sons, 450 p.
- VAN KRANENDONK, M., COLLINS, W. J., HICKMAN, A. & PAWLEY, M. J. (2004) Critical tests of vertical vs. horizontal tectonic models for the Archaean East Pilbara granite-greenstone terrane, Pilbara Craton, Western Australia. *Precambrian Research*, 131, 173-211.
- VEIZER, J. & JANSEN, S. L. (1979) Basement and sedimentary recycling and continental evolution. *Journal of Geology*, 87, 341-370.
- VON HUENE, R. & SCHOLL, D. W. (1991) Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Reviews of Geophysics*, 29, 279-316.
- WATSON, E. B. & HARRISON, T. M. (2005a) Crystallization temperatures of Hadean zircons: Plate tectonics at 4.35 Ga? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, A-390-A390.
- WATSON, E. B. & HARRISON, T. M. (2005b) Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth. *Science*, 308, 841-844.
- WEAVER, B. L. & TARNEY, J. (1984) Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, 310, 575-577.
- WEAVER, S. D., SAUNDERS, A. D., PANKHURST, R. J. & TARNEY, J. (1979) A Geochemical Study of Magmatism Associated With the Initial Stages of Back-Arc Spreading. *Contribution to mineralogy and petrology*, 68, 151-169.

WEDEPOHL, K. H. (1995) The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 1217-1232.

WHITE, W. M. (1998) *Geochemistry* (source Web).

WILDE, S. A., VALLEY, J. W., PECK, W. H. & GRAHAM, C. M. (2001) Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature*, 409, 175-178.

WILSON, M. (1989) *Igneous petrogenesis*, London, Harper Collins Academic, 466 p.

CHAPITRE II

LES SUPERCONTINENTS NEOPROTEROZOIQUES

ET L'OROGENESE PANAFRICAIN

I. Introduction

L'évolution de la Terre se caractérise depuis au moins 3 Ga par une succession d'épisodes de formation d'ensembles continentaux uniques, appelés supercontinents, suivis de leur fragmentation, sous l'influence d'importantes activités magmatiques impliquant des plumes mantelliques gigantesques, ou superplumes (Condie, 1998).

Bien que des phases d'accrétion juvénile peuvent accompagner la fragmentation des supercontinents, Condie (1998) montre que les phases majeures de croissance crustale distribuées autour de trois pics à 2,7, 1,9 et 1,2 Ga sont associées à l'assemblage de supercontinents (Figure 2.1). Le pic à 1,2 Ga correspond à l'assemblage du Rodinia; il est relativement mieux documenté que les deux pics précédents.

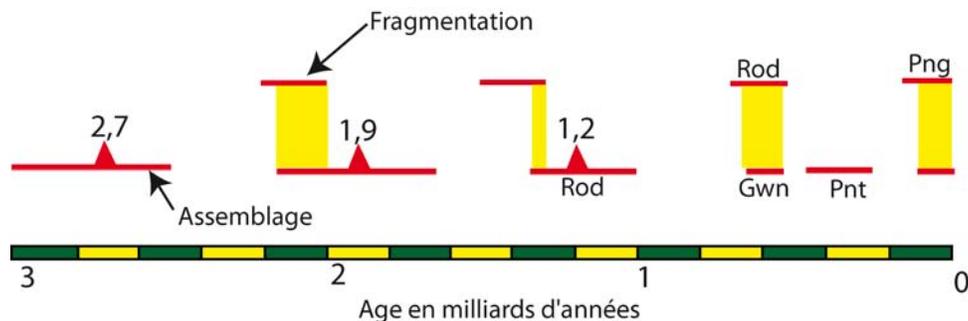


Figure 2.14: Succession des périodes d'assemblage et fragmentation des supercontinents depuis 3 Ga (modifiée d'après Condie, 1998). Les triangles rouges indiquent des pics de croissance crustale. Les rectangles jaunes montrent les périodes pendant lesquelles la fragmentation d'un supercontinent et l'assemblage du supercontinent suivant se recouvrent. Rod, Rodinia ; Gwn, Gondwana, Pnt, Pannotia ; Png, Pangée.

Les épisodes d'assemblage d'un supercontinent sont représentés par des cycles orogéniques. Ainsi, l'orogénèse Grenvillienne accompagne, entre 1300 et 900 Ma (Li *et al.*, 2008), l'assemblage des différentes entités issues de la fragmentation du supercontinent Columbia et forme un nouveau supercontinent, le Rodinia (Rogers et Santosh, 2002). Ce supercontinent va se fragmenter à son tour et les entités obtenues par la fragmentation du Rodinia vont être rassemblées et former un nouveau supercontinent, le Gondwana, au cours de l'orogénèse Panafricaine entre 900 et 550 Ma (Trompette, 1997; Trompette, 2000).

II. Le Rodinia

L'existence d'un supercontinent à la fin du Précambrien est mentionnée pour la première fois par [Valentine et Moores \(1970\)](#). Ce supercontinent est par la suite nommé Rodinia ([McMenamin et McMenamin, 1990](#)), du terme russe « *rodit* », qui signifie « donner naissance. » Une année plus tard, de nombreux travaux apportent des informations précieuses sur l'assemblage et la fragmentation du Rodinia, et indiquent que certains ensembles issus de sa fragmentation sont à l'origine du Gondwana ([Dalziel, 1991](#); [Hofmann, 1991](#); [Moores, 1991](#)).

Dans une remarquable synthèse, [Li et al. \(2008\)](#) présentent l'histoire de l'assemblage, la configuration et la fragmentation du Rodinia. La Laurentia, supposée être au centre du supercontinent Rodinia au cours de son évolution, comme en attestent les marges passives d'âge Néoprotérozoïque réparties sur tout son pourtour ([Hofmann, 1991](#)), est prise comme repère géographique dans cette synthèse.

Des incertitudes concernant l'identification des entités continentales associées à la marge occidentale actuelle de la Laurentia ont conduit à plusieurs modèles, dont les plus précoces indiquent, sur la base de similitudes stratigraphiques, paléomagnétiques et métallogéniques, une connexion entre l'Est Antarctique et la marge occidentale de la Laurentia, dans une configuration Précambrienne nommée SWEAT, acronyme de l'appellation anglaise *Southwest U.S.-East Antarctic* ([Bell et Jefferson, 1987](#); [Moores, 1991](#)).

Les entités associées à la bordure orientale de la Laurentia sont relativement mieux connues. Il s'agit des cratons Baltica et Amazonia (Figure 2.2). Le craton Baltica semble être rattaché à la Laurentia bien avant l'assemblage du Rodinia comme l'indiquent des manifestations magmatiques intracratoniques communes entre 1500 et 1300 Ma ([Ahäll and Connelly, 1998](#); [Karlstrom et al., 2001](#); [Bogdanova et al., 2008](#)). Le craton Amazonia, séparé de la Laurentia par un océan Mésoprotérozoïque, est rattaché à

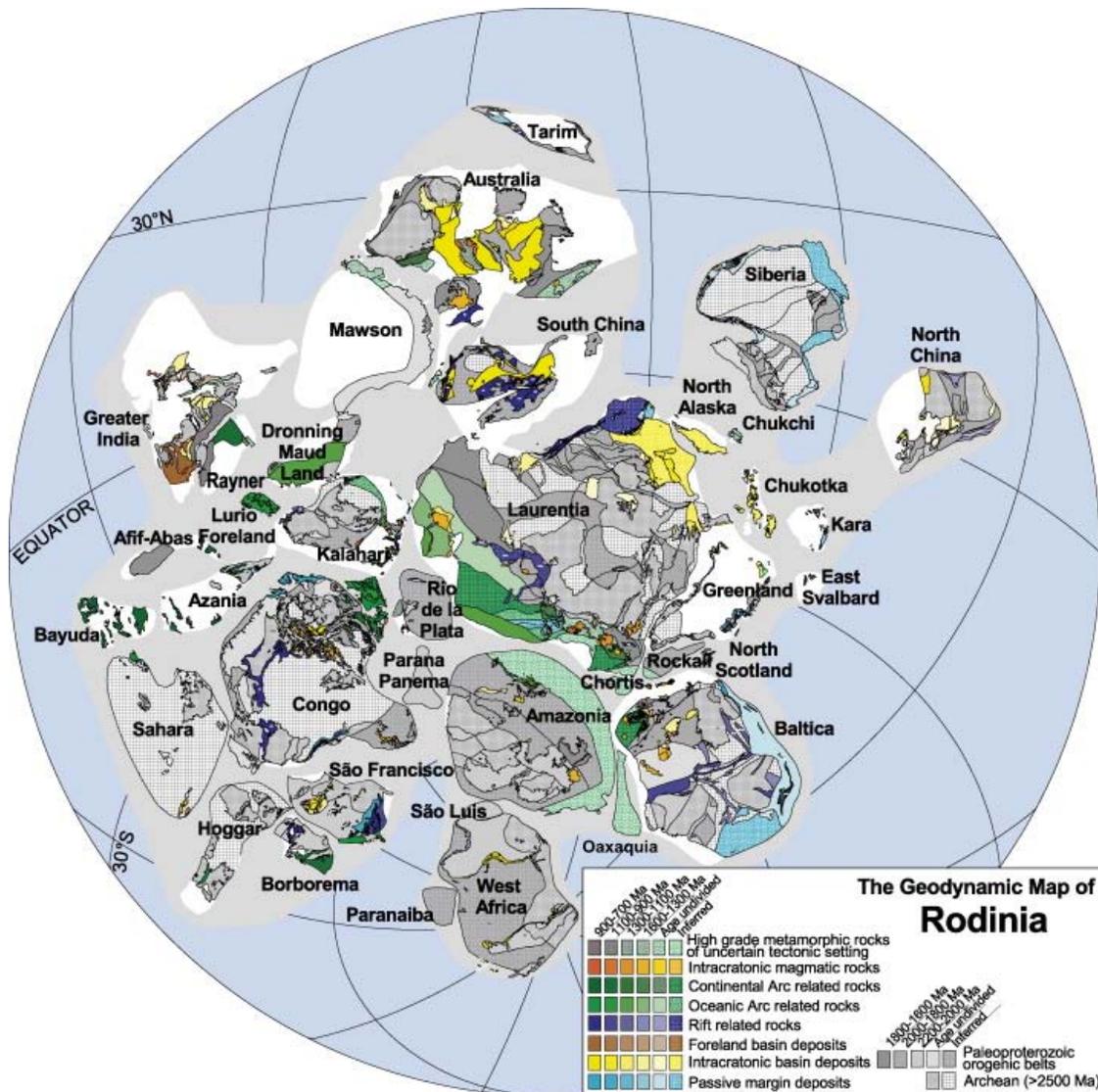


Figure 2.215: Reconstitution du supercontinent Rodinia après son assemblage définitif et avant sa fragmentation (Li *et al.*, 2008).

celui-ci dans le cadre du supercontinent Rodinia à la faveur de l'orogénèse grenvillienne (Rivers, 1997; Loewy *et al.*, 2003; Davidson, 2008), probablement autour de 1,15 Ga (Tohver *et al.*, 2002). Enfin, la position du craton de l'Afrique de l'Ouest par rapport à la Laurentia est mal connue, en partie à cause de la rareté de données paléomagnétiques sur ce craton (Li *et al.*, 2008). L'absence d'âges grenvilliens dans ce craton suggère cependant qu'il devait faire partie d'un ensemble cratonique plus large au moment de l'assemblage du Rodinia. Un tel ensemble comprenant les cratons de l'Afrique de l'Ouest, Amazonia et Rio de la Plata aurait existé au Mésoprotérozoïque et au Néoprotérozoïque

(Trompette, 1997). La position relative de ces différentes entités dans le cadre de ce grand ensemble est cependant imprécise (Li *et al.*, 2008).

Bien que certains auteurs suggèrent que le craton de Congo-Sao Francisco ne fût jamais associé au supercontinent Rodinia (Kröner et Cordani, 2003), d'autres proposent que la présence de terrains Mésoprotérozoïque réactivés au cours de l'orogénèse grenvillienne le long de la chaîne des Irumides et de la marge du bloc de Rio de la Plata pourraient indiquer que ces masses continentales furent assemblées dans le cadre du Rodinia (de Waele *et al.*, 2003; Fuck *et al.*, 2008), dans une configuration où le bloc de Rio de la Plata serait probablement encastré entre le craton du Congo-São Francisco et la Laurentia (Weil *et al.*, 1998; D'Agrella-Filho *et al.*, 2004).

Enfin, dans leur reconstitution paléogéographique (Figure 2.2), Li *et al.* (2008) indiquent en plus des entités ci-dessus mentionnées, les positions correspondant aux cratons du Kalahari, de l'Inde, de Madagascar, du Bouclier Arabo-Nubien, ainsi que des blocs correspondant à la Chine du nord et du sud. Il faut souligner que la position du craton du Kalahari est variable selon les reconstitutions. Certains auteurs considèrent qu'il occupait une position équatoriale dans la configuration du Rodinia (Renne *et al.*, 1990; D'Agrella-Filho *et al.*, 1998); d'autres proposent de le localiser dans l'hémisphère sud, relié au craton de Congo-São Francisco (Dalziel, 1992; Meert et Van Der Voo, 1997; Li *et al.*, 2008) ou dans une position séparée (Weil *et al.*, 1998).

III. Le Gondwana

L'histoire du Gondwana commence avec la fragmentation du Rodinia, qui se déroule probablement entre 900 et 700 Ma, conformément à la plupart des modèles basés sur des données paléomagnétiques ou des données géochronologiques et géochimiques couplées, interprétées en termes d'évènements magmatiques de type superplume (Dalziel, 1991; Dalziel, 1992; Trompette, 2000; Li *et al.*, 2008). Cette fragmentation peut-être résumée de la manière suivante :

- (i) La partie sud-ouest du Rodinia, composée du craton de Congo-Sao Francisco, peut-être associé au bloc Kalahari, est la première à se détacher

du supercontinent, probablement autour de 900 Ma (Trompette, 2000); Frimmel *et al.* (2001) proposent un âge Néoprotérozoïque plus récent pour la séparation du Kalahari, qui suggère que ce bloc pourrait être séparé du craton Congo-Sao Francisco. Le bloc sud chinois amorce sa séparation entre 870 et 845 Ma (Trompette, 1997; Dalziel and Soper, 2001; Johnson *et al.*, 2005)..

- (ii) Autour de 825 Ma, un ensemble d'intrusions magmatiques comprenant des cortèges de dykes mafiques, des complexes mafiques-ultramafiques intracontinentaux, ainsi qu'un abondant magmatisme felsique témoigne d'une phase paroxysmique de fragmentation du Rodinia. Ces intrusions sont observées en Australie (Zhao *et al.*, 1994; Wingate *et al.*, 1998), en Chine méridionale – qui n'a donc probablement pas été complètement séparée de la Laurentia au cours de l'évènement magmatique mineur de la phase précédente, au contraire du craton de Congo-Sao Francisco – et dans les blocs Tarim (Zhang *et al.*, 2006), Inde (Radhakrishna et Mathew, 1996), Kalahari (Frimmel *et al.*, 2001) – qui pourrait dans ce cas représenter un bloc indépendant du craton de Congo-Sao Francisco ou un fragment abandonné par celui-ci lors d'un épisode précoce de rupture du Rodinia – et le Bouclier Arabo-Nubien (Stein et Goldstein, 1996; Tecklay *et al.*, 2002). Ces intrusions sont localement recouvertes par des sédiments syn-rifts d'âge comparable (Li *et al.*, 1999). Cette phase magmatique marque donc clairement l'étape majeure de la fragmentation du Rodinia.
- (iii) Autour de 720 Ma, la Sibérie se sépare de la Laurentia (Li *et al.*, 2008). La séparation du craton Baltica intervient plus tard, aux environs de 650 Ma (Torsvik *et al.*, 1996). Ces deux cratons ne participeront cependant pas au Gondwana (Trompette, 2000).

A ce stade, les différentes entités dont l'assemblage formera le Gondwana sont individualisées. Les Figure 2.3 et Figure 2.4 donnent une image de celles-ci, respectivement dans leur configuration à 600-545 Ma (Trompette, 2000) et après la consolidation finale du Gondwana, entre 530 et 500 Ma (Grunow *et al.*, 1996).

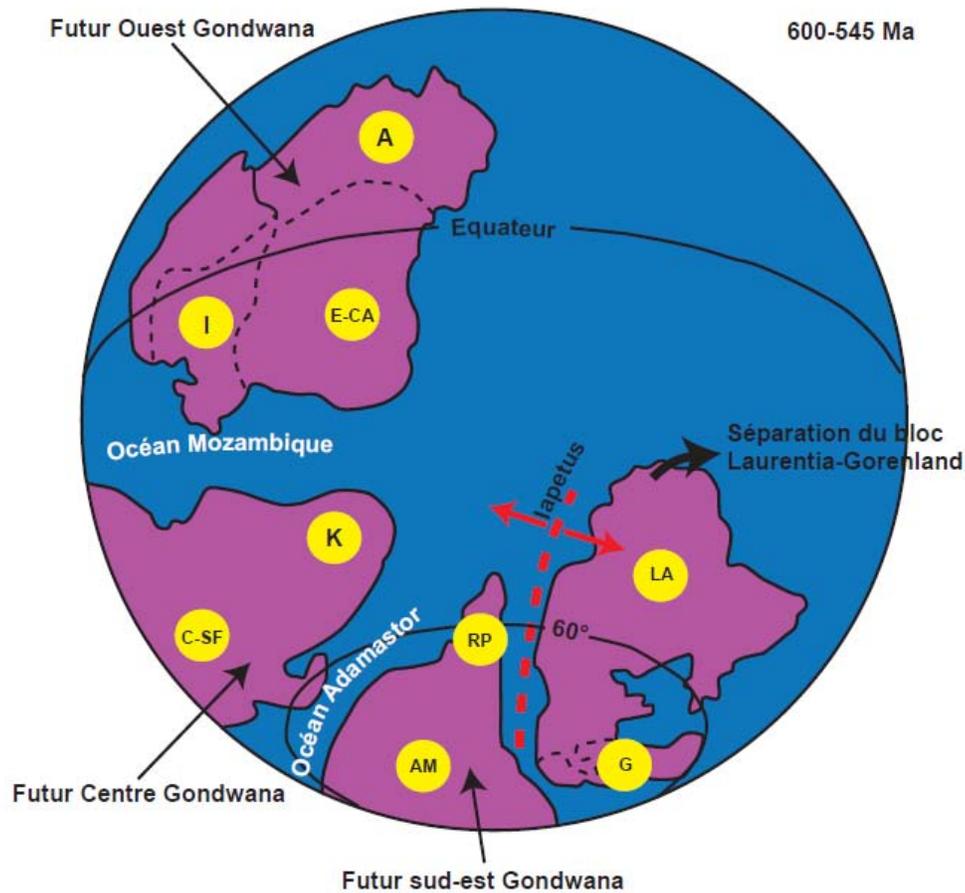


Figure 2.3: Reconstitution simplifiée de la configuration du supercontinent Gondwana entre 600 et 545 Ma (modifiée d'après Grunow et al., 1996; Trompette, 2000). Ne sont pas représentés les cratons Baltica et Sibéria qui ne participent pas au Gondwana, ainsi que les prolongements de l'Afrique et de l'Amérique du sud, le craton de l'Australie Occidentale et les blocs de la Chine du Nord et du Sud. I : Inde ; A : Australie ; E-CA : Australie Orientale et Centrale ; K : Kalahari ; C-SF : Craton de Congo-São Francisco ; AM : Amazonia ; RP : Rio de la Plata ; LA : Laurasie ; G : Groenland.

La configuration du Gondwana est décrite dans ce qui suit conformément à [Trompette \(2000\)](#), en considérant les pôles de l'époque, avec les continents africain et sud-américain orientés de telle sorte que le Cap de Bonne-Espérance et le Cap Horn ont leurs pointes dirigées vers le nord (Figure 2.5). Dans cette configuration, trois ensembles principaux sont distingués :

- (i) le craton de Congo-Sao Francisco auquel certains auteurs rattachent le craton du Kalahari ([Weil et al., 1998](#); [Trompette, 2000](#)) préfigure le Gondwana central ;

- (ii) l'ensemble ouest Gondwana constitué des cratons australien, Est et Centre Antarctique, du bloc indien et du Bouclier Arabo-Nubien;
- (iii) l'ensemble sud-est Gondwana représenté par les cratons de l'Afrique de l'Ouest, Amazonia et le bloc de Rio de la Plata desquels se détache vers 550 Ma, l'ensemble Laurasia – Groenland favorisant l'ouverture de la paléo-mer Iapetus.

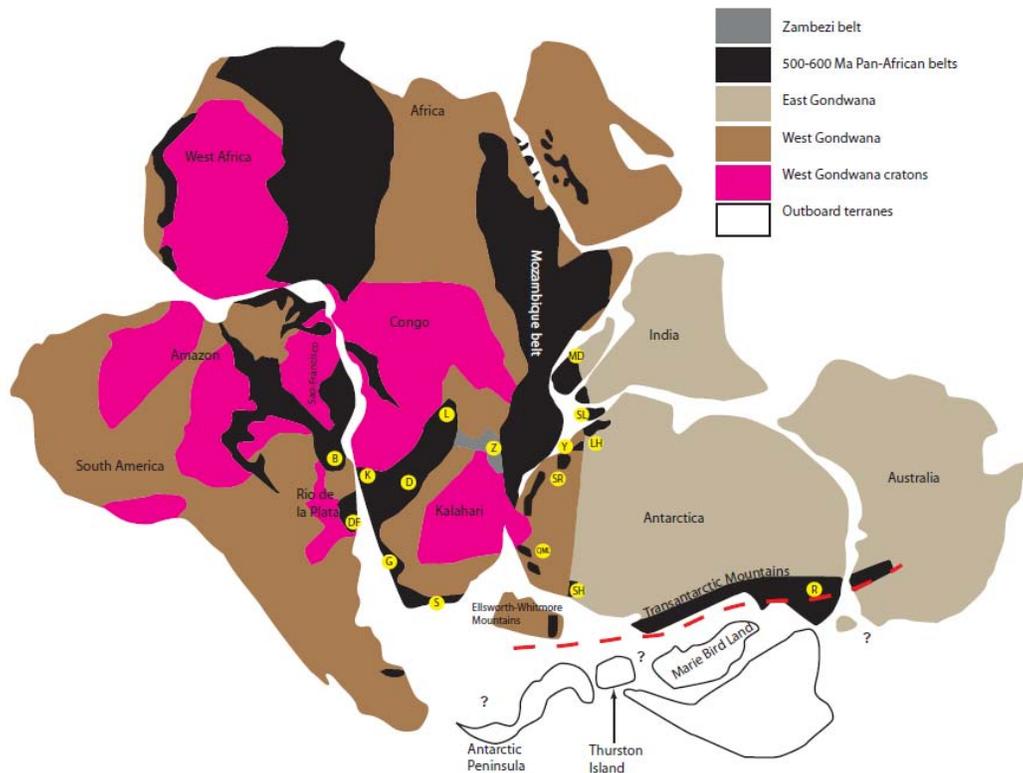


Figure 2.4: Reconstruction du Gondwana à la fin de son assemblage, autour de 530 Ma (modifiée d'après Grunow et al., 1992). B : Chaîne Brasiliano ; DF : Chaîne de Dom Feliciano ; D : Chaîne du Damara ; G : Chaîne du Gariép ; K : Chaîne du Kaoko ; L : arc Lufilien ; LH : Baie de Lützow-Holm ; MD : Madagascar ; Y : Montagne Yamato ; R : Orogène Ross ; S : Chaîne Saldanienne ; SH : Shackleton ; SL : Sri Lanka ; SR : Massifs de Sør Rondane ; Z : Chaîne du Zambèze ; QML : Queen Maud Land.

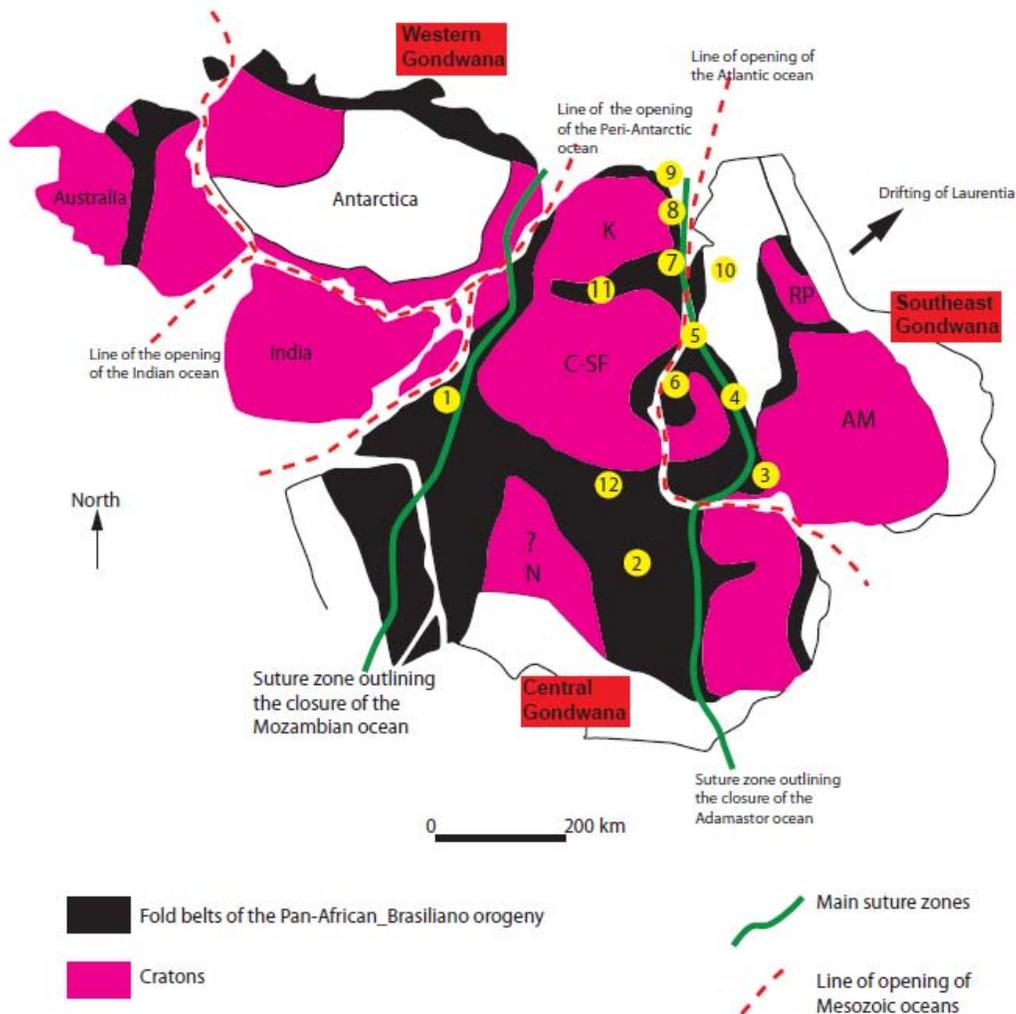


Figure 2.5: Principaux domaines cratoniques et chaînes néoprotérozoïques issus de l'assemblage du Gondwana vers 530 Ma, orientés conformément aux pôles de l'époque (modifiée d'après Trompette, 2000). N : Craton Nilotique hypothétique ; C-SF : Craton de Congo-São Francisco ; K : Kalahari ; AM : Craton d'Amazonie ; RP : Rio de la Plata. 1 : Chaîne du Mozambique ; 2 : Chaîne Trans-Saharienne ; 3 : Chaîne d'Araguaia ; 4 : Chaîne du Brésil ; 5 : Chaîne du Ribeira-Mantiqueira ; 6 : Chaîne Araçuaí-Ouest Congo ; 7 : Chaîne de Kaoko ; 8 : Chaîne de Gariep ; 9 : Chaîne de Malmesbury ; 10 : Chaîne de Dom Feliciano ; 11 : Chaîne du Damara ; 12 : Chaîne Oubanguides-Sergipe.

L'assemblage du Gondwana central et Gondwana du sud-est– réunis dans ce qui est décrit comme Ouest Gondwana dans une configuration correspondant au moment de la fragmentation de ce supercontinent- se fait à la suite de la fermeture de l'océan Adamastor qui marque l'orogénèse panafricano-brésilienne (Trompette, 1997; Trompette, 2000) ; tandis que l'Ouest Gondwana – habituellement décrit comme Est Gondwana, dans une configuration correspondant au Gondwana au moment de sa fragmentation - se

rattache au Gondwana Central par la fermeture de l'océan Mozambique associée à la formation de l'Orogène Est Africain (Stern, 1994).

A la fin de son assemblage, le Gondwana est un ensemble composite constitué de cratons séparés par des ceintures orogéniques d'âge Néoprotérozoïque formant un réseau de chaînes anastomosé (Figure 2.5). Ces ceintures orogéniques peuvent être classées en deux types en fonction de la durée de leur cycle orogénique et de leur signification géodynamique (Trompette, 1997; Trompette, 2000).

1. Les différents types de ceintures orogéniques

2.1. Les ceintures orogéniques précoces à cycle long (1000 – 600 Ma)

Dénommées *old long-lived belts* ou ceintures de type O-LL, elles comprennent les principales structures subméridiennes (chaînes du Mozambique, Trans-Saharienne, Brasiliano, Dom Feliciano, Gariep, Ribeira-Mantiqueira), la chaîne transverse Oubanguide-Sergipe, et probablement la chaîne du Damara, initialement interprétée comme une chaîne intracontinentale (Trompette, 1997, 2000).

Le développement de ces structures est associé à la fermeture des principaux domaines océaniques au cours de l'assemblage du Gondwana. Les zones de sutures marquant la position de ces paléo-océans et ainsi la localisation de la fermeture par subduction sont identifiées principalement sur la base des arguments suivants :

- (i) Présence de complexes mafiques et ultramafiques interprétés comme des sutures ophiolitiques: chaînes Brasiliano (Drake, 1980) et Oubanguides-Sergipe (Poidevin, 1985; Penaye *et al.*, 1993) ;
- (ii) Magmatisme calco-alkalin associé à la subduction d'une croûte océanique : chaînes transsaharienne (Chikhaoui *et al.*, 1980) et Dom Feliciano (Fernandez *et al.*, 1992) ;
- (iii) Métamorphisme de haute pression: chaînes transsaharienne (Caby, 1987), de Gariep (Kröner, 1975) et Oubanguide-Sergipe (Nzenti *et al.*, 1984; Poidevin, 1985; Barbey *et al.*, 1990) ;
- (iv) Anomalies gravimétriques et magnétiques soulignant la juxtaposition de portions lithosphériques distinctes : chaînes transsaharienne (Bayer et Lesquer, 1978; Caby, 1987),

Brasiliano méridionale (Lesquer *et al.*, 1981) et Oubanguide-Sergipe (Regan et Marsh, 1982).

Ces zones de suture ont permis d'identifier quatre grands ensembles réunis dans le cadre de l'assemblage du Gondwana (Trompette, 1997). Ce sont les ensembles constitués (i) des cratons d'Afrique de l'Ouest, Amazonia et Rio de la Plata, (ii) le craton de Congo-São Francisco, (iii) le craton du Kalahari et (iv) le domaine énigmatique du Nord-est Brésil, Centre et Ouest Afrique, encore appelé « Province Remaniée » (Trompette, 1997; Trompette, 2000). Ce domaine comprend dans sa partie africaine les métacratons du Sahara (Abdelsalam *et al.*, 2002) et LATEA (Liégeois *et al.*, 2003). Le terme métacraton désignant selon Abdelsalam *et al.* (2002) un ancien craton remobilisé au cours d'un épisode orogénique mais ayant préservé partiellement ses caractéristiques rhéologiques, géochronologiques et isotopiques. Dans le but d'éviter toute confusion pouvant résulter de l'utilisation du terme "remobilisation" et rendre compte de l'ensemble des mécanismes (érosion-sédimentation, métamorphisme, fusion partielle, déformation) potentiellement susceptibles de transformer un craton en métacraton (l'utilisation du préfixe "meta" devant être prise dans le sens général de *métamorphose* et non le sens géologique de *métamorphisme*, comme indiqué par Abdelsalam *et al.*, 2002), nous appliquons la définition suivante à ce terme: **un métacraton est un ancien craton ayant subi des modifications partielles de ses caractères rhéologiques, géochronologiques et isotopiques sous l'influence de facteurs géodynamiques au cours d'un cycle orogénique.** La "Province Remaniée" est ainsi désignée ci-dessous par l'appellation "**Province des métacratons**".

2.2. Les ceintures orogéniques récentes à cycle court (600-520 Ma)

Ces ceintures intracontinentales, avec parfois une océanisation limitée, sont appelées *Young short-lived belts* ou Y-SL. Elles comprennent les chaînes Araçuaï-Congo, Bassaride, Paraguay, la chaîne des Sierras Pampeennes et pourraient représenter, à l'exemple de la chaîne Araçuaï-Congo où l'âge de la déformation est comparable à celui

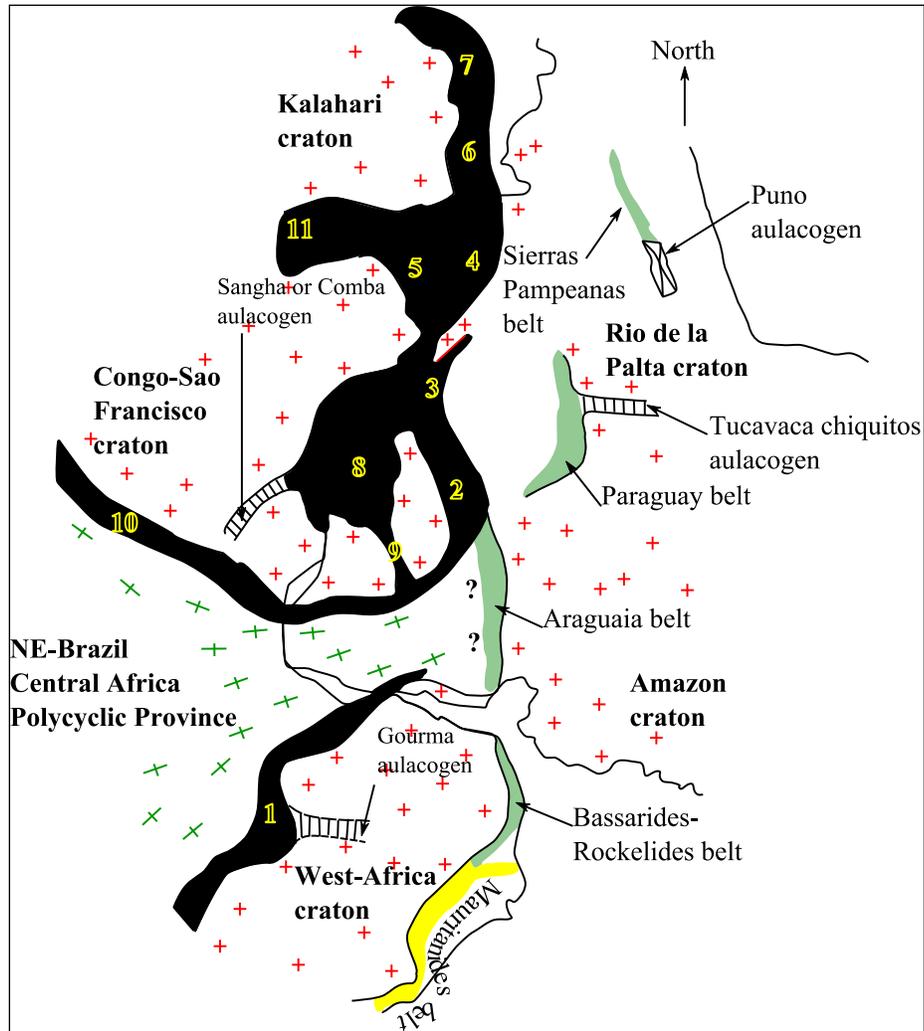


Figure 2.6: Principales chaînes panafricaines de la bordure est du Gondwana et localisation de la province polycyclique des métacratons ou «NE-Brazil Central Africa polycyclic province» (modifiée d'après Trompette, 2000). Sont également représentées les chaînes Brasiliano-panafricaines récentes (Sierras Pampeanas, Araguaia, Paraguay, Bassarides-Rockelides) et anciennes, notées de 1 à 11; les chaînes hercyniennes (Mauritanides); les aulacogènes panafricains (Sangha, Tucavaca chiquitos, Gourma) et Paléozoïque inférieur (Puno). 1 : chaîne transaharienne ; 2 : chaîne Brasiliano ; 3 : chaîne Ribeira-Mantiqueira ; 4 : chaîne Dom Feliciano ; 5 : chaîne Kaoko ; 6 : chaîne Gariép ; 7 : chaîne Malmesbury ; 8 : chaîne Araçuai-Ouest Congo ; 9 : chaîne du Paramirim ; 11 : chaîne Oubanguide-Sergipe ; 11 : chaîne du Damara.

de la chaîne Brasiliano (Trompette, 2000), la fermeture de domaines intracontinentaux en extension, spatialement et génétiquement associés aux chaînes de type O-LL. Ces chaînes sont cependant parfois décrites dans le cadre de l'évolution de bassins interprétés comme des structures précoces de rupture avortée du supercontinent Gondwana vers 600 Ma (Trompette, 1997). Elles marquent, en tous cas, une tendance générale à la dislocation de

l'ensemble constitué des cratons de l'Afrique de l'Ouest, Amazonia et du bloc de Rio de la Plata en trois fragments distincts.

2. La Province des métacraton

Elle désigne un vaste domaine polycyclique (Figure 2.6) comprenant des terrains aujourd'hui situés au nord-est du Brésil, au nord du craton du Congo et à l'est du craton d'Afrique de l'Ouest (Trompette, 1997, 2000).

Au NE du Brésil, elle est considérée comme un ensemble de mini-cratons et mini-chaînes (de Brito Neves et Cordani, 1991) dont l'assemblage pourrait représenter un modèle à échelle réduite de celui du Gondwana (Trompette, 1997). Toutefois, aucune signature juvénile n'y a été mise en évidence entre 800 et 600 Ma (Van Schumus *et al.*, 1995).

Dans sa partie africaine, elle est interprétée comme un collage de terrains exotiques (*exotic terranes*) comprenant des métavolcanites et granitoïdes Néoprotérozoïque et des ensembles Paléoprotérozoïque et Archéen réactivés (Black *et al.*, 1994; Liégeois *et al.*, 1994). Ces derniers ensembles ont été interprétés comme des vestiges d'un ancien craton parfois appelé (1) craton nilotique (Rocci, 1965), (2) craton du Sahara-Congo (Kröner, 1977), (3) craton est-saharien (Bertrand et Caby, 1978), (4) métacraton du Sahara central (Black et Liégeois, 1993), (5) métacraton du Sahara oriental (Liégeois *et al.*, 1994) ou (6) métacraton du Sahara (Abdelsalam *et al.*, 2002).

La présence dans la partie africaine de cette province d'un magmatisme juvénile d'âge Néoprotérozoïque, comprenant des ophiolites et des roches magmatiques calco-alcalines, a été utilisée pour l'associer à la fermeture de bassins océaniques au cours de l'orogénèse panafricaine (Boullier, 1991; Black *et al.*, 1994; Azzouni-Sekkal *et al.*, 2003).

3. Reconstitution de l'assemblage du Gondwana

3.1. Chronologie des événements à l'Est du Gondwana Central

La collision subméridienne (Hofmann, 1991) entre l'ensemble formé des cratons d'Afrique de l'Ouest, Amazonia et Rio de la Plata d'une part, et le craton de Congo-São

Francisco d'autre part, représente l'évènement tectonique majeur à l'Est du Gondwana central. Elle rassemble, avant 600 Ma (Trompette, 2000), deux entités initialement contigües dans la configuration du Rodinia, qui se séparent autour de 900 Ma lorsque le craton de Congo-São Francisco se détache de la Laurentia. Cet évènement est responsable de la formation de la chaîne Panafricano-Brasiliiano et survient avant la collision du craton de Congo-São Francisco et la Province des métacrâtons entre 600-580 Ma (Caby et Arthaud, 1987; Pimentel et Fuck, 1992). Cette dernière zone de collision est plus vieille et complexe dans son extrémité sud où interviennent à la fois le craton de Congo-São Francisco, le craton du Kalahari et le bloc du Rio de la Plata (Fernandes *et al.*, 1992; Trompette, 1997). La déformation dans ce contexte méridional est hétérochrone, datée à 630 Ma dans le sud de la chaîne Ribeira-Mantiqueira, 640-620 Ma et 700 Ma respectivement au nord et au sud de la chaîne Dom Feliciano, 550-600 Ma au moins dans les chaînes de Gariep et Malmesbury (Trompette, 1997).

La collision E-W dans la chaîne Oubanguide-Sergipe est datée en République Centrafricaine à 620 Ma à partir de zircons séparés de métadiorites syn-tectoniques (Penaye *et al.*, 1993) et vers 616 Ma au Cameroun (Nzenti *et al.*, 1984; Nzenti, 1987; Ngnotue *et al.*, 2000) où le métamorphisme granulitique s'accompagne de migmatisation (Barbey *et al.*, 1990). La migmatisation est datée par la méthode Rb-Sr à 565 ± 22 Ma en République Centrafricaine (Trompette, 1997).

L'âge de la collision à l'origine de la chaîne du Damara est controversé. Martin et Porada (1977) proposent un âge Cambrien inférieur à moyen tandis que Kröner (1982) décrit une évolution polyphasée, avec une phase précoce, qui pourrait être située entre 675 et 575 Ma, sur la base d'âges Rb-Sr.

La collision entre le craton du Kalahari et la partie septentrionale du Gondwana du sud-est pourrait être aussi précoce que 700 Ma (Fernandes *et al.*, 1992; Gresse et Scheepers, 1993).

3.2. Chronologie des évènements à l'Ouest du Gondwana Central

A l'ouest du Gondwana central, la fermeture du paléo-océan mozambicain conduit à la collision entre le Gondwana central et l'Ouest Gondwana. Cette collision va aboutir à

la formation du Bouclier Arabo-Nubien et de la chaîne du Mozambique, décrits dans le cadre de l'Orogène Est Africain (Stern, 1994; Goncalves, 2002).

Le métamorphisme granulitique marquant la collision est daté entre 700 et 640 Ma dans le Bouclier Arabo-Nubien (Stern, 1994), 615 et 650 Ma en Tanzanie et au Mozambique (Kröner *et al.*, 1997; Appel *et al.*, 1998). Ce métamorphisme est cependant plus récent dans les différents fragments de l'Ouest Gondwana (Inde, Sri Lanka, Madagascar, Est Antarctique) où il est daté entre 570 et 500 Ma (Braun *et al.*, 1998; Fitzsimons, 2000).

Cette distribution de l'âge du métamorphisme granulitique est à l'origine de deux modèles d'évolution géodynamique distincts proposés pour cette partie du Gondwana (Goncalves, 2002) :

- (1) Un premier modèle de collision unique entre deux ensembles distincts séparés par la chaîne mozambicaine décrit une accréation de terrains juvéniles et un métamorphisme granulitique entre 640 et 700 Ma (Stern, 1994). La convergence entre ces ensembles qui se poursuit sur environ 150 Ma serait responsable des épisodes tectono-métamorphiques entre 500 à 570 Ma. *Ce modèle suggère donc que les deux ensembles impliqués représentent des entités à part entière dès le Néoprotérozoïque.*
- (2) Un deuxième modèle de collision en deux étapes est proposé par Meert et Van Der Voo (1997). Selon ce modèle, l'Ouest Gondwana représente un ensemble de terrains divers réunis par l'orogénèse Panafricaine. Une première phase de collision, entre 650 et 800 Ma, associe le Bouclier Arabo-Nubien au Gondwana central. Elle est suivie, entre 615 et 650 Ma, de l'assemblage de l'Inde, Sri Lanka et Kalahari au craton de Congo-Sao Francisco. L'orogénèse de Kuunga (Meert and Van Der Voo, 1997), qui intervient vers 550-500 Ma, rassemble les cratons Antarctique et Ouest Australie au reste du Gondwana. *Ainsi, l'Ouest Gondwana ne correspond pas à une entité à part entière avant la consolidation totale du Gondwana (Fitzsimons, 2000) vers 530 Ma, à la limite Cambrien-Précambrien (Powell *et al.*, 1993).*

IV. Les manifestations de l'orogénèse panafricaine au Nord du craton du Congo et à l'Est du craton d'Afrique de l'Ouest

Au Nord du craton du Congo et à l'Est du craton d'Afrique de l'Ouest, les manifestations de l'orogénèse panafricaine sont très variées. On peut distinguer, sur la base des données géochronologiques et isotopiques disponibles (K/Ar, Rb/Sr, U/Pb, Sm/Nd), (i) des domaines (socle Paléoprotérozoïque à Archéen) réactivés durant l'orogénèse panafricaine sans apport juvénile significatif au Néoprotérozoïque, (ii) des domaines comprenant des phases d'accrétion pré-Néoprotérozoïque et Néoprotérozoïque, (iii) enfin des domaines correspondant principalement à une accrétion juvénile Néoprotérozoïque (Tableau 2.1; Figure 2.7).

1. Les domaines du Socle Paléoprotérozoïque à Archéen

Des fragments de socle Paléoprotérozoïque à Archéen sans contribution juvénile significative au Néoprotérozoïque sont préservés par l'orogénèse panafricaine. Sur le plan lithologique, ils sont principalement constitués de gneiss et de migmatites intrudés par des granitoides Néoprotérozoïques ([Abdelsalam *et al.*, 2002](#); [Liégeois *et al.*, 2003](#)).

Les âges modèles Nd T_{DM} calculés sur la plupart des roches constituant ce socle sont semblables aux héritages les plus anciens obtenus sur des zircons métamorphiques ou détritiques. Par exemple, dans le métacraton du Sahara, 66% des âges modèles T_{DM} sont pré-Néoprotérozoïque ([Abdelsalam *et al.*, 2002](#)). Des âges Paléoprotérozoïque (1770 – 2300 Ma) sont obtenus par la méthode U/Pb sur zircon à partir de roches paradérivées du désert oriental d'Égypte ([Abdel-Monem et Hurley, 1979](#); [Dixon, 1981](#)). [Kröner *et al.* \(1987\)](#) indiquent un âge U-Pb Archéen (~2650 Ma) sur des zircons détritiques issus des roches granulitiques de la région de Sabaloka au Soudan, semblable à l'âge de 2629 ± 3 Ma obtenu sur les anorthosites de Jebel Kamil ([Sultan *et al.*, 1994](#)) dans l'Uweinat Égyptien.

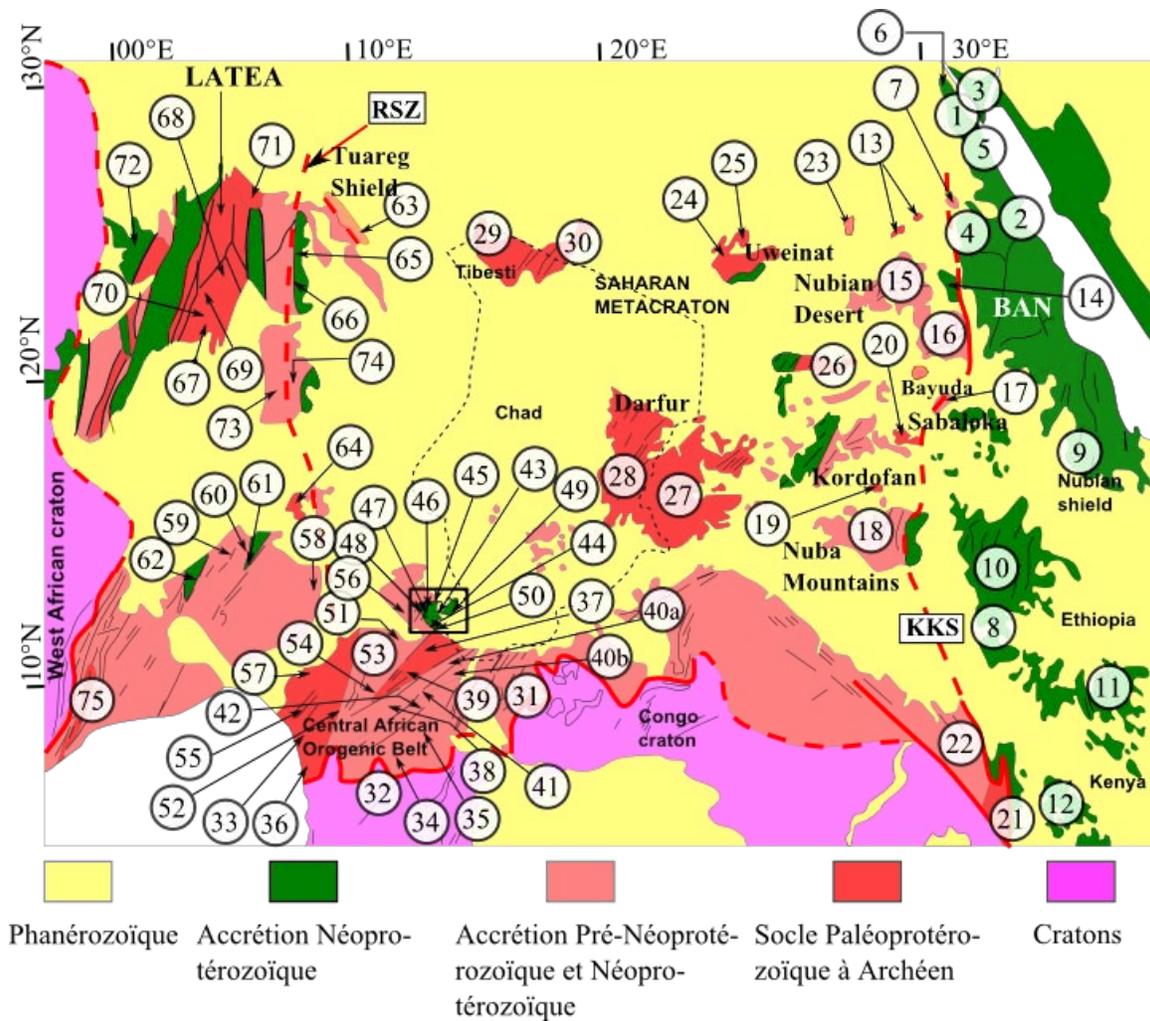


Figure 2.7: Les empreintes de l'orogénèse panafricaine au Nord du craton du Congo et à l'Est du craton d'Afrique de l'Ouest (modifiée d'après Abdelsalam et al., 2002). Les numeros encadrés renvoient aux échantillons du Tableau 2.1. les sources utilisées sont celles fournies par Abdelsalam et al. (2002) pour le Métacraton du Sahara, complétées avec de nouvelles données pour couvrir et mettre à jour l'ensemble de la carte. Le rectangle noir au milieu de la figure localise le secteur de la présente étude (Mayo Kebbi). Les traits noirs et fins représentent les traces de foliation; les traits noirs épais représentent des zones de cisaillement; les traits rouges continus et discontinus représentent des zones de suture attestées ou supposées, respectivement); le trait noir en pointillé correspond au territoire de la République du Tchad, dont fait partie le Mayo Kebbi. RSZ: Raghane Shear Zone; KKS: zone de suture de Keraf-Kabus-Sekerr. BAN: Bouclier Arabo-Nubien. Il faut souligner que le Darfour est relativement mal documenté.

Tableau 2.1: Données géochronologiques et isotopiques relatives au socle Précambrien au nord du craton du Congo et à l'est du craton d'Afrique de l'Ouest

Echantillons	Localisations	Âges (Ma)	Méthodes	Sr	T _{DM} (Ga)	Références
Bouclier Arabo-Nubien						
Gneiss de Wadi Rasheid	Egypte (1)	1770 ± 40	U/Pb			<i>Abdel-Monem et Hurley (1979)</i>
Galets conglomératique de Wadi Mubarak	Egypte (1)	1120 - 2300	U/Pb			<i>Dixon (1981)</i>
Galets conglomératiques de Hafafit	Egypte (2)				0,75	<i>Harris et al. (1984)</i>
Métasédiment de Wadi Haimur	Egypte (3)				1,8	<i>Harris et al. (1984)</i>
Granite de Jebel Zabara	Egypte (2)				0,85	<i>Harris et al. (1984)</i>
Granite d'Aswan	Egypte (4)	634 - 741	U/Pb		0,95	<i>Harris et al. (1984); Sultan et al. (1994)</i>
Grauwacke de Wadi Miyah	Egypte (4)	831 - 2300	U/Pb			<i>Wust (1989)</i>
Grauwacke de Wadi Allaqui	Egypte (4)	820 - 2450	U/Pb			<i>Wust (1989)</i>
Métagabbro-diorite complex	Egypte (5)	881 ± ?	Rb/Sr	0,704		Abdel-Rahman et Doig (1987); Abdel-Rahman (1995)
Série volcanique du Dokhan (basaltes - rhyolites)	Egypte (5)	609 ± 12 Ma	U/Pb			El-Bialy (2010)
Série volcanique du Dokhan (basaltes - rhyolites)	Egypte (5)	620 ± ?	Rb/Sr ¹			Abdel-Rahman (1995)

Granodiorite - leucogranites	Egypte (1, 5)	552 ± ?	Rb/Sr	0,704		Abdel-Rahman et Doig (1987); Abdel-Rahman (1995)
Trondhjemite	Egypte (5)	516 ± ?	Rb/Sr			Abdel-Rahman et Doig (1987)
Métavolcanites de Shadli	Egypte (2)	842 ± 22 Ma	Rb/Sr			El-Shazly et al. (1973)
Granodiorites	Egypte (5)	674 - 693	Rb/Sr			Stern et Hedge (1985)
Granodiorites du pluton de Kid	Egypte (3)	576 ± 11 Ma	Rb/Sr	0,7044	0,86 - 0,93	Moghazi et al. (1998)
Syénogranites du pluton de Kid	Egypte (3)	570 ± 4 Ma	Rb/Sr	0,7034	0,68 - 0,77	Moghazi et al. (1998)
Granite d' El Nakhil	Egypte (6)	578 ± 15	U/Pb		0,69	<i>Sultan et al. (1990)</i>
Granite de Jebel Umm Shagir	Egypte (7)	626 ± 4	U/Pb			<i>Sultan et al. (1994)</i>
Plutonites de Birbir	W Ethiopie (8)	540 - 830	U/Pb			Ayalew et al. (1990)
Monzogranites de Negash	N Ethiopie (9)	608 - 611	U/Pb		0,79 - 0,83	Asrat et al. (2004)
Métagabbro-diorite pré-tectonique	W Ethiopie (10)	846 - 856	U/Pb	0,7028	0,95	Woldemichael et al. (2010)
Gabbros - granites syntectoniques	W Ethiopie (10)	700 - 830	U/Pb	0,7282 - 0,7032	0,94 - 0,97	Woldemichael et al. (2010)
Granites	S Ethiopie (11)	526 - 646	U/Pb			Worku (1996); Abraham et al. (1992); Yibas et al. (2002)

Gneiss	S Ethiopie (11)	570 - 765	U/Pb		Worku (1996); Abraham et al. (1992); Yibas et al. (2002)
Migmatite de Mukogodo	Centre Kenya (12)	1206 ± 96	Rb/Sr	0,7035	Key et al. (1989)
Gneiss de Lolkoitoi	Centre Kenya (12)	622 ± 9	Rb/Sr	0,7033	Key et al. (1989)
Gneiss de Kotim	Centre Kenya (12)	818 ± 48	Rb/Sr	0,703	Key et al. (1989)
Granite de Poloi	Centre Kenya (12)	826 ± 33	Rb/Sr	0,704	Key et al. (1989)
Granite de Morupusi	Centre Kenya (12)	572 ± 20	Rb/Sr	0,7045	Key et al. (1989)
Granite de Lauraki	Centre Kenya (12)	582 ± 14	Rb/Sr	0,7044	Key et al. (1989)
Granite de Lolmungji	Centre Kenya (12)	566 ± 30	Rb/Sr	0,7042	Key et al. (1989)
Jebel El Asr (Egypte)					
Anorthosite de Jebel El Asr	SE Egypte (13)	1922 - 2141	U/Pb		Sultan et al. (1994)
Gneiss de Jebel El Asr	SE Egypte (13)			1,9 - 2,5	Harms et al. (1990)
Désert Nubien (N Soudan)					
Ophiolite de Delgo	Soudan (14)	707 - 752		0,47 - 1,81	Harms et al. (1994)
Granite	Soudan (15)	661 - 718	U/Pb	0,8 - 1,62	Harms et al. (1994)
Gneiss	Soudan (15)	749 +/- 12	U/Pb	1,28	Harms et al. (1994)
Gneiss	Soudan (15)	592 ± 16	Sm/Nd ²	1,28	Harms et al. (1994)
Migmatite	Soudan (15)	546 ± 19	Sm/Nd	0,83	Harms et al. (1994)
Cobble de Duweishat	Soudan (15)	718 - 2451	U/Pb		Stern et al. (1994)
Gneiss de Duweishat	Soudan (15)	719 - 2428	U/Pb	1,26 - 2,82	Stern et al. (1994)
Granite de Wadi Halfa	Soudan (16)	530 ± 10	Rb/Sr	0,7075	0,72 Stern et al. (1994)
Métavolcanites de Wadi	Soudan (14)	581 - 653	Rb/Sr	0,7025 - 0,7031	0,66 Stern et al. (1994)

Halfa

Granite de Jebel Moya	Soudan (15)	744 ± 2	U/Pb			<i>Stern et Daoud (1991)</i>
Granite de Jebel Moya	Soudan (15)	730 ± 31	Rb/Sr	0,7031	0,98	<i>Stern et Daoud (1991)</i>
Charnockite de Jebel Moya	Soudan (15)	742 ± 2	U/Pb		0,97	<i>Stern et Daoud (1991)</i>
Enderbite de Jebel Moya	Soudan (15)	739 ± 2	U/Pb		0,96	<i>Stern et Daoud (1991)</i>
Granodiorite	Soudan (15)				1,6	<i>Harms et al. (1990)</i>
						<i>Schandelmeier et al. (1988); Harms et al. (1990)</i>
Granite	Soudan (15)	565 - 623	Rb/Sr	0,7055 - 0,7064	1,2 - 1,5	<i>Schandelmeier et al. (1988); Harms et al. (1990)</i>
Gneiss	Soudan (15)	918 +/- 40	Rb/Sr	0,7161	2,2 - 2,23	<i>Schandelmeier et al. (1988); Harms et al. (1990)</i>

Bayuda, Sabaloka (NE Sudan)

Gneiss de Rahaba	Bayuda (16)	874 ± 33	Rb/Sr			<i>Meinhold (1979)</i>
Metasédiments de Rahaba	Bayuda (16)				1,50 - 1,55	<i>Harris et al. (1984)</i>
Gneiss de Kurmut	Bayuda (16)	757 ± 29	Rb/Sr			<i>Meinhold (1979)</i>
Granite de Nabati	Bayuda (16)	573 ± 70	Rb/Sr			<i>Meinhold (1979); Barth et al. (1983)</i>
Granite d'Abu Harrik	Bayuda (16)	898 ± 51	Rb/Sr	0,7025	0,75	<i>Harris et al. (1984); Ries et al. (1985)</i>
Quartzite d'Abu Hamed	Bayuda (16)	761 ± 22		0,7028	1,05	<i>Harris et al. (1984); Ries et al. (1985)</i>

Granite de Shallai	Bayuda (16)	549 ± 12	Rb/Sr	0,704		<i>Ries et al. (1985)</i>
Granite de Deifallab	Bayuda (16)	678 ± 43	Rb/Sr	0,7082		<i>Ries et al. (1985)</i>
Metavolcanite d'El Kuro	Bayuda (16)	800 ± 83	Rb/Sr	0,703		<i>Ries et al. (1985)</i>
Amphibolite de Dam Et Tor	Bayuda (16)	806 ± 19	U/Pb		0,9	<i>Küster et Liégeois (2001)</i>
Gneiss de Dam Et Tor	Bayuda (16)				0,86 - 0,9	<i>Küster et Liégeois (2001)</i>
Gneiss de Kurmut	Bayuda (16)				0,89	<i>Küster et Liégeois (2001)</i>
Metasédiments de Kurmut	Bayuda (16)				0,79	<i>Küster et Liégeois (2001)</i>
Metasédiments de Kurbi	Bayuda (16)				0,89	<i>Küster et Liégeois (2001)</i>
Gneiss d'El Melagi	Bayuda (16)				2,04 - 2,43	<i>Küster et Liégeois (2001)</i>
Métasédiments d'El Had	Bayuda (16)				2,08 - 2,24	<i>Küster et Liégeois (2001)</i>
Granulite de Sabaloka	Sabaloka (17)	720 ± 72	Rb/Sr	0,7044		<i>Kröner et al. (1987)</i>
Granulite de Sabaloka	Sabaloka (17)	2650 ± ?	U/Pb			<i>Kröner et al. (1987)</i>
Migmatite de Sabaloka	Sabaloka (17)	572 ± 16	Rb/Sr	0,7068		<i>Kröner et al. (1987)</i>
Granite de Sabaloka	Sabaloka (17)	543 ± 26	Rb/Sr	0,71	1,7	<i>Kröner et al. (1987)</i>
Monts Nuba (Soudan Central)						
Granite de Rashad	Monts Nuba (18)				1	<i>Harris et al. (1984)</i>

Granite d'Abasiya	Monts Nuba (18)				0,95	<i>Harris et al. (1984)</i>
Granite de Jebel Ed Dair	Monts Nuba (18)	542 ± 12	Rb/Sr	0,697		<i>Curtis et Lenz (1985)</i>
Granite de Jebel Liri	Monts Nuba (18)	684 ± 5	Rb/Sr	0,7034		<i>Curtis et Lenz (1985)</i>
Kordofan (Soudan Central)						
Granite d'El Obeid	Kordofan (19)				2	<i>Harris et al. (1984)</i>
Migmatite de Wadi Hower	Kordofan (20)	686 ± 26	Rb/Sr	0,7064	1,85	<i>Schandelmeier et al. (1988); Harms et al. (1990)</i>
Gneiss de Wadi Hower	Kordofan (20)				1,7	<i>Harms et al. (1990)</i>
Granite de Wadi Hower	Kordofan (20)	562 - 585	Rb/Sr	0,7080 - 0,7086	1,4 - 1,8	<i>Schandelmeier et al. (1988); Harms et al. (1990)</i>
NW Kenya						
Granite de Marich	NW Kenya (21)				1,65 - 1,95	<i>Harris et al. (1984)</i>
Métopélite de Sekerr	NW Kenya (22)				1,1 - 1,5	<i>Harris et al. (1984)</i>
Amphibolite de Sekerr	NW Kenya (22)				1	<i>Harris et al. (1984)</i>
Bir Safsaf (Egypte)						
Dyke basaltique de Bir Safsaf	Désert occidental (23)				1,26 - 1,54	<i>Harms et al. (1990)</i>
Enclaves de la diorite de Bir Safsaf	Désert occidental (23)				1,61 - 1,64	<i>Harms et al. (1990)</i>
Diorite de Bir Safsaf	Désert occidental (23)				1,5	<i>Harms et al. (1990)</i>
Granite de Bir Safsaf	Désert occidental (23)	578 ± 9		0,7055	1,41	<i>Harms et al. (1990)</i>
Gneiss de Bir Safsaf	Désert occidental (23)				1,5	<i>Harms et al. (1990)</i>

Uweinat						
Charnockite de Karkur Murr	Libye (24)	2617 ± 21	Rb/Sr		3 - 3,2	<i>Klerkx et Deutsch (1977); Harris et al.(1984)</i>
Gneiss de Jebel Karai	Egypte (25)	673 ± 56	Rb/Sr	0,705	2,1	<i>Harms et al. (1990)</i>
Anorthosite de Jebel Kamil	Egypte (25)	2063 - 2629				<i>Sultan et al. (1994)</i>
Jebel Rahib (Soudan)						
Gneiss de Jebel Rahib	Kordofan (26)				2,6	<i>Harms et al. (1990)</i>
Ophiolite de Jebel Rahib	Kordofan (26)				2,65	<i>Harms et al. (1994)</i>
Darfour						
Xénolithe, Jebel Marra	Soudan (27)				2,82	<i>Davidson et Wilson (1989)</i>
Granites	Tchad (28)	549 - 587	Rb/Sr	0,7066 - 0,7088		Kasser (1995)
Tibesti						
Granite de Ben Ghnema	Libye (29)	550 - 586	Rb/Sr	0,7052 - 0,7062		<i>Pegram et al.(1976)</i>
Granites de Wadi Yebigue	Libye (30)	548 - 558	Rb/Sr	0,7064 - 0,7070		Suayah et Rogers (1986)
Granites d'Eghei	Libye (30)	528 - 552	Rb/Sr	0,7044 - 0,7079		El Makhrouf et Fullagar (2000)
Dyke rhyolitique d'Eghei	Libye (30)	559 ± 35	Rb/Sr	0,7033		El Makhrouf et Fullagar (2000)
Granites	Libye (30)	527 - 578	U/Pb	0,7053 - 0,7074	1,11 - 2,17	Suayah et al. (2006)
Oubanguides						
Charnockite de Mpoko	RCA (31)	833 ± 66	U/Pb		1,69	<i>Pin et Poidevin (1987)</i>

Granulite de Lere	RCA (31)	652 ± 19	U/Pb	2,21	<i>Pin et Poidevin (1987)</i>
Charnockite de Sibut	RCA (31)	639 ± 3	U/Pb	2,01	<i>Pin et Poidevin (1987)</i>
Granodiorite de Mbi	RCA (31)	2065 ± 6	U/Pb	2,44 - 2,48	Poidevin et Pin (1986)
charnockite d'Ebolowa	Complexe de Ntem, CC (Cameroun) (32)	2896 ± 7	U/Pb	2,98	Toteu et al. (1994)
Tonalite de Soo	Complexe de Ntem, CC (Cameroun) (32)	2850 ± ?	U/Pb		Toteu et al. (1994)
Amphibolite de Kopongo	Série de Nyong (Sud Cameroun)(33)	2037± 10 (I.S.); 626±26 (I.I.)	U/Pb	2,89	Toteu et al. (1994)
Metaquartzite	Série de Nyong (Sud Cameroun)(33)	2948 ± 47 (I.S.); 2049 ± 36 (I.I.)	U/Pb	2,84	Toteu et al. (1994)
Gneiss migmatitique de Sombong	Série de Nyong (Sud Cameroun)(33)	2600 ±? (I.S.); 600 ± ? (I.I.)	U/Pb		Toteu et al. (1994)
Orthogneiss syntectonique de Ngoa Ekele	Yaoundé, Cameroun (34)	620 ± 10	U/Pb	1,6	Toteu et al. (1994)
Métadiorites	Letta, Cameroun (35)			1,71 - 1,85	Toteu et al. (1994)
Syénite du rocher du loup, Kribi	Série de Yaoundé, Cameroun(36)	590 ± 20	U/Pb		Toteu et al. (1994)
Série de Yaoundé				1,44 - 2,72	Toteu et al. (2001)

Domaine de l'Adamoua Yadé - CPNE

Amphibolite à Grt + Px	Buffle Noir, N Cameroun (37)	2130 ± 20 (I.S.); 588 ± 50 (I.I.)	U/Pb	2,74	Toteu et al. (2001)
------------------------	------------------------------	-----------------------------------	------	------	----------------------------

Metagrauwacke	Buffle Noir, N Cameroun (37)	2151 ± 45 (I.S.); 660 ± 47 (I.I.)	U/Pb	2,26	Toteu et al. (2001)
Métadiorites	Bokito, Gamba (38)			0,98 - 1,19	Toteu et al. (2001)
Gneiss à Hbl + Bt	Makenene Nord Cameroun (38)	2018 ± 9	U/Pb	2,56	Toteu et al. (2001)
Orthogneiss de Mbé	Ngaoundéré N Cameroun (39)	2104 ± 7 (I.S.); 580 ± 11 (I.I.)	U/Pb	2,19	Toteu et al. (2001)
Granite de Ngaoundéré	Ngaoundéré N Cameroun (39)	595 ± 10	U/Pb		Toteu et al. (2001)
Metadiorite de MOUNGEL	Ngaoundéré N Cameroun (39)	620 ± 10 Ma	U/Pb		Toteu et al. (2001)
Granites	Cameroun: Katti (40a), Wakasso (40b)			1,23 - 1,75	Toteu et al. (2001)
Granite de Gaoui	N Cameroun (40b)	600 ± 10	U/Pb		Toteu et al. (2001)
Monzonites de Tina	Meïganga, Cameroun (41)			1,76 - 1,80	Toteu et al. (2001)
Gneiss	Cameroun: Lom (42); Bafia (43); Mayo Kout (37); Touldoro, Bélé (40a); Bakari, Mbong (40b)			1,37 - 3,04	Toteu et al. (2001)
Séries de Lom	N Cameroun (42)			1,34 - 2,18	Toteu et al. (2001)
Schiste de Bétaré	Série de Lom, N Cameroun (42)	2269 ± 100 (I.S.); 682 ± 20 (I.I.)	U/Pb	1,4	Toteu et al. (2001)
Zone de cisaillement de Tcholliré-Banyo					
Metatonalite de Doudja	N Cameroun (37)			0,69	Toteu et al. (2001)
Granite syntectonique de Landou	Batholithe du MK, N Cameroun (37)	639 ± 20	Pb/Pb		Pinna et al. (1994)

Massif du Mayo Kebbi

Batholite du Mayo Kebbi

Tonalite des chutes Gauthiot	SW Tchad (43)	665 ± 1	Pb/Pb		Penaye et al. (2006); Doumnang (2006)
Tonalite de Sinassi	Batholithe du MK, Cameroun (44)	677 ± 40	Rb/Sr		Pinna et al. (1994)
Granite de Tchabal	Batholithe du MK, Cameroun (44)			1,09	Toteu et al. (2001)
Tonalite de Kaele	Batholithe du MK, Cameroun (45)	626 ± 15	Rb/Sr		Bessoles et Trompette (1980)
Tonalite d'Elboré	Batholithe du MK, SW Tchad (46)	649 ± 2	U/Pb		Penaye et al. (2006)
Tonalite de Matanseng	Batholithe du MK, SW Tchad (47)	638,5 ± 1	Pb/Pb	0,66	Penaye et al. (2006)
Ceintures de roches vertes					
Gabbro-diorite de Boloro	SW Tchad (47)	723 ± 1	Pb/Pb	0,76	Penaye et al. (2006)
Epiclastite de Zalbi	Série de Zalbi, SW Tchad (48)	777 ± 5 Ma	U/Pb		Doumnang (2006)
Tuff dacitique de Gatougel	Groupe de Rei Boubou Group, N Cameroun (37)	750 ± 20	Pb/Pb		Pinna et al. (1994)
Intrusions post-tectoniques					
Granodiorite de Pala	Batholithe du MK, SW Tchad (49)	571 ± 1	Pb/Pb		Penaye et al. (2006)
Charnockite de Pala	Batholithe du MK, SW Tchad	567 ± 15	U/Pb		Penaye et al. (2006)

	(49)					
Granite Post-tectonique de Vaimba	Batholithe du MK, N Cameroun	557 ± 17		Pb/Pb		Pinna et al. (1994)
	(50)					
Domaine Ouest Cameroun - CPNE						
Gneiss de la vallée des Roniers	Nord cameroun (51)	630 ± 5		U/Pb		Toteu et al. (1990)
						Tagné Kamga (1994); Tagné Kamga et al. (1999); Tchouankoué (1992); Talla (1995); Kwékam (1993); Nguiéssi Tchankam et al. (1997)
Granites, charnockites	Syénite, Domaine Ouest Cameorun	575 - 657		Rb/Sr		Nguiessi Tchankam et al. (1997)
Charnockite de Bandja	W Cameoun (52)	640 ± 15		U/Pb		Nguiessi Tchankam et Vialette (1994)
Granitoïdes de Bantoum	W Cameoun (52)				0,7076 - 0,8331 (Sri à 620 Ma)	Nzolang et al. (2003)
					1,7 - 2,9	Toteu et al. (1987, 1990, 1994b); Penaye et al. (1989); Soba et al. (1991)
CMI syn-D1	Poli, N Cameroun (53)	630 - 620		U/Pb		Toteu et al. (1987, 1990, 1994b); Penaye et al. (1989); Soba et al. (1991)
Granitoïdes syn-D2	Poli, N Cameroun (53)	600 - 580		U/Pb		Toteu et al. (1987, 1990, 1994b); Penaye et al. (1989); Soba et

al. (1991)

Toteu et al. (1987, 1990, 1994); Penaye et al. (1989); Soba et al. (1991)

Toteu et al. (2001)

Toteu et al. (2001)

Toteu et al. (2001)

Toteu et al. (1987)

Penaye et al. (2006)

Toteu et al. (2001)

Nigéria Oriental

Plateau d'Obudu (SE Nigeria)

Ekwueme et Kröner (1997); Ekwueme et Kröner (2006)

Ekwueme et Kröner (2006)

Ekwueme et Kröner (1997); Ekwueme et Kröner (2006)

Ekwueme et Kröner (2006)

Granites post-tectoniques	Poli, N Cameroun (53)	550	U/Pb	
Charnockite de Banyo	N Cameroun (54)	600 ± 10	U/Pb	1,86
Gneiss	Yabassi, Kékem (36)			2,44 - 2,72
Metadiorites	Mudemba, Missoké (55)			1,54 - 1,82
Métadiorite de Mayo Punko	Domaine Ouest, Cameorun (53)	633 ± 3	U/Pb	
Métadiorite de Badjouma	Domaine Ouest, Cameorun (56)	612 ± 1	Pb/Pb	
Série de Poli	N Cameroun (53)			0,78 - 1,44

Gneiss migmatitique de Busangfong	Plateau d'Obudu, SE Nigeria (57)	750 ± 1; 1676 ± 1; 1782 ± 1	Pb/Pb
Gneiss à Grt + Sill de Shikpeshi	Plateau d'Obudu, SE Nigeria (57)	1869 ± 0,4; 1804 ± 0,4	Pb/Pb
Migmatite à Sill	Plateau d'Obudu, SE Nigeria (57)	665 ± 1,5; 1789 ± 2,1; 750 ± 1,4; 2504 ± 0,4	Pb/Pb
Charnockite de Bebi	Plateau d'Obudu, SE Nigeria (57)	574 ± 1	Pb/Pb

Granulite d'Okorotong	Plateau d'Obudu, SE Nigeria (57)	2062 ± 0,4	Pb/Pb		Ekwueme et Kröner (2006)
Plateau de Joss (Centre Nigéria)					
Granite de Panyam	Nigeria (58)	605 ± 10	U/Pb		van Breemen et al. (1977)
Granite de Bauchi	Nigeria (58)	609 ± 23	Rb/Sr	0,7032	van Breemen et al. (1977)
Nigéria Occidental					
Migmatites de Gusau	Socle NW Nigeria (59)	1158 ± 30	Rb/Sr	0,7117	Ogezi (1977)
Gneiss de Mallumfashi	Socle NW Nigeria (60)	615 ± 65	Rb/Sr	0,7107	Ogezi (1977)
Batholithe de Malinchi	Socle NW Nigeria (59)	679 ± 65	Rb/Sr	0,7074	Ogezi (1977)
Granite de Zaria	Socle NW Nigeria (61)	794 ± 73	Rb/Sr	0,7044	Ogezi (1977)
Granite de Gusau	Socle NW Nigeria (59)	577 ± 46	Rb/Sr	0,7291	Ogezi (1977)
Granite de Dan Garamfe	Socle NW Nigeria (62)	740 ± 26	Rb/Sr	0,7036	Ogezi (1977)
Orthogneiss de Kaduna	Socle NW Nigeria (61)	3040 ± 60 (I.S.); 604 ± 35(I.I.)	U/Pb		3,57 Bruguier et al. (1994)
Microtonalite de Bunkaso	Socle NW Nigeria (62)	762 ± 20	Rb/Sr		Fitches et al. (1985)
SW Nigerian basement	Paleoproterozoic	2,1 - 1,8 Ga	U-Pb		Grant (1970); Rahaman et al. (1983); Rahaman (1988); Annor (1995)

Grant (1970); Oversby (1975); Pidgeon et al. (1976); Rahaman et al. (1983); Rahaman (1988); Dada et al. (1993a); Annor (1995); Dada (1998)

Socle gneissique Nigéria 1,8 - 2,5 Ga U-Pb 1,46 - 3,57

Bouclier Touareg

Terrain de Djanet (NE Bouclier Touareg)

Grès et conglomérats du groupe de Djanet	Algérie (63)	595; 648; 712; 1892; 2014	U/Pb	0,7054 - 0,7071	1,14 - 1,4	Fezzaa et al. (2010)
Batholithe granitique de Djanet	Algérie (63)	571 ± 16	U/Pb	0,7052 - 0,7097	1,37 - 2,3	Fezzaa et al. (2010)
Pluton granitique de Tin Bedjane	Algérie (63)	568 ± 5; 898 ± 17*	U/Pb	0,7145 - 0,7440	1,85 - 2,65	Fezzaa et al. (2010)
Gneiss migmatitique d'Edembo	Algérie (63)	596 ± 10; 675 ± 15; 832 ± 13; 1831 ± 16; 2940 ± 17	U/Pb	0,7093	1,62	Fezzaa et al. (2010)
Assode-Issalane						
Pluton d'Adaf	Assodé-Issalane (65)	593 ± 17	U/Pb			Henry et al. (2009)
Aouzegueur						
Granodiorite d'Ohergehem	Aouzegueur (66)	594 ± 4; 624 ± 14*; 675 ± 9*	U/Pb			Henry et al. (2009)
Batholithe d'Arigher	Aouzegueur BT (66)	554 ± 5				Henry et al. (2009)
Pluton d'Oued Touffok	Aouzegueur BT (66)	793 ± 4; 1834 ± 46*	U/Pb			Henry et al. (2009)

				Aïr			
Gneiss d'Azan	Aïr, Niger (73)	2086 ± 195		U/Pb			<i>Liégeois et al. (1994)</i>
Gneiss de Raghane	Aïr, Niger (73)	581 ± 48		U/Pb			<i>Liégeois et al. (1994)</i>
Dyke rhyolitique	Aïr, Niger (73)	529 ± 23		Rb/Sr	0,7065		<i>Liégeois et al. (1994)</i>
Tonalite de Raghane	Aïr, Niger (73)	2081 ± 64		U/Pb			<i>Liégeois et al. (1994)</i>
Monzogranite d'Emzeggar	Aïr, Niger (73)	714 ± 19		U/Pb			<i>Liégeois et al. (1994)</i>
Monzogranite de la forêt de Dabaga	Aïr, Niger (73)	643 ± 11		U/Pb			<i>Liégeois et al. (1994)</i>
Granodiorite d'Eberjegui	Aïr, Niger (74)					1,63 - 2,03	<i>Liégeois et al. (1994)</i>
Granite de Beurhot	Aïr, Niger (74)					1,22 - 1,76	<i>Liégeois et al. (1994)</i>
Granite de Takarakoum	Aïr, Niger (74)					1,62 - 1,89	<i>Liégeois et al. (1994)</i>
Granite de Tchebarlare	Aïr, Niger (74)					1,32 - 2,43	<i>Liégeois et al. (1994)</i>
Leucogranite de Renatt	Aïr, Niger (73)	666 ± 11		Rb/Sr	0,7121	1,68	<i>Liégeois et al. (1994)</i>
Monzogranite de Iferouane	Aïr, Niger (73)	602 ± 14		Rb/Sr	0,7096	1,77 - 2,2	<i>Liégeois et al. (1994)</i>
Monzogranite de Teggar	Aïr, Niger (73)	586 - 611		Rb/Sr	0,7145 - 0,7183	2,01 - 2,12	<i>Liégeois et al. (1994)</i>
Granite d'Irsane	Aïr, Niger (73)					2,10 - 2,49	<i>Liégeois et al. (1994)</i>
				Hoggar Central			
Granite de Temaguessine	Bouclier Touareg (67)	582 ± 5; 2039 ± 40*		U/Pb		1,6 - 1,9	Abdallah et al. (2007)
Granites d'Anfeg	Bouclier Touareg (68)	608 ± 7		U/Pb	0,7099 - 0,7391	0,99 - 2,33	Bertrand et al. (1986); Acef et al. (2003)
Intrusions alcalines de Taourirt	Bouclier Touareg (69)	539 - 525		K/Ar			Boissonnas (1974)
Intrusions alcalines de Taourirt	Bouclier Touareg (69)	523 ± 1		U/Pb			Paquette et al. (1998)

Intrusions alcalines de Taourirt	Bouclier Touareg (69)	482 - 524	Rb/Sr	0,697 - 0,7230	1,23 - 1,81	Azzouni-Sekkal et al. (2003)
Amphibolite à grenat 675 - TB	Tin Begane LATEA (70)	685 ± 20	Sm/Nd			Liégeois et al. (2003)
Eclogite de Tin Begane	Tin Begane LATEA (70)	683 ± 60	Sm/Nd			Liégeois et al. (2003)
Amphibolite à grenat 648 -3	Tin Begane LATEA (70)	528 ± 66	Sm/Nd			Liégeois et al. (2003)
Granitoïdes d'Ounane	Gour Oumelalen LATEA (71)	624 ± 15	Rb/Sr	0,7084	1,65 - 2,32	Liégeois et al. (2003)
	Gour Oumelalen LATEA (71)					
Granitoïdes de Tisselliline	Gour Oumelalen LATEA (71)	555 ± 15	Rb/Sr	0,7073	1,54 - 1,73	Liégeois et al. (2003)
	Gour Oumelalen LATEA (71)					
Complexe des Gneiss rouges	Gour Oumelalen LATEA (71)	3476 ± 60	Pb/Pb			Latouche et Vidal (1974); Latouche (1978)
Complexe des Gneiss rouges	Gour Oumelalen LATEA, BT (71)	1850 - 2716	U/Pb		1,9 - 3,2	Peucat et al. (2003)
Les Iforas						
Complexe mafique-ultramafique d'Ougda	Algérie (72)	793 ± 32	Rb/Sr			Clauer (1976)
Damagaram (Niger)						
Granite de Birnin Kazoe	Damagaram, Niger (64)	580 ± 69	Rb/Sr	0,7163		Black et Liégeois (1991)
Granite de Moha	Damagaram, Niger (64)	530 ± 44	Rb/Sr	0,7051		Black et Liégeois (1991)

Granite de Tyanza	Damagaram, Niger (64)	556 ± 63	Rb/Sr	0,712		<i>Black et Liégeois (1991)</i>
Granite de Dakousa	Damagaram, Niger (64)	579 ± 74	Rb/Sr	0,7125		<i>Black et Liégeois (1991)</i>
Dyke de Wadi Allaqui	Damagaram, Niger (64)	3000 ± ?	U/Pb			<i>Kröner et al. (1992)</i>
Togo						
Granodiorite d'Amlamé	S Togo (75)	2127 ± 2 (I.S.); 625 ± 29 (I.I.)	U/Pb	0,7019 (2,17Ga)	3,43	Agbossoumondé et al. (2007)
Granitoïdes de Palimé-Amlamé	S Togo (75)			0,7006-0,7031 (Sri à 2170 Ma)	2,51 - 3,43	Agbossoumondé et al. (2007)

1: isochrone roche totale; 2: isochrone grenat-roche totale; *Zircons hérités; CC: craton du Congo; I.S.: intercept supérieur; I.I.: intercept inférieur; CMI: complexe mafique et intermédiaire; BT: bouclier Touareg. Les chiffres entre parenthèses sous la colonne "localisations" renvoient à la position des échantillons sur la figure 2.7. Les références en italique correspondent au travail d'Abdelsalam *et al.* (2002). Elles sont complétées par de nouvelles références en gras.

Les rapports Sr initiaux déterminés à partir de la plupart des granitoïdes de ce socle dans le Métacraton du Sahara, correspondant à des âges de cristallisation compris entre 500 et 1000 Ma, sont supérieurs à 0,704 et indiquent une origine essentiellement crustale pour ces granitoïdes (Abdelsalam *et al.*, 2002). La même observation peut être faite pour les granitoïdes panafricains du Nigeria Occidental (Ogezi, 1977), intrudant un socle gneissique dans lequel la plupart des âges U/Pb sur zircon varient entre 1800 et 2100 Ma (Grant, 1970; Rahaman *et al.*, 1983; Rahaman, 1988; Annor, 1995).

Les seules contributions juvéniles d'âge Néoprotérozoïque signalées dans ces domaines sont représentées par de rares petites intrusions circulaires et post-panafricaines, datées à moins de 580 Ma, généralement caractérisées par une signature de magmas alcalins. C'est le cas, entre autres, des intrusions alcalines de Taourirt dans le Hoggar Central, datées à 523 ± 1 Ma par la méthode U-Pb sur zircon (Paquette *et al.*, 1998) et caractérisées par des rapports de Sr initial bas (0,697-0,7023) et des âges modèles Nd compris entre 1,23 et 1,81 Ga (Azzouni-Sekkal *et al.*, 2003). Les mêmes observations peuvent être faites sur les dykes rhyolitiques d'Eghei dans le massif du Tibesti, qui ont donné un âge isochrone Rb/Sr sur roches totales de 559 ± 35 Ma et un rapport Sr initial de 0,7033 (El Makhrouf et Fullagar, 2000).

Récemment, Liégeois *et al.* (2003) ont proposé un modèle d'évolution géodynamique du métacraton LATEA (bloc rigide et stable formé à l'Archéen et au Paléoprotérozoïque) dans le Hoggar Central. Leur modèle fait intervenir une marge passive associée au LATEA qui entre en collision vers 870-850 Ma (âge des intrusions syntectonique du terrain d'Iskel: Caby *et al.*, 1982) avec l'arc insulaire d'Iskel à l'Ouest. Entre 720 et 580 Ma, une succession de collisions "pince" le LATEA entre le craton Ouest Africain à l'Ouest et le Métacraton du Sahara à l'Est, résultant en sa fragmentation en quatre terrains (LAouni, Azrou-n-Fad, Tefedest et Egéré-Aleksod) séparés par des zones de cisaillement majeures le long desquelles des mouvements latéraux de plusieurs kilomètres vont s'effectuer. Cette phase est contemporaine de la mise en place le long de ces zones de cisaillement de granitoïdes calco-alcalins hyperpotassiques dont le pluton d'Ounane (624 ± 15 Ma; $\epsilon_{Nd} = -17,3$). Cet épisode transpressif est suivi par des délaminations lithosphériques linéaires, parallèles aux zones de cisaillement, induisant une remontée asthénosphérique responsable d'une activité magmatique à contribution mantellique plus significative, contemporaine de la mise en place vers 555 ± 15 Ma d'intrusions circonscrites dont le pluton de Tisselliline.

2. Les domaines comprenant des phases d'accrétion pré-Néoprotérozoïque et Néoprotérozoïque

Des domaines comprenant à la fois des phases d'accrétion pré-Néoprotérozoïque et Néoprotérozoïque affleurent largement à la bordure des cratons Congolais, Ouest Africain et à l'Ouest du Bouclier Arabo-Nubien. Ils comprennent des gneiss, des migmatites et des granitoïdes. Les âges modèles Nd calculés par rapport au manteau appauvri (T_{DM}) sont généralement pré-Néoprotérozoïque, mais inférieurs aux plus anciens héritages obtenus sur les zircons. Par exemple, dans les schistes de Bétaré de la série de Lom au Cameroun, un échantillon daté par la méthode U/Pb donne à partir d'une population de zircons hérités un intercept Concordia supérieur à 2269 ± 100 Ma alors que l'âge modèle calculé pour le même échantillon est de 1,4 Ga (Toteu *et al.*, 2001). Kröner *et al.* (1987) obtiennent un âge U/Pb sur zircon de 2650 Ma ($\pm?$) à partir d'une granulite à Sabaloka, non loin de la zone de suture de Keraf-Kabus-Sekerr au Soudan, alors qu'une compilation des âges modèles Nd correspondant au même secteur indique que ceux-ci varient entre 0,7 et 2,4 Ga (Harris *et al.* 1984; Ries *et al.* 1985; Küster et Liégeois, 2001).

Les rapports isotopiques initiaux du Sr indiquent généralement une origine mixte. A Bayuda, ces rapports varient entre 0,7025 et 0,7082 pour des roches formées entre 500 et 900 Ma (Harris *et al.* 1984; Ries *et al.* 1985; Küster et Liégeois, 2001).

Les travaux portant sur la bordure orientale du métacraton du Sahara, caractérisée par une accrétion Pré-Néoprotérozoïque et Néoprotérozoïque, ont montré que celle-ci correspond à une marge active au cours de l'orogénèse panafricaine entre 700 et 550 Ma (Abdel-Rahmane, 1995; El-Shazly et El-Sayed, 2000). A l'intérieur du métacraton du Sahara, le massif de l'Uweinat est cependant préservé; les âges Rb/Sr et T_{DM} de ce dernier étant principalement Paléoprotérozoïque et Archéen (Klerkx et Deutsch, 1977; Harris *et al.*, 1984; Harms *et al.*, 1990; Sultan *et al.*, 1994).

3. Les domaines juveniles

Les domaines juveniles comprennent principalement des roches supracrustales (métasédiments et métavolcanites du faciès schiste vert), des complexes mafiques à ultramafiques et des granitoïdes. Ils sont identifiés sur la base des données géochronologiques, indiquant une cristallisation de magmas au Néoprotérozoïque, associées à

des âges modèle Nd qui appartiennent principalement au Néoprotérozoïque et des rapports de Sr initial bas. Cette accréation est généralement associée à des bassins océaniques, comme le montre l'exemple du Bouclier Arabo-Nubien, où les données géochimiques, géochronologiques et isotopiques sur le complexe mafique et intermédiaire de Ghimbi-Nedjo, en Ethiopie, suggèrent l'ouverture d'un bassin océanique entre 900 - 850 Ma (mise en place de gabbros à affinité tholéïitique) suivie à partir de 800 Ma de la mise en place de magmas calco-alcalins et de tholéïites d'arcs, associés à un contexte de type arc-bassin arrière-arc (Woldemichael *et al.*, 2010).

Le batholite du Mayo Kebbi au sud-ouest du Tchad est rattaché à ces domaines juvéniles sur la base des données géochronologiques et isotopiques récentes (Dournang, 2006; Penaye *et al.*, 2006; Pouclet *et al.*, 2006). C'est l'un des domaines les moins connus de l'orogénèse panafricaine au nord du craton du Congo, habituellement appelée Chaîne Panafricaine Nord-Equatoriale ou Ceinture Orogénique d'Afrique Centrale.

V. La Ceinture Orogénique d'Afrique Centrale

La chaîne panafricaine en Afrique Centrale, au nord du craton du Congo (Figure 2.21), est aussi appelée chaîne des Oubanguides (Poidevin, 1983), chaîne panafricaine nord-équatoriale (Nzenti *et al.*, 1988) ou Ceinture Orogénique d'Afrique Centrale, en anglais Central African Orogenic Belt (Bessoles et Trompette, 1980). Elle fait le lien entre la chaîne transsaharienne à l'ouest et la chaîne mozambicaine à l'est (Figure 2.5). Cette chaîne présente, sur la bordure nord du craton du Congo, les caractéristiques d'une chaîne de collision (Toteu *et al.*, 2004), avec des nappes externes d'extension régionale, un métamorphisme granulitique de haute pression, une migmatisation intense, des décrochements à l'échelle régionale et la présence de dépôts molassiques. Nous résumons ci-dessous les caractéristiques de cette chaîne issues des travaux menés dans ses différents segments au Cameroun, en République Centrafricaine et en République du Tchad. Les caractéristiques de la chaîne panafricaine au Nigéria sont également présentées dans le but d'élargir le cadre de comparaison.

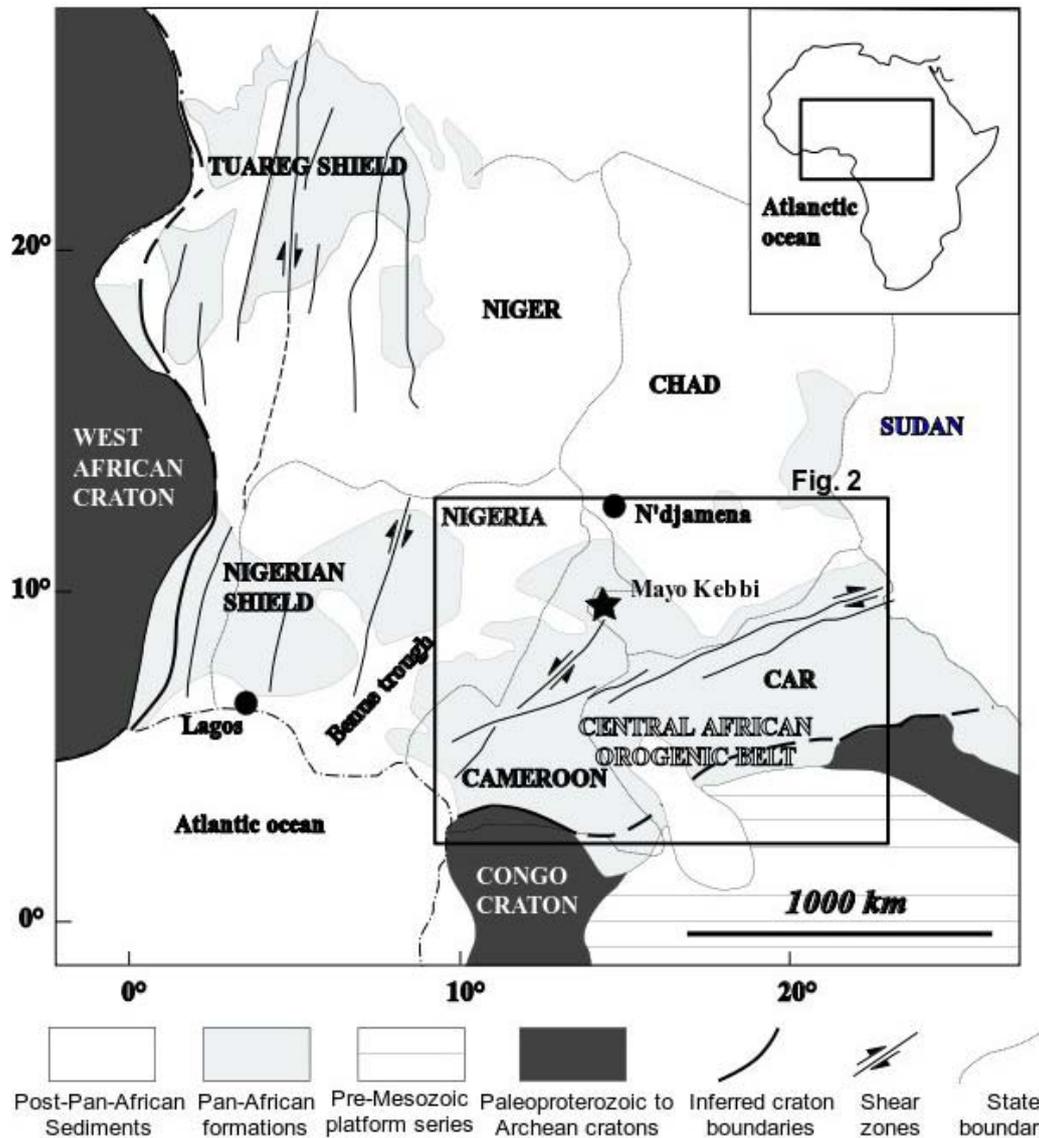


Figure 2.8: Extension de la chaîne panafricaine en Afrique centrale (modifiée d'après Toteu et al., 2004). CAR : République Centrafricaine.

1. La chaîne panafricaine au Nigéria

Deux domaines séparés par un linéament majeur de direction méridienne (Figure 2.9), sont distingués dans le socle précambrien nigérian (Ferré et al., 1996).

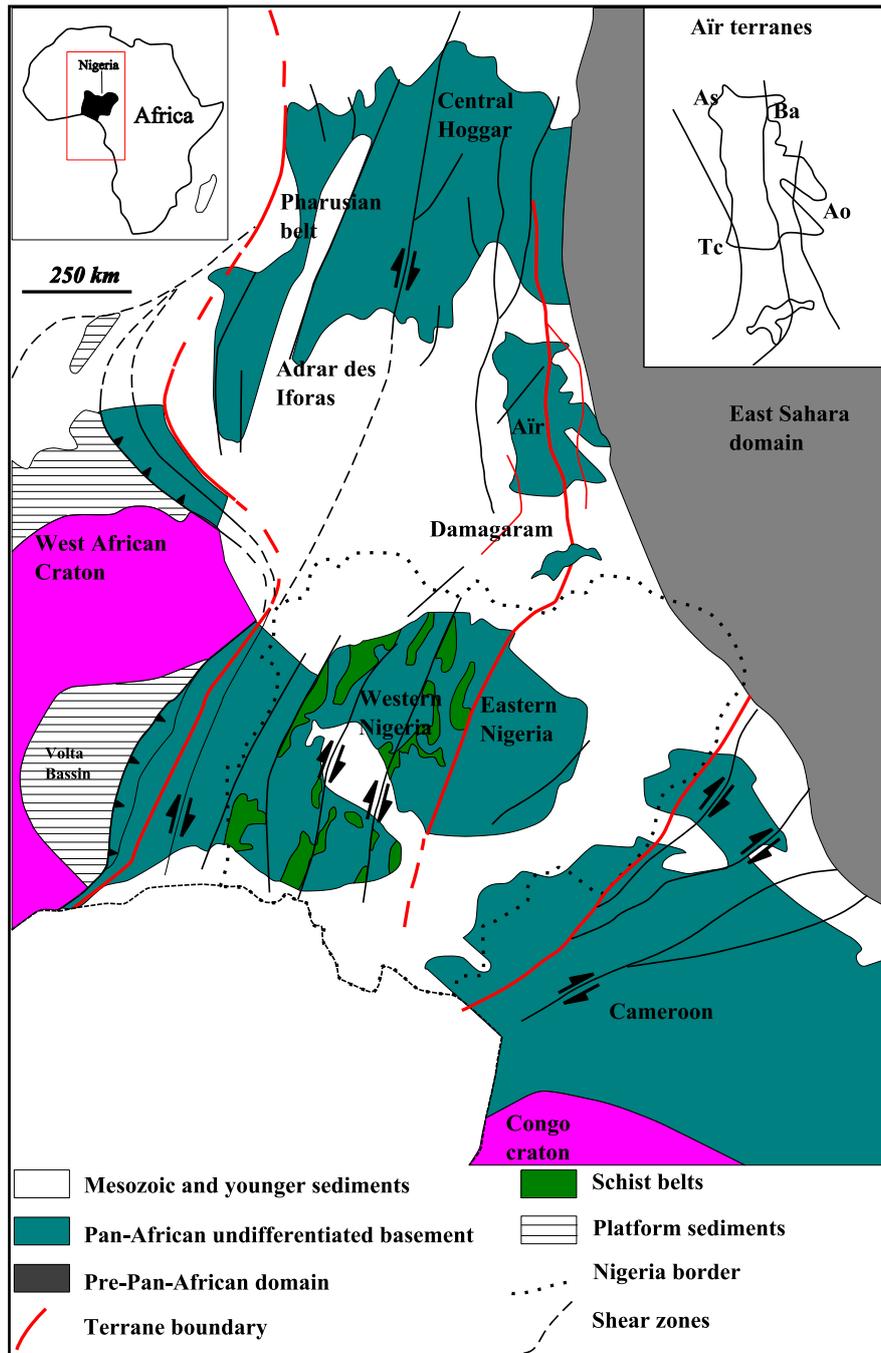


Figure 2.9: Structure des domaines panafricains au Nigéria entre le craton ouest africain, le bouclier Touareg (Hoggar central, Iforas, Air, chaîne pharusienne), le domaine du Sahara oriental et le craton du Congo (modifiée d'après Ferré et al., 1996).

1.1. Le domaine du Nigéria occidental

Le domaine occidental comprend : (i) un socle Archéen à Paléoprotérozoïque réactivé par l'orogénèse panafricaine, comprenant des gneiss tonalitiques de type TTG et des metabasites possédant des caractéristiques de roches vertes (Pidgeon *et al.*, 1976; Caby et Arthaud, 1987); (ii) divers métasédiments comprenant des assemblages indicateurs d'un métamorphisme de

faciès schiste vert dominant, disposés en synformes allongés N-S (Turner, 1983; Rahaman, 1988); (iii) l'ensemble de ces roches est recoupé par des intrusions granitoïdes calco-alcalines datées entre 621 et 585 Ma (Tubosun, 1983).

1.2. Le domaine du Nigéria oriental

Le domaine oriental est composé de granulites, migmatites et granites. Il correspond à la réactivation par l'orogénèse panafricaine d'un socle Paléoprotérozoïque dont l'existence est démontrée par des âges modèles Nd de 1,7 à 2 Ga déterminés pour un manteau appauvri ou âges T_{DM} sur des granites panafricains (Dada, 1989; Dickin *et al.*, 1991) et sur des migmatites (Ferré *et al.*, 1996; Ferré *et al.*, 2002). Il est à noter cependant qu'un échantillon de gneiss migmatitique a fourni un âge modèle Nd archéen de 2700 Ma (Ferré *et al.*, 1996). Plusieurs analyses correspondant à l'évaporation par paliers successifs de températures de différents zircons extraits de leucosomes et mélanosomes des migmatites du Nigéria oriental (Ferré *et al.*, 1996) et l'analyse de populations distinctes de zircons issus de divers granitoïdes par la méthode U-Pb (Dada *et al.*, 1989) ont permis de fixer l'âge de la migmatisation autour de 580 Ma.

Quatre phases de déformation sont distinguées dans ce domaine. La phase D_1 , observée dans des granites à biotite-muscovite en feuillets, correspond à une tectonique de nappes comportant une foliation plate et des linéations E-W indiquant un transport vers l'est. Elle est datée à 640 ± 20 Ma (U-Pb sur zircon) et associée à un métamorphisme granulitique de haute pression (Ferré *et al.*, 2002).

La deuxième phase de déformation, à la fois observée dans les granites à biotite-muscovite et certaines migmatites, développe une foliation à faible pendage vers l'ouest, portant une linéation associée à des critères cinématiques qui indiquent un déplacement vers le nord du bloc supérieur. Des âges concordants U-Pb sur zircons ont permis de dater cette phase entre 623 et 605 Ma (Van Breemen *et al.*, 1977; Dada *et al.*, 1993).

La troisième phase de déformation D_3 , observée dans des granites à biotite-hornblende et migmatites, correspond à une tectonique transcurrente comprenant des cisaillements dextres N-S à NNE-SSW, responsables du plissement et du redressement des anciennes structures, ré-orientées vers l'ouest (Ferré *et al.*, 2002). Des décrochements de largeur kilométrique sont également associés à cette phase, datée entre 598 et 577 Ma par la méthode U-Pb sur zircon

(Dada *et al.*, 1989; Ferré *et al.*, 1996; Ferré *et al.*, 1998). Les phases D₂ et D₃ sont contemporaines de la migmatisation (Ferré *et al.*, 2002).

Enfin, la quatrième phase de déformation développe une fabrique mylonitique subverticale dans des couloirs N-S à NNE-SSW, correspondant à des décrochements dextres (Turner, 1986). Les microstructures du quartz, dominées par la présence d'extinctions ondulantes, ainsi que la recristallisation de la biotite en chlorite dans les plans C, indiquent que ces mylonites se forment dans des conditions de températures supérieures à 350°C. L'âge maximum de cette phase, déterminé par la méthode Rb-Sr sur biotite, en tenant compte de la température de fermeture de ce minéral (~350°C: Cliff, 1985) est de 560 Ma (Ferré *et al.*, 1996).

2. La chaîne panafricaine au Cameroun

Trois domaines sont distingués dans la chaîne panafricaine au Cameroun (Figure 2.10) par leurs caractéristiques lithologiques, structurales et métamorphiques (Nzenti *et al.*, 1994; Toteu *et al.*, 2004).

2.1. Le domaine Nord Cameroun

Situé à l'ouest de la zone de cisaillement de Tcholliré-Banyo (Figure 2.10), ce domaine est aussi appelé domaine de l'Ouest Cameroun (Toteu *et al.*, 2004). Il comprend (i) des roches métamorphiques (schistes, metabasites et gneiss) attribuées au Néoprotérozoïque caractérisées par un métamorphisme de degré moyen à élevé, dont la série de Poli; ces roches métamorphiques ont pour protolithes des roches volcaniques (Ngako, 1986; Toteu *et al.*, 1990) comprenant des basaltes tholéitiques d'arc et des rhyolites calco-alcalines mis en place autour de 800 Ma; (ii) des granitoïdes calco-alcalins pré- à tardi-tectoniques, mis en place entre 660 et 580 Ma (Toteu *et al.*, 1987; Toteu *et al.*, 2001); (iii) des granitoïdes alcalins post-tectoniques et (iv) des roches sédimentaires issues du produit d'érosion du socle panafricain déposées dans des bassins, dont le bassin de Mangbei, et associées à des roches volcaniques (Béa *et al.*, 1990; Montes-Lauar *et al.*, 1997; Toteu *et al.*, 2004). Les données Rb/Sr, Sm/Nd et U-Pb indiquent que ce domaine correspond principalement à une accréation juvénile de magmas d'âge Néoprotérozoïque montrant une contamination par une croûte éburnéenne (~2100 Ma: Penaye *et al.*, 1993). Les données isotopiques et géochronologiques actuellement disponibles n'indiquent pas d'héritage de l'Archéen (Toteu *et al.*, 2001) et permettent de faire

le lien avec les manifestations de l'orogénèse panafricaine dans la partie orientale du Nigéria sur la base des résultats géochronologiques U-Pb sur zircon (Ferré *et al.*, 1996; Ekwueme and Kröner, 1997; Ekwueme and Kröner, 1998; Ferré *et al.*, 2002).

L'évolution tectono-métamorphique de ce domaine se caractérise par la succession de trois phases de déformation. La première phase D₁, en grande partie oblitérée par les phases ultérieures, est soulignée par une foliation horizontale, des plis isoclinaux et une linéation d'étirement orientée N110°E-N140°E (Toteu *et al.*, 1991 ; Ngako *et al.*, 1992 ; Nzenti *et al.*, 1992 ; Ferré *et al.*, 1996). Elle est associée à des assemblages métamorphiques caractéristiques du faciès amphibolite, correspondant à une températures de l'ordre de 650°C et une pression variant entre 6 et 7 kbars (Nzenti *et al.*, 1992). Cette phase de déformation a été datée à 800-700 Ma par la méthode U-Pb sur zircon (Toteu *et al.*, 1987; Toteu *et al.*, 1990). Cependant, pour certains auteurs, elle pourrait être pré-panafricaine (Ngako, 1986; Penaye, 1988).

La seconde phase D₂ se caractérise par des plis serrés associés à une foliation de plan axial verticale. Cette foliation porte une linéation minérale parallèle aux axes de plis, orientés NNE-SSW à NE-SW et plongeant de 0 à 50° vers le sud ou le nord (Toteu *et al.*, 2004). Cette phase s'accompagne d'assemblages minéraux caractéristiques d'un métamorphisme allant du faciès schiste vert au faciès amphibolite (Toteu *et al.*, 2004) avec la présence de migmatites (Ngako, 1986, Njel, 1988). Elle est datée à 600-580 Ma (Toteu *et al.*, 1987; Toteu *et al.*, 1990). Ces deux phases sont suivies par des zones de cisaillement conjuguées contemporaines des derniers épisodes de la migmatisation. Ce sont les zones de cisaillement senestres, orientées N-S à NE-SW, localement associées à des charriages vers le sud et les zones de cisaillement dextres orientées NE-SW à ESE-WNW. Ces zones de cisaillement correspondent à une déformation mylonitique caractéristique d'un métamorphisme du faciès schiste-vert (zones de cisaillement dextres) à amphibolite (zones de cisaillement senestres) et sont respectivement attribuées par Toteu *et al.* (2004) aux phases 3 et 4 de la déformation panafricaine.

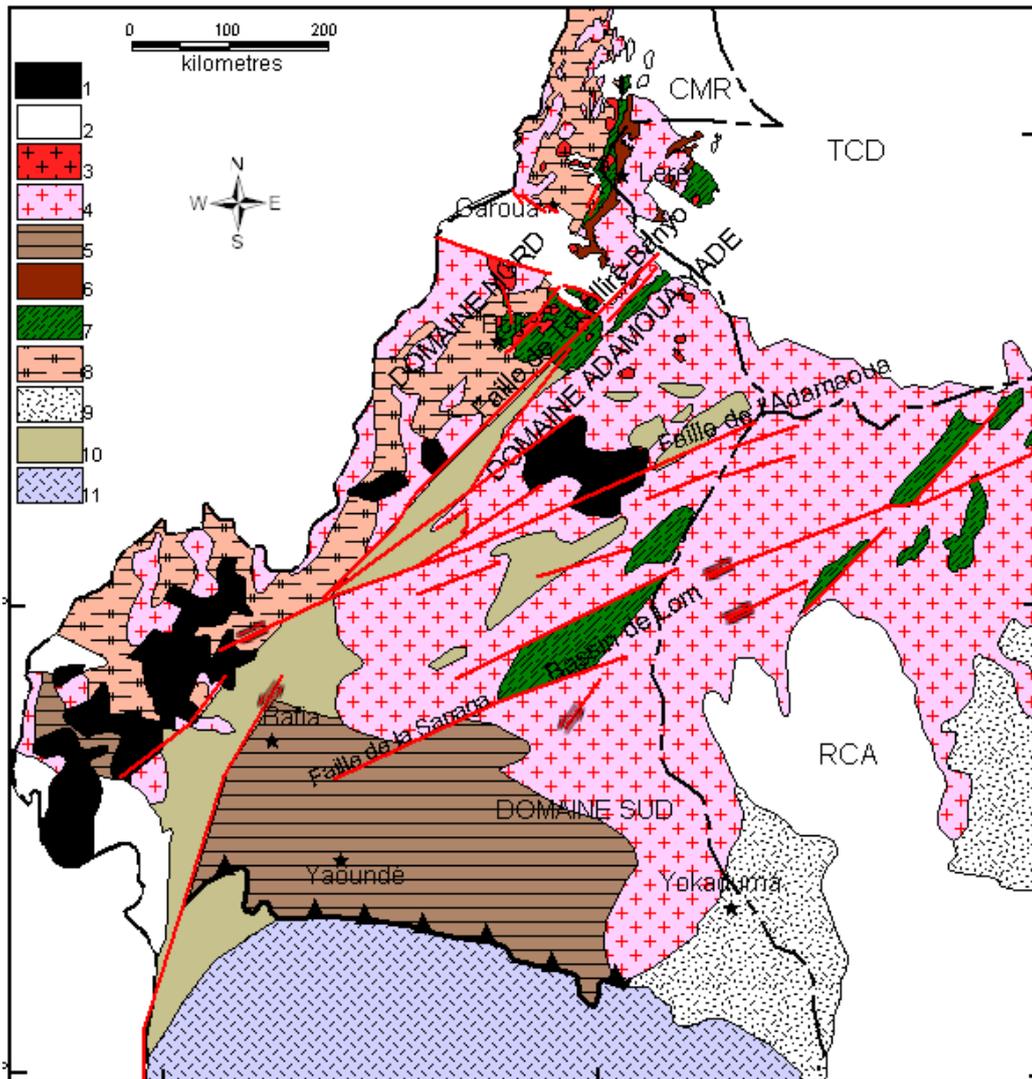


Figure 2.10: Carte géologique du Cameroun et extensions au sud-ouest du Tchad et à l'ouest de la République centrafricaine (redessinée d'après Nzenti et al., 1994 ; Toteu, 2004 ; 2006). 1 : volcanisme cénozoïque ; 2 : sédiments post-panafricains ; 3 : granitoïdes post-tectoniques ; 4 : granitoïdes syn- à tardi-tectoniques ; 5 : séries néoprotérozoïques du groupe de Yaoundé ; 6 : complexe mafique et intermédiaire pré-tectonique ; 7 : séries métavolcanosédimentaires ; 8 : gneiss et amphibolites indifférenciés ; 9 : séries de Dja et de Yokaduma (âge indéterminé) ; 10 : gneiss paléoprotérozoïques ; 11 : complexe de Ntem (3000 Ma ; craton du Congo).

Enfin, la dernière phase de déformation comprend des décrochements E-W contemporains de la mise en place de granitoïdes autour de 545 Ma (Toteu et al., 1987).

2.2. Le domaine Centre Cameroun ou domaine Adamaoua-Yadé

Le domaine Adamaoua-Yadé, encore appelé domaine du Centre-Cameroun, est situé à l'est de la zone de cisaillement de Tcholliré-Banyo (Figure 2.10). Il comprend (i) des métasédiments et orthogneiss paléoprotérozoïques, avec une importante contribution archéenne mise en évidence par des âges modèles T_{DM} et des héritages de zircons (Toteu et

al., 2004); (ii) des ensembles métavolcanosédimentaires néoprotérozoïques décrits sous l'appellation de série de Lom, affectés par un métamorphisme de degré faible à moyen ; (iii) et d'abondants granitoïdes syn- à tarditectoniques d'origine crustale ou mixte (Ganwa, 1988; Soba *et al.*, 1991; Tchakounte, 1999; Toteu *et al.*, 2001; Tchameni *et al.*, 2006). Ces caractères et la présence d'un métamorphisme granulitique relictuel ancien (2100 Ma) enveloppé par les structures de la déformation panafricaine indiquent que l'Adamaoua-Yadé est un socle pré-Néoprotérozoïque réactivé au cours de l'orogénèse panafricaine. Le massif de Yadé, à l'ouest de la République de Centrafrique, est mal connu et pourrait être un complexe granito-gneissique d'âge Archéen (Poidevin, 1991a) réactivé au Néoprotérozoïque (Toteu *et al.*, 2004).

L'évolution tectono-métamorphique de l'Adamaoua-Yadé se distingue de celle du domaine précédent par la présence d'un métamorphisme granulitique daté à 2100 Ma par la méthode U-Pb sur zircon (Penaye, 1988; Toteu *et al.*, 2004). Les zones de cisaillement de la phase D₂ précédemment décrites y sont principalement représentées par le cisaillement de Tcholliré-Banyo, le cisaillement Sud-Ouest Camerounais, le cisaillement Centre Camerounais et la faille de la Sanaga (Toteu *et al.*, 2004). D'abondants granitoïdes (leucogranites, granites et syénites) syn-D₂ sont observés dans ce domaine, où ils forment des plutons allongés parallèlement au Cisaillement Centre Camerounais (NE-SW).

2.3. Le domaine Sud Cameroun ou domaine de Yaoundé

Le domaine Sud Cameroun ou domaine de Yaoundé est représenté par les séries métamorphiques du groupe de Yaoundé charriées vers le sud sur le craton du Congo.

Les formations du groupe de Yaoundé sont constituées des roches métamorphiques de la série d'Ayos-Mbalmayo-Bengbis au sud, la série de Yaoundé au centre, la série de Yokaduma à l'est et la série de Bafia au nord (Nzenti *et al.*, 1984; Nédélec *et al.*, 1986; Nzenti, 1987; Nzenti *et al.*, 1988, Penaye *et al.*, 1993). Ces séries sont principalement constituées de roches paradérivées (métapélites et métagrauwackes) ainsi que des migmatites. Elles se prolongent à l'est par la série de Bolé et les gneiss granulitiques des Gbayas en Centrafrique (Pin and Poidevin, 1987; Poidevin, 1991b). Interprétées comme des dépôts épicontinentaux d'âge Néoprotérozoïque associés à un domaine intracontinental en extension ou à un environnement de type marge passive (Nzenti *et al.*, 1988; Nzenti *et al.*, 1992; Ngnotué *et al.*, 2000), elles sont affectées par un métamorphisme granulitique (P =10-12 kbars ; T = 750-800°C) autour de 620 Ma (Nzenti *et al.*, 1984; Nzenti, 1987; Nzenti *et al.*, 1988; Penaye *et al.*,

1993 Ngnotué *et al.*, 2000). Les données isotopique Sm-Nd disponibles indiquent que les roches de ces séries proviennent de protolithes formés par un mélange de sources d'âge Paléoprotérozoïque et Néoprotérozoïque, sans contribution majeure à partir du craton du Congo (Penaye *et al.*, 1993; Ngnotué *et al.*, 2000; Toteu *et al.*, 2001). Enfin, ce domaine se distingue des deux premiers par la rareté des granitoïdes tardi- à post-tectoniques (Toteu, 2004) comparés aux plutonites pré- à syntectoniques charriées sur la bordure septentrionale du craton du Congo.

3. La chaîne panafricaine en République Centrafricaine

Les manifestations de l'orogénèse panafricaine sont regroupées en trois types dans sa partie centrafricaine, au nord du craton du Congo (Poidevin *et al.*, 1981; Lavreau, 1982; Poidevin, 1985; Cornaccia et Giorgi, 1986; Poidevin et Pin, 1986; Pin et Poidevin, 1987; Lavreau *et al.*, 1990):

- (1) La partie sud, qui comprend le craton du Congo et ses bordures, est constituée d'un socle Archéen et Paléoprotérozoïque surmonté de séquences sédimentaires d'âge Néoprotérozoïque. Ce socle comprend (i) un complexe métamorphique basique de haut grade (amphibolites, pyroxénites et amphibolo-pyroxénites de Mbomou) dans lequel le métamorphisme a été daté à 2900 Ma par la méthode U-Pb sur zircons (Lavreau, 1982); (ii) des séries charnockitiques et gneissiques interprétées en partie comme des témoins d'une zone de collision pré-panafricaine réactivée lors de l'orogénèse panafricaine ; (iii) des ceintures de roches vertes (komatiites, basaltes tholéiitiques, andésites, itabirites, grauwackes et tufs rhyodacitiques) associées à divers granitoïdes d'âge Archéen (Poidevin *et al.*, 1981; Cornaccia et Giorgi, 1986) formant des ensembles allongés NNW-SSE (ceintures de Dekoa et des Bandas), probablement constitués entre 3 et 2,5 Ga (Lavreau *et al.*, 1990) ; (iv) des séries métamorphiques représentées par une unité inférieure (quartzite, micaschistes à grenat, orthogneiss, amphibolite) souvent migmatitique et une unité supérieure (quartzite, chloritoschiste) recoupées par des granitoïdes éburnéens datés à 2,1 Ga par la méthode U-Pb Concordia (Poidevin et Pin, 1986). Une évolution monocyclique a été suggérée pour ces séries (Lavreau *et al.*, 1990).

- (2) La partie centrale correspond à un ensemble complexe comprenant des roches (gneiss, migmatites, metabasites, métasédiments et granites) d'âge Archéen et Protérozoïque inférieur constituant un socle ancien sur lequel sont charriées des nappes de granulites et gneiss panafricains (Lavreau *et al.*, 1990; Poidevin, 1985).
- (3) Au nord et au nord-est de la République Centrafricaine, on rencontre essentiellement des granites d'âge Néoprotérozoïque associés à des orthogneiss et migmatites, ainsi que des granulites et charnockites panafricaines datées à 833 ± 66 Ma par la méthode U-Pb sur zircon (Pin et Poidevin, 1987). Les décrochements panafricains tardifs qui limitent au sud cette partie sont réactivés en failles normales au Crétacé moyen (Poidevin, 1985).

4. La chaîne panafricaine au Tchad

Les formations du socle précambrien affleurant au Tchad sont comprises entre le domaine du Nigéria oriental à l'ouest, le craton du Congo au sud et s'étendent dans le métacraton du Sahara à l'est (Figure 2.7, Figure 2.8, Figure 2.9 & Figure 2.10). Cette position est idéale pour la compréhension des liens entre ces différents domaines ainsi que la signification géodynamique de la chaîne panafricaine au nord du craton du Congo. Cependant, très peu d'études ont été menées jusqu'à ce jour dans cette partie.

Les formations précambriennes identifiées au Tchad se répartissent entre les massifs du Tibesti au nord, de l'Ouaddaï à l'est, de Yadé ou Mbaïbokoum au sud, du Mayo Kebbi au sud-ouest et du Guéra au centre (Figure 2.11). Elles couvrent entre 15 et 20% de la surface du territoire. Louis (1970) met en évidence l'existence d'une anomalie gravimétrique lourde (Figure 2.12) passant à travers le massif du Guéra et séparant d'une part les massifs de Yadé et de l'Ouaddaï (Darfour), d'autre part le massif du Mayo Kebbi (Kasser, 1995).

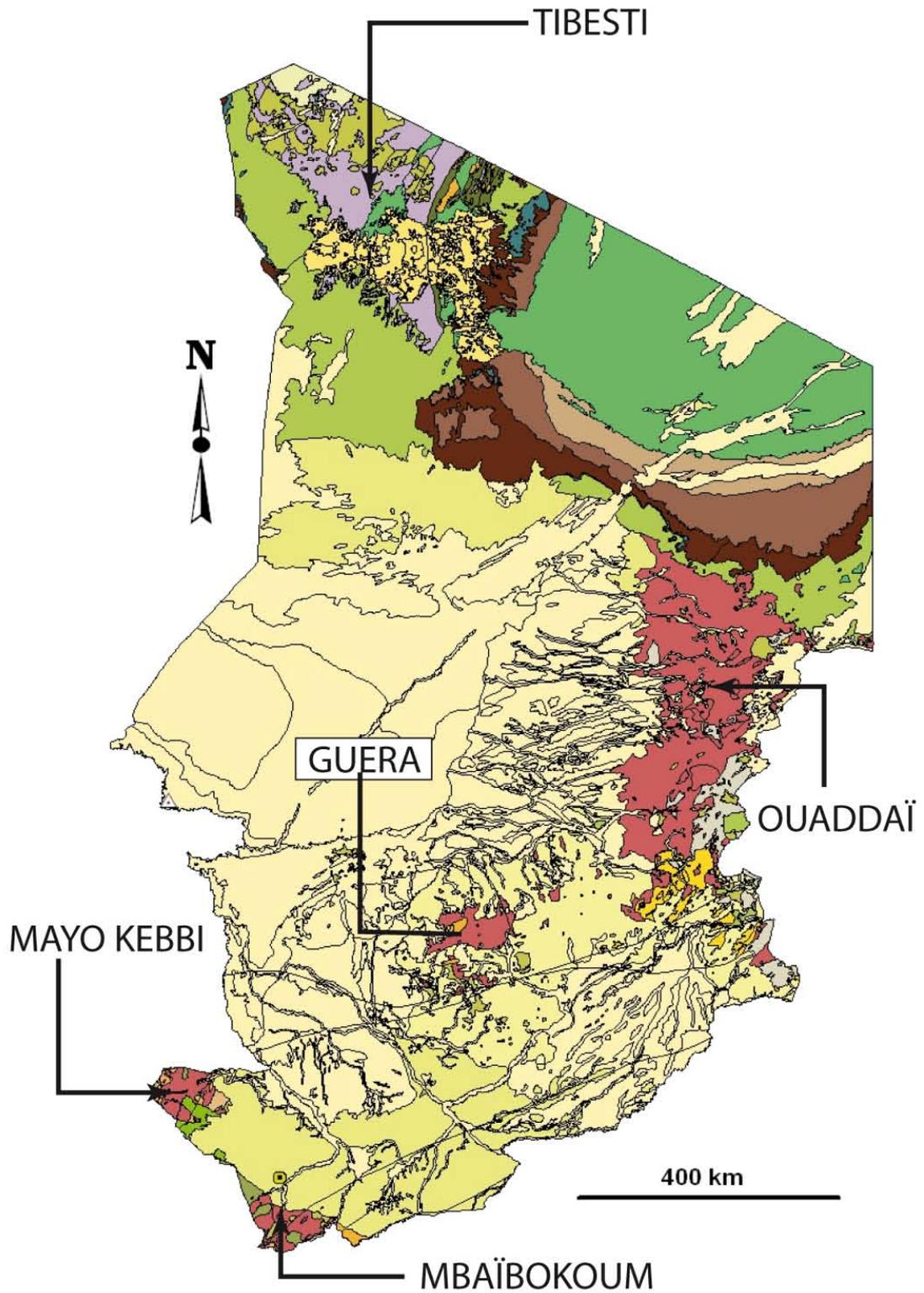


Figure 2.11: Carte géologique simplifiée du Tchad (modifiée d'après Wolf, 1964) montrant les affleurements de socle précambrien dans les massifs du Mayo Kebbi, Mbaïbokoum, Ouaddaï, Tibesti et Guéra.

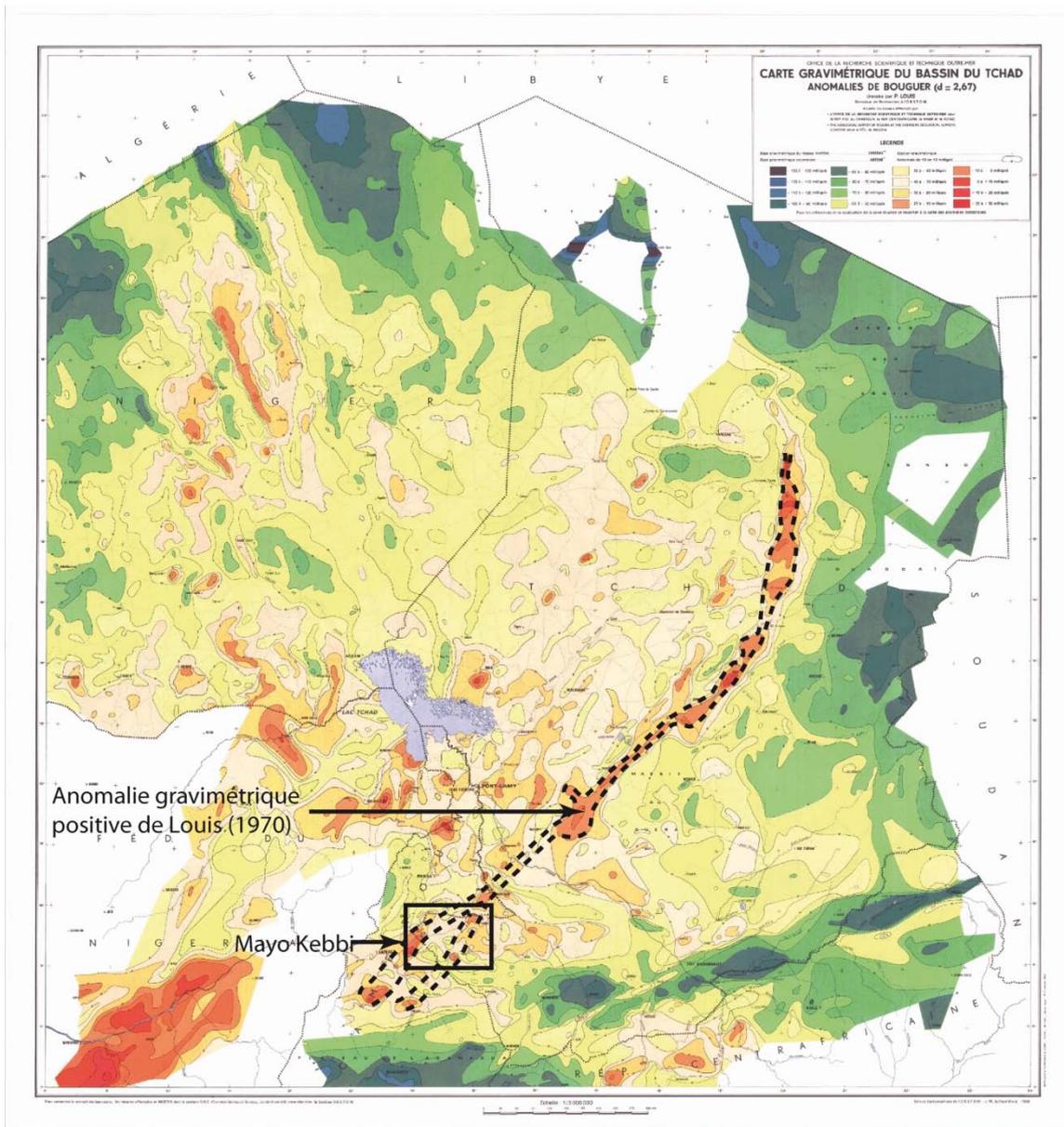


Figure 2.12: Carte gravimétrique du bassin du Tchad montrant l'anomalie gravimétrique positive de Louis (1970) passant par le Mayo Kebbi au Sud-Ouest du Tchad (modifiée d'après la carte gravimétrique du bassin du Tchad, anomalies de Bouguer, document ORSTOM, 1969).

4.1. Le Massif de Yadé ou de Mbaïbokoum

Le massif de Yadé, encore appelé massif de Mbaïbokoum, est situé à la frontière méridionale du Tchad et se prolonge en Centrafrique et au Cameroun. Très peu étudié dans sa partie tchadienne, ses caractéristiques générales sont dégagées des travaux de Jérémie et Roch (1952), Mbaïtoudji (1982a), Mbaïtoudji (1984), Black (1992), Liégeois (1992) et Kusnir et Moutaye (1997). Il se caractérise par une abondance de granitoïdes syntectoniques contenant des enclaves de roches métamorphiques (schistes graphiteux, quartzites, micaschistes et amphibolites) recoupés par des intrusions granitiques tardives (Black, 1992). Des âges du

Néoprotérozoïque, compris entre 654 et 568 Ma, ont été obtenus dans ce massif sur des granitoïdes par la méthode K-Ar (Mbaitoudji, 1982b) et Rb-Sr sur roches totales (Liégeois, 1992).

4.2. Le massif de l'Ouaddaï

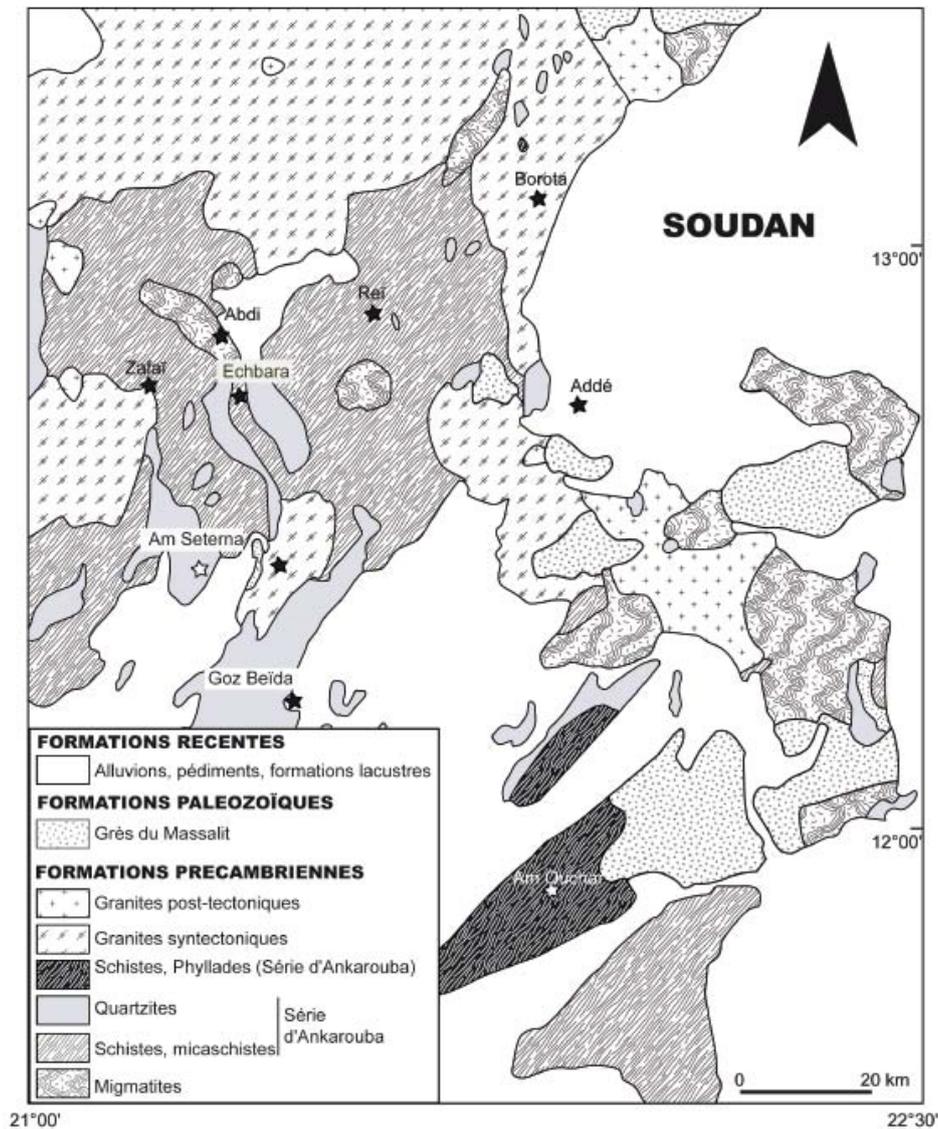


Figure 2.13: Carte géologique du Ouaddaï méridional (modifiée d'après Projet minier/DRGM).

C'est le plus vaste massif précambrien du Tchad. Il est situé à la frontière du Soudan et se prolonge dans le Darfour (Figure 2.11). Au nord du 13^{ème} parallèle, ce massif est principalement constitué d'une association de granitoïdes, de gneiss et de migmatites tandis qu'au sud (Figure 2.13), il comprend les roches des groupes métavolcanosédimentaires de Goz Beida et d'Ankaraouba représentées par des quartzites, des micaschistes, des

amphibolites et des cipolins (Kasser, 1995). Le groupe de Goz Beida est recoupé par un batholite calco-alcalin potassique dont le type pétrographique dominant est un monzogranite à biotite d'âge Néoprotérozoïque (Black, 1992). Des intrusions circonscrites de granites alcalins, syénites et syénogabbros marquent le dernier épisode magmatique de ce domaine. Des âges par isochrones Rb-Sr sur roches totales ont permis de dater ces intrusions tardives entre 590 et 550 Ma (Liégeois, 1993).

4.3. Le Massif Central tchadien ou Massif du Guéra

C'est un ensemble qui regroupe les massifs de Melfi, Aboutefane et Kenga au centre du pays. Ces derniers constituent d'imposants reliefs qui surplombent les formations sédimentaires de la cuvette tchadienne. Les caractéristiques géologiques du Massif du Guéra sont tirées des travaux de Vincent (1956a, 1956b, 1956c, 1956d), Kasser (1995), Kusnir (1995), et Kusnir et Moutaye (1997).

Le Massif Central tchadien est essentiellement constitué de roches magmatiques granitoïdes dominées par des granites hétérogènes, parfois décrits comme « granites anciens » (Vincent, 1956a, 1956b, 1956c, 1956d). Ces roches souvent déformées affleurent largement dans la moitié nord du Massif Central et sont recoupées par les « granites jeunes », plus homogènes et non déformés. Ces derniers dominent en général le relief et se présentent sous forme de granite monzonitique à amphibole (type Abou Déïa) ou de granite leucocrate alcalin fortement radioactif (type Bombouri).

Entre Melfi et Bahr Bola, une dizaine de massifs charnockitiques sont décrits. Ce sont des roches massives, allant d'un pôle noritique à un pôle granitique, dont le terme dominant est à composition syénitique (Kusnir, 1995).

Autour de Bitkine, de petits massifs de composition gabbroïque à granodioritique, souvent orientés et en enclaves dans le granite hétérogène, pourraient représenter les roches les plus anciennes du Massif Central (Kusnir, 1995).

Les formations métamorphiques du Guéra comprennent la série métavolcanosédimentaire (schistes, marbres, quartzites, amphibolites, méta-andésites) de Lélé-Dolko, décrite au sud-est du lac Fitri, ainsi que diverses roches métamorphiques (micaschistes, quartzites, paragneiss, orthogneiss) apparaissant principalement au sud-est de Melfi, souvent en enclaves au sein du granite et rattachées au groupe de Goz Beïda (Kasser, 1995).

4.4. Le Massif du Tibesti

Il est situé à l'extrême nord du Tchad et se prolonge en Libye. A la suite de [Wacrenier \(1956\)](#) et [Wacrenier et Vincent \(1958\)](#), on y distingue un Tibestien inférieur et un Tibestien supérieur séparés par un conglomérat de base. Ces deux ensembles sont recoupés par des roches intrusives granitoïdes (Figure 2.14).

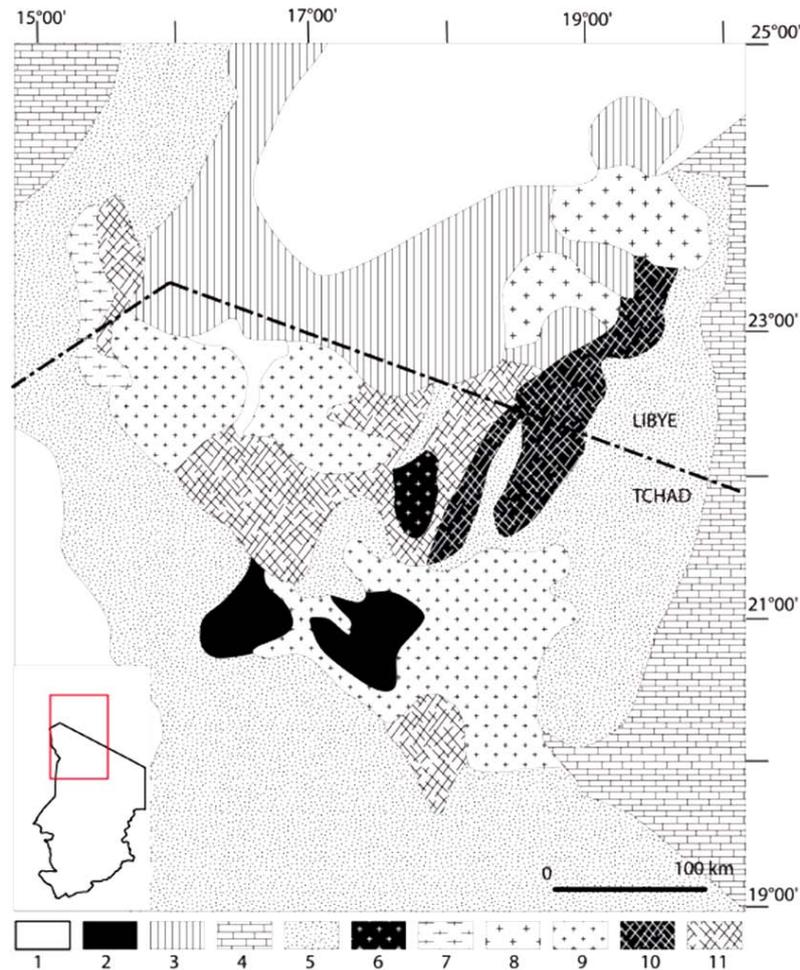


Figure 2.14: Carte géologique du Tibesti (modifiée d'après Suayah et al., 2006). 1 : Couverture quaternaire ; 2 : basaltes cénozoïques ; 3 : Sédiments cénozoïques ; 4 : Sédiments mésozoïques ; 5 : Sédiments paléozoïques ; 6 : Pluton de Wadi Yebigue ; 7 : batholite de Ben Ghnema ; 8 : Séries magmatiques du Super-Tibestien ; 9 : Plutonites indifférenciées ; 10 : Tibestien supérieur ; 11 : Tibestien inférieur.

Le Tibestien inférieur affleure au nord, autour de la localité de Guezendou, et au sud du massif volcanique du Tibesti, dans la boutonnière de Miski. Il est constitué (1) de roche métasédimentaires et de métavolcanites ([Wacrenier, 1958](#)) représentant les séries de Tidédi (cipolins, quartzites, micaschistes, amphiboloschistes) et du Guezendou (cipolins, amphibolites, gneiss, pyroxénites, migmatites) et (2) d'un ensemble d'amphibolites

granoblastiques, localement migmatitiques, associées à divers gneiss et granitoïdes. Des âges Rb/Sr compris entre 1250 et 820 Ma ont été obtenus dans le Tibestien inférieur (El Makhrouf, 1988).

Le Tibestien supérieur affleure sur une surface d'environ 40000 km² au nord du massif volcanique du Tibesti entre le Tchad et la Lybie. Au sud, il forme des boutonnières dans les formations Primaires de la région de Miski. Il repose à l'Ouest en discordance sur le Tibestien inférieur dont il est séparé à l'est par un conglomérat de base. Principalement constitué de roches détritiques faiblement métamorphisées, il comprend sur une semelle de conglomérats, des schistes, grès arkosiques, phyllades, métagrauwackes et des cipolins en intercalations avec des métarhyolites et metabasaltes (Kasser, 1995). Diverses intrusions calco-alcalines datées entre 600 et 530 Ma (séries magmatiques du Super-Tibestien et batholite de Ben Ghnema, séries magmatiques d'Eghei, pluton de Wadi Yebigue) recoupent les formations du Tibestien inférieur et supérieur (Pegram *et al.*, 1976; Ghuma and Rogers, 1978; El Makhrouf, 1988; Suayah *et al.*, 2006).

4.5. Le Mayo Kebbi

Le socle cristallin de la région du Mayo Kebbi, au sud-ouest du Tchad, est le domaine le mieux documenté de l'orogénèse Panafricaine au Tchad. Les premiers travaux portant sur ce domaine datent de l'époque coloniale. Ils ont été récemment complétés par des études pétrologiques, géochimiques et géochronologiques (Kasser, 1995; Doumnang, 2006; Penaye *et al.*, 2006; Pouclet *et al.*, 2006). Ces travaux ont permis de distinguer plusieurs ensembles dans le socle précambrien du sud-ouest du Tchad (Figure 2.15).

Wacrenier (1950) distingue dans le Précambrien du Mayo Kebbi différentes séries métamorphiques sur la base de la composition et du degré du métamorphisme. Il s'agit de (1) la série métavolcanosédimentaire de Zalbi, (2) la série métavolcanosédimentaire de Goueygoudoum, (3) la série de Grong Djalingo et (4) la série amphibolo-gneissique. Entre ces séries apparaissent divers granitoïdes constituant le batholite de Pala ou batholite du Mayo Kebbi, que recoupent des granites circonscrits tardifs.

Kasser (1995) regroupe les formations précambriennes du Mayo Kebbi en trois principaux ensembles. Ce sont (1) la série métavolcanosédimentaire de Zalbi, (2) la série métavolcanosédimentaire de Goueygoudoum et (3) trois ensembles magmatiques comprenant :

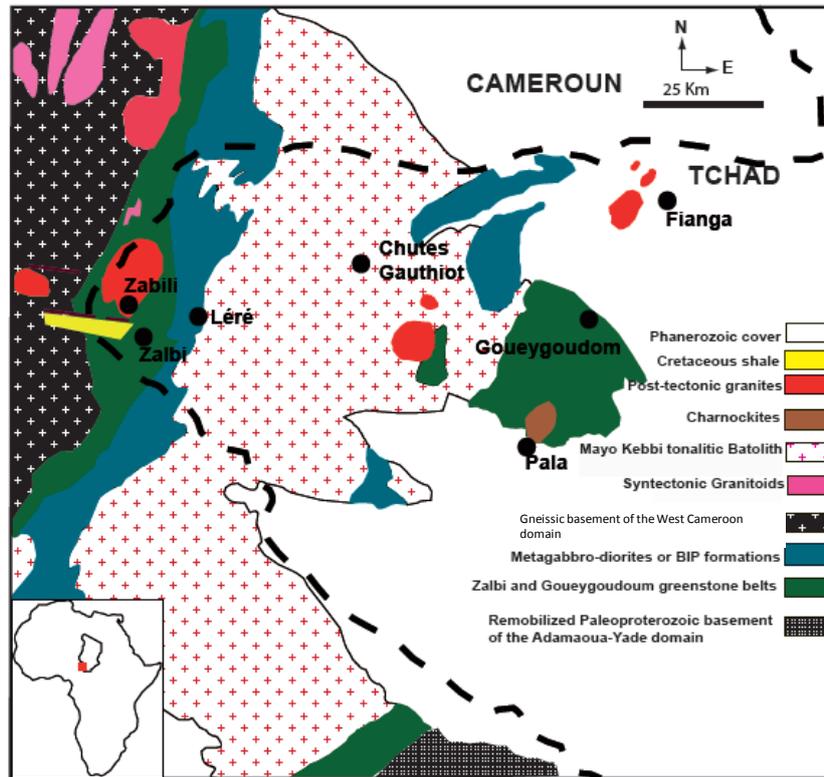


Figure 2.15: Carte géologique du Mayo Kebbi (modifiée d'après Penaye et al., 2006). BIP: Basic to Intermediate pluton.

- (i) le complexe de roches mafiques et intermédiaires, à caractère syntectonique,
- (ii) le batholite tonalitique de Pala, comprenant des intrusions syn à tardi-tectoniques,
- (iii) les intrusions circonscrites tardi- à post-tectoniques, comprenant divers granites et charnockites.

A la suite des travaux de Doumnang (2006), Penaye et al. (2006) et Pouclet et al. (2006), plusieurs générations d'intrusions magmatiques sont distinguées dans le Mayo Kebbi. Ce sont les intrusions gabbro-dioritiques G1, équivalentes au complexe mafique et intermédiaire ; les intrusions tonalitiques G2, les granitoïdes G3a et les intrusions G3b. Ces dernières comprennent des diorites, des granites, des granodiorites et des charnockites post-tectoniques.

a) La série métavolcanosédimentaire de Zalbi

La série métavolcanosédimentaire de Zalbi comporte (i) des metabasites, (ii) des formations hydrothermalisées, (iii) des métavolcanosédiments et (iv) des métasédiments métamorphisés dans le faciès schiste vert (Doumnang, 2006). Elle est caractérisée sur le plan structural par le développement d'une foliation d'orientation N-S à NNE-SSW portant une

linéation d'étirement E-W avec des plongements supérieurs à 50° vers l'Ouest (Penaye *et al.*, 2006).

Les metabasites de cette série sont caractérisées par une signature géochimique de type tholéiites d'arc (Kasser, 1995 ; Doumnang, 2006), similaire à celle des basaltes des bassins arrière-arc du Japon (Doumnang, 2006). Des cristaux de zircon extraits d'un échantillon d'épiclastite et datés par la méthode U-Pb ont donné un âge concordant de 777 ± 5 Ma attribué par Doumnang (2006) à la formation de la série de Zalbi. Cet âge est dans l'intervalle de ceux obtenus entre 700 et 800 Ma par la même méthode sur des schistes volcanoclastiques du Groupe de Poli, auquel cette série est rattachée par certains auteurs (Toteu *et al.*, 2006; Kasser, 1995).

b) La série métavolcanosédimentaire de Goueygoudoum

Elle affleure au nord de la ville de Pala, dans la partie orientale du Mayo Kebbi, et est séparée de la série métavolcanosédimentaire de Zalbi par le batholite du Mayo Kebbi (Figure 2.15). Au contraire de la série métavolcanosédimentaire de Zalbi, les affleurements de la série de Goueygoudoum sont rares, à cause d'une importante couverture sédimentaire attribuée au "Continental Terminal" (Kasser, 1995 ; Doumnang, 2006). Elle est constituée de roches épimétamorphiques d'origine sédimentaire, volcanosédimentaire et volcanique. Les collines de Goueygoudoum et de Mbibou représentent des affleurements de roches carbonatées, décrites comme des carbonatites, dans un encaissant ultrabasique dominé par des talcschistes (Kasser, 1995; Kusnir, 1995).

c) Le complexe mafique et intermédiaire

Schneider et Wolff (1992) décrivent un complexe amphibolo-gneissique à l'est de la série métavolcanosédimentaire de Zalbi. Ce complexe correspond aux intrusions gabbro-dioritiques G1 de Doumnang (2006) et apparaît aussi sous forme d'enclaves dans le batholite de Pala. Penaye *et al.* (2006) décrivent dans ce complexe un ensemble orthodérivé dominant, essentiellement constitué de métadiorites et métagabbros à texture protomylonitique à mylonitique, auquel ils proposent de réserver l'appellation de complexe mafique et intermédiaire, introduite par Black (1992) pour désigner l'ensemble amphibolo-gneissique en comparaison des résultats obtenus dans la région de Poli, au nord Cameroun.

Les roches magmatiques (gabbros, diorites) de ce groupe se caractérisent par une signature calco-alcaline suggérant l'existence d'une zone de subduction ancienne (Doumnang,

2006; Pouclet *et al.*, 2006). Deux échantillons de gabbro-diorites prélevés aux alentours du village de Boloro, au sud du lac Léré, ont été datés par la méthode Pb-Pb. Ces échantillons ont donné des âges de $723,2 \pm 0,9$ Ma et $725,6 \pm 0,9$ Ma, interprétés comme l'âge de mise en place des gabbro-diorites (Penaye *et al.*, 2006).

d) Les granitoïdes G2

Ils sont représentés par des intrusions tonalitiques peu déformées (Mambaroua) à mylonitiques (chutes Gauthiot), dans lesquelles s'observent des enclaves d'intrusions G1 (Doumnang, 2006). Ces roches se distinguent par un caractère très sodique ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 4-9$), des terres rares modérément fractionnées ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 9-13$), une anomalie positive en Sr et Eu, des anomalies négatives en Nb et Ta, un appauvrissement en HREE et HFSE (Doumnang, 2006; Pouclet *et al.*, 2006). Elles sont décrites par Doumnang (2006) comme des roches de type TTG.

L'âge de mise en place de ces tonalites, obtenu par la méthode Pb/Pb, est situé entre 665 et 638 Ma (Doumnang, 2006; Penaye *et al.*, 2006).

e) Les granitoïdes G3

Ils regroupent un ensemble d'intrusions tarditectoniques à post-tectoniques de nature tonalitique, granitique, dioritique, granodioritique et charnockitique. On y distingue deux groupes d'intrusions. Les intrusions G3a comprennent des roches sodiques (tonalites, trondhjémites et granodiorites) relativement pauvres en terres rares ($\Sigma\text{REE} = 35-75$ ppm ; $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 9-22$) et caractérisées par des anomalies positives en Sr, Eu ainsi que des anomalies négatives en Nb, Ta. Les profils multiéléments incompatibles (LILE, REE, HFSE) de ces roches se rapprochent des tonalites G2 ou sont intermédiaires entre celles-ci et les granitoïdes G3b.

Les intrusions G3b sont principalement représentées par des granites, diorites, granodiorites et charnockites. Ces roches se distinguent par un caractère potassique et des teneurs élevées en éléments incompatibles (LILE, HFSE, HREE). La diversité de ce groupe s'exprime par un degré variable de fractionnement des terres rares ($\text{La}/\text{Yb}_N = 2,3- 22,4$) et de l'importance de l'anomalie négative en Nb ($\text{Nb}/\text{La} = 0,1-0,5$). Un âge de $570,7 \pm 1$ Ma a été obtenu sur le granite porphyroïde de Pala par la méthode Pb-Pb et interprété comme l'âge de cristallisation de ce granite. Une charnockite du même secteur a été datée à 567 ± 15 Ma par la méthode U-Pb Concordia (Doumnang, 2006; Penaye *et al.*, 2006).

VI. Conclusion

Différentes questions émergent des tentatives de reconstitution du Gondwana entre 900 Ma, début de la fragmentation du Rodinia, et 530 Ma, moment de son assemblage définitif. Ces questions concernent (i) la nature, le nombre et la configuration des cratons qui composent le Gondwana, (ii) ainsi que la signification des ceintures orogéniques qui les séparent (orogènes intracontinentales ou impliquant la fermeture de bassins océaniques).

Le nombre de zones de sutures est directement lié au nombre de cratons impliqués dans l'assemblage du Gondwana. Si les principales zones de sutures actuellement identifiées permettent de distinguer quatre grands ensembles dont l'assemblage aboutit, entre 800 et 530 Ma, à la formation du supercontinent Gondwana, des questions persistent concernant la nature et la signification des terrains de la Province des métacrâtons ainsi que la possibilité d'identifier, dans cette province complexe, des zones de sutures supplémentaires.

La province des métacrâtons comprend dans sa partie africaine (i) le bouclier touareg à l'ouest et (ii) le métacrâton du Sahara à l'est, séparés par la zone de cisaillement de Raghane orientée N-S (Abdelsalam *et al.*, 2002; Liégeois *et al.*, 2003). Le bouclier Tuareg est interprété comme un collage de terrains d'âges et de natures variables, rassemblés à la faveur de l'orogénèse Panafricaine (Black *et al.*, 1994; Liégeois *et al.*, 1994). La signification du métacrâton du Sahara est moins claire. L'on peut en particulier se demander s'il représente un craton réactivé au cours de l'orogénèse panafricaine ou si, au contraire, il correspond à un collage de terrains de nature et d'âge distincts (*exotic terranes* ou terrains exotiques), séparés avant l'assemblage du supercontinent Gondwana?

A l'heure actuelle, quatre principaux modèles qui ne sont pas mutuellement exclusifs (Abdelsalam *et al.*, 2002) sont proposés pour rendre compte des caractéristiques géologiques du métacrâton du Sahara dans le cadre de l'assemblage du Gondwana et expliquer les causes probables de sa réactivation :

- (1) Le premier modèle correspond à un assemblage de terrains exotiques (Rogers *et al.*, 1978).
- (2) Un deuxième modèle de collision s'appuie sur l'existence de deux zones de collision, à l'est et au sud du Métacrâton du Sahara. A l'est, la collision de type arc-continent implique les terrains du Bouclier Arabo-Nubien (Schandelmeier *et al.*, 1988; Stern, 1994). Elle est représentée par la suture de Keraf-Kabus-Sekerr (Figure 2.7). Au sud, la zone de suture de type continent-continent, est soulignée par la chaîne des

Oubanguides. Ces collisions développent des structures transpressives sénestres le long de la bordure est du métacraton (Abdelsalam *et al.*, 2003) et des nappes de charriage vers le sud accompagnées de décrochements dextres sur la bordure nord du craton du Congo (Nzenti *et al.*, 1984; Nzenti, 1987; Nzenti *et al.*, 1992; Mvondo *et al.*, 2003; Mvondo *et al.*, 2007). La collision est à l'origine de l'épaississement de la croûte dans le métacraton du Sahara, à l'intérieur duquel elle serait accommodée par des domaines orogéniques globalement orientés NE (Abdelsalam *et al.*, 2002). Cet épaississement crustal serait responsable de la fusion de la croûte inférieure à l'origine d'une partie des granites de type A décrits dans ce domaine (Okujeni et Eduvie, 1985; Ghogomu *et al.*, 1989; Harms *et al.*, 1990; Sultan *et al.*, 1990; Sultan *et al.*, 1992; Harms *et al.*, 1994; Kusnir et Moutaye, 1997). Des âges isochrones Rb-Sr entre 565 et 590 Ma sont obtenus sur ces granites de type A (Engel *et al.*, 1980; Stern et Hedge, 1985; Harms *et al.*, 1990).

- (3) Un troisième modèle de délamination du manteau lithosphérique suivant la collision panafricaine est proposé en comparaison avec les observations faites sur le bouclier Touareg (Ashwal et Burke, 1989; Black et Liégeois, 1993). Le bloc Uweinat, qui conserve une lithosphère cratonique caractérisée par un fort couplage mécanique entre la croûte et le manteau, est interprété comme un fragment préservé d'une telle délamination et représenterait donc la situation rhéologique du craton du Sahara avant cette délamination.
- (4) Un quatrième modèle d'extension régionale en réponse à la délamination du manteau lithosphérique est proposé par Denkler *et al.* (1994) pour rendre compte de la présence de granites de type A et du métamorphisme de haute température.

Les formations précambriennes du Tchad, situées entre le craton Ouest africain, le craton du Congo et le métacraton du Sahara occupent une position intéressante pour la compréhension de l'évolution de la chaîne panafricaine. Le massif du Mayo Kebbi, au sud-ouest du Tchad, est à la jonction des domaines Ouest Cameroun-Nigéria oriental, Adamaoua-Yadé et le vaste domaine du Métacraton du Sahara (Figure 2.7, Figure 2.9, Figure 2.10 & Figure 2.15). Il est constitué par un ensemble d'unités lithotectoniques subparallèles à l'anomalie gravimétrique positive de Louis (1970) dont la nature et la signification géologique ne sont pas encore connues. Par ses caractéristiques structurales, pétrologiques et géochronologiques, il se distingue clairement de la chaîne des Oubanguides, localisée plus au

sud et interprétée comme une chaîne de collision. Ces caractères font du Mayo Kebbi une zone intéressante pour la compréhension et l'interprétation de la chaîne panafricaine au nord du craton du Congo et à l'est du craton d'Afrique de l'Ouest, notamment par l'apport de nouvelles données cartographiques, pétrologiques, géochimiques et géochronologiques.

Références bibliographiques

- ABDALLAH, N., LIÉGEOIS, J.-P., DE WAELE, B., FEZAA, N. & OUBADI, A. (2007) The Temaguessine Fe-cordierite orbicular granite (Central Hoggar, Algeria): U–Pb SHRIMP age, petrology, origin and geodynamical consequences for the late Pan-African magmatism of the Tuareg shield. *Journal of African Earth Sciences*, 49, 153-178.
- ABDEL-MONEM, A. A. & HURLEY, P. M. (1979) U–Pb dating of zircon from psammitic gneisses, Wadi Abu Rosheid-Wadi Sikait area. *Egypt Institute of Applied Geology Bulletin*, 2, 165-170.
- ABDEL-RAHMAN, A.-F. M. & DOIG, R. (1987) The Rb-Sr geochronological evolution of the Ras Gharib segment of the northern Nubian Shield. *Journal of the Geological Society*, 144, 577-586.
- ABDEL-RAHMAN, A.-F. M. (1995) Tectonic-magmatic stages of shield evolution: the Pan-African belt in northeastern Egypt. *Tectonophysics*, 242, 223-240.
- ABDELSALAM, M. G., ABDEL-RAHMAN, E. M., EL-FAKI, E. M., AL-HUR, B., AL-BASHIER, F.-R., STERN, R. J. & THURMOND, A. K. (2003) Neoproterozoic deformation in the northeastern part of the Saharan Metacraton, northern Sudan. *Precambrian Research*, 123, 203-221.
- ABDELSALAM, M. G., LIÉGEOIS, J.-P. & STERN, R. J. (2002) The Saharan Metacraton. *Journal of African Earth Sciences*, 34, 119-136.
- ABRAHAM, A., HASSEN, N., YEMANE, T., GENZEBU, W., SEYID, G., MEHARI, K. & ALEMU, T. (1992) The geological evolution of the Proterozoic of Southern Ethiopia. 29th International Geological Congress. Kyoto, Japan.
- ACEF, K., LIÉGEOIS, J. P., OUBADI, A. & LATOUCHE, L. (2003) The Anfeg post-collisional Pan-African high-K calc-alkaline batholith (Central Hoggar, Algeria), result of the LATEA microcontinent metacratonization. *Journal of African Earth Sciences*, 37, 295-311.
- AGBOSSOUMONDÉ, Y., MÉNOT, R. P., PAQUETTE, J. L., GUILLOT, S., YÉSSOUFOU, S. & PERRACHE, C. (2007) Petrological and geochronological constraints on the origin of the Palimé-Amlamé granitoids (South Togo, West Africa): A segment of the West African

Craton Paleoproterozoic margin reactivated during the Pan-African collision. *Gondwana Research*, 12, 476-488.

AHÄLL, K.-I. & CONNELLY, J. (1998) Intermittent 1.53–1.13 Ga magmatism in western Baltica; age constraints and correlations within a postulated supercontinent. *Precambrian Research*, 92, 1-20.

ANNOR, A. E. (1995) U-Pb zircon age for Kabba-Okkene granodiorite gneiss: implication for Nigeria's basement chronology. *African Geoscience Review*, 2, 101-105.

APPEL, P., MOELLER, A. & SCHENK, V. (1998) High-pressure granulite facies metamorphism in the Pan-African Belt of eastern Tanzania; P-T-t evidence against granulite formation by continent collision. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 491-509.

ASHWAL, L. D. & BURKE, K. (1989) African lithospheric structure, volcanism and topography. *Earth and Planetary Science Letters*, 96, 8-14.

ASRAT, A., BARBEY, P., LUDDEN, J. N., REISBERG, L., GLEIZES, G. & AYALEW, D. (2004) Petrology and Isotope Geochemistry of the Pan-African Negash Pluton, Northern Ethiopia: Mafic–Felsic magma interactions during the construction of shallow-level calc-alkaline plutons. *Journal of Petrology*, 45, 1147-1179.

AYALEW, T., BELL, K., MOORE, J. M. & PARRISH, R. R. (1990) U-Pb and Rb-Sr geochronology of the Western Ethiopian Shield. *Geological Society of America Bulletin*, 102, 1309-1316.

AZZOUNI-SEKKAL, A., LIÉGEOIS, J.-P., BECHIRI-BENMERZOUG, F., BELAIDI-ZINET, S. & BONIN, B. (2003) The ‘‘Taourirt’’ magmatic province, a marker of the closing stage of the Pan-African orogeny in the Tuareg Shield: review of available data and Sr–Nd isotope evidence. *Journal of African Earth Sciences*, 37, 331-350.

BARBEY, P., MACAUDIÈRE, J. & NZENTI, J. P. (1990) High-Pressure dehydration melting of metapelites: evidence from the migmatites of Yaounde (Cameroon). *Journal of Petrology*, 31, 401-427.

BARTH, H., BESANG, C., LENZ, H., MEINHOLD, K.-D. (1983) Results of petrographical investigation and Rb/Sr age determinations on non-orogenic ring complexes in the Bayuda Desert, Sudan. *Geologisches Jahrbuch*, 51, 3-34.

BAYER, R. & LESQUER, A. (1978) Les anomalies gravimétriques de la bordure orientale du craton Ouest-africain: géométrie d'une suture panafricaine. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6, 868-876.

- BÉA, A., COCHEMÉ, J. J., TROMPETTE, R., AFFATON, P., SOBA, D. & SOUGY, J. (1990) Grabens d'âge Paléozoïque inférieur et volcanisme tholéïitique associé dans la région de Garoua, Nord Cameroun. *Journal of African Earth Sciences*, 10, 657-667.
- BELL, R. T. & JEFFERSON, C. W. (1987) An hypothesis for an Australian-Canadian connection in the Late Proterozoic and the birth of the Pacific Ocean. *Proceedings 'Pacific Rim Congress' 87*, 39-50.
- BERTRAND, J. M. & CABY, R. (1978) Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt: A new interpretation of the Hoggar Shield (Algerian Sahara). *Geologische Rundschau*, 67, 357-388.
- BERTRAND, J.-M., MICHARD, A., BOULLIER, A.-M. & DAUTEL, D. (1986) Structure and U/Pb geochronology of Central Hoggar (Algeria): A reappraisal of its Pan-African evolution. *Tectonics*, 5, 955-972.
- BESSELES, B. & TROMPETTE, R. (1980) La chaîne panafricaine. Zone mobile d'Afrique Centrale (partie sud) et zone soudanaise. *Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans*, 92, 394 pp.
- BLACK, R. & LIÉGEOIS, J. P. (1991) Pan-African plutonism of the Damagaram inlier, Niger Republic. *Journal of African Earth Sciences*, 13, 471-482.
- BLACK, R. & LIÉGEOIS, J.-P. (1993) Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *Journal of the Geological Society, London*, 150, 89-98.
- BLACK, R. (1992) Mission géologique au Tchad du 14 Janvier au 08 Février 1992. N'djaména, PNUD/DRGM.
- BLACK, R., LATOUCHE, L., LIÉGEOIS, J.-P., CABY, R. & BERTRAND, J. M. (1994) Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (Central Sahara). *Geology*, 22, 641-644.
- BOGDANOVA, S. V., BINGEN, B., GORBATSHEV, R., KHERASKOVA, T. N., KOZLOV, V. I., PUCHKOV, V. N. & VOLOZH, Y. A. (2008) The Eastern European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precambrian Research*, 160, 23-45.
- BOISSONNAS, J. (1974) Les granites à structures concentriques et quelques autres granites tardifs de la chaîne panafricaine en Ahaggar (Sahara central, Algérie). *Doctorat d'Etat, Centre de Recherche sur les Zones Arides*, 662 pp.
- BOULLIER, A. M. (1991) The Pan-African Trans-Saharan belt in the Hoggar Shield (Algeria, Mali, Niger): a review. In Dallmeyer, R.D. and Lécorché, J.P. éd., *The West African orogens and Circum-Atlantic correlatives*, Springer-Verlag, 85-105.

- BRAUN, B., MONTEL, J. M. & NICOLLET, C. (1998) Electron microprobe dating of monazite from high-grade gneisses and pegmatites of the Kerala Khondalite Belt, southern India. *Chemical Geology*, 146, 65-85.
- BRUGUIER, O., DADA, S. S. & LANCELOT, J. R. (1994) Early Archaean component (> 3.5 Ga) within a 3.05 Ga orthogneiss from northern Nigeria: U-Pb zircon evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 125, 89-103.
- CABY, R. & ARTHAUD, M. H. (1987) Petrostructural evolution of the Lagoa Real subalkaline metaplutonic complex (Bahia Brazil). *Rev. Brasil. Geosciênc.*, 17, 636.
- CABY, R. (1987) The Pan-African belt of West Africa from the Sahara desert to the Gulf of Benin. In Schaer, J.P. and Rodgers, J. éd., *The anatomy of mountain ranges*, Princeton University Press, 129-170.
- CABY, R., ANDREPOULOS-RENAUD, U. & GRAVELLE, M. (1982) Cadre géologique et géochronologique U/Pb sur zircon des batholites précoces dans le segment panafricain du Hoggar central (Algérie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 24, 677-684.
- CHIKHAOUI, M., DUPUY, C. & DOSTAL, J. (1980) Geochemistry and Petrogenesis of Late Proterozoic Volcanic Rocks From North-Western Africa. *Contribution to mineralogy and petrology*, 73, 375-388.
- CLAUER, N. (1976) Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Applications à la géochronologie de la couverture du craton Ouest africain. Doctorat de 3ème Cycle, Université de Strasbourg (France), 227 pp.
- CLIFF, R. A. (1985) Isotope dating in metamorphic belts. *Journal of the Geological Society*, London, 142, 97-110.
- CONDIE, K. C. (1998) Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? *Earth and Planetary Science Letters*, 163, 97-108.
- CORNACCIA, M. & GIORGI, L. (1986) Les séries précambriennes d'origine sédimentaire et volcano- sédimentaire de la République centrafricaine. *Annuaire du Musée Royal d'Afrique Centrale*, 93, 51.
- CURTIS, P. & LENZ, H. (1985) Geologic and geochronological investigations of selected alkali ring igneous complexes in the Nuba Mountains, southern Kordofan, Sudan. *Geologisches Jahrbuch* 69, 3-24.
- DADA, S. S. (1989) Evolution de la croûte continentale au nord Nigeria: apports de la géochimie, de la géochronologie U-Pb et des traceurs isotopiques Sr, Nd et Pb. Doctorat de

3ème Cycle, Université des sciences et techniques du Languedoc, Montpellier (France), 200 p.

DADA, S. S. (1998) Crust-forming ages and Proterozoic crustal evolution in Nigeria: a reappraisal of current interpretations. *Precambrian Research*, 87, 65-74.

DADA, S. S., LANCELOT, J. R. & BRIQUEU, L. (1989) Age and origin of the annular charnockitic complex at Toro, Northern Nigeria: U-Pb and Rb-Sr evidence. *Journal of African Earth Sciences*, 9, 227-234.

DADA, S. S., TUBOSUN, I. A., LANCELOT, J. R. & LAR, A. U. (1993) Late Archean U-Pb age for the reactivated basement of Northeastern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 16, 405-412.

D'AGRELLA-FILHO, M. S., PACCA, I. G., TRINDADE, R. I. F., TEIXEIRA, L. R., RAPOSO, I. B. & ONSTOTT, T. C. (2004) Paleomagnetism and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ ages of mafic dikes from Salvador (Brazil): new constraints on the São Francisco craton APW path between 1080 and 1010 Ma. *Precambrian Research*, 132, 55-77.

D'AGRELLA-FILHO, M. S., TRINDADE, R. I. F., SIQUEIRA, R., PONTE-NETO, C. M. & PACCA, I. G. (1998) Paleomagnetic constraints on the Rodinia supercontinent: implications for its Neoproterozoic break-up and the formation of Gondwana. *International Geology review*, 40, 171-188.

DALZIEL, I. W. D. & SOPER, N. J. (2001) Neoproterozoic extension on the Scottish Promontory of Laurentia; paleogeographic and tectonic implications. *Journal of Geology*, 109, 299-317.

DALZIEL, I. W. D. (1991) Pacific margins of Laurentia and East Antarctica–Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. *Geology*, 19, 598-601.

DALZIEL, I. W. D. (1992) On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. *GSA Today*, 2, 237-241.

DAVIDSON, A. (2008) Late Paleoproterozoic to Mid-Neoproterozoic history of northern Laurentia: An overview of central Rodinia. *Precambrian Research*, 160, 5-22.

DAVIDSON, J. P. & WILSON, I. R. (1989) Evolution of an alkali basalt-trachyte suite from Jebel Marra volcano, Sudan, through assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 95, 141-160.

DE BRITO NEVES, B. B. & CORDANI, U. G. (1991) Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53, 23-40.

- DE WAELE, B., WINGATE, M. T. D., FITZSIMONS, I. C. W. & MAPANI, B. S. E. (2003) Untying the Kibaran knot; a reassessment of Mesoproterozoic correlations in Southern Africa based on SHRIMP U–Pb data from the Irumide Belt. *Geology*, 31, 509-512.
- DENKLER, T., FRANZ, G. & SCHANDELMEIER, H. (1994) Tectonometamorphic evolution of the Neoproterozoic Delgo suture zone, northern Sudan. *Geologische Rundschau*, 83, 578-590.
- DICKIN, A. P., HALLIDAY, A. N. & BOWDEN, P. (1991) A Pb, Sr and Nd isotope study of the basement and Mesozoic ring complexes of the Jos Plateau, Nigeria. *Chemical Geology*, 94, 23-32.
- DIXON, T. H. (1981) Age and chemical characteristics of some pre-Pan-African rocks in the Egyptian Shield. *Precambrian Research*, 14, 119-133.
- DOUMNANG, J. C. (2006) Géologie des formations néoprotérozoïques du Mayo Kebbi (sud-ouest du Tchad) : Apports de la pétrologie et de la géochimie, implications sur la géodynamique au Panafricain. Doctorat de 3ème Cycle, Université d'Orléans (France), 158 pp.
- DOUMNANG, J. C. (2006) Géologie des formations néoprotérozoïques du Mayo Kebbi (sud-ouest du Tchad) : Apports de la pétrologie et de la géochimie, implications sur la géodynamique au Panafricain. Orléans, Université d'Orléans.
- DRAKE, A. A. (1980) Tectonic studies in the Brazilian shield. The Serra de Caldas window, Goias. U.S.S Geol. Surv. Prof. Paper, 1119 A, A1-A11.
- EKWUEME, B. N. & KRÖNER, A. (1997) Zircon evaporation ages and chemical composition of a migmatitic schist in the Obudu plateau: evidence for Paleoproterozoic (ca. 1789 Ma) component in the basement complex of southeastern Nigeria. *Journal of Mining and Geology*, 33, 81-88.
- EKWUEME, B. N. & KRÖNER, A. (1998) Single zircon evaporation ages from the Oban Massif, southeastern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 26, 195-205.
- EKWUEME, B. N. & KRÖNER, A. (2006) Single zircon ages of migmatitic gneisses and granulites in the Obudu Plateau: Timing of granulite-facies metamorphism in southeastern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 459-469.
- EL MAKHROUF, A. A. & FULLAGAR, P. D. (2000) The rubidium-strontium geochronology of the Pan-African post-orogenic granites of the Eastern Tibesti orogenic belt, Tibesti Massif, south-central Libya: application to origin and tectonic evolution. IN SOLA,

M. A. & WORSLEY, D. (Eds.) Geological exploration in Murzuk basin. Amsterdam, Elsevier.

EL MAKHROUF, A. A. (1988) Tectonic interpretation of Jebel Eghei area and its regional application to Tibesti orogenic belt, south-central Libya. *Journal of African Earth Sciences*, 7, 945-967.

EL SHAZLY, E. M., HASHAD, A. H., SAYYAH, T. A. & BASSYUNI, F. A. (1973) Geochronology of Abu Sawyel area, South Eastern Desert. *Egyptian Journal of Geology*, 17, 1-18.

EL-BIALY, M. Z. (2010) On the Pan-African transition of the Arabian-Nubian Shield from compression to extension: The post-collision Dokhan volcanic suite of Kid-Malhak region, Sinai, Egypt. *Gondwana Research*, 17, 26-43.

ENGEL, A. E. J., DIXON, T. H. & STERN, R. J. (1980) Late Precambrian evolution of Afro-Arabian crust from ocean arc to craton. *Geological Society of America Bulletin*, 191, 699-706.

FERNANDES, L. A. D., TOMMASI, A. & PORCHER, C. C. (1992) Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, 5, 77-96.

FERRÉ, E. C., CABY, R., PEUCAT, J.-J., CAPDEVILA, R. & MONIÉ, P. (1998) Pan-African, post-collisional, ferro-potassic granite and quartz–monzonite plutons of Eastern Nigeria. *Lithos*, 45, 255-279.

FERRÉ, E. C., DÉLÉRIS, J., BOUCHEZ, J. L., LAR, A. U. & PEUCAT, J.-J. (1996) The Pan-African reactivation of Eburnean and Archaean provinces in Nigeria: structural and isotopic data. *Journal of the Geological Society, London*, 153, 719-728.

FERRÉ, E. C., GLEIZES, G. & CABY, R. (2002) Obliquely convergent tectonics and granite emplacement in the Trans-Saharan belt of Eastern Nigeria: a synthesis. *Precambrian Research*, 114, 199-219.

FEZAA, N., LIÉGEOIS, J.-P., ABDALLAH, N., CHERFOUH, E. H., DE WAELE, B., BRUGUIER, O. & OUABADI, A. (2010) Late Ediacaran geological evolution (575-555 Ma) of the Djanet Terrane, Eastern Hoggar, Algeria, evidence for a Murzukian intracontinental episode. *Precambrian Research*, 180, 299-327.

FITCHES, W. R., AJIBADE, A. C., EGBUNIWE, I. G., HOLT, R. W. & WRIGHT, J. B. (1985) Late Proterozoic schist belts and plutonism in NW Nigeria. *Journal of the Geological Society, London*, 142, 319-337.

- FITZSIMONS, I. C. W. (2000) Grenville-age basement provinces in East Antarctica: Evidence for three separate collisional orogens. *Geology*, 20, 879-882.
- FRIMMEL, H. E., ZARTMAN, R. E. & SPATH, A. (2001) The Richtersveld Igneous Complex, South Africa: U–Pb zircon and geochemical evidence for the beginning of Neoproterozoic continental breakup. *Journal of Geology*, 109, 493-508.
- FUCK, R. A., NEVES, D. B. B. B. & SCHOBENHAUS, C. (2008) Rodinia descendants in South America. *Precambrian Research*, 160, 108-126.
- GANWA, A. A. (1988) Caractérisation géologique d'une unité structurale de la déformation tangentielle panafricaine dans la région de Ndom, secteur Kombé II-Mayabo Yaoundé. Doctorat de 3ème Cycle, Université de Yaoundé I (Cameroun).
- GHOGOMU, R., MOREAU, C., BROWN, W. L. & ROCCI, G. (1989) The Ntumbaw Complex, NW Cameroon: A typical anorogenic ring complex of intermediate composition. *Journal of African Earth Sciences*, 8, 1-9.
- GHUMA, M. A. & ROGERS, J. J. W. (1978) Geology, geochemistry, and tectonic setting of the Ben Ghnema batholith, Tibesti massif, southern Libya. *Geological Society of America Bulletin*, 89, 1351-1358.
- GONCALVES, P. (2002) Pétrologie et géochronologie des granulites de ultra-hautes températures de l'unité basique d'Andriamena (centre-nord Madagascar). Apport de la géochronologie in-situ U-Th-Pb à l'interprétation des trajets P-T. Doctorat de 3ème Cycle, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand (France), 320 pp.
- GRANT, N. K. (1970) Geochronology of Precambrian basement rocks from Ibadan, Southwestern Nigeria. *Earth and Planetary Science Letters*, 10, 29-38.
- GRESSE, P. G. & SCHEEPERS, R. (1993) Neoproterozoic to Cambrian (Namibian) rocks of South Africa: a geochronological and geotectonic review. *Journal of African Earth Sciences*, 16, 375-393.
- GRUNOW, A. M., HANSON, R. E. & WILSON, T. J. (1996) Were aspects of Pan-African deformation linked to Iapetus opening? *Geology*, 24, 1063-1066.
- HARMS, U., DARBYSHIRE, D. P. F., DENKLER, T., HENGST, M. & SCHANDELMEIER, H. (1994) Evolution of the Neoproterozoic Delgo suture zone and crustal growth in northern Sudan: geochemical and radiogenic isotope constrains. *Geologische Rundschau*, 83, 591-603.

- HARMS, U., SCHANDELMEIER, H. & DARBYSHIRE, D. P. F. (1990) Pan-African reworked early/middle Proterozoic crust in NE Africa W of the Nile: Sr and Nd isotope evidence. *Journal of the Geological Society, London*, 147, 859-872.
- HARRIS, N. B. W., HAWKESWORTH, C. J. & RIES, A. C. (1984) Crustal evolution in north-east and east Africa from model Nd ages. *Nature*, 309, 773-776.
- HENRY, B., LIÉGEOIS, J. P., NOUAR, O., DERDER, M. E. M., BAYOU, B., BRUGUIER, O., OUABADI, A., BELHAI, D., AMENNA, M., HEMMI, A. & AYACHE, M. (2009) Repeated granitoid intrusions during the Neoproterozoic along the western boundary of the Saharan metacraton, Eastern Hoggar, Tuareg shield, Algeria: An AMS and U-Pb zircon age study. *Tectonophysics*, 474, 417-434.
- HOFMANN, P. F. (1991) Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland insideout? *Science*, 252, 1409-1412.
- JÉRÉMIE, E. & ROCH, E. (1952) Précision sur la perthite-syéénite de Baïbokoum et la perthite à granulite de Passi (sud du territoire du Tchad). *C.R. Som. Séances Soc. Géol. Fr.*, 251-253.
- JOHNSON, S. P., RIVERS, T. & DE WAELE, B. (2005) A review of the Mesoproterozoic to early Palaeozoic magmatic and tectonothermal history of south-central Africa: implications for Rodinia and Gondwana. *Journal of the Geological Society, London*, 162, 433-45.
- KARLSTROM, K. E., AHÄLL, K.-I., HARLAN, S. S., WILLIAMS, M. L., MCLELLAND, J. & GEISSMAN, J. W. (2001) Long-lived (1.8–1.0 Ga) convergent orogen in southern Laurentia, its extensions to Australia and Baltica, and implications for refining Rodinia. *Precambrian Research*, 111, 5-30.
- KASSER, M. Y. (1995) Evolution précambrienne de la région du Mayo Kebbi (Tchad). Un segment de la Chaîne Panafricaine. Doctorat de 3ème Cycle, Muséum d'Histoire Naturelle de Paris (France), 217 pp.
- KEY, R. M., CHARSELEY, T. J., HACKMAN, B. D., WILKINSON, A. F. & RUNDLE, C. C. (1989) Superimposed Upper Proterozoic collision-controlled orogenies in the Mozambique Orogenic Belt of Kenya. *Precambrian Research*, 44, 197-225.
- KLERKX, J. & DEUTSCH, S. (1977) Resultats préliminaires obtenus par la methode Rb/Sr sur l'âge des formations précambriennes de la région d'Uweinat (Libye). Musée Royal de l'Afrique Centrale, Département de Géologie et Minéralogie, Belgique.

- KRÖNER, A. & CORDANI, U. (2003) African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology. *Tectonophysics*, 375, 325-352.
- KRÖNER, A. (1975) Late Precambrian formations in the western Richtersveld, northern Cape Province. *Trans. R. Soc. South Africa*, 41, 375-433.
- KRÖNER, A. (1977) The Precambrian geotectonic evolution of Africa: plate accretion vs. plate destruction. *Precambrian Research*, 4, 163-213.
- KRÖNER, A. (1982) Rb-Sr geochronology and tectonic evolution of the Pan-African Damara Belt of Namibia. Southwestern Africa. *American Journal of Science*, 282, 1471-1507.
- KRÖNER, A., SACCHI, R., JAECKEL, P. & COSTA, M. (1997) Kibaran magmatism and Pan-African granulite metamorphism in northern Mozambique: Single zircon ages and regional implications. *Journal of African Earth Sciences*, 25, 467-484.
- KRÖNER, A., STERN, R. J., DAWOUD, A. S., COMPSTON, W. & REISCHMANN, T. (1987) The Pan-African continental margin in northeastern Africa: evidence from a geochronological study of granulites at Sabaloka, Sudan. *Earth and Planetary Science Letters*, 85, 91-104.
- KRÖNER, A., TODT, W., HUSSEIN, I. M., MANSOUR, M. & RASHWAN, A. A. (1992) Dating of late Proterozoic ophiolites in Egypt and the Sudan using the single grain zircon evaporation technique. *Precambrian Research*, 59, 15-32.
- KUSNIR, I. & MOUTAYE, H. A. (1997) Ressources minérales du Tchad: une revue. *Journal of African Earth Sciences*, 24, 549-562.
- KUSNIR, I. (1995) Géologie, ressources minérales et ressources en eau du Tchad, N'djaména, Centre National d'Appui à la Recherche.
- KÜSTER, D. & LIÉGEOIS, J.-P. (2001) Sr, Nd isotopes and geochemistry of the Bayuda Desert high-grade metamorphic basement (Sudan): an early Pan-African oceanic convergent margin, not the edge of the East Saharan ghost craton? *Precambrian Research*, 109, 1-23.
- KWÉKAM, M. (1993) Le massif plutonique calco-alcalin de Fomopéa (Ouest Cameroun): Cadre structural, pétrologie, géochimie, interprétation géodynamique. Doctorat de 3ème Cycle, Université de Yaoundé I, Cameroun.
- LATOUCHE, L. & VIDAL, P. (1974) Géochronologie du Précambrien de la région des Gour Oumelalen (Nord-Est de l'Ahaggar, Algérie). Un exemple de mobilisation du strontium radiogénique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 16, 195-203.

- LAVREAU, J. (1982) The Archaean and Lower Proterozoic of Central Africa. *Brazil Geociencias*, 12, 187-192.
- LAVREAU, J., POIDEVIN, J. L., LEDENT, D., LIÉGEOIS, J.-P. & WEISS, D. (1990) Contribution to the geochronology of the basement of the Central African Republic. *Journal of African Earth Sciences*, 11, 69-82.
- LESQUER, A., DE ALMEIDA, F. F. M., DAVINO, A., LACHAUD, J. C. & MAILLARD, P. (1981) Signification structurale des anomalies gravimétriques de la partie sud du craton de Sao Francisco (Brésil). *Tectonophysics*, 3, 273-293.
- LI, Z. X., BOGDANOVA, S. V., COLLINS, A. S., DAVIDSON, A., DE WAELE, B., ERNST, R. E., FITZSIMONS, I. C. W., FUCHS, R. A., GLADKOV, D. P., JACOBS, J., KARLSTROM, K. E., LU, S., NATAPOV, L. M., PEASE, V., PISAREVSKY, S. A., THRANE, K. & VERNIKOVSKY, V. (2008) Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research*, 160, 179-210.
- LI, Z. X., LI, X. H., KINNY, P. D. & WANG, J. (1999) The breakup of Rodinia: did it start with a mantle plume beneath South China? *Earth and Planetary Science Letters*, 173, 171-181.
- LIÉGEOIS, J.-P. (1992) Mesures des isotopes du Sr en vue de détermination d'âges des roches magmatiques du Centre du Tchad (régions de Baïbokoum, Léré-Figuil).
- LIÉGEOIS, J.-P. (1993) Mesures des isotopes du Sr en vue de détermination d'âges des roches magmatiques du Centre du Tchad (région du Ouaddaï). *Muséum Royal d'Afrique Centrale (Belgique)*.
- LIÉGEOIS, J.-P., BLACK, R., NAVEZ, J. & LATOUCHE, L. (1994) Early and late Pan-African orogenies in the Air assembly of terranes (Tuareg shield Niger). *Precambrian Research*, 67, 59-88.
- LIÉGEOIS, J.-P., LATOUCHE, L., BOUGHRARA, M., NAVEZ, J. & GUIRAUD, M. (2003) The LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg shield, Algeria): behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *Journal of African Earth Sciences*, 37, 161-190.
- LOEWY, S. L., CONNELLY, J., DALZIEL, I. W. D. & GOWER, C. F. (2003) Eastern Laurentia in Rodinia: constraints from whole-rock Pb and U/Pb geochronology. *Tectonophysics*, 375, 169-197.
- LOUIS, P. (1970) Contribution géophysique à la connaissance géologique du bassin du lac Tchad. *Bull. ORSTOM*, 42

- MARTIN, H. & PORADA, H. (1977) The intracratonic branch of the Damara Orogen in South West Africa. I. Discussion of geodynamic models. *Precambrian Research*, 5, 311-338.
- MBAÏTOUDJI, M. M. (1982a) Géotraverse au Tchad, au sud du quatorzième parallèle nord. N'Djaména, DRGM.
- MBAÏTOUDJI, M. M. (1982b) Lois de répartition, hypothèses de pronostics et méthodologie de la recherche des gisements de minéraux utiles solides dans le territoire de la République du Tchad. Institut de Prospection géologique, Moscou (URSS).
- MBAÏTOUDJI, M. M. (1984) Lois de répartition, hypothèse de pronostics et méthodologie de la recherche des gisements de minéraux utiles solides dans le territoire de la République du Tchad. Publications CIFEG.
- MCMENAMIN, M. A. S. & MCMENAMIN, D. L. S. (1990) The Emergence of Animals: The Cambrian Breakthrough, 217 pp.
- MEERT, J. G. & VAN DER VOO, R. (1997) The assembly of Gondwana 800-550 Ma. *Journal of Geodynamics*, 23, 223-235.
- MEINHOLD, K.-D. (1979) The Precambrian basement complex of Bayuda Desert, northern Sudan. *Review Geology Geography Physics* 21, 359-401.
- MOGHAZI, A. M., ANDERSEN, T., OWEISS, G. A. & EL BOUSEILY, A. M. (1998) Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic data bearing on the origin of Pan-African granitoids in the Kid area, southeast Sinai, Egypt. *Journal of the Geological Society*, 155, 697-710.
- MONTES-LAUAR, C. R., TROMPETTE, R., MELFI, A. J., BELLINI, G., DE MIN, A., BÉA, A., PECERRILLO, E. M., AFFATON, P. & PACCA, I. G. (1997) Pan-African Rb-Sr isochron of magmatic rocks from northern Cameroon. Preliminary results. South American Symposium on isotope geology, Brazil.
- MOORES, E. M. (1991) Southwest U.S.-East Antarctic (SWEAT) connection: A hypothesis. *Geology*, 19, 425-428.
- MVONDO, H., DEN BROCK, S. W. J. & MVONDO, O. J. (2003) Evidence for symmetric extension and exhumation of the Yaoundé Nappe (Pan-African Fold Belt, Cameroon). *Journal of African Earth Sciences*, 36, 215-231.
- MVONDO, H., OWONA, S., ONDOA, J. M. & ESSONO, J. (2007) Tectonic evolution of the Yaoundé segment of the Neoproterozoic Central African Orogenic Belt in southern Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 44, 433-444.
- NÉDÉLEC, A., MACAUDIÈRE, J., NZENTI, J. P. & BARBEY, P. (1986) Evolution structurale et métamorphisme des schistes de Mbalmayo (Cameroun). *Informations pour la*

structure de la zone mobile panafricaine d'Afrique centrale au contact du craton du Congo. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sciences de la Terre et des Planètes, 303, 75-80.

NGAKO, V. (1986) Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli", segment camerounais de la chaîne panafricaine. Doctorat de 3ème Cycle, Centre armoricain d'études structurales des socles, Rennes (France), 185 pp.

NGNOTUÉ, T., NZENTI, J. P., BARBEY, P. & TCHOUA, F. M. (2000) The Ntui-Betamba high-grade gneisses: a northward extension of the Pan-African Yaoundé gneisses in Cameroon. Journal of African Earth Sciences, 31, 369-381.

NGUIESSI-TCHANKAM, C. & VIALETTE, Y. (1994) Données géochronologiques (Rb-Sr, Pb-Pb, U-Pb) sur le complexe plutonique de Bandja (Centre-Ouest Cameroun). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 319, 317-324.

NJEL, U. O. (1988) Contribution à l'étude de l'orogénèse panafricaine. La ceinture volcano-sédimentaire de Poli (Nord-Cameroun): lithostratigraphie, pétrographie, géochimie, minéralisations cuprifères associées. Doctorat de 3ème Cycle INPL, Nancy (France), INPL, 220 pp.

NZENTI, J. P. (1987) Pétrogenèse des migmatites de Yaoundé (Cameroun) : éléments pour un modèle géodynamique de la Chaîne Panafricaine Nord-Equatoriale. Doctorat de 3ème Cycle, Université de Nancy I (France), 147 pp.

NZENTI, J. P., BARBEY, P., BERTRAND, J. M. L. & MACAUDIÈRE, J. (1994) La chaîne panafricaine au Cameroun: cherchons suture et modèle. 15ème Réunion des sciences de la Terre, Nancy (France), SGF.

NZENTI, J. P., BARBEY, P., JEGOUZO, P. & MOREAU, C. (1984) Un nouvel exemple de ceinture granulitique dans une chaîne Protérozoïque de transition : les migmatites de Yaoundé au Cameroun. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sciences de la Terre et des Planètes, 17, 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., NGAKO, V., KAMBOU, R., PENAYE, J., BASSAHAK, J. & NJEL, O. V. (1992) Structures régionales de la chaîne panafricaine du Nord Cameroun. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sciences de la Terre et des Planètes, 315, 209-215.

- 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 Archaean crust. *Polar Geoscience*, 16, 196-226.
- OGEZI, A. E. O. (1977) Geochemistry and geochronology of basement rocks from northwestern Nigeria. Doctorat de 3ème Cycle, University of Leeds (Grande Bretagne).
- OKUJENI, C. D. & EDUVIE, M. (1985) Younger granites as the provenance of some mineral occurrences in the SW part of Chad basin. *Journal of African Earth Sciences*, 3, 276.
- OVERSBY, V. M. (1975) Lead isotopic study of aplites from the Precambrian basement rocks near Ibadan, Southwestern Nigeria. *Earth and Planetary Science Letters*, 27, 177-180.
- PAQUETTE, J. L., CABY, R., DJOUADI, M. T. & BOUCHEZ, J. L. (1998) U-Pb dating of the end of the Pan-African orogeny in the Tuareg shield: the post-collisional syn-shear Tioueine pluton (Western Hoggar, Algeria). *Lithos*, 45, 245-253.
- PEGRAM, B. J., REGISTER, J. K., FULLAGAR, P. D., GHUMA, M. A. & ROGERS, J. J. W. (1976) Pan-African ages from a Tibesti massif batholith, southern Libya. *Earth and Planetary Science Letters*, 30, 123-128.
- PENAYE, J. (1988) *Pétrologie et structure des ensembles métamorphiques au Sud-Est de Poli (Nord-Cameroun). Rôles respectifs du socle protérozoïque inférieur et de l'accrétion crustale pan-africaine.* Doctorat de 3ème Cycle, INPL, Nancy (France), 196 pp.
- PENAYE, J., KRÖNER, A., TOTEU, S. F., VAN SCHUMUS, W. R. & DOUMNANG, J.-C. (2006) Evolution of the Mayo Kebbi region as revealed by zircon dating: an early (ca. 740 Ma) Pan-African magmatic arc in south-western Chad. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 530-542.
- 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 zircon. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 309, 315-318.
- PENAYE, J., TOTEU, S. F., VAN SCHUMUS, W. R. & NZENTI, J. P. (1993) U-Pb and Sm-Nd geochronologic data on the Yaoundé series, Cameroon: reinterpretation of the granulitic rocks as the suture of a collision in the "Centrafrican belt". *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sciences de la Terre et des Planètes*, 317, 789-794.
- PEUCAT, J. J., DRARENI, A., LATOUCHE, L., DELOULE, E. & VIDAL, P. (2003) U-Pb zircon (TIMS and SIMS) and Sm-Nd whole-rock geochronology of the Gour Oumelalen

granulitic basement, Hoggar massif, Tuareg shield, Algeria. *Journal of African Earth Sciences*, 37, 229-239.

PIDGEON, R. T., VAN BREEMEN, O. & OYAWOYE, M. O. (1976) Pan-African and earlier events in the basement complex of Nigeria. 25th International Geological Congress, Sydney (Australia).

PIMENTEL, M. M. & FUCK, R. A. (1992) Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20, 375-379.

PIN, C. & POIDEVIN, J. L. (1987) U-Pb zircon evidence for Pan-African granulite facies metamorphism in Central African Republic. A new interpretation of the high-grade series of the northern border of the Congo craton. *Precambrian Research*, 36, 303-312.

PINNA, P., CALVEZ, J. Y., ABESSOLO, A., ANGEL, J. M., MEKOULOU-MEKOULOU, T., MANANGA, G. & VERNHET, Y. (1994) Neoproterozoic events in the Tcholliré area: Pan-African crustal growth and geodynamics in central-northern Cameroon (Adamawa and North Provinces). *Journal of African Earth Sciences*, 18, 347-353.

POIDEVIN, J. L. & PIN, C. (1986) 2 Ga U-Pb zircon dating of Mbi granodiorite (Central African Republic) and its bearing on the chronology of the Proterozoic of Central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 8, 581-587.

POIDEVIN, J. L. (1983) La tectonique panafricaine à la bordure nord du craton congolais: l'orogénèse des Oubanguides (abstract). 12th colloque on the African Geology, Tervuren (Belgium), Musée Royal de l'Afrique centrale.

POIDEVIN, J. L. (1985) Le Protérozoïque supérieur de la République centrafricaine. *Annuaire du Musée Royal d'Afrique Centrale*, 91, 75.

POIDEVIN, J. L. (1991) Les ceintures de roches vertes de la République Centrafricaine. Contribution à la connaissance du précambrien du nord du craton du Congo. Doctorat d'Etat, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand (France).

POIDEVIN, J. L., DOSTAL, J. & DUPUY, C. (1981) Archaean greenstone belt from the Central African Republic. *Precambrian Research*, 16, 157-170.

POUCLET, A., VIDAL, M., DOUMNANG, J. C., VICAT, J. P. & TCHAMENI, R. (2006) Neoproterozoic crustal evolution in Southern Chad: Pan-African ocean basin closing, arc accretion and late- to post-orogenic granitic intrusion. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 543-60.

- POWELL, C. M., LI, Z. X., MCELHINNY, M. W., MEERT, J. G. & PARK, J. K. (1993) Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana. *Geology*, 21, 889-892.
- RADHAKRISHNA, T. & MATHEW, J. (1996) Late Precambrian (850–800 Ma) palaeomagnetic pole for the south Indian shield from the Harohalli alkaline dykes: eotectonic implications for Gondwana reconstructions. *Precambrian Research*, 77-87.
- RAHAMAN, M. A. (1988) Recent advances in the study of the basement complex of Nigeria. *Precambrian geology of Nigeria*, Geological survey of Nigeria.
- RAHAMAN, M. A., EMOFURIETA, W. O. & CAEN-VACHETTE, M. (1983) The potassic-granites of the Igbeti area: further evidence of the polycyclic evolution of the Pan-African belt in southwestern Nigeria. *Precambrian Research*, 22, 75-92.
- REGAN, R. D. & MARSH, B. D. (1982) The Bangui magnetic anomaly: its geological origin. *Journal of Geophysical Research*, 87, 1107-1120.
- RENNE, P. R., ONSTOTT, T. C., D'AGRELLA-FILHO, M. S., PACCA, I. G. & TEIXEIRA, L. R. (1990) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of 1.0–1.1 Ga magnetizations from the Sao Francisco and Kalahari cratons: tectonic implications for Pan-African and Brasiliano. *Earth and Planetary Science Letters*, 101, 349-366.
- RIES, A. C., SHACKLETON, R. M. & DAWOUD, A. S. (1985) Geochronology, geochemistry and tectonics of the NE Bayuda Desert, N Sudan: Implications for the western margin of the late Proterozoic fold belt of NE Africa. *Precambrian Research*, 30, 43-62.
- RIVERS, T. (1997) Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications. *Precambrian Research*, 86, 117-154.
- ROCCI, G. (1965) Essai d'interpretation de mesures geochronologiques: La structure de l'Ouest africain. *Sciences de la Terre*, Nancy, 10, 461-479.
- ROGERS, J. J. W. & SANTOSH, M. (2002) Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Research*, 5, 5-22.
- ROGERS, J. J. W., GHUMA, M. A., NAGY, R. M., GREENBERG, J. K. & FULLAGAR, P. D. (1978) Plutonism in Pan-African belts and the geological evolution of northeastern Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 39, 109-117.
- SCHANDELMEIER, H., DARBYSHIRE, D. P. F., HARMS, U. & RICHTER, A. (1988) The E Saharan craton: evidence for pre-Pan-African crust in NE Africa W of the Nile. In El Gaby, S. and Greiling, R.O. éd., *The Pan-African belts of Nigeria and adjacent areas*, Friedr Vieweg and Sohn, 69-94.

- 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, Sm–Nd) sur la zone mobile panafricaine de l'Est Cameroun : âge Protérozoïque supérieur de la série de Lom. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sciences de la Terre et des Planètes*, 315, 1453-1458.
- STEIN, M. & GOLDSTEIN, S. L. (1996) From plume head to continental lithosphere in the Arabian–Nubian shield. *Nature*, 382, 773-778.
- STERN, R. J. & DAWOUD, A. S. (1991) Late Precambrian (740 Ma) Charnockite, Enderbite, and Granite from Jebel Moya, Sudan: A Link between the Mozambique Belt and the Arabian-Nubian Shield? *The Journal of Geology*, 99, 649-659.
- STERN, R. J. & HEDGE, C. E. (1985) Geochronology and isotopic constraints on the late Precambrian crustal evolution in the Eastern Desert of Egypt. *American Journal of Science*, 285, 97-127.
- STERN, R. J. (1994) Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African Orogen: Implications for the consolidation of Gondwanaland. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 22, 319-351.
- SUAYAH, I. B. & ROGERS, J. J. W. (1986) Geochemistry, chronology and petrogenesis of the Wadi Yebigue pluton, Central Tibesti Massif, Libya. *Journal of African Earth Sciences*, 5, 413-422.
- SUAYAH, I. B., MILLER, J. S., MILLER, B. V., BAYER, T. M. & ROGERS, J. J. W. (2006) Tectonic significance of Late Neoproterozoic granites from the Tibesti massif in southern Libya inferred from Sr and Nd isotopes and U–Pb zircon data. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 561-570.
- SULTAN, M., BICFORD, M. E., EL KALIOUBY, B. & ARVIDSON, R. E. (1992) Common Pb systematics of Precambrian granitic rocks of the Nubian Shield (Egypt) and tectonic implications. *Geological Society of America Bulletin*, 104, 456-470.
- SULTAN, M., CHAMBERLAIN, K. R., BOWRING, S. A., ARVIDSON, R. E., ABUZIED, H. & AL KALIOUBY, B. (1990) Geochronologic and isotopic evidence for involvement of pre-Pan-African crust in the Nubian Shield, Egypt. *Geology*, 18, 761-764.
- SULTAN, M., TUCKER, R., EL ALFY, Z., ATTIA, R. & RAGAB, A. (1994) U-Pb (zircon) ages for the gneissic terrane west of the Nile, southern Egypt. *Geologische Rundschau*, 83, 514-522.

- TAGNE-KAMGA, G. (1994) Le complexe plutonique Panafricain de Ngondo (Ouest Cameroun): Structure et pétrogenèse. Doctorat de 3ème Cycle, Université de Franche-Comté, Besançon (France), 224 pp.
- TAGNE-KAMGA, G., MERCIER, E., ROSSY, M. & NSIFA, E. N. (1999) Synkinematic emplacement of the Pan-African Ngondo igneous complex (west Cameroon, central Africa). *Journal of African Earth Sciences*, 28, 675-691.
- TALLA, V. (1995) The Pan-African granitic massif of Batié (West-Cameroon): Petrology, Petrostructural, Geochemistry. Doctorat de 3ème Cycle, Université de Yaoundé I (Cameroun).
- TCHAKOUNTE, J. (1999) Etude géologique de la région d'Etoundou-Bayomen dans la série de Bafia (Province du Centre). Tectonique, géochimie et métamorphisme. Doctorat de 3ème Cycle, Université de Yaoundé I (Cameroun).
- TCHAMENI, R. & NSIFA, E. N. (1998) Revue des données géochronologiques sur la partie Nord-Ouest du Craton du Congo (groupe du Ntem) Sud-Cameroun. In , Vicat T. P. et Bilong P., Editors, Collection GEOCAM, 1/1998, Press; Université de Yaoundé I, PP. 339- 350. IN VICAT, J. P. & BILONG, P. (Eds.) Géosciences au Cameroun. Yaoundé, Université de Yaoundé.
- TCHAMENI, R., MEZGER, K., NSIFA, E. N. & POUCKET, A. (2001) Crustal origin of Early Proterozoic syenites in the Congo Craton (Ntem Complex), South Cameroon. *Lithos*, 57, 23-42.
- TCHAMENI, R., POUCKET, 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, 511-529.
- TCHANKAM, C. N., NZENTUI, J.-P., NSIFA, E. N., TEMPIER, P. & TCHOUA, F. (1997) Les granitoïdes calco-alcalins, syn-cisaillement de Bandja dans la chaîne panafricaine nord-équatoriale au Cameroun. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 325, 95-101.
- TCHOUANKOUÉ, J. P. (1992) The syenite of Bangangté: A Pan-African complex with intermediate characters: Petrology, Geochemistry. Doctorat de 3ème Cycle, Université de Yaoundé I (Cameroun).

- TECKLAY, M., KRÖNER, A. & MEZGER, K. (2002) Enrichment from plume interaction in the generation of Neoproterozoic arc rocks in northern Eritrea: implications for crustal accretion in the southern Arabian–Nubian Shield. *Chemical Geology*, 184, 167-184.
- TOHVER, E., VAN DER PLUIJM, B. A., VAN DER VOO, R., RIZZOTTO, G. & SCANDOLARA, J. E. (2002) Paleogeography of the Amazon craton at 1.2 Ga: early Grenvillian collision with the Llano segment of Laurentia. *Earth and Planetary Science Letters*, 199, 185-200.
- TORSVIK, T. H., SMETHURST, M. A., MEERT, J. G., VAN DER VOO, R., MCKERROW, W. S., BRASIER, M. D., STURT, B. A. & WALDERHAUG, H. J. (1996) Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic—a tale of Baltica and Laurentia. *Earth Science Review*, 40, 229-258.
- TOTEU, S. F., MACAUDIÈRE, J., BERTRAND, J. M. & DAUTEL, D. (1990) Metamorphic zircons from North Cameroon; implications for the Pan-African evolution of Central Africa. *Geologische Rundschau*, 79, 777-788.
- TOTEU, S. F., MICHARD, A., BERTRAND, J. M. & ROCCI, G. (1987) U/Pb dating of Precambrian rock from North-Cameroon, Orogenic evolution and chronology of the Pan-African belt of central African Precambrian Research, 37, 71-87.
- TOTEU, S. F., PENAYE, J. & DJOMANI, Y. H. P. (2004) Geodynamic evolution of the Pan-African belt in central Africa with special reference to Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41, 73-85.
- TOTEU, S. F., PENAYE, J., DELOULE, E., VAN SCHUMUS, W. R. & TCHAMENI, R. (2006) Diachronous evolution of volcano-sedimentary basins north of the Congo craton: Insights from U–Pb ion microprobe dating of zircons from the Poli, Lom and Yaounde´ Groups Cameroon). *Journal of African Earth Sciences*, 44, 428-442.
- TOTEU, S. F., VAN SCHUMUS, 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., VAN SCHUMUS, W. R., PENAYE, J. & NYOBE, 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.
- TROMPETTE, R. (1997) Neoproterozoic (600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research*, 82, 101-112.

- TROMPETTE, R. (2000) Gondwana evolution; its assembly at around 600 Ma. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sciences de la Terre et des Planètes*, 330, 305-315.
- TUBOSUN, I. A. (1983) Géochronologie U/Pb du socle précambrien du Nigéria. Doctorat de 3ème Cycle, Université des sciences et techniques du Languedoc, Montpellier (France).
- TURNER, D. C. (1983) Upper Proterozoic schist belts in the Nigerian sector of the Pan-African province of West Africa. *Precambrian Research*, 21, 55-79.
- TURNER, D. C. (1986) Magma distribution and crustal extension in the Nigerian Younger Granite province: evidence from the Wase area. *Journal of African Earth Sciences*, 5, 243-247.
- VALENTINE, J. W. & MOORES, E. M. (1970) Plate-tectonic regulation of animal diversity and sea level: a model. *Nature*, 228, 657-659.
- VAN BREEMEN, O., PIDGEON, R. T. & BOWDEN, P. (1977) Age and isotopic studies of some panafrikan granites from North-central Nigeria. *Precambrian Research*, 4, 307-319.
- VAN SCHUMUS, W. R., DE BRITO NEVES, B. B., HACKSPACHER, P. & BABINSKY, M. (1995) U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8, 267-288.
- VINCENT, P. M. (1956a) Extraction du zircon dans un granite en provenance du District de Mongo n° R6-1 (coupure géologique d'AmTiman-ouest). Brazaville, Direction des Mines et de la Géologie.
- VINCENT, P. M. (1956b) Extraction du zircon dans un granite hétérogène métasomatique en provenance du District de Mongo n° R6-3 (coupure géologique d'AmTiman-ouest). Brazaville, Direction des Mines et de la Géologie.
- VINCENT, P. M. (1956c) Extraction du zircon dans un granite intrusif porphyroïde en provenance du District de Melfi n° R6-4 (coupure géologique d'AmTiman-ouest). Brazaville, Direction des Mines et de la Géologie.
- VINCENT, P. M. (1956d) Extraction du zircon dans un microgranite en provenance du District de Mongo n° R6-2 (coupure géologique d'AmTiman-ouest). Brazaville, Direction des Mines et de la Géologie.
- WACRENIER, P. & VINCENT, P. M. (1958) Notice explicative de la carte géologique provisoire du Borkou-Ennedi-Tibesti Brazaville, Direction des Mines et de la Géologie.
- WACRENIER, P. (1950) Activité au cours du mois d'Avril 1950. N'Djaména, DMG.
- WACRENIER, P. (1956) Borkou - Ennedi - Tibesti. *Bull. DMG AEF*, 7, 102-108.

- WACRENIER, P. (1958) Carte géologique provisoire du Borkou-Ennedi-Tibesti. Brazzaville, DMG AEF.
- WEIL, A. B., VAN DER VOO, R., NIOCAILL, C. M. & MEERT, J. G. (1998) The Proterozoic supercontinent Rodinia: paleomagnetically derived reconstructions for 1100 to 800 Ma. *Earth and Planetary Science Letters*, 154, 13-24.
- WINGATE, M. T. D., CAMPBELL, I. H., COMPSTON, W. & GIBSON, G. M. (1998) Ion microprobe U–Pb ages for Neoproterozoic basaltic magmatism in southcentral Australia and implications for the breakup of Rodinia. *Precambrian Research*, 87, 135-159.
- WOLDEMICHAEL, B., KIMURA, J.-I., DUNKLEY, D., TANI, K. & OHIRA, H. (2010) SHRIMP U–Pb zircon geochronology and Sr–Nd isotopic systematic of the Neoproterozoic Ghimbi-Nedjo mafic to intermediate intrusions of Western Ethiopia: a record of passive margin magmatism at 855 Ma? *International Journal of Earth Sciences*, 99, 1773-1790.
- WORKU, H. & SCHANDELMEIER, H. (1996) Tectonic evolution of the Neoproterozoic Adola Belt of southern Ethiopia: evidence for a Wilson Cycle process and implications for oblique plate collision. *Precambrian Research*, 77, 179-210.
- WORKU, H. (1996) Geodynamic development of the Adola belt (Southern Ethiopia) in the Neoproterozoic and its control on gold mineralisation. Doctorat de 3ème Cycle, Berlin Technical University, 156 pp.
- WUST, H. J. (1989) Geochronologie und Geochemie Prakambischer Metasedimente und Metavulkanite der sudlichen Eastern Desert, Agypten. Mainz, Germany, Johannes Gutenberg-Universität, 71 pp.
- YIBAS, B., REIMOLD, W. U., ARMSTRONG, R., KOEBERL, C., ANHAEUSSER, C. R. & PHILLIPS, D. (2010) The tectonostratigraphy, granitoid geochronology and geological evolution of the Precambrian of southern Ethiopia. *Journal of African Earth Sciences*, 34, 57-84.
- ZHANG, S., LI, Z. X. & WU, H. (2006). New Precambrian palaeomagnetic constraints on the position of the North China Block in Rodinia. *Precambrian Research*, 144, 213-238.
- ZHAO, J. X., MALCOLM, M. T. & KORSCH, R. J. (1994) Characterisation of a plume-related 800Ma magmatic event and its implications for basin formation in central-southern Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 121, 349-367.

CHAPITRE III

LE SOCLE PANAFRICAIN DU MAYO KEBBI: CARTOGRAPHIE ET CARACTERISATION LITHOLOGIQUE ET STRUCTURALE

I. Introduction

Ce chapitre a pour objectif de proposer une révision de la définition des principales unités lithologiques et tectoniques du socle panafricain du Mayo Kebbi au sud-ouest du Tchad. Cette nouvelle définition se base en premier lieu sur une synthèse des données préalablement acquises essentiellement dans le cadre des grands programmes de cartographie menés par le BRGM et l'ORSTOM. Ces travaux antérieurs sont confrontés et complétés par une nouvelle analyse des données d'imagerie satellitaire (Landsat) et l'acquisition de données de terrain lors de trois missions conduite entre le 5 et le 15 Novembre 2008, le 19 et le 27 Février 2009, le 20 et le 29 Octobre 2010 dans le cadre des travaux de la présente thèse.

Dans le cas des cartes géologiques, la lecture se fait principalement à deux niveaux. Une première lecture, ou lecture directe, concerne l'identification des objets représentés, leurs caractéristiques individuelles (par exemple : nature, géométrie, dimensions), leurs relations spatiales et chronologiques (chronologie relative à partir des relations de recoupement par exemple, ou absolue lorsque des âges radiochronologiques sont disponibles). Une lecture indirecte ou interprétative permet ensuite d'accéder à un ensemble d'informations en filigrane de la représentation directe. Elle permet, par exemple, de distinguer les failles inverses des failles normales, les terrains plissés des terrains verticaux ou horizontaux, ou d'établir une relation entre l'évolution du faciès métamorphique et la configuration des objets structuraux représentés.

La réalisation des cartes géologiques peut-être subdivisée en trois grandes étapes. Ces étapes sont :

1. L'acquisition des données
2. Le traitement et l'interprétation des données
3. La représentation des données.

Dans le cadre de la caractérisation lithologique et structurale du Mayo Kebbi, nous avons évolué conformément à ces étapes. Ce chapitre présente les résultats obtenus au cours de ce travail.

II. Historique des travaux cartographiques

Les premiers travaux géologiques concernant le socle précambrien du Mayo Kebbi datent de l'époque coloniale ([Roch, 1953](#) ; [Wacrenier, 1950, 1953, 1962](#), [Wolff, 1964](#)) et ont été récemment complétés par des études pétrologiques, géochimiques et géochronologiques ([Kasser, 1995](#); [Doumnang, 2006](#); [Penaye et al., 2006](#); [Pouclet et al., 2006](#)). Ces travaux ont permis de distinguer

plusieurs ensembles décrits dans le chapitre précédent. L'historique des travaux de cartographie géologique étendue au Mayo Kebbi comprend dans l'ordre chronologique la succession suivante:

- **1913** : établissement de la première carte géologique de l'Afrique Equatoriale Française (AEF) au 1/5000000^{ème} par Erasme Loir ([Loir, 1913](#)). Cette carte est publiée en 1918.
- **1928** : la carte géologique d'Afrique Equatoriale Française au 1/3000000^{ème} est établie par Marcel E. Denaeyer suivant le tracé géographique établi par Emmanuel Barralier pour la région du Mayo Kebbi ([Denaeyer, 1928](#)).
- **1931** : une carte géologique et minière au 1/5000000^{ème} de l'Afrique Equatoriale Française est établie par M.J. Lombard ([Lombard, 1931](#)).
- **1938-1952** : édition des neuf feuillets de la carte géologique au 1/5000000^{ème} de l'Afrique établie par l'Association des Services Géologiques Africains (ASGA) sous l'égide du Bureau d'études géologiques et minières coloniales de Paris. Cette carte, présentée en 1952 au Congrès Géologique International d'Alger, est suivie en 1962 par l'édition de la seconde carte géologique de l'Afrique au 1/5000000^{ème} par l'ASGA, dont la notice explicative est présentée par [Furon et Lombard \(1962\)](#).
- **1953** : les coupures géologiques Garoua Est et Lai sont établies par P. Wacrenier ([Wacrenier, 1953](#)) dans le cadre des activités du Service Géologique d'Afrique Equatoriale Française. Ces coupures servent à l'établissement de la carte géologique du Mayo Kebbi, modifiée en 1994 par la Direction des Recherches Géologiques et Minières du Tchad.
- **1959**: édition de la première carte topographique d'Afrique Centrale au 1/200000^{ème} par le Centre d'Afrique Equatorial (Brazzaville) de l'Institut Géographique National français. Cette carte comprend les feuilles NC-33-IX de Léré et NC-33-X de Fianga.
- **1964** : édition par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) de la carte géologique du Tchad au 1/1500000^{ème} dressée par J. P. Wolff ([Wolff, 1964](#)).
- **1965** : édition par la Direction des Mines et de la Géologie du Cameroun de la feuille Garoua Est de la carte géologique de reconnaissance du Cameroun au 1/500000^{ème} réalisée ([Schwoerer, 1965](#)).
- **1968** : la carte gravimétrique du bassin du Tchad au 1/3000000^{ème} est dressée par P. Louis sous l'égide de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique d'Outre Mer (ORSTOM), devenu par la suite l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD). Elle permettra de mettre en évidence l'anomalie gravimétrique positive dite anomalie de Louis ([Louis, 1970](#)).
- En **1972**, le Programme des Nations Unies pour le Développement (PNUD) finance dans le cadre du projet CHD/72/002 les premières études de prospection minières au Mayo Kebbi,

qui conduisent à la production d'une série de documents cartographiques au 1/50000^{ème} sur la base d'observations photogéologiques

- **1992**: [Schneider et Wolff \(1992\)](#) produisent une série de cartes hydrogéologiques du Tchad au 1/500000^{ème}.
- **2006** : [Milesi et al. \(2006\)](#) établissent la carte des principales minéralisations d'Afrique Centrale.

III. Les grands ensembles lithologiques et tectoniques

Quatre grands ensembles sont distingués par les auteurs antérieurs ([Kasser, 1995](#); [Kusnir et Moutaye, 1997](#); [Penaye et al., 2006](#); [Pouclet et al., 2006](#)) dans le socle Précambrien du Mayo Kebbi au sud-ouest du Tchad. Ce sont :

1. Les séries métavolcano-sédimentaires de Goueygoudoum et de Zalbi
2. Le Complexe Mafique et Intermédiaire
3. L'ensemble magmatique du batholithe du Mayo Kebbi
4. L'ensemble magmatique des intrusions circonscrites attribuées à la fin du cycle orogénique Panafricain.

Ces ensembles sont décrits en détail dans le chapitre précédent. L'absence de données structurales est notable. Une tentative de caractérisation structurale du socle panafricain est dressée par [Kasser \(1995\)](#) qui souligne au passage qu' « *une étude photogéologique a été faite par Facibeni et Scolari (1975). Ils ont reconnu des effets d'une tectonique précambrienne auxquels se sont superposés les effets de tectoniques tardives post-orogéniques, qui ont atteint leur développement maximum au cours de la période post-Crétacé. [Les structures sont] surtout orientées selon l'axe NNE.* » En se basant sur les résultats obtenus dans la région de Poli au Cameroun, [Kasser \(1995\)](#) distingue trois phases de déformation au Mayo Kebbi. La phase D₁ est représentée par des surfaces S₁/S₀ *initialement horizontales*, des plis P₁ et des linéations L₁, « *structures difficiles à reconnaître (...), puisqu'elles étaient redressées et transposées par celles de la D₂(...) qui a donné aux formations du Mayo Kebbi leurs structures actuelles.* » Cette deuxième phase comprendrait une « *schistosité S₂, subverticale [qui] transpose complètement les surfaces S₁/S₀. Mais parfois elle ressemble à une schistosité de fracture et recoupe dans ce cas la S₁/S₀.* » La linéation L₂ est une linéation d'intersection, de boudinage ou d'étirement minéral. La dernière phase de déformation dans le socle Précambrien du Mayo Kebbi est représentée selon [Kasser \(1995\)](#) par des *décrochements dextres ou sénestres qui induisent des virgations locales.*

Doumnang (2006) distingue, sur la base de traitements d'images SPOT et Landsat, plusieurs types de linéaments: *les linéaments denses d'orientation subconstante, les linéaments à distribution circulaire et radiale, les linéaments diffus sans orientation préférentielle et les linéaments en couloir*. Ces différents types de linéaments correspondraient à la schistosité dans la série volcanosédimentaire de Zalbi (N-S à N30°E), des diaclases, des foliations magmatiques, des contours lithologiques ou à la stratification sédimentaire.

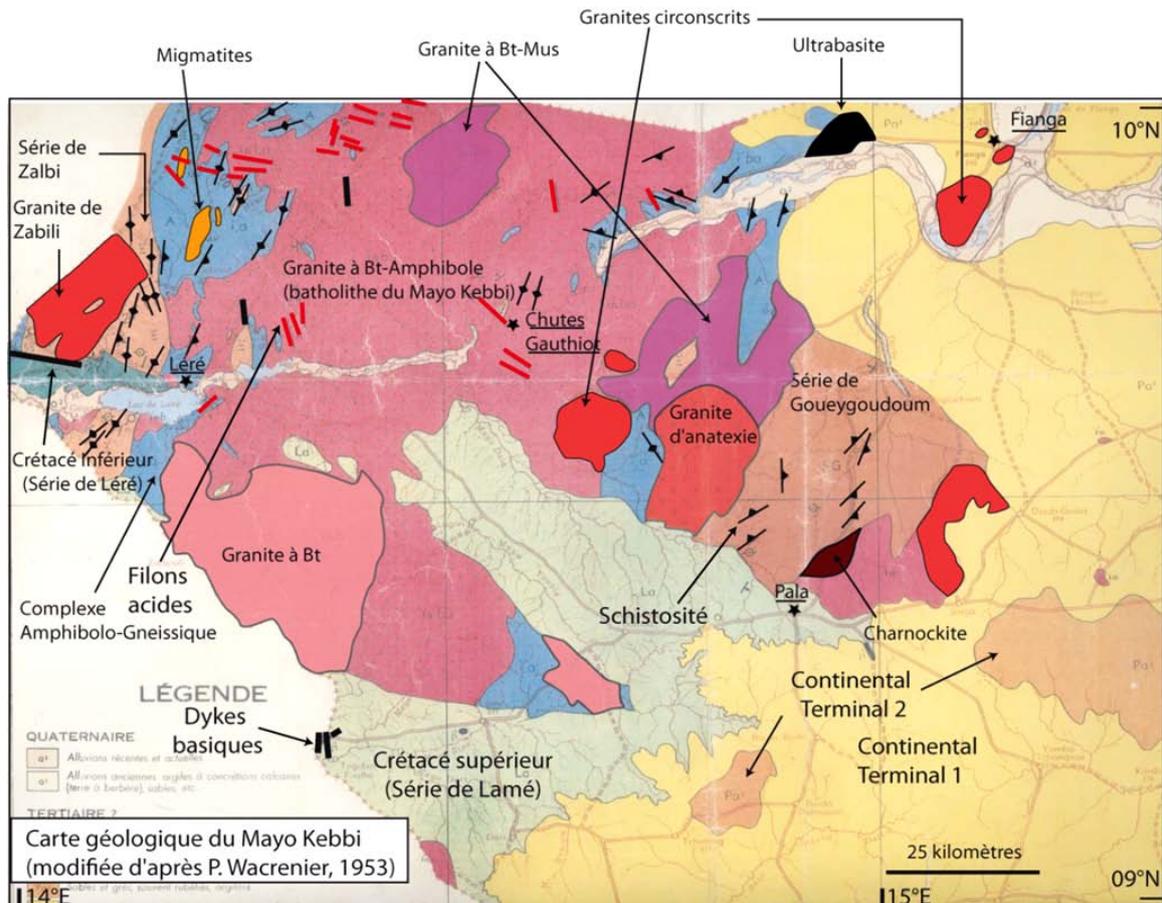


Figure 3.16 : Carte géologique du Mayo Kebbi (modifiée d'après Wacrenier, 1953). Le texte souligné à côté des étoiles fait office de toponymie. Bt : biotite ; Mus : muscovite. Le Complexe Amphibolo-Gneissique de Wacrenier (1953) correspond au Complexe Mafique et Intermédiaire qui comprend des métagabbros et métadiorites du faciès amphibolite selon Kasser (1995) et Poulet et al. (1996). Remarquer que Wacrenier (1953) distingue déjà différents faciès dans le batholithe du Mayo Kebbi, qu'il décrit tous comme des granites.

La carte géologique du Mayo Kebbi (Figure 3.1) dressée par Wacrenier (1953) renseigne sur l'existence (i) d'une schistosité N-S à NNE-SSW, à pendage vertical, mesurée dans le Complexe Amphibolo-Gneissique (renommé ultérieurement Complexe Mafique et Intermédiaire), la série métavolcanosédimentaire de Zalbi et le batholithe du Mayo Kebbi dans lequel plusieurs faciès (granite à biotite-amphibole, granite à biotite, granite à biotite-muscovite, granite d'anatexie) sont distingués; (ii) une schistosité de direction équivalente, avec des pendages moins redressés vers l'est ou vers l'ouest, décrite dans les ensembles précédents et la série métavolcanosédimentaire de Goueygoudoum; (iii) une schistosité E-W avec des pendages vers le nord est mentionnée au 146

contact entre le batholite du Mayo Kebbi et le Complexe Amphibolo-Gneissique au NE du secteur d'étude. Cependant, aucune information sur la chronologie relative de ces structures, ni leur signification exacte, n'est fournie.

D'une manière générale, aucune description détaillée de la nature des contacts entre les différents ensembles précédemment cités (à l'exception du caractère intrusif des intrusions circonscrites) n'est proposée.

Wacrenier (1953) identifie dans le batholithe du Mayo Kebbi, un complexe magmatique qu'il définit comme du granite. Les travaux récents de Doumnang (2006), Penaye *et al.* (2006) et Pouclet *et al.* (2006) reconnaissent deux ensembles distincts d'un point de vue structural et géochronologique dans ce batholite. Ces travaux proposent une analyse pétrographique qui permet de préciser la composition à dominante tonalitique de ces roches plutoniques. Dans le secteur des chutes Gauthiot, à l'est du batholite, une tonalite foliée (Doumnang, 2006) ou mylonitique (Penaye *et al.*, 2006), est décrite. Datée à 665 ± 1 Ma (mesure des rapports isotopiques $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ par évaporation de zircon: Penaye *et al.*, 2006) elle se caractériserait par la présence d'une déformation pénétrative ductile comprenant une schistosité subverticale d'orientation N30°E portant une linéation minérale horizontale (Pouclet *et al.*, 2006). Cette première phase de déformation est recoupée par des plans de cisaillements orientés N110°E et présentant des pendages de 10° vers le nord ou 70° vers le sud. Dans la partie occidentale du batholithe du Mayo Kebbi affleurent des roches tonalitiques à granitiques sans déformation pénétrative dont la tonalite de Matangseng datée à 638 ± 1 Ma (mesure des rapports isotopiques $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ par évaporation de zircon: Penaye *et al.*, 2006).

Pouclet *et al.* (2006) proposent une carte structurale (Figure 3.2) sur la quelle sont représentés (i) des plis isoclinaux à axes d'azimuth N30°E et plans axiaux à pendages d'environ 70° vers l'ouest. Ils indiquent également que le bassin de Zalbi est limité à l'ouest par une zone de décrochement sénestre et à l'est par une zone de faille inverse à pendage de 70° vers l'ouest. Ils attribuent le développement de ces structures à une déformation « compressive » dans la série métavolcanosédimentaire de Zalbi.

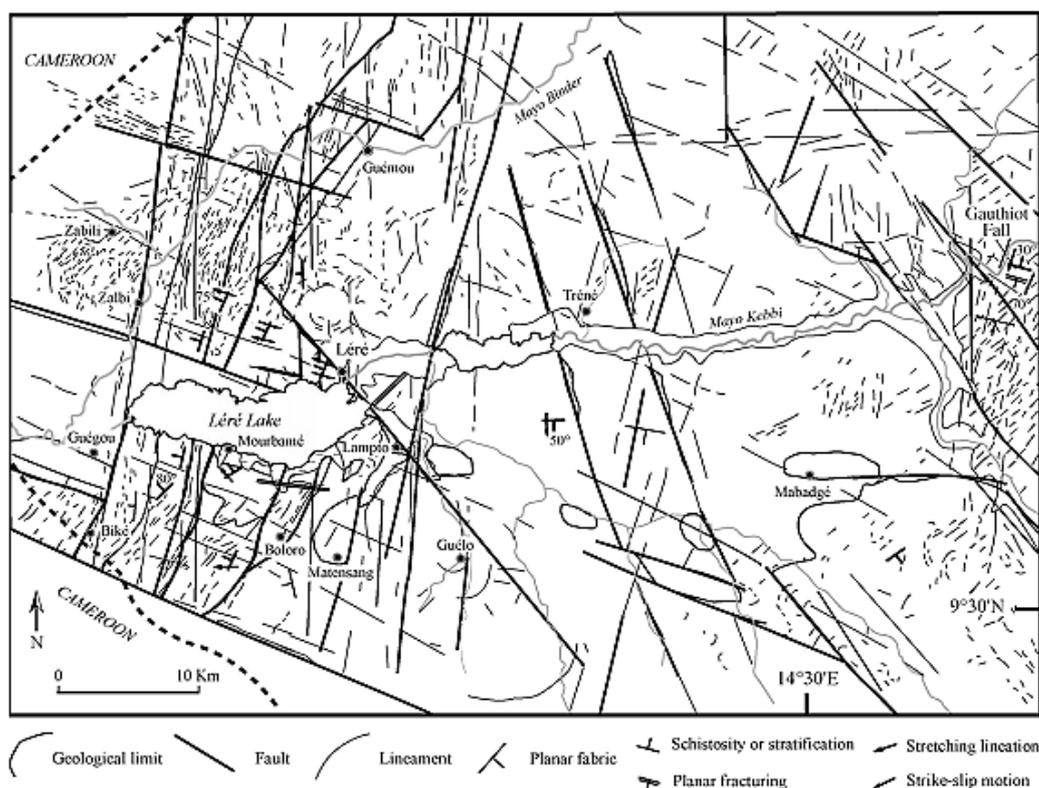


Figure 3.17 : Carte structurale (linéaments et trajectoires de foliation) du Mayo Kebbi (Poulet et al., 2006).

Il ressort de ces observations préliminaires que la caractérisation du socle Précambrien du Mayo Kebbi pose des problèmes relatifs à:

- La détermination des limites lithologiques (par exemple, la distinction entre l'ensemble occupant la partie orientale du batholithe du Mayo Kebbi et l'ensemble correspondant à la partie occidentale du même batholithe).
- La caractérisation et la hiérarchisation des phases de déformation ainsi que leur signification tectonique et géodynamique.
- La nature des contacts (intrusif, sédimentaire, tectonique, gradient métamorphique) entre les différents ensembles. En particulier, la relation entre (i) la série métavolcanosédimentaire de Zalbi associée au Complexe Mafique et Intermédiaire, avec (ii) l'ensemble gneissique décrit de l'autre côté de la frontière au Cameroun n'est pas explicité par les auteurs précédents (Penaye et al., 2006; Poulet et al., 2006).

Apporter des réponses à ces questions requiert un travail de cartographie du socle Précambrien du Mayo Kebbi. En croisant les nouvelles données acquises (télédétection, observations de terrain, étude de sections orientées) et les données antérieures, nous proposons une carte géologique du Mayo Kebbi mise à jour et étendue à l'ensemble gneissique affleurant à l'ouest de la frontière Tchad-Cameroun. L'utilisation des images satellites a été particulièrement efficace dans cet

environnement caractérisé par la quasi-absence de routes carrossables, à l'exception de la voie principale Pala-Léré-Figuil, fortuitement perpendiculaire aux principales structures panafricaines.

IV. L'apport des images spatiales

Des images Google Earth et la scène 220-355 acquise par le satellite Landsat7 ETM+ (Land Satellite 7, Enhanced Thematic Mapper plus) en date du 20 Novembre 2006 dans des conditions climatiques favorables à la visualisation des éléments géologiques au sol (absence de nuages, couvert végétal relativement peu abondant) ont été utilisées pour les travaux de cartographie par télédétection présentés ici. Cette scène est fournie librement par l'USGS (United States Geological Survey) et directement téléchargeable en format Geotiff à partir de l'adresse suivante : <http://glcfapp.glcg.umd.edu:8080/esdi/index.jsp> (Université de Maryland). Elle est préalablement ortho-rectifiée (rectification des distorsions de l'image brute) et peut être directement intégrée sous forme d'image géoréférencée dans les logiciels de type SIG (Système d'Information Géographique) en utilisant des interfaces d'importation appropriées (exemple : GeoGateway). Le logiciel utilisé ici est un logiciel libre (Ilwis 3.06) qui permet l'intégration directe des images satellites géoréférencées. Il est mis en ligne par l'organisation 52°North à l'adresse URL suivante : <http://52north.org/downloads/ilwis/ilwis-306>. Les logiciels Inkscape (logiciel DAO d'accès libre téléchargeable à l'adresse <http://inkscape.org/download/?lang=fr>) et Adobe Illustrator ont été utilisés pour la digitalisation finale des cartes et l'ensemble des illustrations contenues dans cette thèse.

1. Caractéristiques de la scène 220-355 du satellite Landsat ETM+

La scène utilisée correspond à une surface de 185 km x 185 km et couvre l'ensemble de la zone d'étude entre le sud-ouest du Tchad et le nord Cameroun (Figure 3.3). Elle correspond à la zone 33 Nord de la projection cartographique Universal Transverse Mercator (UTM, zone 33N) et utilise le système géodésique de référence WGS 84. Cette scène comprend neuf (9) bandes spectrales ou canaux dont les caractéristiques sont données dans le **Tableau 3.1**. La bande panchromatique ETM+ 80 correspond à des pixels de 15 m x 15 m. Les deux bandes infrarouge thermique ETM+ 61 et ETM+ 62 ont des pixels de 60 m x 60 m. Enfin, les six bandes restantes (ETM+ 10, ETM+ 20, ETM+ 30, ETM+ 40, ETM+ 50 et ETM+ 70) se caractérisent par des résolutions spatiales au sol (taille du pixel) de 30 m x 30 m. L'ensemble des bandes couvre une gamme spectrale allant de 0,45 à 12,5 μm , soit du visible (0,4 – 0,7 μm) à l'infrarouge thermique.

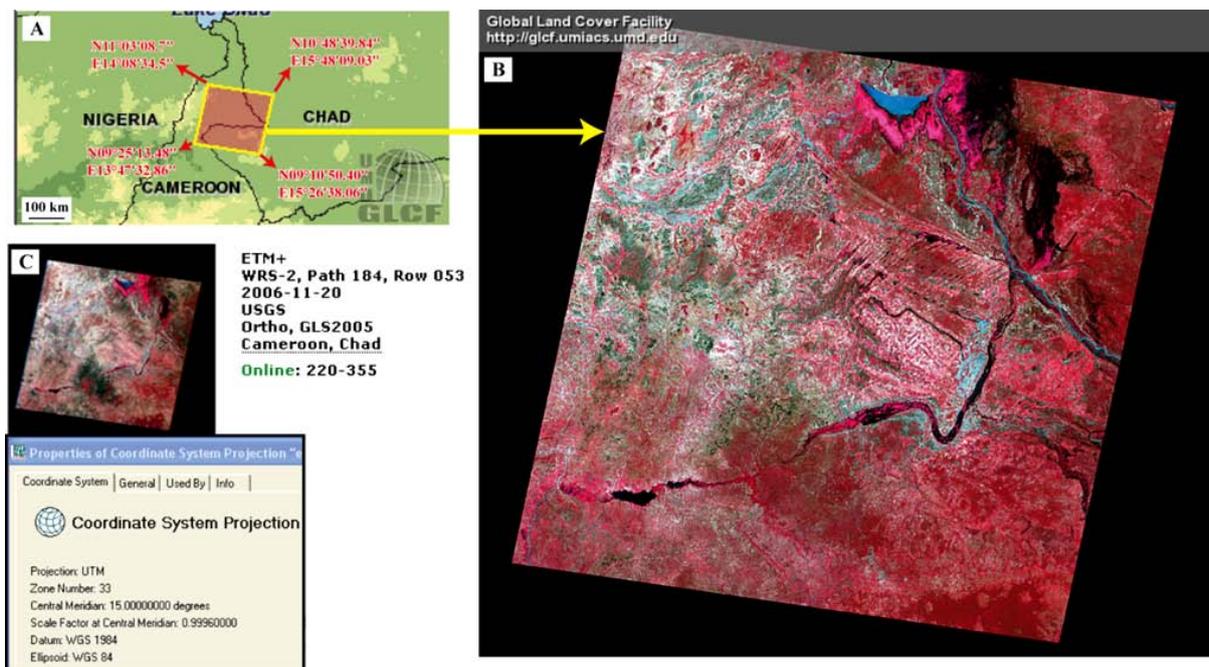


Figure 3.18 : Localisation (A) de la scène 220-355 du satellite Landsat ETM+ (B) et principales caractéristiques (C).

Tableau 3.1 : Les différents canaux ou bandes du satellite Landsat ETM+ et leurs caractéristiques. La résolution donnée en mètres correspond à la taille d'un pixel (côté d'un carré) de l'image correspondant aux différentes bandes.

Numéro des bandes	Domaine spectral	Longueur d'onde (nm)	Résolution (m)
ETM+ 10	Visible	450 – 515	30
ETM+ 20	Visible	525 – 605	30
ETM+ 30	Visible	630 - 690	30
ETM+ 40	Infrarouge	750 – 900	30
ETM+ 50	Infrarouge moyen I	1550 – 1750	30
ETM+ 61	Infrarouge thermique	10400 – 12500	60
ETM+ 62	Infrarouge thermique	10400 – 12500	60
ETM+ 70	Infrarouge moyen II	2090 – 2350	30
ETM+ 80	Panchromatique	520 - 900	15

2. Traitements

Les neuf bandes de la scène 220-355 du satellite Landsat ETM+ ont été importées sous le logiciel Ilwis 3.06 et traitées par diverses méthodes en vue d'une exploitation optimale des informations qu'elles contiennent. Une présentation détaillée des principales méthodes de traitement d'images spatiales est fournie par Martelat (1998), Goncalves (2002) et Randrianasolo (2009). Les méthodes utilisées dans le cadre de cette thèse concernent : (i) l'homogénéisation de la résolution spatiale des images qui rend possible l'utilisation des bandes infrarouge thermique et de la bande panchromatique en même temps que les autres bandes dans différentes applications multi-

bandes (exemple : compositions colorées en mode RGB) ; (ii) l'amélioration des contrastes par modification de la dynamique des images ; (iii) un traitement statistique par Analyse en Composante Principale ACP ; (iv) le filtrage matriciel ; (v) la génération de bandes supplémentaires par ratios de bandes prétraitées et la (vi) classification non supervisée. Ces méthodes sont décrites ci-dessous.

1.1. L'homogénéisation de la résolution spatiale

La bande panchromatique ETM+ 80 et les bandes infrarouge thermique ETM+ 61 et ETM+ 62 ont été redimensionnées à des tailles de pixel de 30 m x 30 m au sol afin de rendre possible leur utilisation en combinaison avec les autres bandes. Ce traitement préalable permet l'utilisation de ces bandes en compositions colorées Rouge, Vert et Bleu (RGB pour Red Green Blue en anglais) avec les autres bandes et fournit ainsi un gain d'informations supplémentaires. Les images résultantes sont plus lourdes (cas des bandes infrarouge thermique) ou plus légères (cas de la bande panchromatique) car le nombre de pixels (p rangées x q colonnes) augmente ou diminue respectivement.

1.2. La modification de la dynamique des images

La modification de la dynamique des images permet d'en rehausser le contraste. Elle procède soit par :

- Egalisation ou normalisation qui linéarise l'histogramme cumulé du nombre de pixels par radiométrie
- Etalement linéaire, logarithmique ou exponentiel qui permet d'étirer tout ou partie de l'histogramme de l'image brute sur un nouvel intervalle de niveaux de gris.

Dans le cadre de cette thèse, j'ai systématiquement appliqué l'étalement linéaire à l'ensemble des bandes utilisées (Figure 3.4). Les images brutes n'utilisent en général qu'une partie des niveaux de gris (chaque pixel est associé à une valeur de réflectance ou brillance, comprise entre 0 et 255, qui correspond à une nuance des niveaux de gris : 0 pour le noir et 255 pour le blanc), j'ai redistribué la gamme initiale de niveaux de gris des différentes bandes de la scène utilisée (**Tableau 3.2**) sur une nouvelle gamme utilisant l'ensemble des niveaux de gris. La Figure 3.5 représente l'histogramme de distribution initiale des valeurs de réflectance de la bande ETM+ 10 obtenu en utilisant le logiciel Ilwis 3.06. Cette gamme de départ, redistribuée entre 0 et 255, permet d'obtenir de meilleurs contrastes comme on peut le constater sur la Figure 3.6.

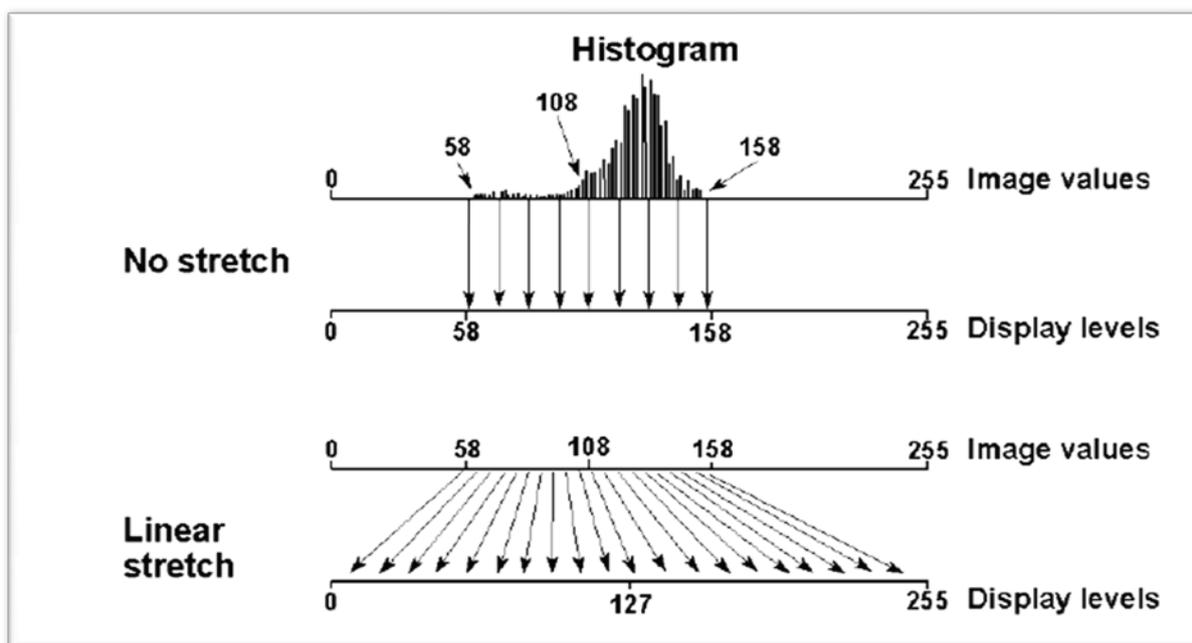


Figure 3.4 : Principe de la modification de la dynamique d'une image par étalement linéaire des niveaux de gris (source : <http://52north.org/communities/ilwis/ilwis-userguide>)

Tableau 3.2 : Gammes initiales des niveaux de gris étalées entre 0 et 255 pour l'ensemble des bandes de la scène 220-355.

Bande	ETM+ 10	ETM+ 20	ETM+ 30	ETM+ 40	ETM+ 50	ETM+ 61	ETM+ 62	ETM+ 70	ETM+ 80
Δ Réfl.	40-80	35-70	30-90	40-100	50-130	130-165	150-210	25-100	40-95

Les bandes ainsi traitées ont pu être utilisées en compositions colorées RGB, ce qui permet un gain d'informations du fait du nombre accru des nuances possibles d'une part, et de l'utilisation simultanée de gammes spectrales (longueur d'ondes) différentes.

Ce premier niveau de traitement impliquant l'utilisation en mode RGB de la bande panchromatique ETM+ 80 et de la bande infrarouge thermique à gain élevé ETM+ 62 est particulièrement efficace pour la mise en évidence des contrastes de densité de couvert végétal qui peuvent être interprétés pour l'extraction d'informations lithologiques (Figure 3.7a). Cela permet notamment de discriminer les grands ensembles géologiques de natures lithologiques très contrastées, comme des formations sédimentaires ou des roches magmatiques mafiques favorables au développement d'un couvert végétal d'une part et des roches magmatiques acides défavorables au développement d'un tel couvert d'autre part. Ainsi, ce traitement a permis de discriminer le batholithe des chutes Gauthiot, correspondant à la partie orientale du batholithe du Mayo Kebbi et la discordance majeure, séparant les formations sédimentaires post-Crétacé dans la moitié NE de la scène et les formations Précambriennes et Crétacé dans la partie SW (Figure 3.7).

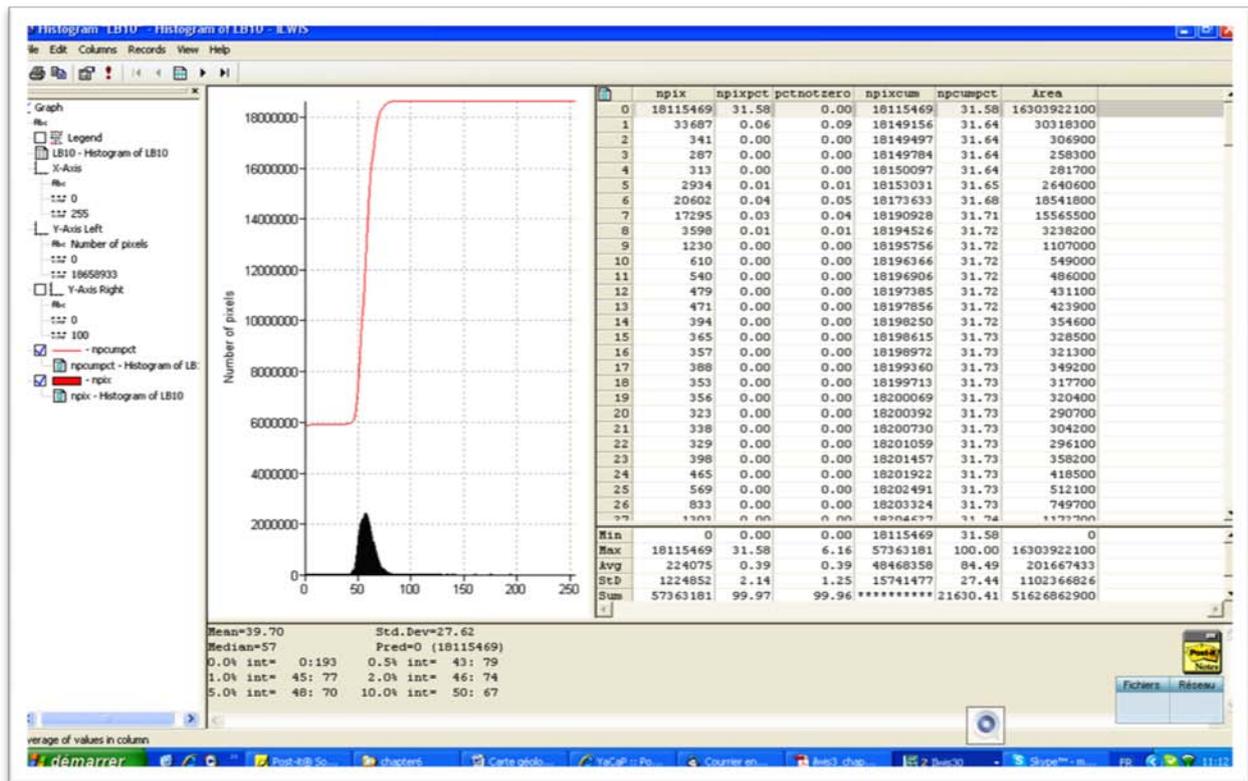


Figure 3.5 : Exemple d'histogramme représentant le nombre de pixels par valeur de réflectance et tableau statistique correspondant générés sous Ilwis 3.06 pour la bande ETM+ 10. La courbe de fréquence cumulée (en rouge) coupe l'axe des ordonnées (nombre de pixels) à partir d'une valeur très forte pour la simple raison que l'image est incrustée dans un carré noir (le noir correspond à une valeur nulle dans les niveaux de gris, le blanc a une valeur de réflectance de 255) et que le logiciel génère des histogrammes correspondant à l'ensemble scène et fond, qu'il considère comme l'image réelle.

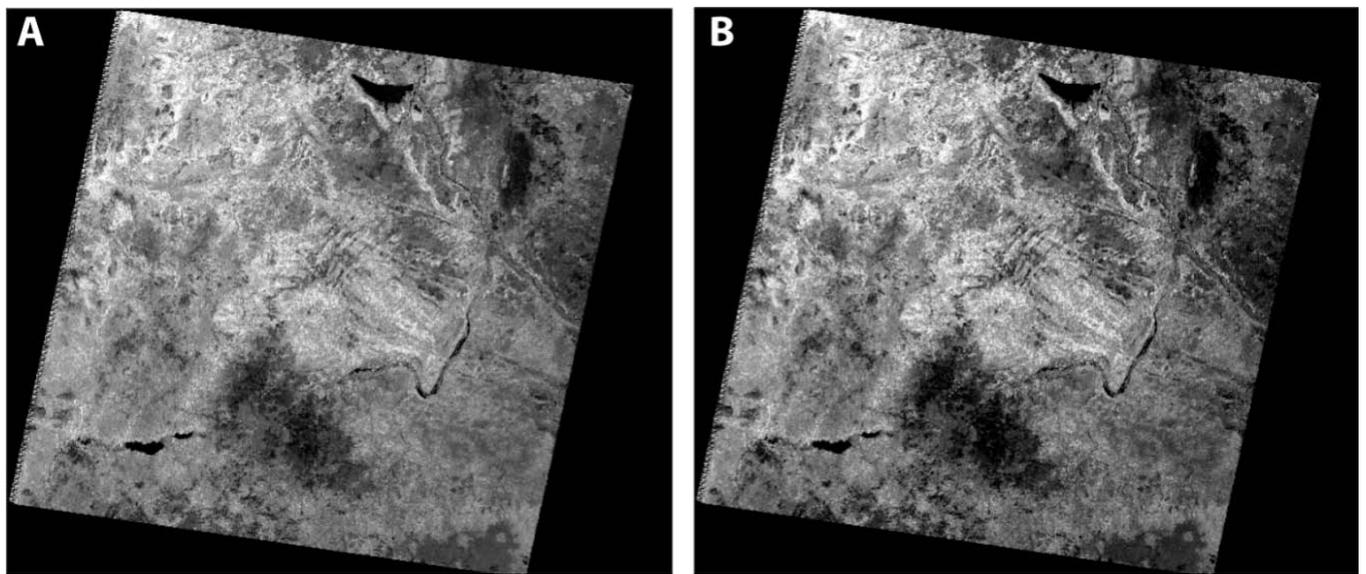


Figure 3.6 : Comparaison de la bande ETM+ 10 brute (A) à la bande correspondante générée par modification dynamique utilisant un étalement linéaire des niveaux de gris (B). On remarque une nette amélioration du contraste.

La combinaison des bandes dynamiquement modifiées ETM+ 70, ETM+ 30 et ETM+ 20 respectivement en rouge, vert et bleu donne des images avec des couleurs proches de la réalité (Figure 3.7b) qui ont été utilisées pour faire des comparaisons et obtenir des informations précises sur les contours lithologiques lorsque des images Google Earth, de meilleure résolution, sont disponibles. En effet, l'utilisation des images Google Earth de haute résolution, intégrées sous le logiciel Ilwis, a été par exemple très efficace pour l'extraction des contours de corps intrusifs de petite dimension, comme le granite de Fianga (Figure 3.8).

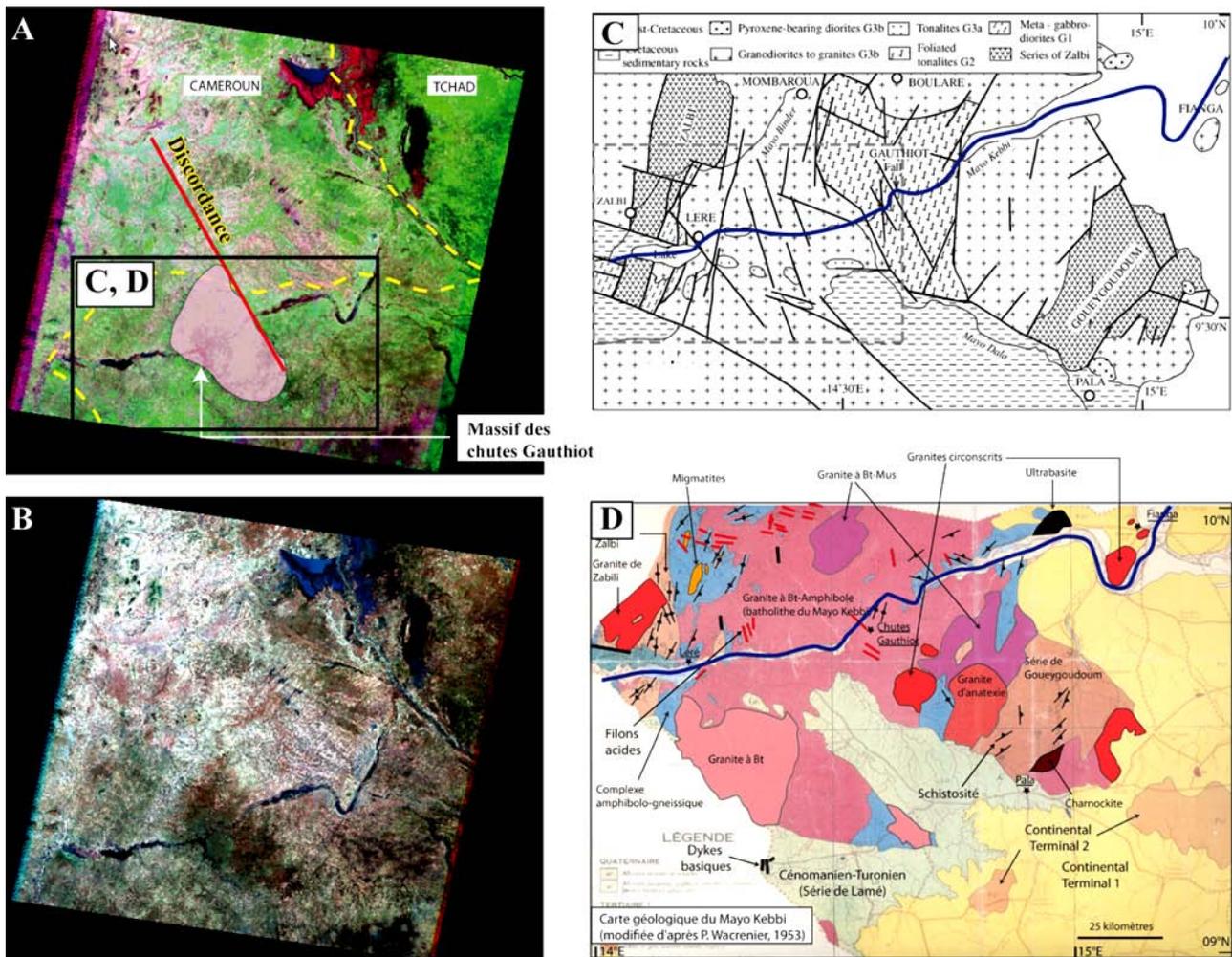


Figure 3.7: Exemples de compositions colorées RGB utilisant les bandes dynamiquement modifiées ETM+80/ETM+62/ETM+10 (A) et ETM+70/ETM+30/ETM+20 (B). La première combinaison met en relief la différence de densité de couvert végétal. La deuxième fournit des images proches des couleurs naturelles, donc très pratiques à interpréter. Des informations structurales (exemple d'une discordance NW-SE) et lithologiques (exemple du contour du batholithe des chutes Gauthiot) ont pu être extraites sur la base de ces combinaisons. La première carte géologique mentionnant le batholithe des Chutes Gauthiot (Poucllet et al., 2006) et la carte géologique détaillée du Mayo Kebbi (Wacrenier, 1953) sont proposées pour une comparaison, respectivement en C et D.

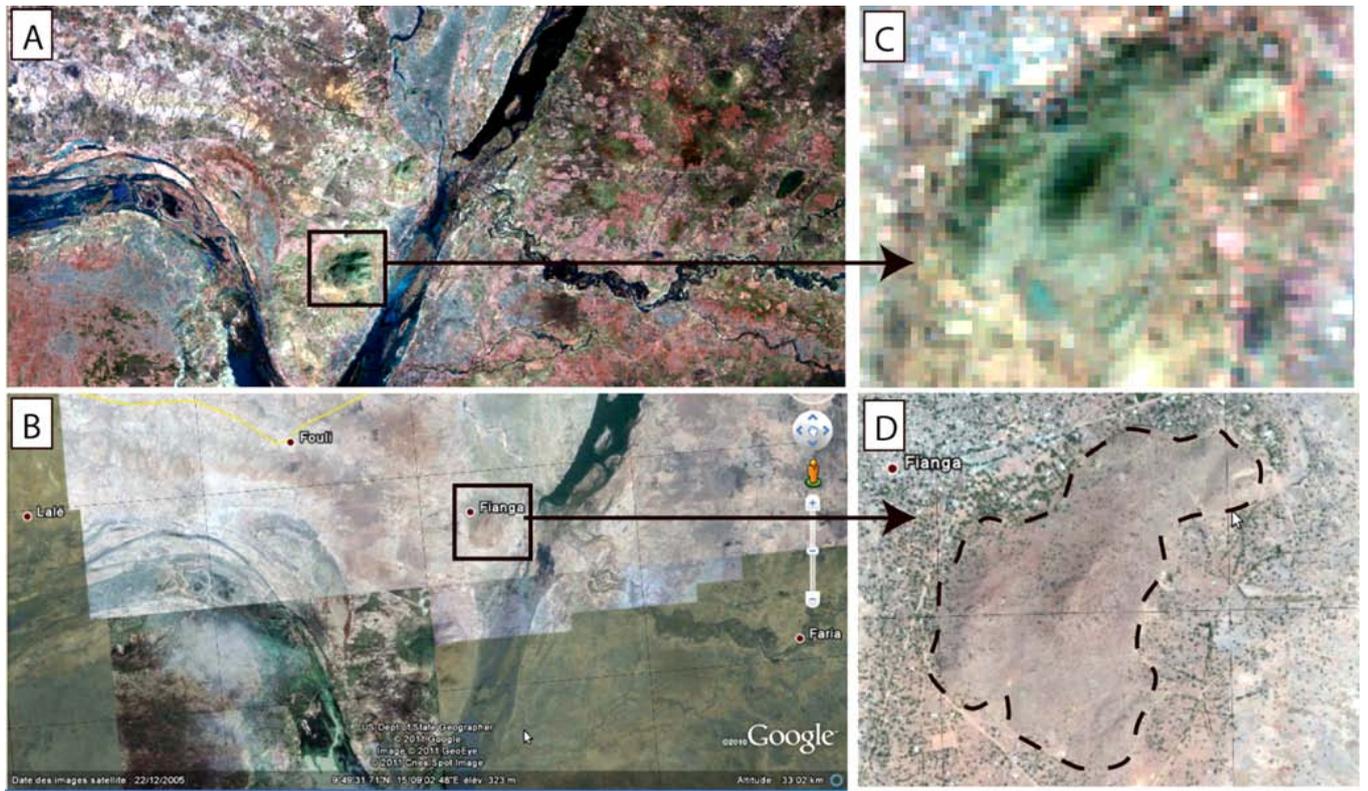


Figure 3.819: Exemple d'utilisation des images Google Earth de haute résolution (B & D) pour la détermination des contours d'intrusions de petites dimensions comme le granite de Fianga. Comparaison avec l'image satellite Landsat ETM+ en composition colorée ETM+70/ETM+30/ETM+20 (A & C).

1.3.L'analyse en composante principale (ACP)

La représentation dans un espace à n dimensions des niveaux de gris permet de comparer les différentes bandes d'une même scène et de mettre ainsi en évidence les corrélations (valeurs de réflectance communes) qui peuvent exister. Un exemple de comparaison entre deux bandes est représenté sur la Figure 3.9. D'un point de vue statistique, ces corrélations représentent une redondance de l'information (la même information est répétée sur différentes bandes, alors que l'objectif est d'obtenir sur chaque bande, un maximum d'informations spécifiques ou *valeurs propres*), qu'il importe de minimiser. L'analyse en composante principale (ACP) est une méthode de traitement mathématique qui permet de minimiser la redondance d'information sur les différentes bandes par translations et rotations. De nouveaux axes sont ainsi obtenus (exemple : axes PC1 et PC2 de la figure 3.9) et les différentes bandes sont « décorrélées » dans les nouveaux repères établis suivant ces axes.

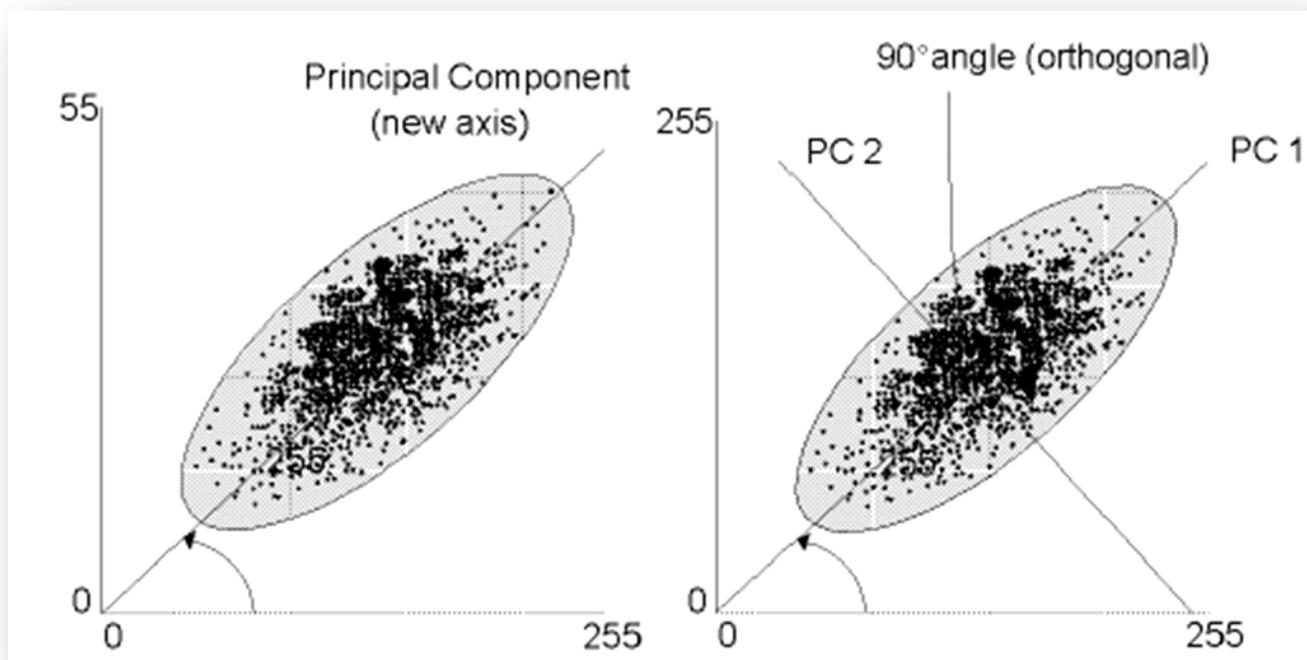


Figure 3.9 : Exemple de « décorrélation » de bandes par analyse en composantes principales. Sur la figure de gauche (situation initiale), les variations des valeurs de réflectance d'une bande augmentent avec celles de la seconde, donnant au nuage de points résultant une forme elliptique qui traduit la corrélation entre les bandes considérées. A droite, de nouveaux axes (PC1 et PC2) sont obtenus par analyse en composante principale, et les nuages de points n'indiquent plus de corrélation dans le nouveau repère. Source : <http://52north.org/communities/ilwis/ilwis-userguide>

Les résolutions spatiales des différentes bandes ayant été préalablement homogénéisées, j'ai appliqué une analyse en composante principale aux neuf bandes dynamiquement modifiées. Les résultats de cette analyse sont représentés dans le Tableau 3.6.

Tableau 3.3 : Résultats statistiques de l'Analyse en Composantes Principales et représentativité en termes de valeurs propres des différentes bandes. V.P. : Valeurs propres.

	ACP _{ETM+10}	ACP _{ETM+20}	ACP _{ETM+30}	ACP _{ETM+40}	ACP _{ETM+50}	ACP _{ETM+61}	ACP _{ETM+62}	ACP _{ETM+70}	ACP _{ETM+80}
ACP10	0,284	0,331	0,348	0,328	0,349	0,347	0,349	0,349	0,309
ACP20	-0,099	-0,239	-0,157	-0,321	-0,101	0,579	0,589	0,002	-0,338
ACP30	-0,059	-0,231	-0,223	0,72	-0,294	0,179	0,142	-0,424	0,239
ACP40	-0,504	-0,368	-0,193	0,294	0,587	-0,055	-0,059	0,337	-0,152
ACP50	-0,036	-0,201	-0,354	-0,4	0,137	0,032	0,054	0,013	0,806
ACP61	0,501	-0,085	-0,548	0,149	-0,253	-0,05	-0,083	0,575	-0,124
ACP62	-0,556	0,092	0,224	0,03	-0,589	-0,003	0,035	0,493	0,202
ACP70	0,3	-0,767	0,539	-0,025	-0,089	-0,045	-0,064	0,108	0,067
ACP80	0,029	-0,018	-0,012	0,031	0,001	-0,71	0,702	-0,009	-0,012
V.P.	46994,51	4939,41	1208,05	770,46	226,19	154,18	106,18	80,73	5,84
% V.P.	86,25	9,07	2,22	1,41	0,42	0,28	0,19	0,15	0,01

Ce traitement statistique indique que la bande 10 (ACP_{ETM+10}) possède la représentativité la plus élevée en composantes principales. En effet 86,25% de l'information « décorrélée » est enregistrée dans celle-ci (Figure 3.10). Cela s'exprime visuellement par des images plus claires faisant ressortir des informations "masquées" sur les bandes initiales (Figure 3.11). D'un autre côté, les différentes bandes correspondant à un traitement de type ACP sont par définition moins corrélées que les bandes originales, ce qui signifie que leur combinaison en mode RGB (compositions colorées) fournit plus d'information qu'une combinaison des bandes originales. Enfin, on remarque que les trois premières bandes générées par analyse en composante principale (ACP_{ETM+10} , ACP_{ETM+20} et ACP_{ETM+30}) contiennent la quasi-totalité (97,54%) de l'information « décorrélée » et restituent en mode RGB la quasi-intégralité de l'information en une seule image. Certains auteurs (Williams Jr., 1983; Chavez, 1984) font cependant remarquer que les informations non contenues dans les trois premières composantes peuvent avoir un intérêt significatif et l'interprétation des compositions colorées basées sur ces seules bandes est alors visuellement difficile.

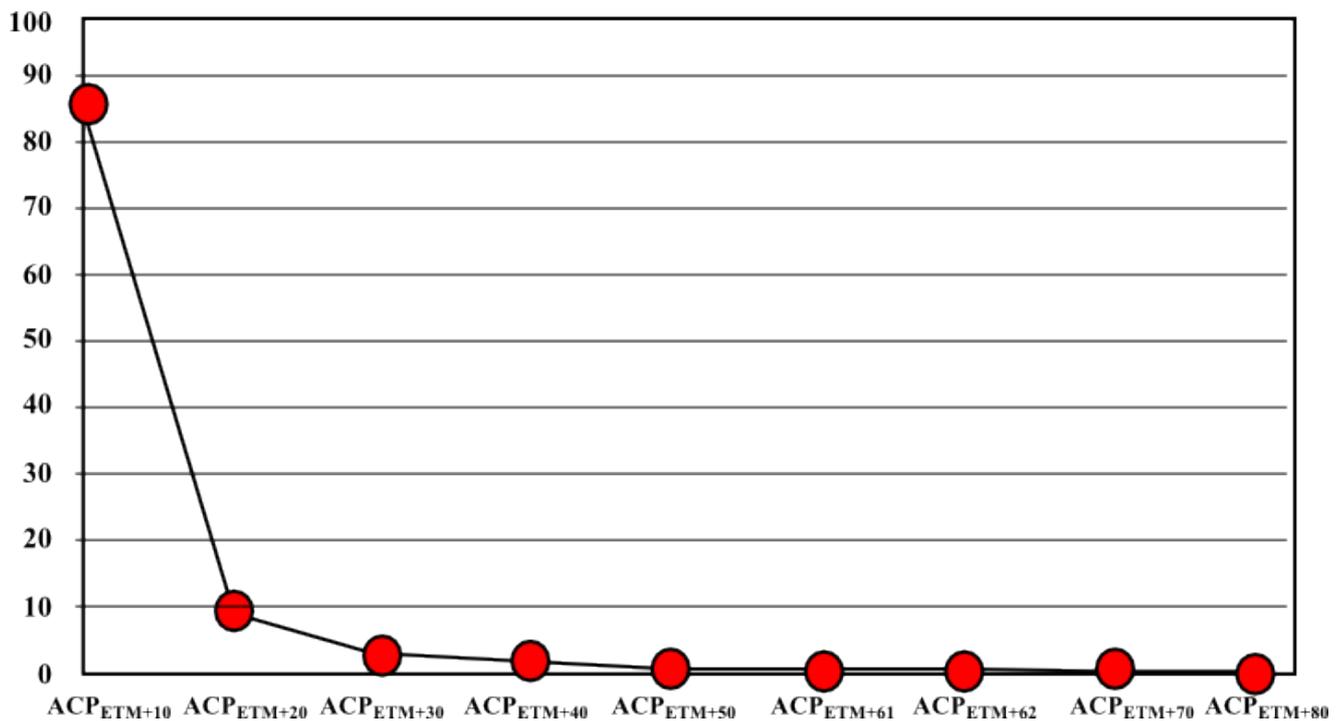


Figure 3.10 : Représentativité en pourcentage de valeurs propres des différentes bandes générées par ACP.

La bande ACP_{ETM+10} , qui contient le plus grand pourcentage en valeurs propres, a été améliorée de diverses manières (amélioration de la dynamique, filtrage, etc.), ce qui a permis d'obtenir un grand nombre d'informations comme il est démontré dans les sections qui suivent.

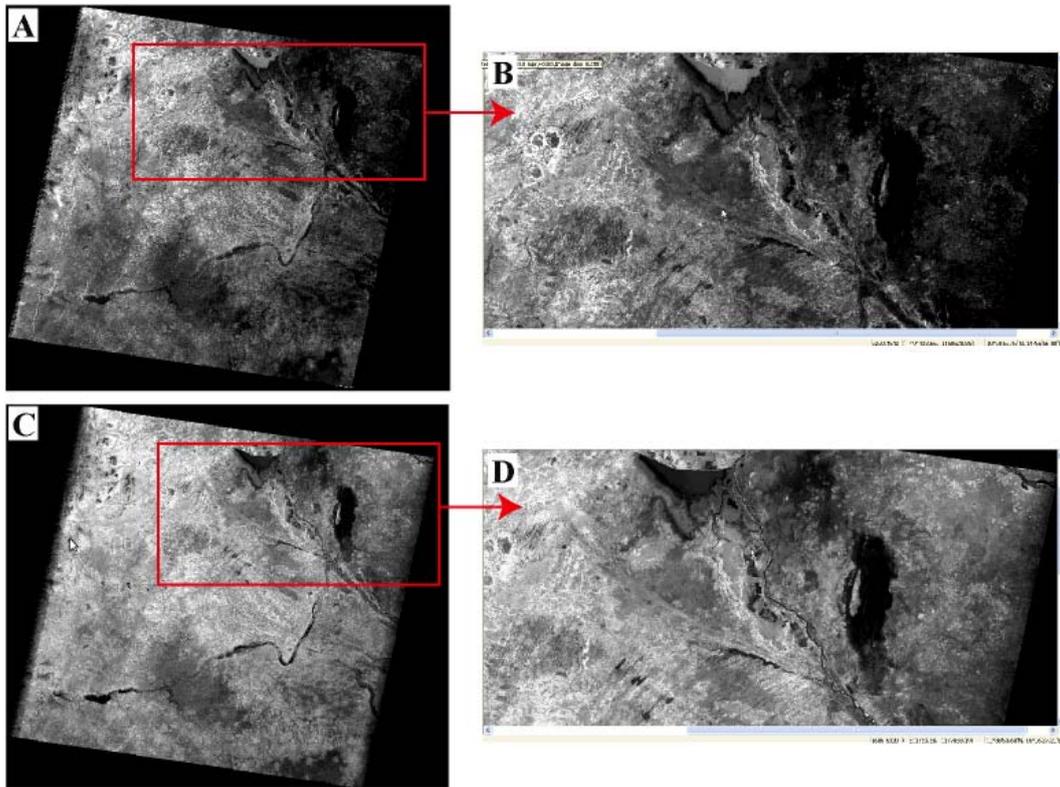


Figure 3.11: Comparaison des bandes ETM+ 10 (A & B) et ACP_{ETM+10} (C & D). La suppression de l'information commune (information redondante) a pour effet de rendre la bande la plus riche en valeurs propres plus « claire » et contribue à une meilleure visualisation des détails de l'image.

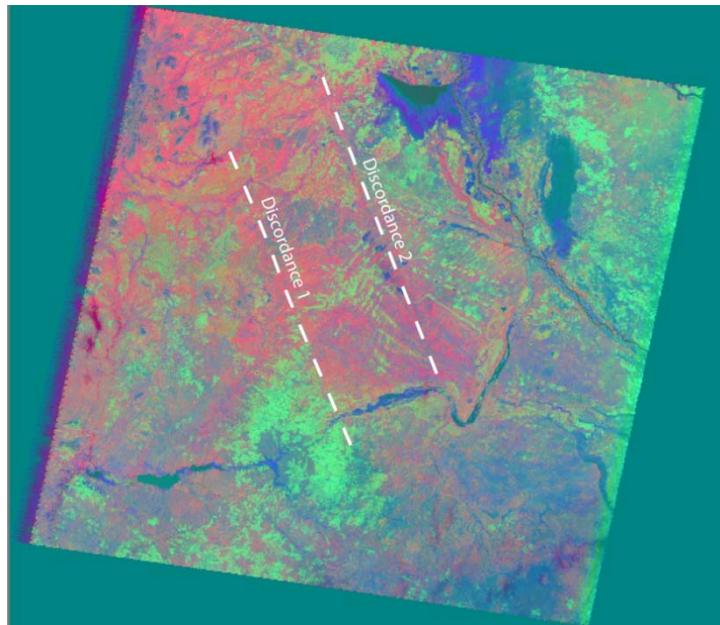


Figure 3.12 : Composition colorée produite à partir des bandes $ACP_{ETM+10}/ACP_{ETM+20}/ACP_{ETM+30}$. Mise en évidence de la discordance Tertiaire/Quaternaire (Discordance 2). Le quaternaire affleure à l'ouest de la discordance.

La combinaison RGB $ACP_{ETM+10}/ACP_{ETM+20}/ACP_{ETM+30}$ a permis de mettre en évidence une seconde discordance (Figure 3.12) dont la signification (Tertiaire/Quaternaire) a été extraite en exploitant les documents cartographiques préexistants (la Carte géologique du Mayo Kebbi de

Wacrenier 1953; l'Esquisse géologique et gravimétrique du bassin du Tchad établie par l'ORSTOM en 1969; l'Esquisse géologique des formations Tertiaires et Quaternaires du Tchad au sud du 16^{ème} parallèle, dressée par l'ORSTOM en 1967; l'Atlas de la Province Extrême-Nord Cameroun – Géomorphologie, publié par l'IRD en 1999).

1.4. Le filtrage

L'application de filtres matriciels permet de mettre en évidence des structures linéaires (contours lithologiques, réseau hydrographique, failles, cisaillements ductiles, etc.). Il s'agit d'une application de type matrice carrée utilisant un ordre impair (3x3, 5x5, 7x7, etc.). Le résultat obtenu est d'autant plus détaillé que l'ordre de la matrice est élevé. Schématiquement, on peut représenter le filtre comme un masque se déplaçant sur l'ensemble de l'image et remplaçant progressivement la valeur de réflectance de chaque pixel. Pour un filtre 3x3 (Figure 3.13), on remplace la valeur initiale du pixel central par la somme de 9 valeurs calculées à partir du produit de la valeur initiale des pixels immédiats par un coefficient prédéfini. Cette opération, appelée convolution, est appliquée à l'ensemble de l'image et introduit une augmentation du contraste local.

En pratique, deux types de filtres sont utilisés dans le traitement des images spatiales. Les filtres de type Laplacien (encore appelés filtres non-directionnels) permettent de souligner des variations brusques de radiométrie dans toutes les directions de l'espace bidimensionnel et constituent le moyen idéal pour la visualisation simultanée des structures linéaires correspondant à différents azimuts. Lorsque des directions particulières sont mises en évidence à la suite de cette opération, on peut appliquer des filtres directionnels, qui permettent de souligner celles-ci.

J'ai généré une image correspondant à l'application d'un filtre Laplacien d'ordre 3 à la bande ACP_{ETM+10} qui comprend le plus grand pourcentage de valeurs propres. En effet, une matrice d'ordre 3 donne les meilleurs résultats dans le cas du socle Précambrien du Mayo Kebbi, où l'utilisation de toute matrice d'ordre supérieur conduit généralement à un résultat sensiblement peu différent (zones à anisotropies linéaires très espacées) ou multiplie excessivement les détails qui sont alors difficilement interprétables visuellement (zones à haute densité de structures linéaires: socle gneissique de Figuil, série de Zalbi) gommant ainsi l'anisotropie. L'image résultante a été modifiée dynamiquement par étalement linéaire. Ce qui m'a permis d'obtenir le résultat présenté sur la Figure 3.14. Cette nouvelle image a été, par exemple, très utile pour l'établissement d'une carte du réseau hydrographique et l'extraction des linéaments de diverses orientations.

Applied filter

1/9	1/9	1/9
1/9	1/9	1/9
1/9	1/9	1/9

OR

1/9 x

1	1	1
1	1	1
1	1	1

Input image

25	27	32	20	21
23	27	19	25	22
27	26	24	26	22
23	25	26	30	27
19	22	28	32	28

Output = Multiply and Sum

$$= 1/9 \times (1 \times 25 + 1 \times 27 + 1 \times 32 + 1 \times 23 + 1 \times 27 + 1 \times 19 + 1 \times 27 + 1 \times 26 + 1 \times 24) = 26$$

25	27	32	20	21
23	27	19	25	22
27	26	24	26	22
23	25	26	30	27
19	22	28	32	28

$$= 1/9 \times (1 \times 27 + 1 \times 32 + 1 \times 20 + 1 \times 27 + 1 \times 19 + 1 \times 25 + 1 \times 26 + 1 \times 24 + 1 \times 26) = 25$$

25	27	32	20	21
23	27	19	25	22
27	26	24	26	22
23	25	26	30	27
19	22	28	32	28

$$= 1/9 \times (1 \times 32 + 1 \times 20 + 1 \times 21 + 1 \times 19 + 1 \times 25 + 1 \times 22 + 1 \times 24 + 1 \times 26 + 1 \times 22) = 23$$

25	27	32	20	21
23	27	19	25	22
27	26	24	26	22
23	25	26	30	27
19	22	28	32	28

$$= 1/9 \times (1 \times 23 + 1 \times 27 + 1 \times 19 + 1 \times 27 + 1 \times 26 + 1 \times 24 + 1 \times 23 + 1 \times 25 + 1 \times 26) = 24$$

Output image

	26			

	26	25		

	26	25	23	

	26	25	23	
	24			

Final filtered image

	26	25	23	
	24	25	27	
	24	27	27	

Figure 3.13 : Principe de la convolution (ou filtrage) d'une image. Les valeurs de pixels initiales sont remplacées par de nouvelles valeurs dépendant des paramètres du filtre appliqué. Source : <http://52north.org/communities/ilwis/ilwis-userguide>

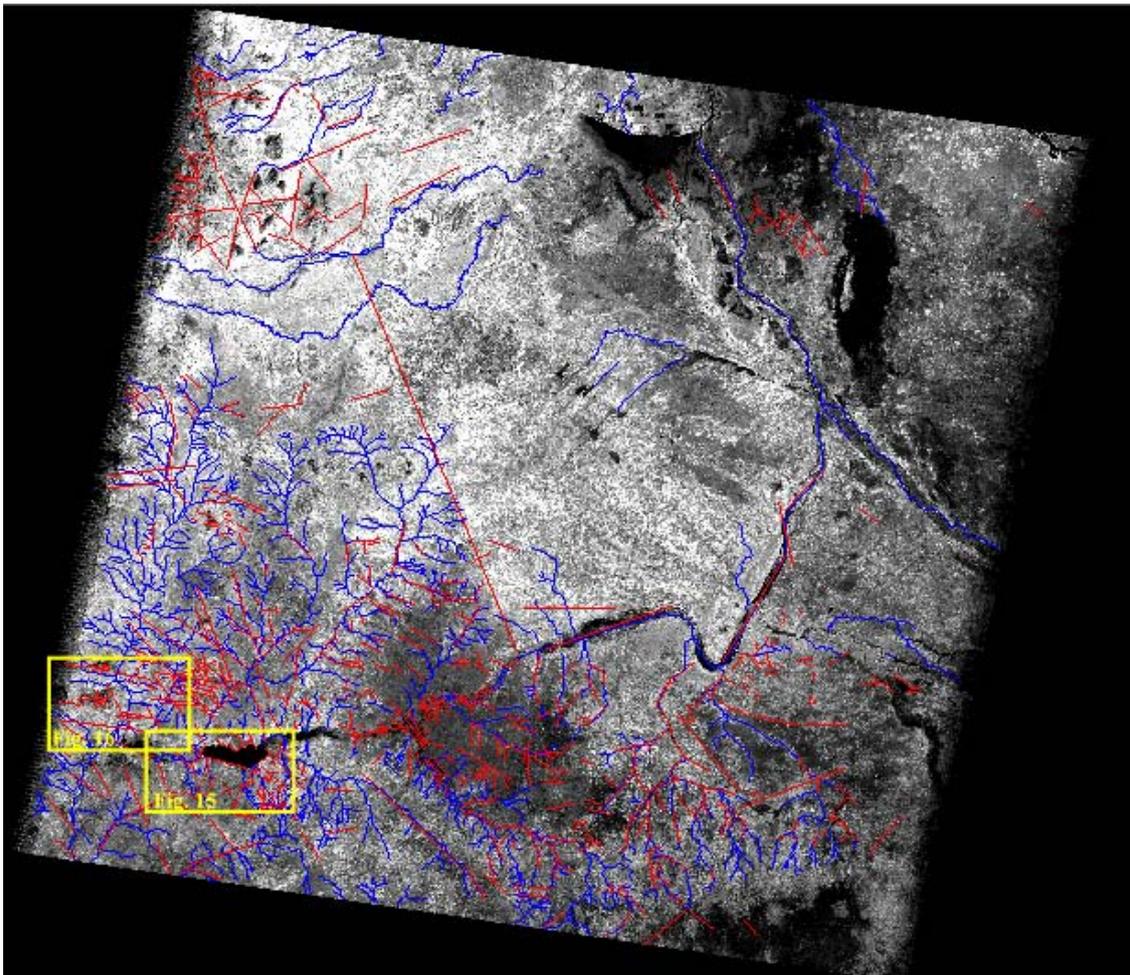


Figure 3.14 : Extraction du réseau hydrographique (lignes bleues) et des linéaments (lignes rouge) à l'échelle de la scène 220-355 à partir de la bande ACP_{ETM+10} traitée par filtrage Laplacien 3×3 puis modification de la dynamique par étalement linéaire. Les rectangles jaunes dans le coin SW de la photo montrent la position des figures 3.15 et 3.16.

L'interprétation du réseau hydrographique a permis de dégager des directions structurales majeures (E-W et NE-SW à NNE-SSW, en l'occurrence) et contribué efficacement à améliorer la précision des contours lithologiques (Figure 3.15). Sur cette base, j'ai appliqué deux filtres directionnels pour mieux visualiser ces deux directions structurales majeures dans le socle de la zone d'étude. Une direction moyenne NNE-SSW se dégage aussi de l'analyse des trajectoires de foliation (Figure 3.15 & Figure 3.16). Globalement, trois zones se révèlent intéressantes pour l'analyse des trajectoires de foliation. Dans la partie sud-ouest de la scène (zone 1: Figure 3.16C), deux phases de déformation successives propres au socle Précambrien (les phases de déformation post-panafricaine surtout représentées par des failles et des filons ne sont pas particulièrement étudiées dans le cadre de ce travail) sont mises en évidence. La première phase est associée à des foliations qui sont principalement d'azimut NNE-SSW. Cette foliation, très bien exprimée à l'ouest du bassin Crétacé de la série de Léré, est illustrée par des lignes (trajectoires de foliation) dont l'espacement est plus dense au nord de la même série (zone 2 : Figure 3.16B), dans une bande large de 2 à 3 kilomètres,

entre le socle gneissique de Figuil et l'ensemble magmatique du Complexe Mafique et Intermédiaire. Ce resserrement des trajectoires de foliation suggère la présence d'une zone de cisaillement définie ci-après comme la **Zone de Cisaillement de Figuil ou ZCF** (Figure 3.16B). Cette foliation est recoupée par une série de plans qui sont associés à une incurvation sigmoïde des plans de foliation. Ceci suggère une composante de cisaillement décrochante dextre selon des plans d'azimut E-W affectant la foliation. Ces dernières structures affectent également le granite circonscrit de Zabili.

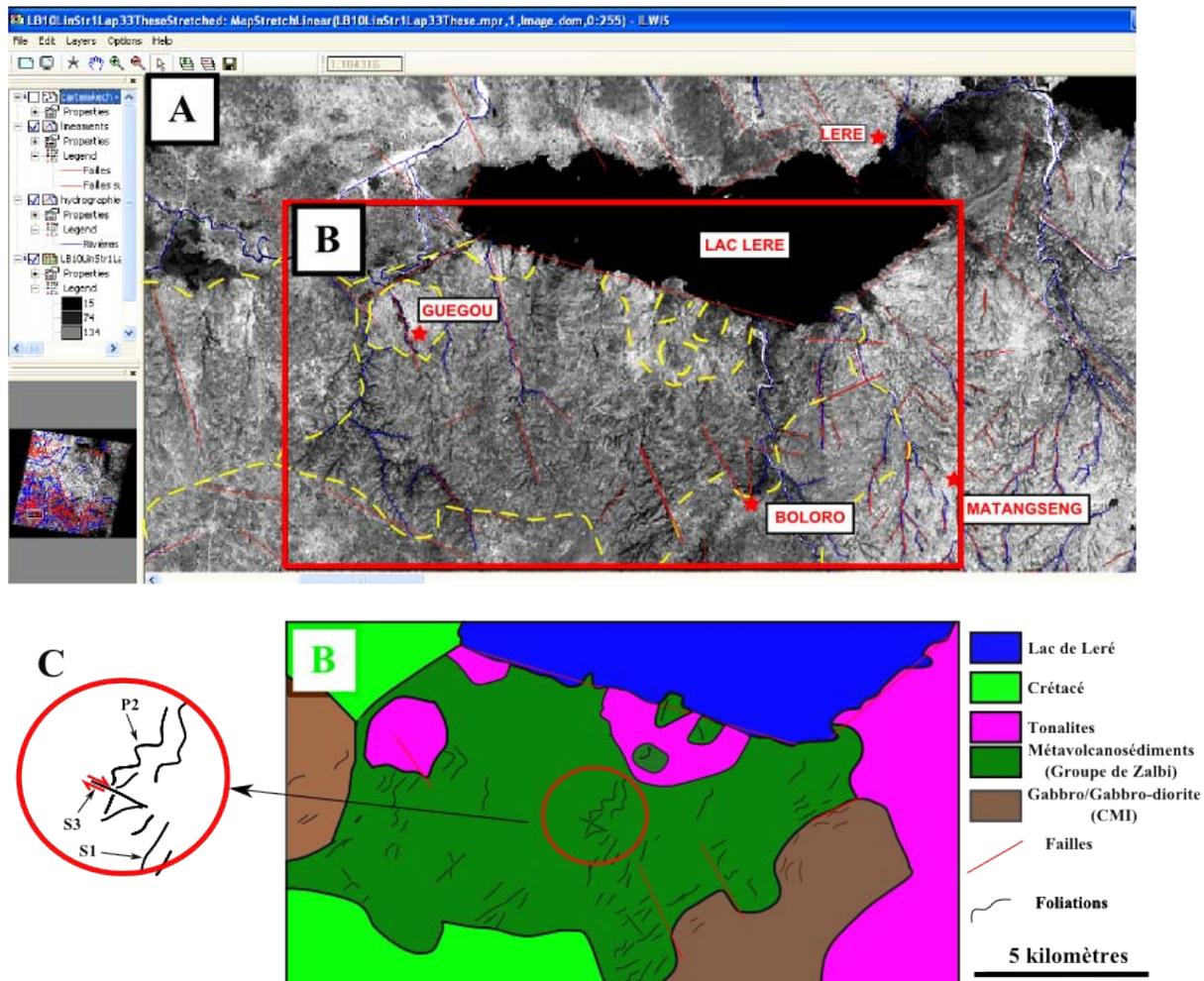


Figure 3.15: A : Extraction des contours de la tonalite de Guegou, du batholite tonalitique de Léré, du CMI (complexe mafique et intermédiaire) et des formations Crétacé au sud du lac Léré dans la partie occidentale de la zone d'étude. La tonalite de Guegou forme une intrusion circulaire dans la série métavolcanosédimentaire de Zalbi dont elle recoupe la schistosité S_1 (B). Le CMI, qui affleure autour de Boloro et à l'ouest de Guegou, peut être distingué des formations métavolcanosédimentaires du groupe de Zalbi par une brutale chute de la densité des trajectoires de la foliation, par ailleurs parallèle à leur contact. Le batholithe de Léré se distingue par un réseau hydrographique dense et des tonalités plus claires. La cartographie des trajectoires de foliation montre trois phases de déformation (C) dans le groupe de Zalbi, dont une schistosité S_1 orientée NNE-SSW plissée par des plis P_2 . Des cisaillements dextres, d'orientation moyenne E-W, recoupent S_2 et P_2 .

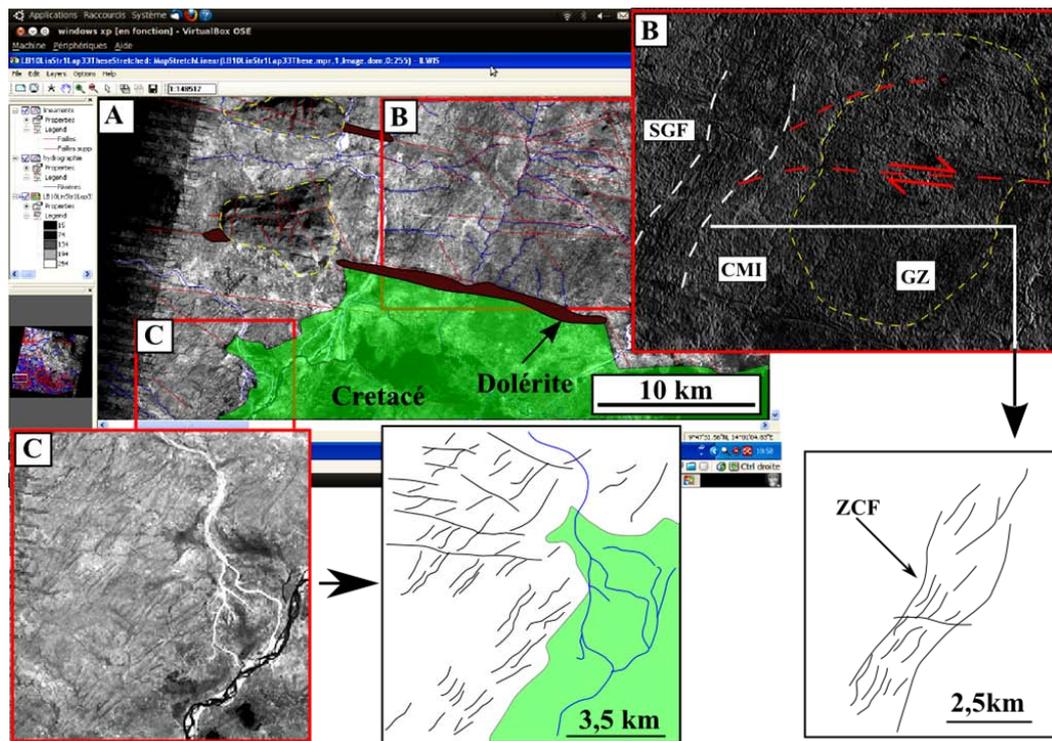


Figure 3.16: Exemples d'extraction des trajectoires de foliation et contours lithologiques dans la partie SW de la scène 220-355 Landsat ETM+ (localisation de cette partie : voir figure 3.14 ou fenêtre inférieure du panneau latéral gauche en A). A : Le réseau hydrographique et les linéaments soulignent principalement deux directions, NNE-SSW à NE-SW d'une part et E-W d'autre part. Ces directions sont parallèles aux structures panafricaines (foliations et cisaillements) et post-panafricaines (failles Crétacé). Deux corps elliptiques recoupent les dolérites Crétacé bordant des bassins sédimentaires. Ce sont des intrusions basaltiques associées à l'activité volcanique fini-Crétacé et Cénozoïque de la Ligne Chaude du Cameroun (Déruelle et al., 2007). B : Entre le socle gneissique de Figuil (SGF) et le complexe mafique et intermédiaire (CMI), les trajectoires de foliation forment un réseau dense dans une bande d'environ 2,5 kilomètres de largeur, correspondant à une zone de cisaillement (la Zone de Cisaillement de Figuil : ZCF). Dans cette zone de cisaillement (mise en évidence grâce à l'application d'un filtre matriciel N-S), comme à l'ouest du bassin Crétacé de Léré, une foliation S_n , orientée NNE-SSW, est recoupée par des cisaillement dextres S_{n+1} qui affectent également le pluton granitique circonscrit de Zabili (GZ).

Au sud du lac Léré (zone 3 : Figure 3.15B), la cartographie des trajectoires de foliation met en évidence une foliation S_n plissée par des plis d'entraînement P_{n+1} . Toutes ces structures sont recoupées par les cisaillements dextres E-W qui représentent ainsi la troisième phase de déformation à l'échelle globale. Ces directions E-W sont partagées par les cisaillements ductiles décrits dans le paragraphe précédent et des failles associées à l'activité tectonique Crétacé. Dans la plupart des cas les failles au tracé rectiligne se distinguent des cisaillements ductiles plus curvilignes. De plus les failles n'induisent pas une inflexion des traces de foliation qu'elles recoupent. Cependant, il n'a pas été possible de distinguer les couloirs faillés des filons en l'absence de rejet latéral significativement important (la taille du rejet doit être ici appréciée en tenant compte de la taille du pixel, les rejets en question devant être de plusieurs ordres de grandeur supérieurs à la taille du pixel).

Dans cette même zone au sud du lac Léré, les contours de la tonalite de Guegou, du batholite tonalitique de Léré, du CMI et des formations Crétacé ont pu être extraits. En effet, la

tonalite de Guegou forme une intrusion circulaire dans la série métavolcanosédimentaire de Zalbi dont elle recoupe la schistosité et au sein de laquelle elle contraste par ses tons plus clairs et sa texture plus homogène (Figure 3.15A). Le CMI, qui affleure autour de Boloro et à l'ouest de Guegou, peut être distingué des formations métavolcanosédimentaires du groupe de Zalbi par une densité des trajectoires de foliation très nettement plus faible. Ces trajectoires de foliation sont représentées par des lignes par ailleurs parallèles au contact CMI/formations métavolcanosédimentaires. Le batholithe tonalitique de Léré se caractérise par un réseau hydrographique dense et des tonalités plus claires. D'une manière générale, j'ai pu constater que la présence de roches acides et basiques en contact présente les meilleures possibilités de discrimination par analyse d'images spatiales.

Enfin, malgré tous les traitements mis en œuvre, il n'a pas été facile d'extraire une information visuelle satisfaisante en ce qui concerne la déformation du socle Précambrien dans les secteurs des chutes Gauthiot et de Goueygoudoum, probablement à cause des mauvaises conditions d'affleurement (altération, couverture sédimentaire, végétation, etc.) déjà soulignées par les auteurs antérieurs (Kasser, 1995 ; Doumnang, 2006).

1.5. Les ratios de bandes

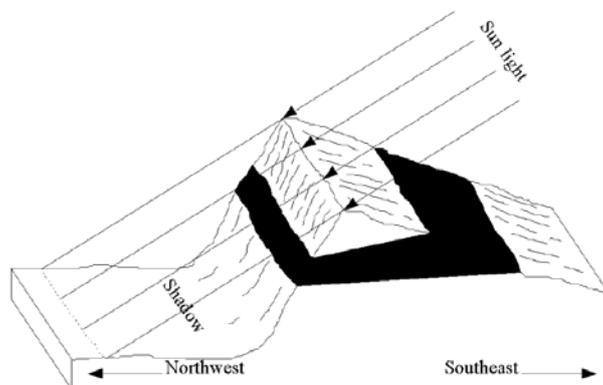


Figure 3.17: Illustration de l'effet de topographie (source : <http://52north.org/communities/ilwis/ilwis-userguide>). Une prise, dans des conditions d'éclairage exposant le flanc sud-est et masquant le flanc nord-ouest, se traduira par des contrastes nets sur le premier flanc (on distinguera les faciès représentés ici en noir et blanc sur ce flanc) et une distinction plus délicate sur le deuxième flanc. Comme la signature spectrale sur deux bandes quelconques d'une même scène dépendra des différences de lithologie et des conditions d'éclairage, leur ratio retiendra le premier paramètre et gommara l'effet du second, les conditions d'éclairage étant identiques pour les deux bandes. Les ratios de bandes peuvent donc s'avérer très utiles dans l'analyse en télédétection de zones accidentées.

L'utilisation de ratios d'images génère des bandes supplémentaires qui permettent de gommer les effets dus à la topographie (Figure 3.17). Ce traitement est particulièrement efficace dans les régions accidentées. Dans les zones à faibles différences de relief, comme notre secteur d'étude, un résultat négatif (prédominance de surfaces claires ou sombres) peut-être obtenu.

L'utilisation des images générées par ratios n'a donc été utilisée que pour la détermination des contours d'objets géologiques contrastant significativement par leur relief avec leur environnement (basaltes de la Ligne Chaude du Cameroun, granite de Zabili, etc.). L'un des principaux résultats de ce type de traitement a été **la mise en évidence de corps circulaires dans le batholithe des chutes Gauthiot** (Figure 3.18). La nature exacte de ces corps n'a pas pu être identifiée à ce niveau de travail de cartographie.

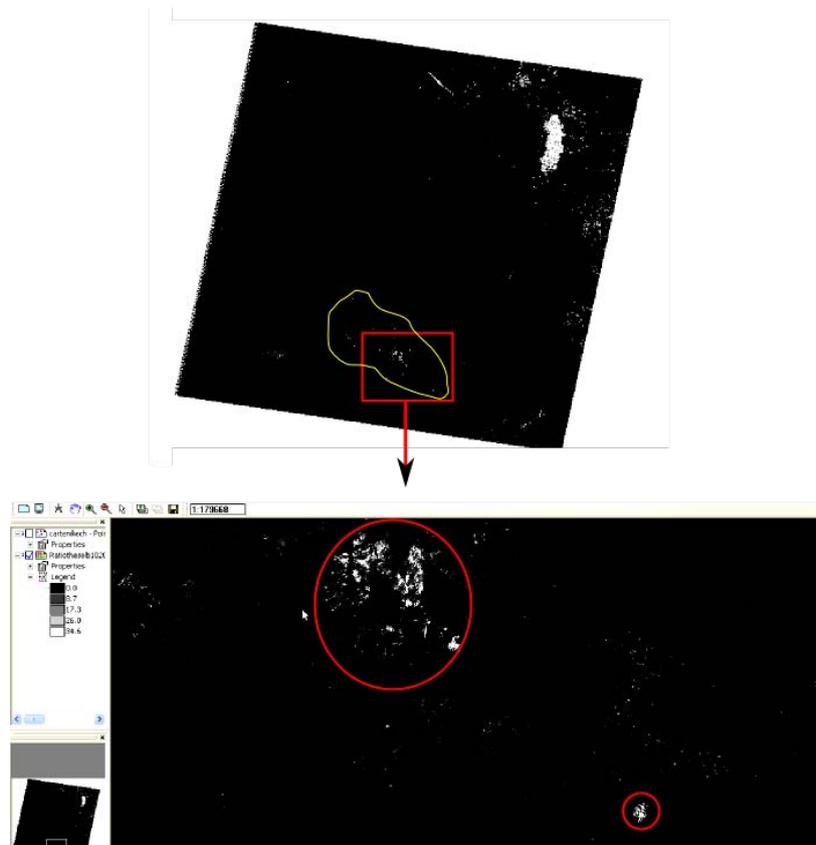


Figure 3.18: Mise en évidence de structures circulaires dans le batholithe des chutes Gauthiot.

1.6. Les compositions colorées et la classification des images

Les différentes images traitées ont été combinées en mode rouge, vert et bleu sous Ilwis 3.06 pour générer des compositions colorées qui permettent de visualiser simultanément trois bandes différentes. Des exemples d'utilisation des compositions colorées sont donnés sur les Figure 3.36 & Figure 3.12. A partir de la composition colorée donnée en Figure 3.12, j'ai fait une classification non supervisée de l'image dont le résultat est présenté sur la Figure 3.19. Dans la classification non supervisée, le logiciel regroupe les différents pixels en fonction de leurs caractéristiques en classes auxquelles des couleurs sont attribuées. Les classes sont générées automatiquement par le logiciel mais leur nombre est un paramètre choisi par l'utilisateur. Plusieurs classifications ont été ainsi

produites et exploitées en fonction de leur intérêt pour une portion donnée de l'image étudiée. En effet, en fonction du nombre de classes et de la composition colorée utilisée, les résultats présentent globalement (échelle de la scène 220-355) ou localement (zoom sur des zones particulières) des intérêts très différents. Plusieurs images classifiées ont donc été utilisées pour améliorer l'extraction des contours lithologiques et des discontinuités.

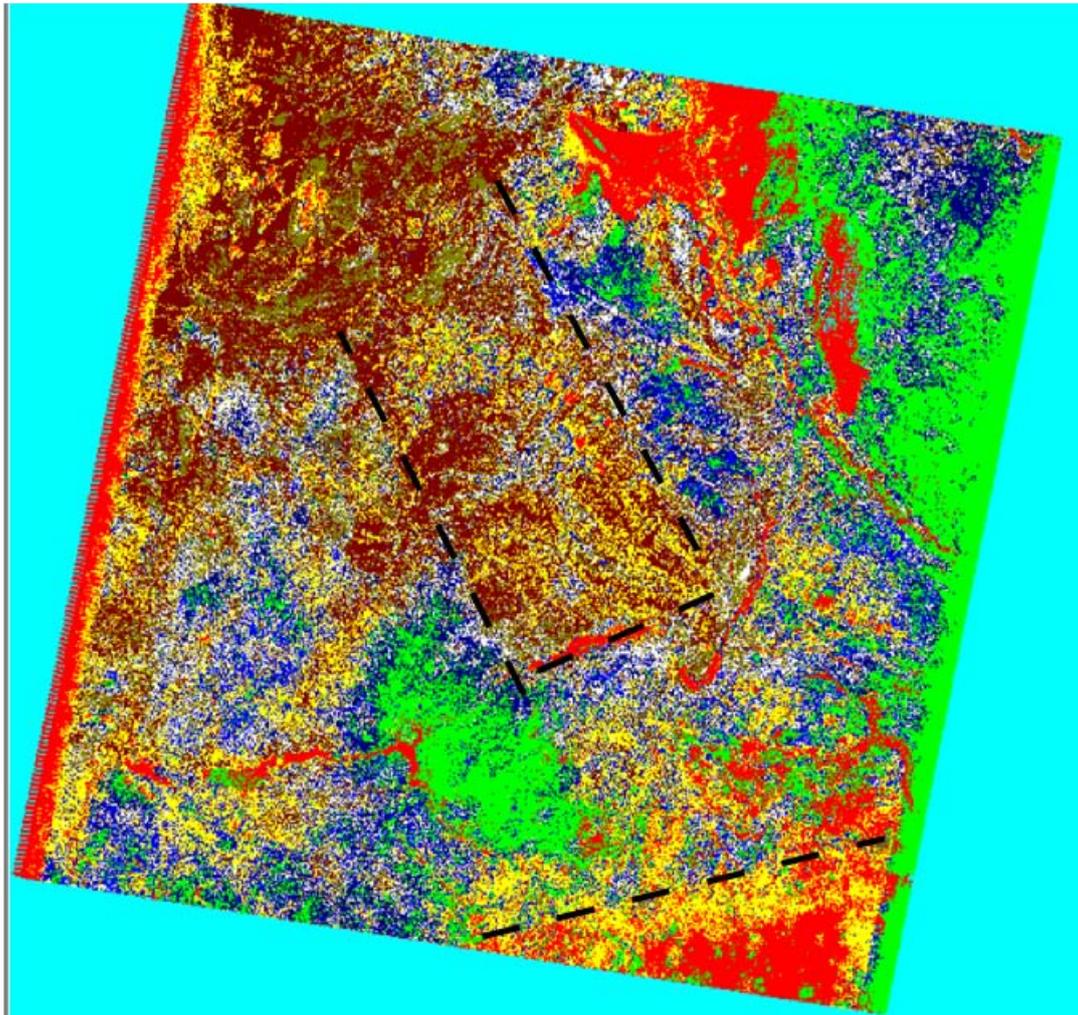


Figure 3.19 : Exemple de classification (20 classes) basée sur la composition colorée $ACP_{ETM+10}/ACP_{ETM+20}/ACP_{ETM+30}$. Cet exemple permet entre autres la mise en évidence du contrôle des failles (dont quelques unes sont tracées à l'échelle de la scène, en traits discontinus noirs) sur le contexte des dépôts sédimentaires et contribue efficacement à l'amélioration des tracés de contours lithologiques. En rouge, les cours d'eau et les zones humides (coin inférieur droit). La bordure verte à droite est un artefact. Les dépôts quaternaires, en brun jaune, sont clairement mis en évidence sur cet exemple de classification non supervisée.

3. Résultats intermédiaires

L'application de plusieurs types de traitement a permis d'obtenir des résultats intéressants dans le cadre de ce travail de cartographie du socle panafricain du Mayo Kebbi. Chaque traitement est spécifiquement efficace pour la mise en évidence d'un type d'information donné. Par exemple, les

filtres permettent de mettre en évidence les structures linéaires tandis que les ratios de bandes, la modification de la dynamique, les compositions colorées ont été très efficaces pour l'extraction d'informations lithologiques. L'analyse en composante principale est certainement le traitement majeur dans la mesure où une grande partie des résultats présentés ici en sont directement ou indirectement issus. Cependant, chaque niveau de traitement signifie également une perte partielle d'information. Dans le traitement par étalement linéaire, le choix arbitraire (mais justifié) de la gamme initiale de pixels à étaler implique une perte d'information négligeable quantitativement, mais qui peut contenir un message spécifique, donc qualitativement significative.

Les principaux résultats qui peuvent être d'ores et déjà signalés concernent :

- (1) L'extraction des principaux contours lithologiques. Le batholithe du Mayo Kebbi est séparé en deux parties : (i) à l'Est, le batholithe des chutes Gauthiot et (ii) à l'Ouest le batholithe de Léré.
- (2) Des corps intrusifs circulaires sont mis en évidence dans le batholithe des chutes Gauthiot.
- (3) La distinction, dans la partie occidentale de la zone d'étude, de trois phases de déformations successives dans le socle Précambrien. Une première phase est associée à une foliation S_1 , une deuxième phase comprend des plis P_2 et la troisième phase correspond à des cisaillements ductiles dextres C_3 . Ces structures panafricaines sont recoupées par des failles d'âge Crétacé orientées majoritairement E-W ou NE-SW, qui forment des grabens occupés par les bassins sédimentaires de la série de Lamé (au sud de Pala) et la série de Léré (à l'ouest de Léré).
- (4) Au nord du batholithe des chutes Gauthiot, deux discordances sont identifiées et correspondent, sur la base des travaux antérieurs, aux limites socle Précambrien/sédiments Phanérozoïque (discordance 1) et Tertiaire/Quaternaire (discordance 2).

L'analyse d'images spatiales ne nous a cependant pas permis d'apporter des réponses relatives aux questions suivantes :

- (1) Quelle est l'empreinte de la déformation dans le batholithe des chutes Gauthiot et la série de Goueygoudoum ?
- (2) Les cisaillements C_3 sont clairement calés, mais quelle est la relation entre les phases D_1 et D_2 décrites dans la série de Zalbi et la schistosité S_n observée dans le socle gneissique de Figuil ?
- (3) Quelle est la signification cinématique et tectonique des deux premières phases ?

- (4) A quelles conditions métamorphiques sont associées ces différentes phases de déformation ?
- (5) Quelle est la nature des contacts (magmatiques, tectoniques, contacts magmatiques transposés par la tectonique ou gradients métamorphiques) entre les principaux ensembles distingués ?
- (6) Enfin, quelle est la nature des corps circulaires intrusifs dans le batholithe des chutes Gauthiot?

V. Les données issues des travaux de terrain

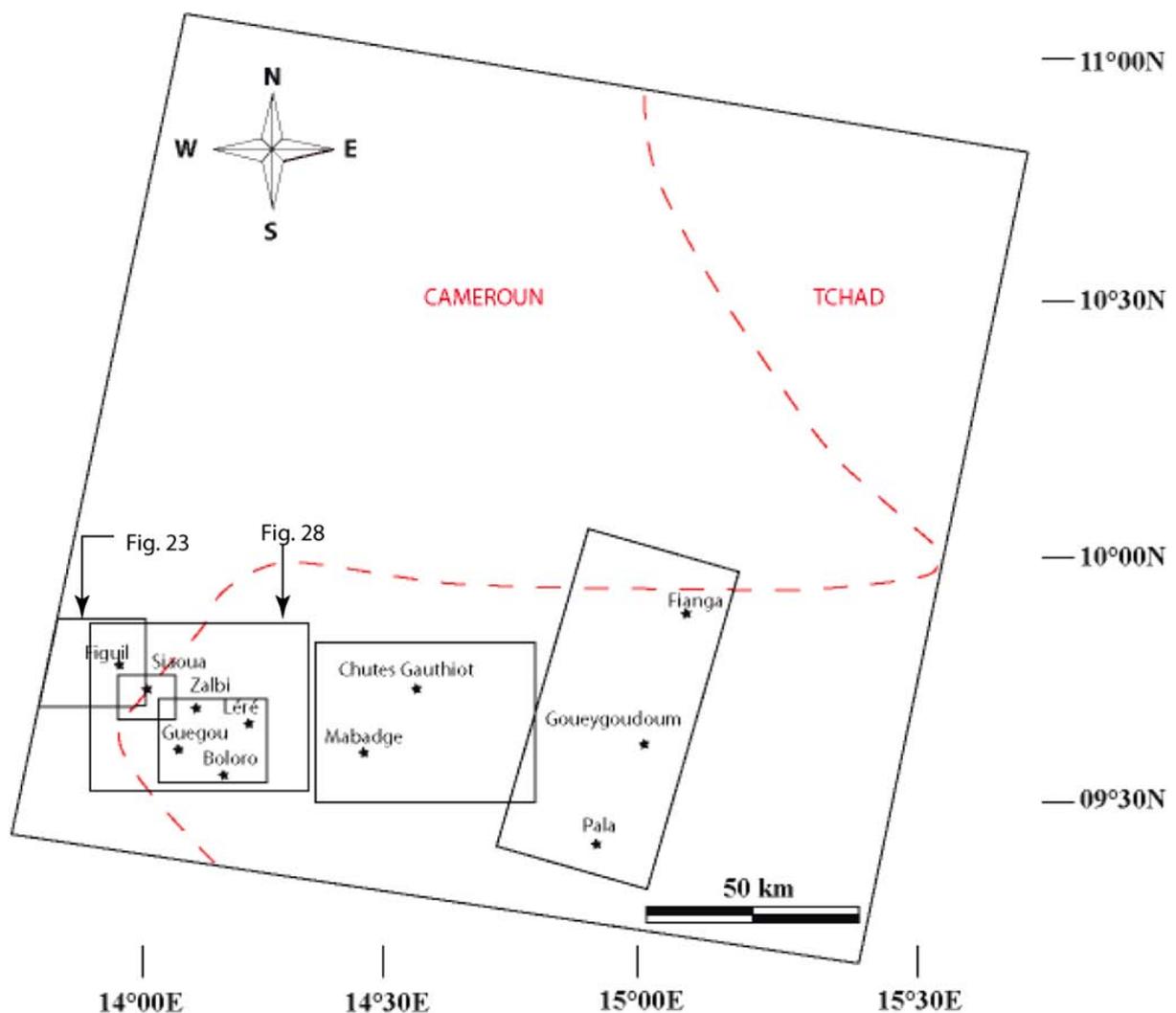


Figure 3.20: Carte de localisation des secteurs étudiés sur la scène 220-355 du satellite Landsat ETM+. Les tirets rouges représentent la frontière entre le Tchad et le Cameroun.

Pour répondre aux questions posées ci-dessus, des travaux de terrain ont été effectués. Ces travaux ont permis d'une part de faire des observations et des mesures directement sur le terrain, d'autre part de prélever des échantillons de roches qui ont servi à confectionner des lames minces. Les données de terrain et, dans certains cas, l'observation des lames minces confectionnées ont ainsi pu être combinées et donner les résultats présentés ci-dessous. Ces résultats seront présentés d'Ouest en Est, perpendiculairement aux ensembles et structures majeurs du socle Précambrien du Mayo Kebbi, dans le cadre de 5 secteurs géographiques distincts : Figuil, Siaoua-Teuchene, Zalbi-Léré, chutes Gauthiot et Goueygoudoum (Figure 3.20).

1. Le secteur de Figuil

1.1. Les différents types pétrographiques et leur chronologie relative

Ce secteur est composé d'un point de vue lithologique par cinq faciès distincts. Le faciès dominant est un orthogneiss tonalitique (plagioclase + quartz + biotite) à trondhjémitique ("leucotonalite" contenant moins de 10% de minéraux sombres selon la classification de l'IUGS). Ces orthogneiss sont recoupés par trois types de filons granitiques, qu'on peut distinguer par leur structure et leur composition. A l'ouest de la ville de Figuil, les orthogneiss correspondent à une composition tonalitique et sont recoupés par des filons de granites peralumineux (feldspath alcalin + quartz + biotite + muscovite) allongés parallèlement à la foliation et déformés au même titre que l'encaissant (Figure 3.21C). A l'est de la ville de Figuil, l'orthogneiss qui a une composition de trondhjémite, alterne avec des niveaux d'amphibolite. Les contacts orthogneiss/amphibolite indiquent des recouvrements mutuels à l'échelle mésoscopique (Figure 3.21B). Des veines quartzofeldspathiques et des pegmatites montrant un degré de transposition tectonique variable recoupent l'ensemble des roches précédemment décrites (Figure 3.21A). Ainsi, le socle gneissique de Figuil correspond à des roches magmatiques plus ou moins orthogneissifiées, recoupées par des filons de pegmatite à caractère magmatique franc. Pour cette raison, nous l'appellerons complexe magmatique de Figuil (CMF).

A l'est du secteur de Figuil, des métagabbros très déformés marquent le passage du complexe magmatique de Figuil au complexe mafique et intermédiaire. Ces métagabbros se localisent à proximité de la zone de cisaillement de Figuil ZCF identifiée en télédétection et décrite précédemment.

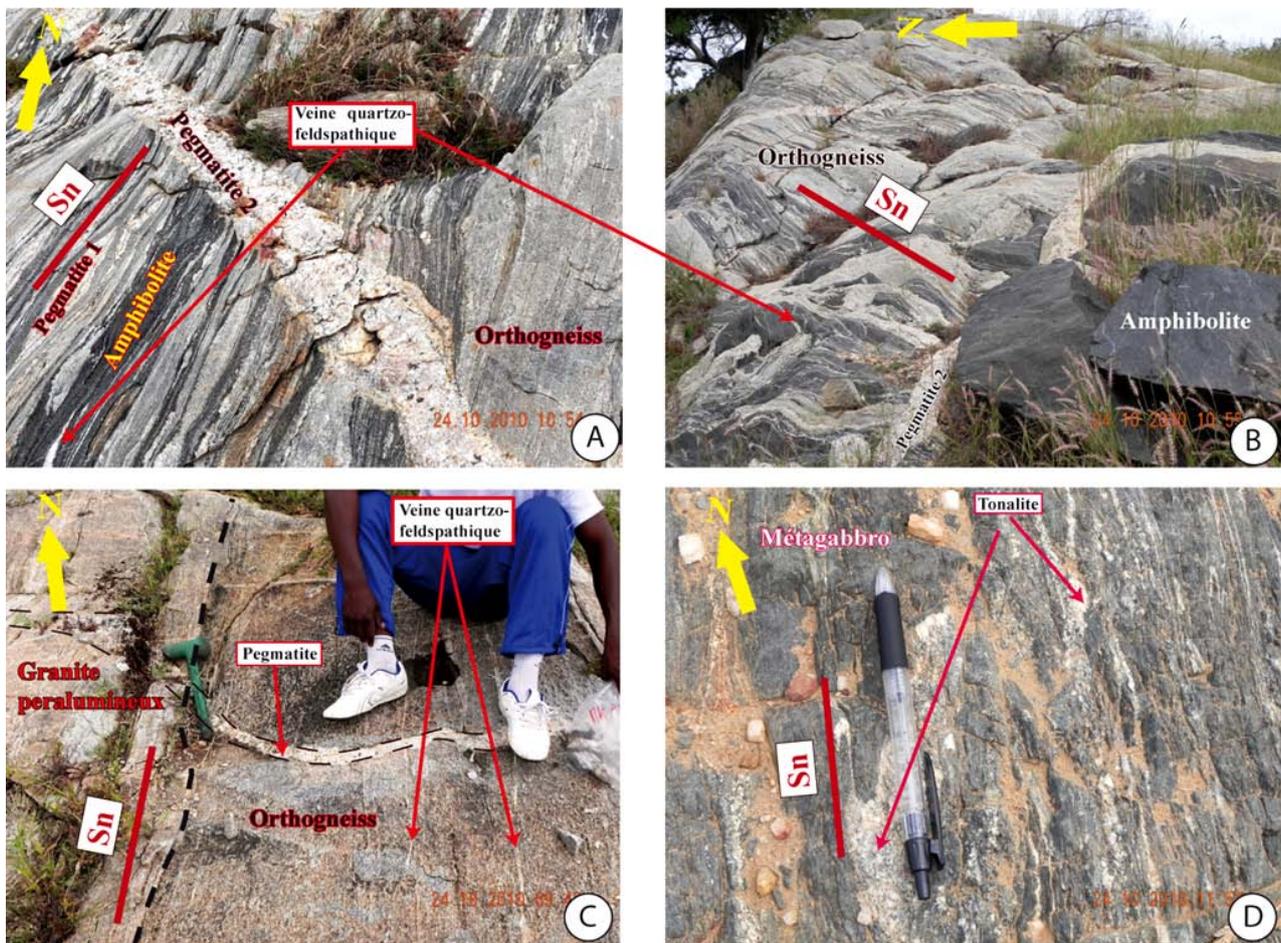


Figure 3.21: Types lithologiques et déformation dans le secteur de Figuil. Autour de la ville de Figuil (A, B & C), le faciès dominant est un orthogneiss dans lequel la déformation est marquée par la transposition de veines quartzofeldspathiques alternant avec des niveaux ferromagnésiens. Ce litage et la schistosité soulignée par l'orientation préférentielle des micas et l'étirement des cristaux de feldspath et de quartz, contribuent à la foliation de la roche. Des amphibolites sont intimement associées à l'orthogneiss trondhjémitique à l'Est de la ville de Figuil (B) tandis qu'à l'Ouest, ces orthogneiss de composition tonalitique sont associés à des filons syntectoniques de granite peralumineux (C). Toutes ces roches sont recoupées par des veines et pegmatites montrant des degrés de transposition variable, illustrés en A par la présence de boudins de pegmatite (pegmatite 1) étirés parallèlement à la foliation recoupée par un filon de pegmatite tardif (pegmatite 2). D: A l'Ouest du secteur de Figuil, le contact entre le complexe magmatique de Figuil et les métagabbros du CMI se fait par une zone d'intense déformation. Des veines tonalitiques sont transposées dans les métagabbros conformément à la foliation, indiquant un contact intrusif transposé par la déformation entre le CMI et le complexe magmatique de Figuil.

1.2. Les différentes phases de la déformation finie

Les roches du complexe magmatique de Figuil sont caractérisées par une foliation F_n , soulignée par les alternances de niveaux plus riches en quartz-feldspath et des niveaux plus riches en amphibole-biotite. Cette foliation est recoupée par différents types de veines granitiques variablement transposées. Les minéraux constitutifs de ces veines présentent généralement une orientation préférentielle de forme (amphibole-biotite-chlorite) ou un allongement préférentiel (quartz-feldspath) qui souligne une schistosité parallèle à la foliation de l'orthogneiss. Ces veines forment également des boudins et soulignent des plis isoclinaux déracinés caractérisant leur

transposition partielle à totale (Figure 3.22D). La schistosité S_n a un azimuth de direction moyenne N25°E et un pendage supérieur à 80° vers l'Est (Figure 3.22A). Cette schistosité porte une linéation d'étirement minéral L_n plongeant d'environ 60° vers le NE. Cette linéation est parallèle aux axes des plis isoclinaux. Les boudins quartzofeldspathiques sont allongés parallèlement à la linéation et présentent un degré de symétrie orthorhombique (Figure 3.22B). Cette observation ajoutée à l'absence de critères de cisaillement simple suggère un raccourcissement E-W en régime coaxial dominant associé à un ellipsoïde de déformation finie dans le champ de l'aplatissement du diagramme de Flinn.

Ces observations suggèrent une mise en place syntectonique de magmas de composition variables allant de la trondhjemite à l'amphibolite en passant par la tonalite associés à un cortège de filons enrichis en quartz-feldspath dont certains ont une texture pegmatitique.

Cette interprétation est conforme aux observations microscopiques, qui dénotent des microstructures typiques d'une déformation à haute température du quartz (contacts polygonaux avec des joints triples à 120° suggérant une prédominance de la migration des joints de grains à haute température) et du feldspath (déformation plastique mise en évidence par des distorsions des macles).

A l'est de Figuil, les métagabbros sont caractérisés par la présence d'une foliation pénétrative à l'échelle macroscopique (Figure 3.21D) comprenant une schistosité soulignée par des l'orientation préférentielle des phénoclastes de pyroxène, hornblende et plagioclase magmatiques et des minéraux métamorphiques, représentés principalement par l'actinote, la chlorite et l'épidote (Figure 3.22C). Ces critères montrent que les métagabbros du Complexe Mafique et Intermédiaire sont pré-tectoniques et enregistrent la déformation qui se fait dans des conditions métamorphiques du faciès schiste vert. La schistosité associée à cette déformation est recoupée par des veines de tonalites attribuées au Complexe Magmatique de Figuil. Ces veines sont partiellement à totalement transposées.

1.3. Synthèse

Dans le secteur de Figuil, un complexe magmatique syntectonique affleurant à l'ouest est séparé du Complexe Mafique et Intermédiaire pré-tectonique, représenté par des métagabbros à l'Est, par la zone de cisaillement de Figuil (Figure 3.23).

La phase de déformation D_n , représentée par une foliation subméridienne à forts pendages vers l'Est et des linéations plongeant fortement (>50°) vers le NE, est associée à des conditions métamorphiques du faciès schiste vert. Des décrochements E-W dextres, mis en évidence par l'analyse d'images spatiales, représentent la phase de déformation D_{n+1} dans ce secteur.

Deux hypothèses peuvent être faites concernant la genèse du complexe magmatique de Figuil. La première est que celle-ci est liée à la fusion partielle de la partie profonde du Complexe Mafique et Intermédiaire. Dans ce cas, la présence d'un niveau partiellement fondu en profondeur contribuerait au développement d'une instabilité mécanique à laquelle pourrait se superposer une instabilité gravitaire à l'origine de la localisation de la déformation au contact CMF/CMI et responsable de l'exhumation du CMF. La deuxième possibilité serait que le CMF soit intrusif dans le CMI. Dans ce cas, les deux complexes magmatiques peuvent ne pas être génétiquement liés.

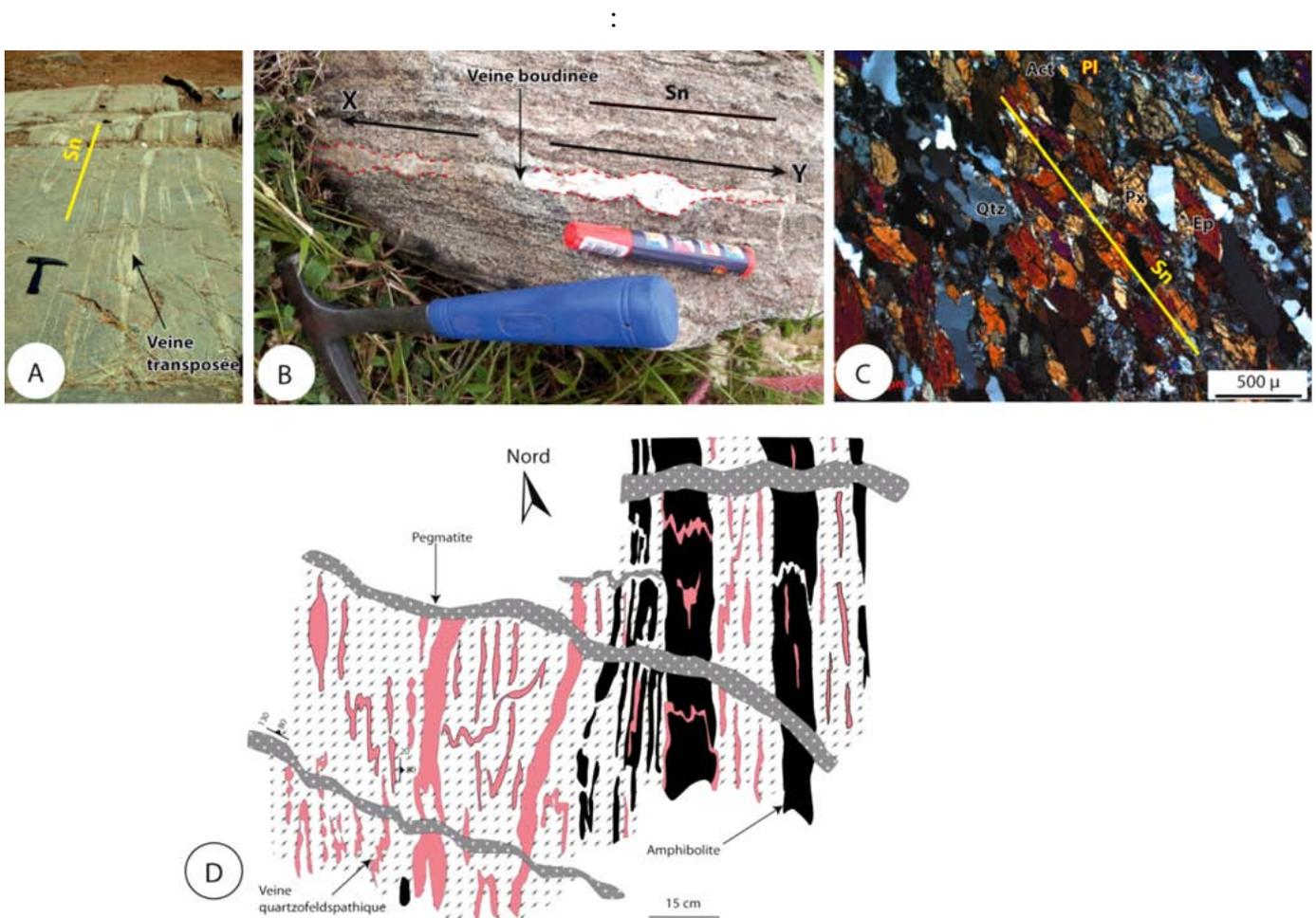


Figure 3.22: A: Transposition de veines quartzofeldspathiques et foliation dans les orthogneiss de Figuil. La pointe du marteau est orientée vers N20°E. B: Boudinage selon les directions X et Y de la déformation finie indiquant un aplatissement dans les orthogneiss de Figuil. C: Dans les métagabbros, la schistosité est soulignée par des phénoclastes de pyroxènes et l'orientation préférentielle des néoblastes d'actinote, d'épidote et de chlorite ainsi que l'étirement des cristaux de quartz donnant des microstructures du type platten quartz. La fracturation des minéraux primaires des métagabbros et leur recristallisation en épidote, chlorite et actinote montre que ces roches sont pré-tectoniques et enregistrent un métamorphisme dans le faciès schiste vert au cours de leur déformation. D: schéma illustrant la transposition progressive des veines et filons felsiques lors de la mise en place et de la cristallisation syntectonique des principaux types pétrographiques décrits dans le complexe magmatique de Figuil.

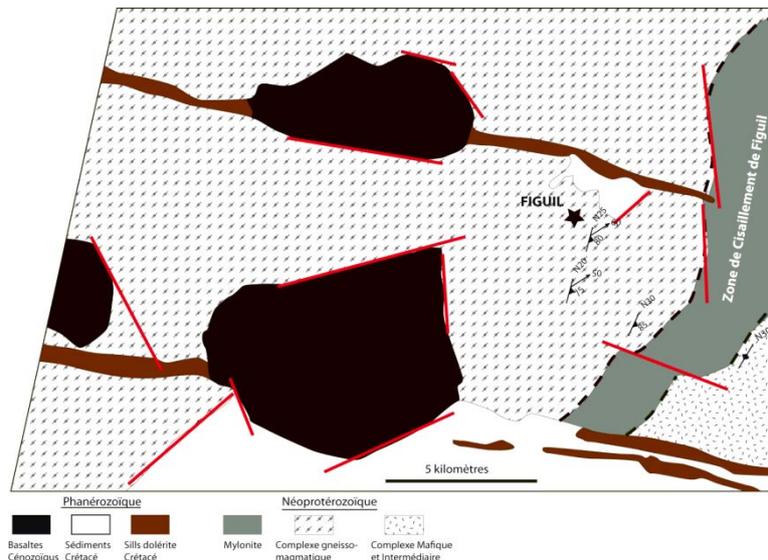


Figure 3.23: Carte géologique du secteur de Figuil. Les traits rouges représentent des failles. Les tirets délimitent la zone de cisaillement de Figuil qui sépare le complexe magmatique à l'Ouest et le complexe mafique et intermédiaire à l'Est. Voir la figure 20 pour la localisation du secteur de Figuil.

2. Le secteur de Siaoua-Teuchene

Dans ce secteur, trois zones sont étudiées. Il s'agit de la zone de Siaoua, la zone de Poubame et la zone de Teuchene.

2.1. La zone de Siaoua

a) *Les différents types pétrographiques et leur chronologie relative*

Dans le lit de la rivière Siaoua affleurent principalement les roches du Complexe Mafique et Intermédiaire représentées par la métadiorite de Siaoua. Sur le terrain, des figures de mélange (Figure 3.24) impliquant un faciès felsique (métadiorite) et mafique (amphibolite microgrenue) sont observées. Les relations entre faciès felsique et mafique se caractérisent macroscopiquement par une succession de structures comprenant (i) des enclaves mafiques et microgrenues contenant des proportions variables de phénocristaux de feldspaths comparables à ceux de l'encaissant et fréquemment associées à des schlierens dans la métadiorite, (ii) des fragments anguleux de matériel mafique microgrenu, généralement de taille supérieure à celle des enclaves précédemment décrites, localisés dans des conduits de type filons où ils sont associés à des quantités significatives de liquides de composition granitiques ; (iii) enfin, des dykes d'amphibolite microgrenue dont les contacts francs avec l'encaissant sont soulignés par une faible épaisseur de liquide granitique. Cette succession est interprétée par [Fernandez et Barbarin \(1991\)](#) comme le résultat d'une injection

successive de magmas basiques dans un encaissant felsique à différents stades de sa cristallisation (Figure 3.24A).

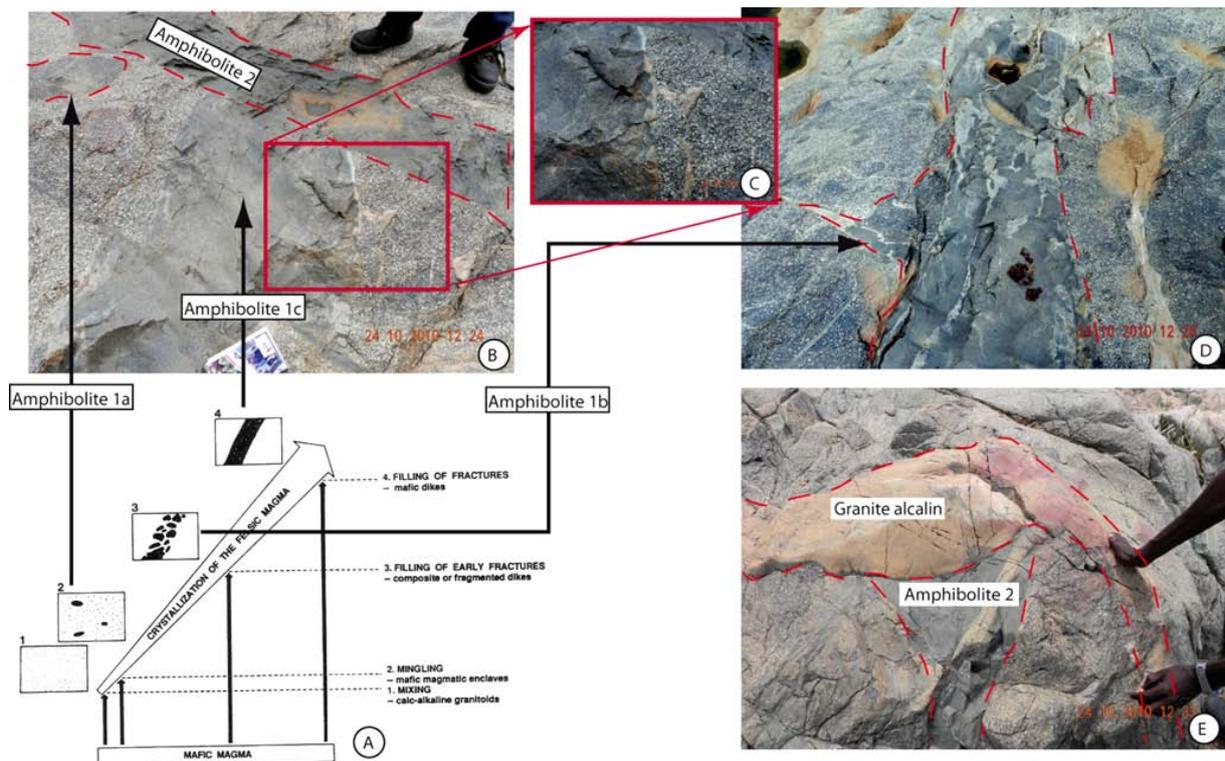


Figure 3.24: Les différents types pétrographiques observés dans la zone de Siaoua et leur chronologie relative. A, B et C: Les figures de mélange entre l'amphibolite 1 et la métadiorite sont décrites conformément aux observations de Fernandez et Barbarin (1991) schématisées en A. Les premiers magmas mafiques se mettent en place dans un encaissant felsique à faible viscosité et correspondent à une hybridation dont la pôle basique est proche de la composition des amphibolites 1a. Au cours de la cristallisation progressive de l'encaissant, les injections de magmas basiques sont à l'origine des amphibolites 1b et 1c. Le fin niveau granitique séparant la métadiorite et l'amphibolite 1c indique une mise en place du magma basique dans un encaissant solidifié mais proche de son solidus, ce qui se traduit par une fusion partielle limitée de l'encaissant produisant un liquide de composition granitique (Wiebe et Collins, 1998). L'amphibolite 2 est tardive et recoupe les types précédemment décrits, y compris le fin film granitique (C). Enfin, des filons de granite alcalin recoupe toute la succession de roches précédente.

Des filons d'amphibolite tardifs (amphibolite 2: Figure 3.24B & C) recouper l'ensemble des faciès impliqués dans le mélange et sont eux-mêmes recoupés par des filons de granite alcalin (feldspath alcalin + quartz ± biotite), comme indiqué sur la Figure 3.24E.

b) Les différentes phases de la déformation finie

Deux phases de déformation successives sont enregistrées dans la zone de Siaoua. La première est représentée par une déformation non pénétrative à l'échelle de l'affleurement, associée à une foliation soulignée par l'aplatissement des enclaves d'amphibolite et l'orientation préférentielle des cristaux de plagioclase. Cette foliation a un azimuth de direction N160°E avec un pendage de 80° vers l'Est (Figure 3.25A). La déformation en aplatissement s'exprime par du boudinage dans les directions X et Y de l'ellipsoïde de la déformation finie. Les cristaux de plagioclase sont

automorphes et de grande taille (2-7 mm) dans les domaines non déformés et se déforment par fracturation dans les domaines déformés. Ces caractères ainsi que la localisation de la déformation dans des bandes discrètes, montrent que la métadiorite de Siaoua est, à l'exemple des métagabbros décrits dans le secteur de Figuil, pré-tectonique.

Des cisaillements dextres recoupent l'ensemble des types pétrographiques précédemment décrits, dont les filons de granite alcalin, et sont eux-mêmes recoupés par des cisaillements sénestres (Figure 3.25B). Les structures C-S associées aux cisaillements sénestres de la figure 25B indiquent une direction de glissement plongeant de 18° vers le N295°E (direction perpendiculaire à l'intersection des plans C et S dans le plan de cisaillement C).

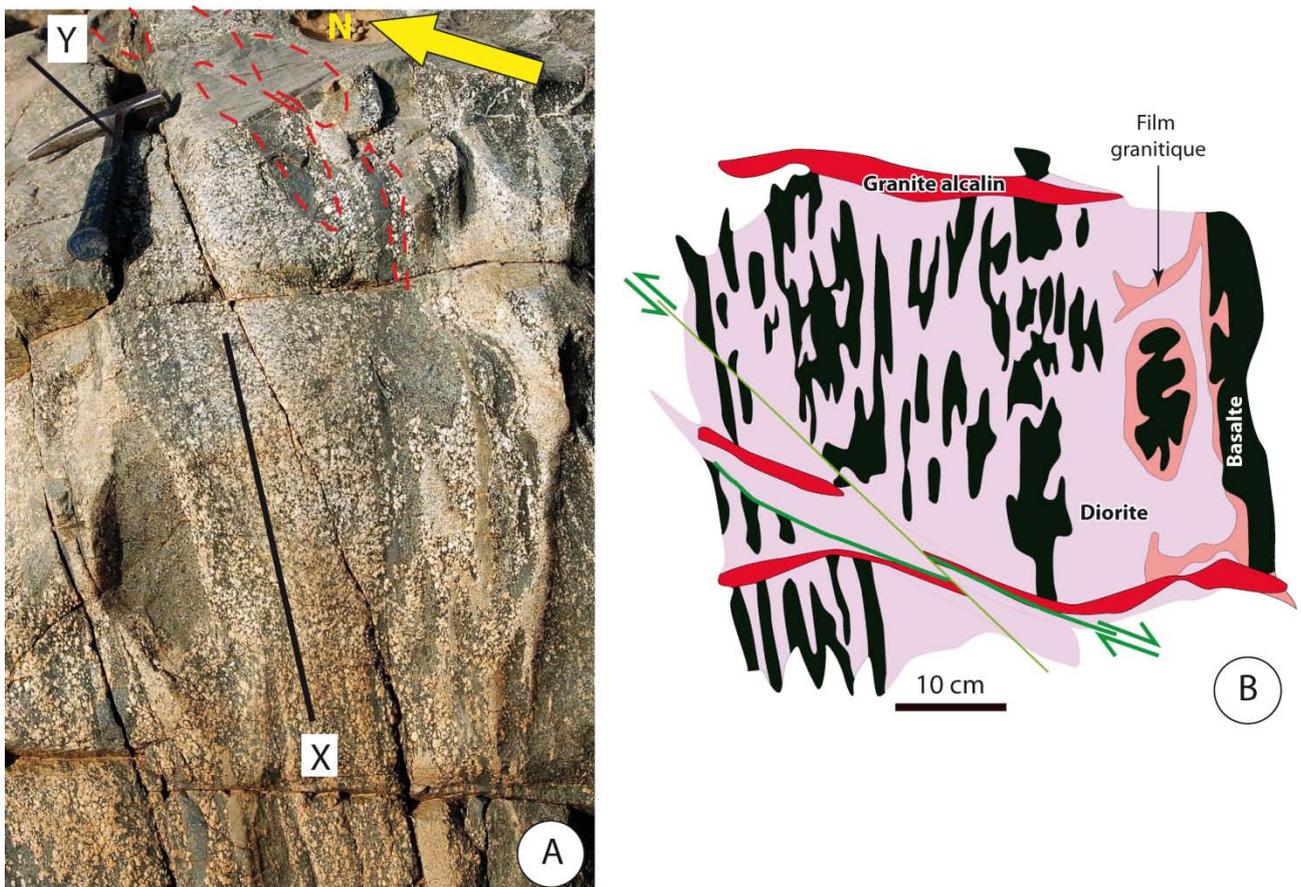


Figure 3.25: Structures de la déformation finie dans la métadiorite de Siaoua. A: boudins d'amphibolite dont la forme et la symétrie orthorhombique indiquent un aplatissement en régime coaxial B: Cette phase de déformation est suivie par des décrochements dextres et sénestres, avec un mouvement dominant des premiers, affectant également les filons de granite alcalin.

c) Synthèse

En résumé, la phase de déformation D_n enregistrée dans la zone de Siaoua correspond à un aplatissement en régime co-axial, semblable à celle décrite dans le secteur de Figuil. Cette déformation s'exprime de manière discrète, alors qu'elle est pénétrative dans les métagabbros du

Complexe Mafique et Intermédiaire à l'Ouest, à proximité de la zone de cisaillement de Figuil qui sépare ce Complexe du complexe magmatique de Figuil. Cette première phase de déformation est absente des filons de granite alcalin. Elle est suivie par une phase de déformation en cisaillement simple D_{n+1} , à l'origine de décrochements dextres E-W affectant l'ensemble des types pétrographiques. Ces cisaillements dextres sont recoupés par des cisaillements sénestres qui représentent l'ultime phase de déformation panafricaine. L'ensemble de la déformation se déroule dans des conditions métamorphiques du faciès schiste vert.

2.2. La zone de Poubame

a) Les différents types pétrographiques et leur chronologie relative

La série de Zalbi comprend des métagabbros et metabasaltes qui sont bien exposés sous le pont de la rivière Poubame, en longeant le lit à sec de ce cours d'eau. Comparés aux métagabbros du Complexe Mafique et Intermédiaire, ceux de la série de Zalbi se distinguent par une granulométrie plus fine, une préservation médiocre des minéraux primaires magmatiques et l'abondance des minéraux métamorphiques du faciès schiste vert (actinote, épidote, chlorite). Ces métagabbros sont recoupés par des filons de metabasaltes porphyriques de la même série. Le contact intrusif entre métagabbros et metabasaltes est dans la plupart des cas tectoniquement transposé. Des filons felsiques recourent les métagabbros et sont eux-mêmes recoupés par les metabasaltes (Figure 3.26B). Cela démontre que la mise en place des gabbros est antérieure à celle des basaltes.

b) Les différentes phases de la déformation finie

La déformation finie est représentée par deux phases successives. La première phase D_n est soulignée par l'orientation préférentielle des phénoclastes (plagioclase et pyroxène, rarement préservés) et minéraux métamorphiques typiques du faciès schiste-vert (chlorite, actinote, épidote) matérialisant une schistosité avec un azimuth moyen de $N170^\circ E$ et un pendage d'environ 80° vers l'Ouest. Cette déformation est organisée en bandes localisées, affectant à la fois les métagabbros et les metabasaltes. Elle est responsable de la transposition des structures parallèlement aux contacts entre ces deux types pétrographiques, orientés entre $N160-170^\circ E$ avec des pendages subverticaux.

Ces contacts et les plans de foliation correspondant à la première phase de déformation sont décalés par des décrochements ductiles dextres (Figure 3.26A) représentés par des plans d'orientation $N105^\circ E$ et de pendage vertical. La direction de glissement, perpendiculaire à l'intersection de ces plans C_{n+1} avec les plans S_n mesurés à leur voisinage (structures C-S, avec C :

N105°E, verticale ; S : N90°E ; 65°S) indiquent une direction de glissement plongeant d'environ 28° vers le N285°E.



Figure 3.26: A: Des bandes de cisaillements dextres recoupent recoupant une schistosité antérieure non pénétrative mettent en évidence la présence de deux phases de déformation dans la zone de Poubame. B: Dans cette zone affleurent des métagabbros recoupés par des veines felsiques, qui sont elles-mêmes recoupées par les metabasaltes. Ainsi, les métagabbros sont antérieurs aux metabasaltes.

c) Synthèse

Les premiers affleurements de la série de Zalbi le long du transect W-E sont observés dans le lit à sec de la rivière Poubame et sont représentés par des metabasaltes intrusifs dans des métagabbros. Les métagabbros de la série de Zalbi peuvent cependant être distingués des métagabbros du CMI par leur texture et leur composition minéralogique.

Les deux phases de déformation qui se succèdent dans la zone de Poubame sont identiques à celles décrites dans la zone de Siaoua.

2.3. La zone de Teuchene

A Teuchene affleurent les metabasaltes de la série de Zalbi, un granite peralumineux (feldspath + quartz + biotite + muscovite) à enclaves de metabasaltes et le granite alcalin de Zabili recoupant l'ensemble. Les metabasaltes de la série de Zalbi, qui se caractérisent par une abondante recristallisation dans le faciès schiste vert représentée par l'épidote, la chlorite et l'actinote, montrent une orientation préférentielle de minéraux plus ou moins marquée. La texture magmatique primaire des metabasaltes, doléritique ou cumulative, est généralement bien préservée.

Le granite peralumineux se caractérise par la présence d'une déformation pénétrative soulignée par l'allongement des micas et l'alternance régulière de niveaux ferromagnésiens millimétriques, plus ou moins continus, et de niveaux quartzofeldspathiques centimétriques. Au

microscope, cette roche révèle des microstructures du quartz et du feldspath indiquant une déformation plastique à haute température.

Le granite de Zabili affleure à Teuchene sous la forme d'une roche dominée par le feldspath alcalin et le quartz, d'une couleur rose, recoupée par plusieurs familles de diaclases. Ce granite se met en place entre les metabasaltes et les métasédiments de la série de Zalbi, respectivement affleurant sur ses flancs Ouest et Est. Des enclaves des deux types pétrographiques précédents y sont observées. Décalé par des cisaillements dextres d'ampleur variable dans sa partie nord, il montre sur son flanc Est des panneaux et enclaves de métasédiments de la série de Zalbi.

3. Le secteur de Zalbi-Léré

3.1. La zone de Zalbi

a) Les différents types pétrographiques

La série de Zalbi comprend d'Ouest en Est, des métagabbros et des metabasaltes décrits dans la section précédente, des roches paradérivées (divers micaschistes plus ou moins chloriteux, métagrauwackes), des leucogneiss mylonitique, des métavolcanites (metabasites et méta-andésites) sous forme de mégaboudins dans des encaissements paradérivés et des faciès à chlorite (chloritites et chloritoschistes) avec des intercalations de talcschistes et de serpentinites. Toutes ces roches se caractérisent par des paragenèses dominantes correspondant au faciès métamorphique schiste-vert.

b) Les différentes phases de la déformation finie

Trois phases de déformation finie sont distinguées dans la série de Zalbi. La première phase de déformation D_1 comprend une schistosité S_1 caractérisée par des pendages généralement supérieurs à 70° vers l'WNW, une linéation à fort plongement ($> 50^\circ$) vers le nord ou vers le sud, et des plis isoclinaux à axes peu inclinés (plongements subhorizontaux, généralement inférieurs à 45°) avec la S_1 en position de plan axial (Figure 3.27A & F). La schistosité S_1 transpose les surfaces de stratification S_0 dans les roches paradérivées.

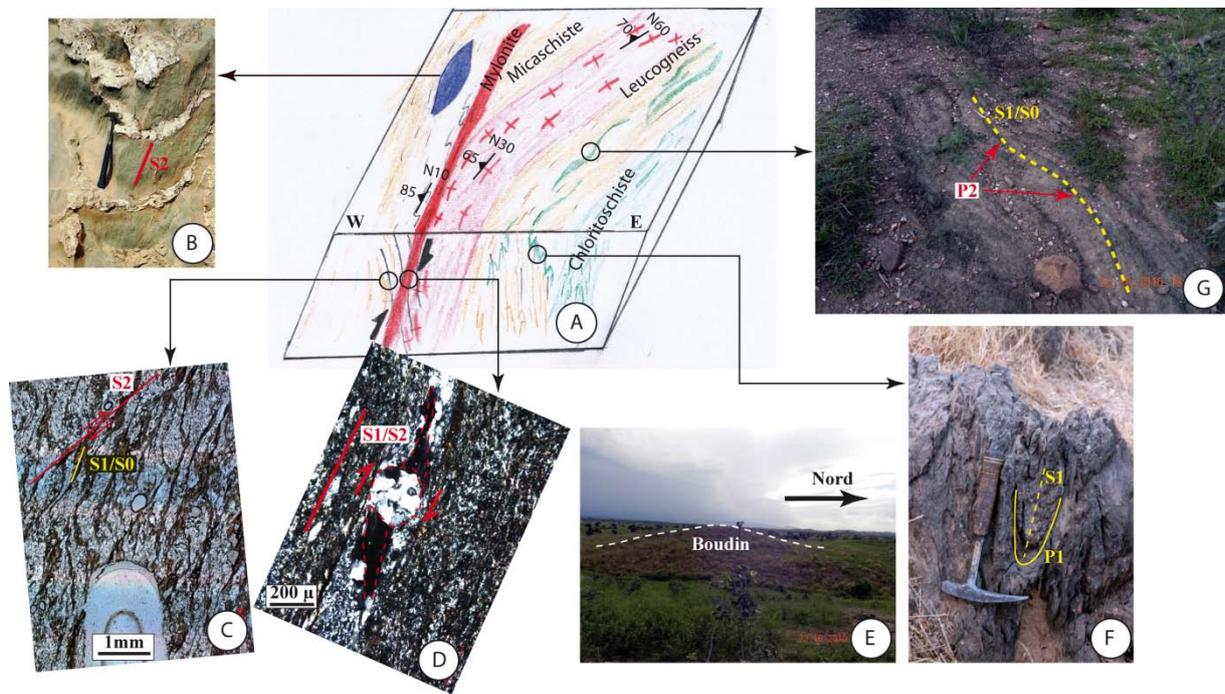


Figure 3.27: A: Bloc diagramme résumant la distribution des différents types pétrographiques et la déformation dans la série de Zalbi. B: détail d'un mégaboudin de métabasite dans la série de Zalbi. C: Microphotographies montrant la transposition des surfaces S_1/S_0 par la schistosité S_2 dans les micaschistes, compatible avec un mouvement vers le haut du bloc Ouest. D: Mêmes observations que C, dans le leucogneiss ultramylonitique au niveau de la zone de cisaillement de Zalbi (ZCZ). E: mégaboudin de métabasite formant une colline à grand axe orienté vers le Nord. F: Plis P_1 et schistosité de plan axiale S_1 observés dans des chloritoschistes intercalés dans des micaschistes loin de la ZCZ, à Kezeï. G: Ondulations P_2 affectant des surfaces S_1/S_0 loin de la ZCZ, à Teubara.

Les surfaces S_1 sont crénelées par une deuxième phase de déformation dont l'expression géométrique et cinématique est fonction de la localisation (Figure 3.27A, C D & G). Dans le lit de la rivière Mayo Binder à Zalbi, cette déformation est associée à la formation des plis asymétriques P_2 et des linéations (de crénelation et d'étirement minéral) L_2 plongeant fortement vers le N ou le S. Les critères cinématiques associés à cette deuxième phase de déformation, déterminés à partir de l'examen de structures macroscopiques et microscopiques (Figure 3.27A, C & D), indiquent un mouvement apparent du bloc Ouest vers le haut. La présence de plis d'entraînement P_2 associés à un mouvement sénestre dans les plans ZY (Figure 3.27A) montre avec les critères cinématiques déterminés sur les sections ZX, que cette phase de déformation correspond à un raccourcissement E-W résultant en un épaissement par enfouissement des formations de la série de Zalbi. La déformation atteint le stade d'ultramylonite dans le lit de la rivière Mayo Binder à Zalbi, où les veines de leucogneiss syn- S_1 sont progressivement transposées et parallélisées à S_2 . Cette zone correspond à une zone de cisaillement soulignant le contraste de compétence entre les formations paradérivées de la série de Zalbi à l'Est, les ensembles magmatiques de la même série (métagabbros et métabasaltes) et du Complexe Mafique et Intermédiaire à l'Ouest. Nous appelons celle-ci la **Zone de Cisaillement de Zalbi (ZCZ)**.

Les structures liées aux deux phases de déformation précédentes sont localement reprises par des décrochements conjugués E-W, avec une prédominance des décrochements dextres.

c) Synthèse

Trois phases de déformation sont enregistrées dans la série métavolcanosédimentaire de Zalbi ce qui contraste avec la structure plus simple des roches à protolithes magmatiques précédemment décrites. La première phase accommode un raccourcissement E-W et comporte des plis isoclinaux à axes peu pentés associés à une schistosité de plan axial verticale portant des linéations à très fort plongement. Une deuxième phase de déformation comporte des plis d'entraînement P_2 à axes pentés et une schistosité mylonitique S_2 associée dans la zone de cisaillement de Zalbi à un mouvement vers le haut du bloc Ouest. Cette phase résulte d'un raccourcissement E-W conduisant à un épaissement par enfouissement des formations de la série de Zalbi. Les caractères géométriques des structures associées à cette phase (foliation verticale, plis isoclinaux à axes plongeants, linéations verticales) sont comparables à celles de la foliation décrite dans les sections précédentes.

3.2. La zone de Léré

Dans cette zone, les contacts entre la série métavolcanosédimentaire de Zalbi et le Complexe Mafique et Intermédiaire d'une part, entre ce dernier et le batholithe de Léré d'autre part, ont été observés et caractérisés.

a) Les différents types pétrographiques et leur chronologie relative

D'un point de vue pétrographique, la série métavolcanosédimentaire est principalement représentée par des chloritoschistes avec des intercalations de talcschistes et rares serpentinites. Le Complexe Mafique et Intermédiaire est représenté par des gabbros, des gabbro-diorites et des diorites quartziques affleurant à l'est de la série de Zalbi et observés à Boloro et Léré. Le batholithe de Léré a une composition tonalitique. Au sud du lac Léré, la tonalite de Guegou (Figure 3. 28A), forme une intrusion circulaire décrite comme une diorite et attribuée au Complexe Mafique et Intermédiaire par [Pouclet et al. \(2006\)](#). Compte tenu du pourcentage en quartz exprimé élevé de cette roche (> 20%), nous préférons l'appellation de tonalite.

Il ressort de l'analyse d'images spatiales que la tonalite de Guegou est intrusive dans les formations de la série de Zalbi (Figure 3.15B; Figure 3. 28A). Sur la base des observations de terrain, il n'a pas été possible d'établir une chronologie relative entre les formations de la série de Zalbi et le Complexe Mafique et Intermédiaire dans le secteur de Léré. La présence d'appendices

filoniens du batholithe de Léré dans le Complexe Mafique et Intermédiaire démontrent le caractère intrusif du premier dans le second (Figure 3. 28E).

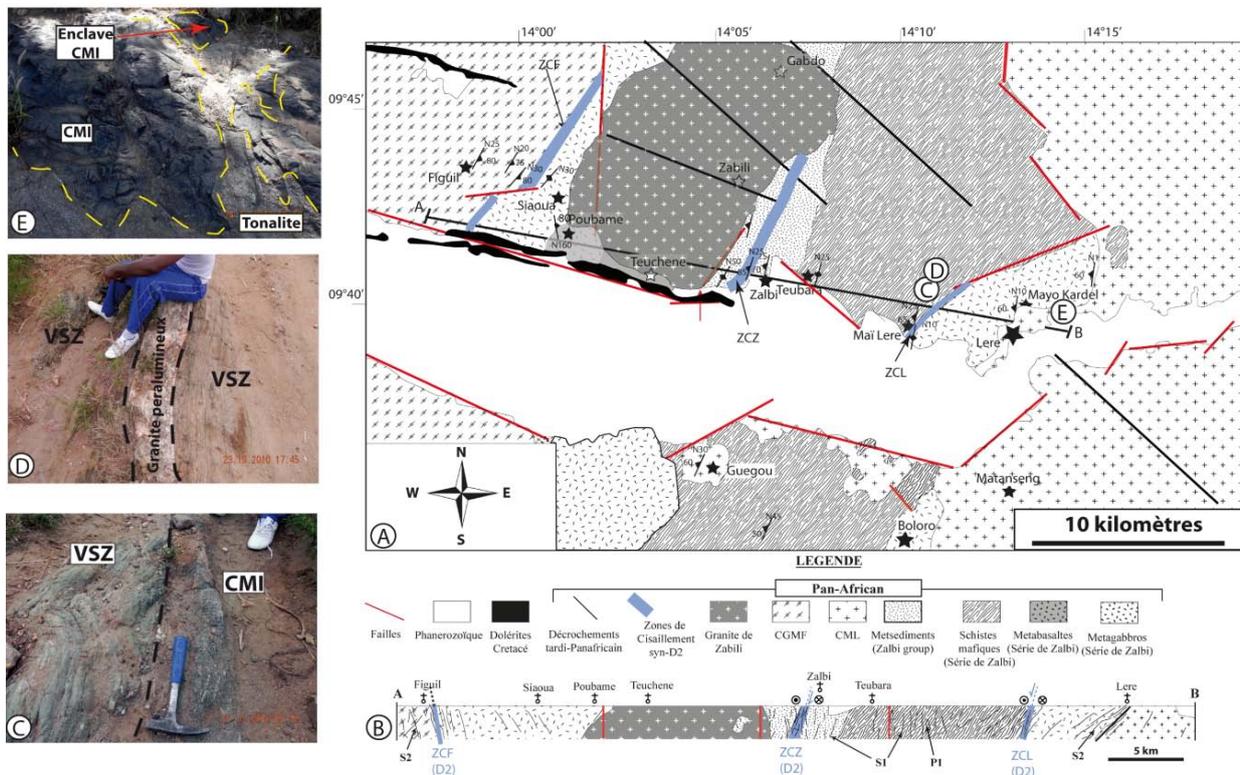


Figure 3. 28: A: Carte géologique et structurale des secteurs de Figuil, Siaoua-Teuchene et Zalbi-Léré. Les pastilles C, D et E marquent la localisation des photos correspondantes, à gauche de la figure. La diorite de Guegou recoupe la foliation S1 mais porte l'empreinte de la deuxième phase de déformation, sous la forme de bandes de cisaillements discrètes à chlorite et épidote. B: Coupe synthétique résumant les observations pétrographiques et structurales dans les secteurs décrits. C: Contact entre le CMI et la série métavolcanosédimentaire de Zalbi souligné par la Zone de Cisaillement de Léré (ZCL). D: Granite peralumineux syn-S2 intrusif dans la série métavolcanosédimentaire de Zalbi. E: contact intrusif entre des gabbros du CMI, relativement plus anciens et la tonalite du batholithe de Léré, plus jeune, observé à Mayo Kardel. Des enclaves du CMI sont également observées dans le batholithe de Léré. ZCF: Zone de Cisaillement de Léré; ZCZ: Zone de Cisaillement de Zalbi; ZCL: Zone de Cisaillement de Léré.

b) Les différentes phases de la déformation finie

Trois phases de déformation sont distinguées dans le secteur de Léré. La première phase de déformation affecte le CMI et la série de Zalbi, à leur contact observé à la sortie Ouest de Léré (derrière l'usine Coton Tchad). Elle est représentée par des surfaces S_1/S_0 dans la série de Zalbi et une foliation comportant une schistosité S_1 dans le CMI (Figure 3. 28C). Ces structures sont transposées par une seconde phase de déformation comprenant des plis d'entraînement asymétriques P_2 . La déformation, fortement exprimée dans les formations de la série de Zalbi, est très localisée dans le Complexe Mafique et Intermédiaire, dans lequel elle passe de pénétrative à non pénétrative sur une distance de quelques centaines de mètres. La composante en décrochement sénestre déduite de l'asymétrie des plis P_2 (Figure 3. 28C) rappelle la deuxième phase de déformation observée dans

la zone de Zalbi. Les mesures faites sur la schistosité associée à la deuxième phase de déformation donnent une direction moyenne N10°E et des pendages subverticaux. Elle porte des linéation verticales et indique, au contraire de la zone de cisaillement de Zalbi, un mouvement apparent vers le haut du bloc Est, compatible avec l'enfouissement des formations de la série de Zalbi. L'intensité de la déformation indique une zone de cisaillement que nous appelons **la Zone de Cisaillement de Léré (ZCL)**. Des filons de granite peralumineux disposés parallèlement à S₂ dans la série de Zalbi sont observés non loin du contact avec le Complexe Mafique et Intermédiaire (Figure 3. 28D).

Au contact CMI/batholite de Léré, la deuxième phase de déformation est non pénétrative et s'exprime surtout sous la forme de décrochements N-S conjugués, décalant les filons tonalitiques intrusifs dans le Complexe Mafique et Intermédiaire.

Les cisaillements tardifs dextres marquant la troisième phase de déformation s'expriment dans l'ensemble des types pétrographiques observés dans cette zone.

c) Synthèse

Le contact entre les formations de la série de Zalbi et le Complexe Mafique et Intermédiaire, observé à la sortie Ouest de la ville de Léré, est souligné par la Zone de Cisaillement de Léré. Plus à l'Est, le batholite de Léré, intrusif dans le Complexe Mafique et Intermédiaire, n'enregistre qu'une déformation non pénétrative et des décrochements dextres associés respectivement aux deuxième et troisième phases de déformation.

4. Le secteur des chutes Gauthiot

4.1. Les différents types pétrographiques et leur chronologie relative

Trois faciès principaux sont distingués dans le secteur des chutes Gauthiot (Figure 3.29). Une tonalite grenue, à hornblende-biotite, est intrusive dans une métadiorite quartzique à structure mylonitique (Figure 3.29C), initialement décrite comme une tonalite mylonitique (Doumnang, 2006). Les principaux minéraux de ces roches sont le plagioclase, l'amphibole, la biotite et le quartz. Le plagioclase et les minéraux ferromagnésiens sont fréquemment altérés en chlorite, actinote et épidote. Cette paragenèse métamorphique du faciès schiste vert est abondamment développée dans la métadiorite quartzique, responsable de sa coloration verte.

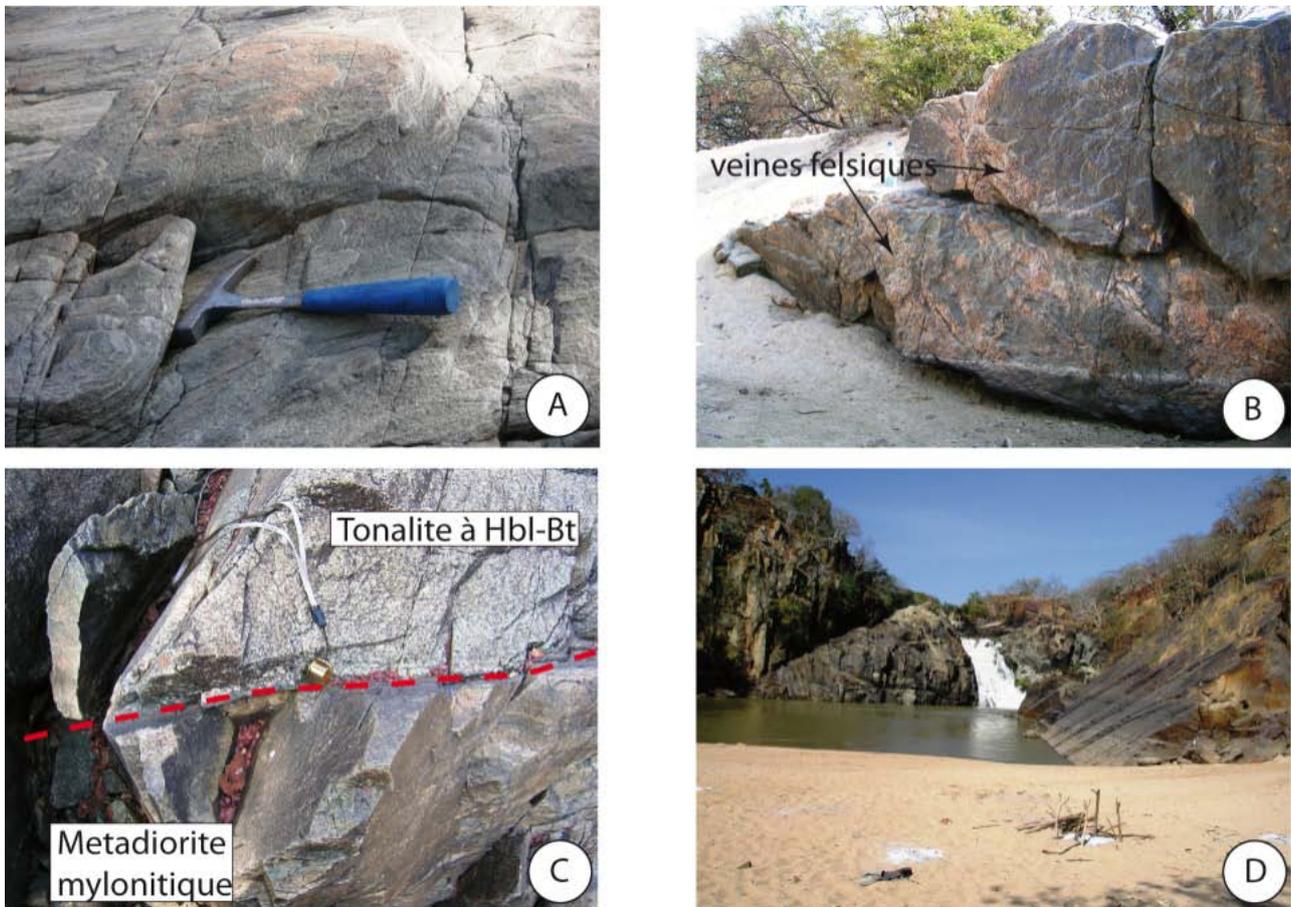


Figure 3.29: Les différents types pétrographiques du secteur des chutes Gauthiot. A: Métadiorite quartzique à structure mylonitique. B: Métagabbros gneissiques recoupés par des veines felsiques représentant des liquides résiduel de la cristallisation des magmas à l'origine de la métadiorite dans laquelle les métagabbros forment des septas. C: Contact intrusif entre la métadiorite quartzique et la tonalite à hornblende (Hbl)-biotite (Bt). D: Dyke de dolérite et faille au niveau des chutes Gauthiot.

La métadiorite quartzique du secteur des chutes Gauthiot contient des septas de métagabbros à structure gneissique recoupés par des filons et veines felsiques (Figure 3.29B). Des dykes de dolérites (Figure 3.29D) recouper l'ensemble des roches décrites ci-dessus.

4.2. Les différentes phases de la déformation finie

Trois phases de déformation s'expriment dans la métadiorite quartzique et les métagabbros gneissiques. La première est une foliation pénétrative N20-50°E, caractérisée par des pendages faibles (< 30°) vers l'Ouest ou moyen (35-60°) vers l'Est. Elle est recoupée par une schistosité disjoints N-S, matérialisée par des plans très redressés, également observée dans les tonalites intrusives à hornblende-biotite. Des décrochements dextres E-W recouper les structures précédentes.

4.3. Synthèse

Le batholite du Mayo Kebbi, dans le secteur des chutes Gauthiot (batholithe des Chutes Gauthiot), possède des caractéristiques particulières qui permettent de le distinguer de la partie occidentale du même batholithe. Il est représenté par la prédominance d'une métadirote quartzique à structure mylonitique recoupée par des intrusions de tonalites à hornblende-biotite formant, sur les images spatiales, des petits corps reconnaissables à leur forme circulaire. Ces tonalites à hornblende-biotite représentent le faciès dominant dans la partie occidentale du batholite du Mayo Kebbi (batholite de Léré). La schistosité mylonitique correspondant à la première phase de déformation dans le batholithe des chutes Gauthiot représente des structures plates au contraire des structures redressées décrites jusque là. Sur la base de ces observations, nous proposons de distinguer un **Complexe Magmatique des Chutes Gauthiot (CMCG)** localisé à l'Est, et un **Complexe Magmatique de Léré (CML)** à l'Ouest, correspondant respectivement aux batholithe des chutes Gauthiot et batholite de Léré dans les descriptions ci-dessus.

5. Le secteur de Goueygoudoum

5.1. Les types pétrographiques

Dans le secteur de Goueygoudoum, les affleurements sont sporadiques du fait de la présence d'une épaisse couverture sédimentaire.

Autour du village de Goueygoudoum, des roches ultrabasiques affleurent, représentées par des talcschistes et un faciès à magnésite + talc + brucite + quartz présenté par les auteurs antérieurs comme une carbonatite (Kasser, 1995). Cependant, l'abondance de veines riches en quartz et carbonates (Figure 3.30), l'intime relation spatiale entre talcschiste et "carbonatite" suggèrent au contraire la dérivation de cette dernière par des phénomènes d'hydrothermalisme impliquant des fluides riches en CO₂ percolant à travers le talcschiste.

Autour de la ville de Pala affleurent une granodiorite porphyroïde et une charnockite représentant des intrusions tardives post-tectoniques.

Plus loin au nord, près de la ville de Fianga (Figure 3.7 Figure 3.8), un granite à enclaves micacées et enclaves mafiques microgrenues, formant une intrusion circulaire sur les images spatiales, domine le paysage.



Figure 3.30: *Aspect macroscopique de la "carbonatite" de Goueygoudoum.*

5.2. La déformation

Les mesures de schistosité faite dans les talcschistes affleurant autour de la ville de Goueygoudoum, indiquent une direction moyenne N40°E et des pendages d'environ 50° vers l'Ouest. Une linéation parallèle à la ligne de plus grande pente est associée aux plans de la schistosité.

5.3. Synthèse

La série de Goueygoudoum se distingue d'un point de vue lithologique et structural de la série de Zalbi. Cependant, en raison de la rareté d'affleurements, il importe de souligner que cette distinction n'est pas basée sur des observations systématiques. Néanmoins, au contraire de la partie occidentale du Massif du Mayo Kebbi (à l'ouest des chutes Gauthiot), des empreintes d'un évènement hydrothermal impliquant des fluides riches en CO₂, probablement d'origine mantellique, méritent d'être notées. Cet évènement pourrait être responsable de la formation de la "carbonatite" de Goueygoudoum par transformation métasomatique des talcschistes encaissants.

VI. Conclusions

Ces nouvelles données cartographiques - (i) analyse des images Landsat et (ii) observations de terrain – viennent en appui des données précédemment publiées pour la massif du Mayo Kebbi et conduisent à une redéfinition des principaux complexes magmatiques et ensembles lithotectoniques qui le constituent. Une carte géologique synthétisant les différentes observations à l'échelle de la scène 220-355 du satellite Landsat ETM+ est proposée en **annexe 1** de la présente thèse.

1. Les principaux ensembles lithotectoniques

Cinq grands ensembles distincts d'un point de vue lithologique et tectonique sont distingués. Ils sont présentés ci-dessous du plus vieux au plus récent, selon les observations de chronologie relative faites sur le terrain.

1.1. Les Ceintures de roches vertes

Cet ensemble est représenté par les séries métavolcano-sédimentaires de Goueygoudoum et de Zalbi ainsi que le Complexe Mafique et Intermédiaire. Ces roches à dominante basique, déformées dans des conditions métamorphiques du faciès schiste vert, sont les témoins les plus vieux de l'orogénèse panafricaine dans le socle Précambrien du Mayo Kebbi. La ceinture de roches vertes de Zalbi, caractérisée par des conditions d'affleurement excellentes, comprend à l'Est des métasédiments et des métavolcanites dont le contact avec le CMI se fait par la zone de cisaillement de Léré et ne permet pas d'établir une relation de chronologie relative. A l'Ouest, cette série comprend des métagabbros et des metabasaltes. Ces derniers sont intrusifs dans les premiers.

1.2. Le Complexe Magmatique des Chutes Gauthiot (CMCG)

Il est dominé par une métadiorite quartzique à structure mylonitique qui comprend des septas de métagabbros. Ces roches sont recoupées par des tonalites à hornblende-biotite. Le Complexe Magmatique des Chutes Gauthiot représente la partie orientale du batholite du Mayo Kebbi.

1.3. Le Complexe Magmatique de Léré (CML)

Il correspond à la partie centrale du batholite du Mayo Kebbi et comprend principalement des tonalites à hornblende-biotite. Il forme des intrusions circulaires dans le CMCG. A l'Est de Léré, dans le lit de la rivière Mayo Kardel, les relations intrusives démontrent que le CML est plus jeune que le CMI. La présence de discrètes bandes de cisaillement syn-D₂ dans la tonalite à hornblende-biotite de Guegou montre que celle-ci est pré-tectonique par rapport à cette phase de déformation. Ce qui suggère que la construction du CML au cours de l'histoire panafricaine du socle du Mayo Kebbi commence avant celle du Complexe Magmatique syntectonique de Figuil, si cette phase de déformation s'y déroule dans le même intervalle de temps.

1.4. Le Complexe Magmatique de Figuil (CMF)

Il est dominé par des orthogneiss syntectoniques tonalitiques à trondhjémiques, séparés du CMI par la Zone de Cisaillement de Figuil. Les veines tonalitiques transposées dans le CMI permettent de proposer une chronologie relative indiquant l'intrusion tardive de ces tonalites dans le CMI. Il représente la partie occidentale du batholite du Mayo Kebbi selon notre nouvelle définition de ce batholite.

1.5. Les intrusions post-tectoniques

Les dernières manifestations magmatiques du cycle panafricain correspondent à des intrusions de composition granodioritique à granitique. Ces intrusions sont représentées à l'Ouest de la zone d'études par des granites alcalins, observés sous forme de filons recoupant les ensembles précédents ou de pluton (granite de Zabili). A l'Est de la zone d'étude, une composition de granodiorite et de granite porphyroïdes caractérise ces intrusions, représentées par la granodiorite de Pala, la charnockite du village la Carrière et le granite de Fianga.

2. Les différentes phases de la déformation finie

Quatre phases de déformation successives ont marqué l'évolution socle panafricain du Mayo Kebbi au Sud-Ouest du Tchad.

La première phase D1 est enregistrée par la série de Zalbi et accomode un raccourcissement E-W, résultant en un épaissement exprimé par des plis isoclinaux P₁ à axes subhorizontaux associés à une schistosité de plan axial S₁ verticale et des linéations d'étirement ou minérales caractérisées par des plongements supérieurs à 50° vers le Nord ou vers le Sud. Cette

schistosité transpose les surfaces de stratification S_0 , donnant des structures S_1/S_0 subverticales, contrairement aux descriptions antérieures (Kasser, 1995) qui proposent des surfaces S_1/S_0 subhorizontales redressées par une deuxième phase de déformation.

La deuxième phase D2 de déformation est contemporaine des principales zones de cisaillement (ZCF, ZCZ, ZCL). Elle correspond à un raccourcissement E-W donnant dans le CMF et le CMI des structures transpressives comprenant des plis isoclinaux P_2 à axes verticaux, des boudins dans les directions X et Y de l'ellipsoïde de la déformation finie (aplatissement), une schistosité S_2 portant des linéations L_2 à forts plongements. La déformation associée à cette phase est pénétrative dans le Complexe Magmatique syntectonique de Figuil et au voisinage des zones de cisaillement indiquées ci-dessus. En s'éloignant des zones de cisaillement, la phase D_2 devient non pénétrative et correspond à des bandes de cisaillement discrètes (à Siaoua et à Poubame, par exemple). Dans la série de Zalbi, cette phase de déformation est associée à un épaissement par enfouissement des formations métasédimentaires de la série, marqué par des critères de cisaillement indiquant un mouvement vers le haut du bloc Ouest dans la Zone de Cisaillement de Zalbi à l'Ouest et un mouvement du bloc Est vers le haut dans la zone de cisaillement de Léré à l'Est. Enfin, les nombreux filons de granite peralumineux syn- D_2 indiquent une fusion partielle de protolithes crustaux associée à l'épaississement syn- D_2 .

Les troisième et quatrième phases de déformation (D3 et D4) sont représentés par des décrochements dextres et sénestres respectivement. Les premiers semblent être plus exprimés que les derniers selon nos observations. Les décrochements dextres C_3 pourraient être contemporains de la mise en place des intrusions post-tectoniques puisqu'elles se traduisent, dans le granite de Zabili, par des textures mylonitiques à ultramylonitiques comprenant des microstructures indicatives d'une déformation plastique à chaud du quartz et du feldspath.

3. Le métamorphisme

Le métamorphisme correspond au faciès schiste vert à l'échelle du Massif panafricain du Mayo Kebbi. Les zones de cisaillement décrites ne correspondent pas à des sauts du métamorphisme. Dans ces conditions, les granites d'anatexie (Wacrenier, 1953) et les migmatites décrits par les auteurs antérieurs (Wacrenier, 1953; Kasser, 1995) ainsi que le faciès amphibolite attribué aux roches du CMI (Schneider et Wolff, 1992; Kasser, 1995; Doumnang, 2006; Penaye *et al.* 2006; Pouclet *et al.*, 2006;) ne semblent pas justifiés. Au contraire, l'amphibole apparaît dans les

roches du CMI sous forme de cristaux magmatiques aciculaires d'hornblende (métadiorite de Siaoua) ou d'actinote caractéristique du faciès schiste-vert.

La suite de ce travail aura pour objectif la caractérisation géochimique (majeurs et traces), isotopique (Sr, Nd) et géochronologique (datations U-Pb sur zircon) des ensembles ainsi distingués. Elle permettra d'une part de distinguer les processus associés à la croissance crustale et d'autre part à la différenciation intracrustale de la croûte juvénile formée au cours de l'orogénèse Panafricaine et éventuellement de cycles orogéniques antérieurs. Tous ces résultats vont nous permettre de reconstituer l'évolution géodynamique du segment panafricain du Mayo Kebbi et comprendre sa position et sa signification à l'échelle de la chaîne panafricaine.

Références bibliographiques

- CHAVEZ, P. S. (1984) Digital processing techniques for image mapping with Landsat TM and SPOT simulator data. *Proceedings of 18th International Symposium on Remote Sensing of Environment*.
- DENAEYER, M. E. (1928). Esquisse géologique de l'Afrique Equatoriale Française du Cameroun et des régions voisines -1/3000000^{ème}
- 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 Geosciences*, 339, 589-600.
- DOUMNANG, J. C. (2006) Géologie des formations néoprotérozoïques du Mayo Kebbi (sud-ouest du Tchad) : Apports de la pétrologie et de la géochimie, implications sur la géodynamique au Panafricain. Doctorat de 3^{ème} Cycle, Université d'Orléans, Orléans, 223 p.
- FERNANDEZ, A. N. & BARBARIN, B. (1991) Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: Nature of resulting interaction processes. Shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves. IN DIDIER, J. & BARBARIN, B. (Eds.) *Enclaves and granite petrology*. Amsterdam, Elsevier.
- FURON, R. & LOMBARD, M. J. (1962) Notice Explicative: Carte géologique de l'Afrique (1/5000000).
- GONCALVES, P. (2002) Pétrologie et géochronologie des granulites de ultra-hautes températures de l'unité basique d'Andriamena (centre-nord Madagascar). Apport de la géochronologie in-situ U-Th-Pb à l'interprétation des trajets P-T. Clermont-Ferrand, Université Blaise Pascal, 320 p.
- KASSER, M. Y. (1995) Evolution précambrienne de la région du Mayo Kebbi (Tchad). Un segment de la Chaîne Panafricaine. Doctorat de 3^{ème} Cycle, Muséum d'Histoire Naturelle, Paris.
- LOIR, E. (1913) Carte géologique de l'Afrique Equatoriale Française au 1/5000000^{ème}.

- LOMBARD, M. J. (1931) Carte géologique et minière de l'Afrique Sud-Equatoriale - 1/5000000^{ème}. Bruxelles, E. Patesson.
- LOUIS, P. (1970) Contribution géophysique à la connaissance géologique du bassin du lac Tchad. Publications ORSTOM no 42.
- MARTELAT, J. E. (1998) Evolution thermomécanique de la croûte inférieure du Sud de Madagascar. Clermont-Ferrand, Université Blaise Pascal -Clermont-Ferrant II, 232 p.
- MILESI, J. P., TOTEU, S. F., DESCHAMPS, Y., FEYBESSE, J. L., LEROUGE, C., COCHERIE, A., PENAYE, J., TCHAMENI, R., MOLOTO-A-KENGUEMBA, G., KAMPUNZU, H. A. B., NICOL, N., DUGUEY, E., LEISTEL, J. M., SAINT-MARTIN, M., RALAY, F., HEINRY, C., BOUCHOT, V., DOUMNANG, J. C., KANDA KULA, V., CHENE, F., MONTHEL, J., BOUTIN, P. & CAILTEUX, J. (2006) An overview of the geology and major ore deposits of Central Africa: Explanatory note for the 1:4,000,000 map "Geology and major ore deposits of Central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 571-595.
- PENAYE, J., KRÖNER, A., TOTEU, S. F., VAN SCHUMUS, W. R. & DOUMNANG, J.-C. (2006) Evolution of the Mayo Kebbi region as revealed by zircon dating: an early (ca. 740 Ma) Pan-African magmatic arc in south-western Chad. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 530-542.
- POUCLET, A., VIDAL, M., DOUMNANG, J. C., VICAT, J. P. & TCHAMENI, R. (2006) Neoproterozoic crustal evolution in Southern Chad: Pan-African ocean basin closing, arc accretion and late- to post-orogenic granitic intrusion. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 543-60.
- RANDRIANASOLO, E. B. (2009) Nouvelles méthodes de cartographie sur le socle Protérozoïque du Sud de Madagascar. Doctorat de 3^{ème} Cycle, Université Joseph Fourier, Grenoble, 307 p.
- ROCH (1953) Itinéraires géologiques dans le Nord Cameroun et le Sud-ouest du territoire du Tchad. *Bulletin du Service des Mines*.
- SCHNEIDER, J. L. & WOLFF, J.-P. (1992) Carte géologique et cartes hydrogéologiques à 1/500000 de la République du Tchad. Mémoire explicatif BRGM.
- SCHWOERER, P. (1965) Carte géologique de reconnaissance au 1/500000^{ème} et notice explicative sur la feuille Garoua Est. DMG - Cameroun.
- WACRENIER, P. (1950) Activité au cours du mois d'Avril 1950. N'Djaména, DMG.
- WACRENIER, P. (1953) L'ä-Garoua. Rapport de fin de mission 1953, DMG Brazaville.
- WACRENIER, P. (1962) Carte géologique de reconnaissance des Etats d'Afrique Equatoriale, feuille NC-33- SO E-53 SE O-54 (Moundou). Brazaville, IRGM Brazaville.
- WIEBE, R. A. & COLLINS, W. J. (1998) Depositional features and stratigraphic sections in granitic plutons: implications for the emplacement and crystallization of granitic magma. *Journal of Structural Geology*, 20, 1273-1289.

WILLIAMS JR., R. S. (1983) Geological applications. IN COLWELL, R. N. (Ed.) *Manual of Remote sensing*. American Society of Photogrammetry.

WOLFF, J.-P. (1964) Carte géologique de la République du Tchad au 1/1500000^{ème} Paris, BRGM

CHAPITRE IV

Les ceintures de roches vertes du sud-ouest du Tchad: contexte tectonique et mécanismes de l'accrétion crustale associés aux stades précoces de l'évolution du massif du Mayo Kebbi

I. Introduction

Les séries métavolcanosédimentaires du Mayo Kebbi, les gabbro-diorites et les diorites du Complexe Mafique et Intermédiaire représentent selon les travaux antérieurs les roches les plus anciennes du sud-ouest du Tchad. Elles possèdent des caractères de magmas des zones de subduction (Pouclet *et al.*, 2006). Les âges obtenus sur ces différentes formations indiquent qu'elles appartiennent à l'orogénèse panafricaine. Cependant, les méthodes d'analyse géochronologiques utilisées, le faible nombre de datations disponibles ainsi que la disparité des âges obtenus posent des problèmes d'interprétation. Par exemple, Kasser (1995) obtient par la méthode Rb-Sr sur roches totales un âge de 538 ± 110 Ma sur une diorite affleurant près de la frontière entre le Tchad et le Cameroun. Penaye *et al.* (2006) fournissent des âges sur trois échantillons de roches du Complexe Mafique et Intermédiaire qu'ils interprètent comme ceux de la cristallisation de ces roches. Ces âges obtenus par évaporation de grains de zircons concernent une métadiorite très déformée ($737 \pm 0,9$ Ma), contenant des enclaves d'amphibolite attribuées par ces auteurs à la série de Zalbi et deux diorites relativement peu déformées ($723,2 \pm 0,9$ Ma et $725,6 \pm 0,9$ Ma) affleurant à Boloro. Cependant, les mêmes auteurs rapportent pour l'échantillon de métadiorite un âge modèle Sm-Nd (T_{DM}) panafricain de 620 Ma, beaucoup plus jeune que l'âge indiqué pour la cristallisation de la roche. Un âge modèle Sm-Nd de 760 Ma a été obtenu par les mêmes auteurs sur la diorite de Boloro. Seize grains de zircons extraits d'une épicrostite de la série de Zalbi et analysés à la SHRIMP par Doumnang (2006) donnent un âge concordant de 777 ± 5 Ma. Cet âge est attribué à la formation de la série de Zalbi (Doumnang, 2006). La rareté des données isotopiques Sr-Nd et de géochronologie U-Pb sur zircon concernant l'ensemble des roches métavolcanosédimentaires et le Complexe Mafique et Intermédiaire ne permet cependant pas (i) d'exclure l'existence d'une croûte plus ancienne, associée à une accréation Néoprotérozoïque, voire pré-Néoprotérozoïque et (ii) de bien contraindre le contexte tectonique de l'évolution précoce du massif du Mayo Kebbi.

Nous présentons et discutons ici de nouvelles données pétrologiques, géochimiques (majeurs, traces, isotopes Sr et Nd) et géochronologiques (datation U-Pb sur zircon par couplage d'ablation laser et ICP-MS) en vue de contraindre (i) le contexte tectonique et l'âge de mise en place et (ii) l'origine des séries métavolcanosédimentaires et du Complexe Mafique et Intermédiaire.

II. Les types pétrographiques

Nous décrivons ci-dessous les caractères macroscopiques et microscopiques des roches étudiées en gardant la double subdivision en séries métavolcanosédimentaires et complexe mafique et intermédiaire.

1. Les séries métavolcanosédimentaires

1.1. La série de Zalbi

Les observations de terrain et l'étude des lames minces nous ont permis de distinguer dans cette série plusieurs types pétrographiques qui sont les suivants d'ouest en est : métagabbros, metabasaltes, metabasites, leucogneiss, ensembles paradérivés, chloritites, chloritoschistes, talcshistes et serpentinites.

a) Les métagabbros

Les métagabbros sont observés à l'ouest de la série de Zalbi sous le pont d'un cours d'eau appelé Mayo Poubamé. Ils affleurent entre la diorite de Siaoua à l'ouest, attribuée au complexe mafique et intermédiaire, et le granite alcalin post-tectonique de Zabili à l'est. Ces roches peuvent être déformées et montrent alors une diminution de la taille des grains et une orientation préférentielle des minéraux (Figure 4.1).



Figure 4.1: Aspects macroscopiques des métagabbros de la ceinture métavolcanosédimentaire de Zalbi. A: métagabbro montrant des zones de cisaillement dextres caractérisées par une réduction de la taille et une orientation préférentielle des minéraux. B: veine felsique recoupant le métagabbro au contact intrusif avec le metabasalte de la série de Zalbi, indiquant que les métagabbros sont plus anciens que les metabasaltes.

Au microscope, le pyroxène et le plagioclase sont rares et ne s'observent que sous forme de minéraux relictuels, principalement reconnaissables à leurs clivages et macles

(Figure 4.2a, b & e). Ces minéraux, qui représentent l'assemblage magmatique primaire de la roche, sont remplacés par des assemblages métamorphiques secondaires comprenant l'épidote, l'actinote, la chlorite et le quartz (Figure 4.2a, c, d, e & f).

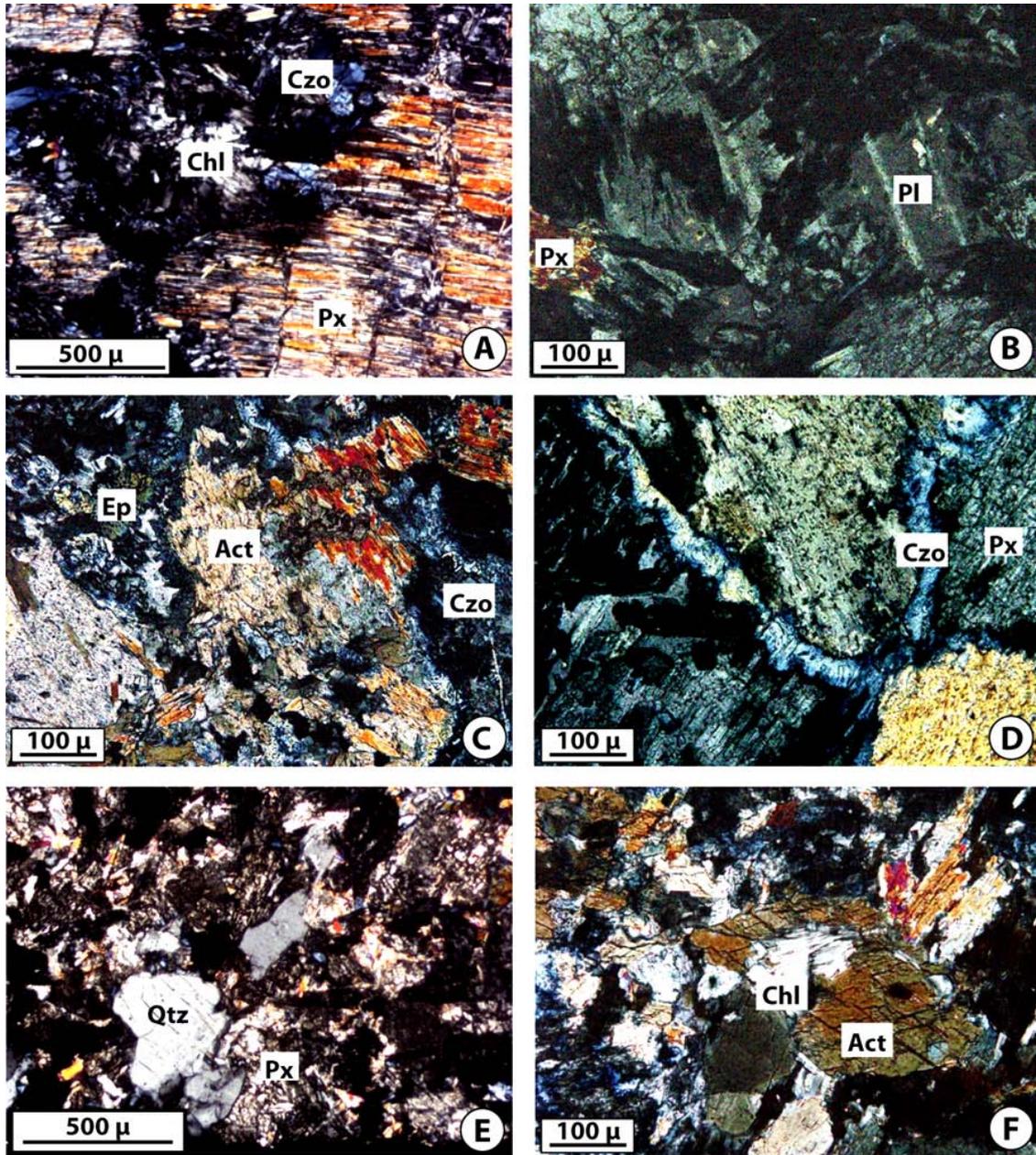


Figure 4.2: Composition minéralogique et microstructure des métagabbros de la série métavolcanosédimentaire de Zalbi. A: pyroxène relictuel déstabilisé en chlorite (Chl) et clinozoïsite (Czo). B: relique de plagioclase (Pl) au contour effiloché. C et F: assemblage métamorphique secondaire à chlorite, actinote (Act) et épidote (Ep). D: clinozoïsite disposé en couronne autour du pyroxène relictuel. E: Quartz (Qtz) xénomorphe associé à du pyroxène relictuel reconnaissable à ses clivages à 90°.

L'épidote est représentée par la pistachite et la clinozoïsite. La pistachite résulte principalement de la déstabilisation du plagioclase et du pyroxène. La clinozoïsite se forme

après la pistachite et se présente sous forme de petites baguettes à teintes de polarisation bleu foncé recoupant les minéraux antérieurs (pyroxène, amphibole, pistachite...) ou en couronne autour de ces derniers (Figure 4.2d). L'amphibole a une composition d'actinote et s'observe en association avec la pistachite. Le quartz forme des plages aux contours corrodés (Figure 4.2e), généralement dans une matrice à mica blanc, chlorite et épidote. Le mica blanc, recoupé par la clinozoïsite, est clairement antérieur à celle-ci. Les observations en lames minces indiquent que la chlorite apparaît parfois en remplacement de l'amphibole (Figure 4.2f).

b) Les metabasaltes

Les metabasaltes affleurent à l'est des métagabbros. Les échantillons étudiés proviennent des localités de Poubamé et Teuchené et correspondent à des roches peu ou pas déformées. A Poubamé, ces roches se présentent parfois sous forme de metabasalte porphyrique (Figure 4.3a) intrusif dans les métagabbros. Des filons de composition quartzofeldspathique recoupant les microgabbros s'arrêtent net au contact avec les metabasaltes (Figure 4.1b). Les observations de terrain ne permettent pas d'associer ces contacts à des composantes de déformation en décrochement. On peut donc les interpréter comme des contacts intrusifs suggérant l'antériorité des métagabbros et des filons quartzofeldspathiques associés par rapport aux metabasaltes. A Teuchené, les metabasaltes peuvent montrer une texture cumulative ou doléritique.

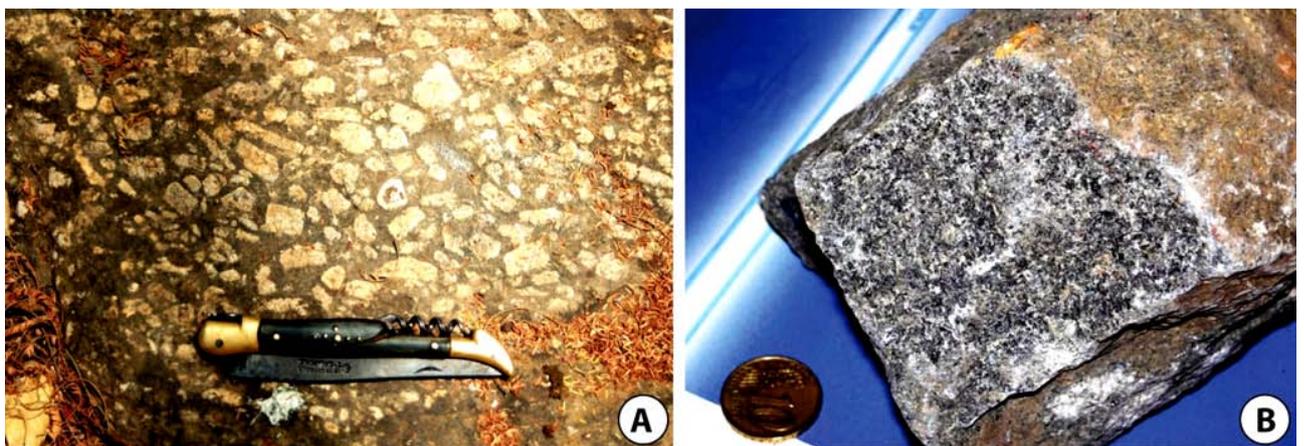


Figure 4.3: *Caractères macroscopiques des metabasaltes de la série métavolcanosédimentaire de Zalbi. A: metabasalte porphyrique à phénocristaux de plagioclase dans une matrice à chlorite et épidote provenant de la localité de Poubamé. B: metabasalte aphanitique provenant de la localité de Teuchené.*

Au microscope, ces roches se caractérisent généralement par la présence d'une matrice microlithique (plagioclase, épidote, chlorite, quartz et calcite) englobant des phénocristaux à

caractère relictuel (pyroxène, plagioclase) ou des porphyroblastes d'amphibole, plus rarement d'épidote (Figure 4.4). Le plagioclase est généralement automorphe et montre une bonne préservation des macles polysynthétiques. Il est fréquemment déstabilisé en fines baguettes d'épidote et paillettes de mica blanc. Le pyroxène subsiste sous forme de rares cristaux relictuels. Il est remplacé par des phases ferromagnésiennes secondaires caractéristiques du métamorphisme du faciès schiste vert (chlorite, actinote, épidote).

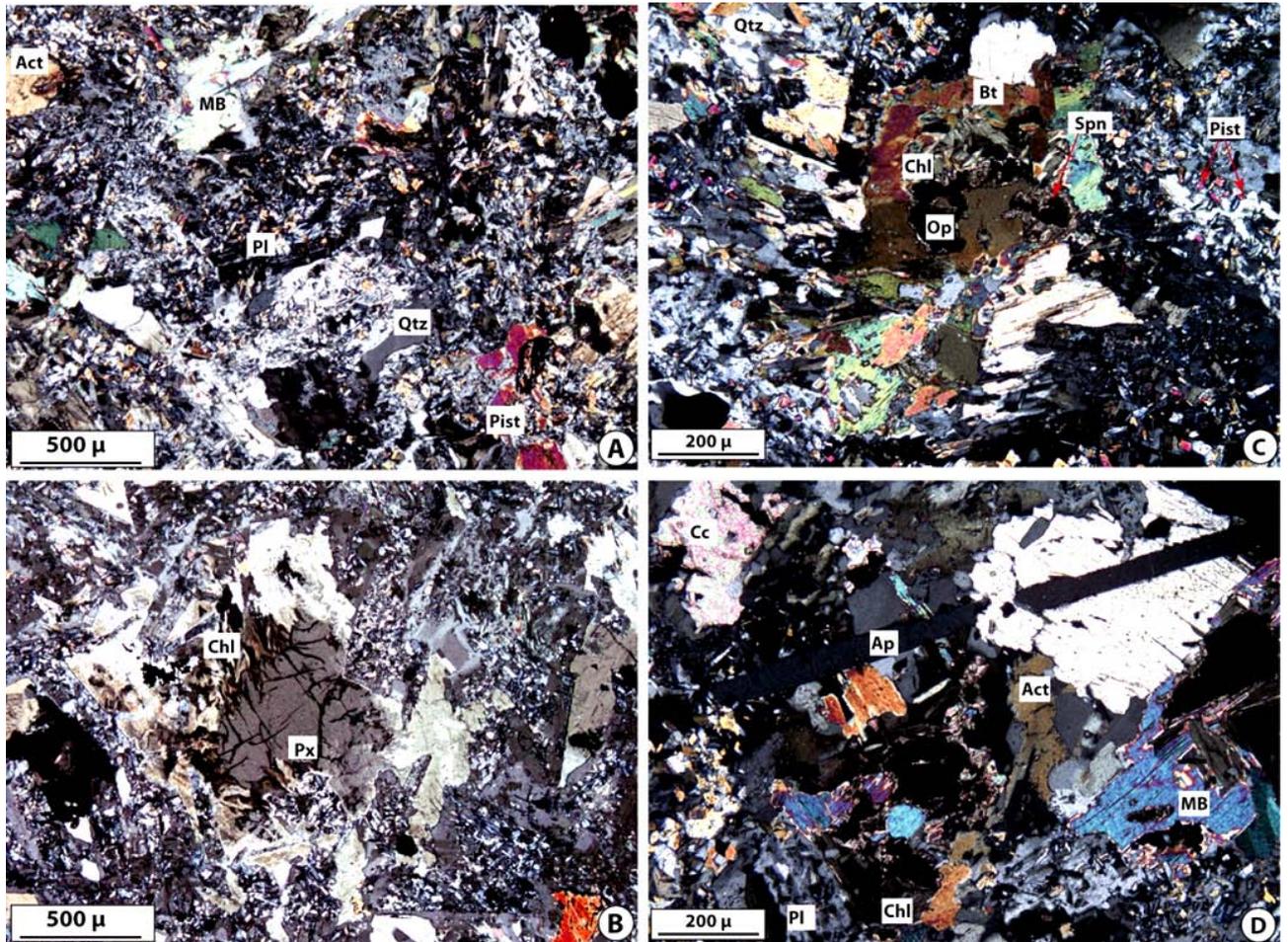


Figure 4.4: Composition minéralogique des metabasaltes de la série de Zalbi. En A: plagioclase (Pl) relictuel et minéraux métamorphiques secondaires dans une matrice microlitique. Les minéraux secondaires, également observables en B, C et D, comprennent l'actinote (Act), le mica blanc (MB), le quartz (Qtz), la pistachite (Pist), la chlorite (Chl) se développant souvent aux dépens de la biotite (Bt), des phases opaques (Op), le sphène (Spn) et la calcite (Cc). En B: pyroxène (Px) relictuel partiellement déstabilisé en chlorite. D: baguette d'apatite automorphe.

L'amphibole, sous forme de porphyroblastes subautomorphes ou automorphes, a une composition d'actinote. La biotite, comprenant diverses inclusions dont le zircon, est systématiquement chloritisée et spatialement associée à des exsolutions d'opaques auréolés d'une frange de sphène métamorphique (Figure 4.4c & d). Chlorite, épidote, clinozoïsite et

quartz sont observés dans la mésostase.

L'apatite est observée sous forme de cristaux de forme aciculaire caractéristique (Figure 4.4d) suggérant une origine magmatique par cristallisation rapide d'un magma mafique (Piccoli et Candella, 2002).

Les metabasites à texture cumulative se distinguent par la présence de phénocristaux de pyroxène et d'amphibole relativement bien préservés. Le plagioclase peut être absent ou relativement abondant. Ce dernier minéral forme de grandes lattes plus ou moins préservées dans le faciès à texture doléritique. Enfin, les metabasites porphyriques forment des filons recoupant les métagabbros dans la localité de Poubamé et se caractérisent par la présence de phénocristaux de plagioclase nettement visibles à l'œil nu, mais montrant au microscope des formes relictuelles caractérisées par l'abondance de l'épidote et des paillettes de mica blanc secondaires (pseudomorphose).

c) Les metabasites

Les metabasites recouvrent un groupe de roches basiques dont la composition minéralogique initiale a été profondément modifiée par les effets postérieurs du métamorphisme, rendant la nature exacte du protolite non perceptible. Ces roches se localisent principalement à la bordure est du granite de Zabali et affleurent largement autour du village de Zalbi. Elles apparaissent sous forme de (méga)boudins de taille variable, généralement comprise entre le mètre et la centaine de mètres, dans les métasédiments de la série de Zalbi. Les mégaboudins hectométriques forment des successions de collines orientées globalement N-S à NNE-SSW (Figure 4.5a). A l'affleurement, la roche est fortement déformée et montre une couleur verdâtre, conséquence de l'abondance des minéraux caractéristiques du faciès métamorphique schiste-vert (Figure 4.5b). Des veinules de quartz parallèles à la schistosité sont observées ainsi que d'abondants filons de calcite sécants sur les structures précédentes.

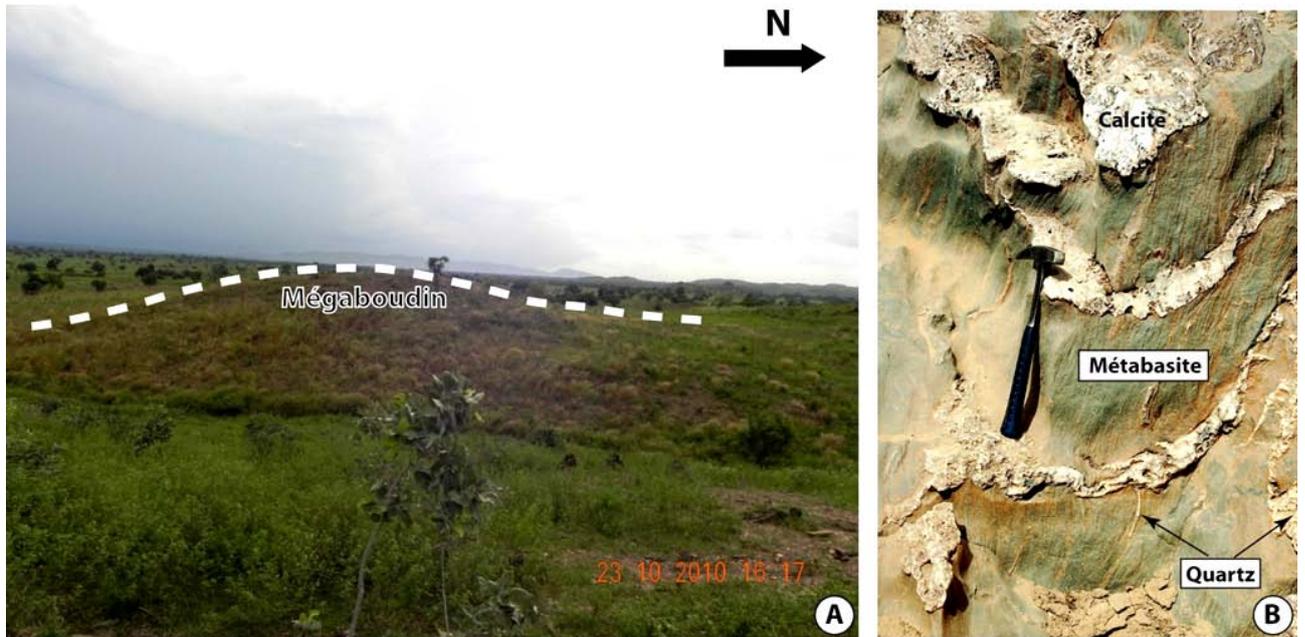


Figure 4.5: A: mégaboudin de métabasite montrant une orientation NNE-SSW de son grand axe, parallèle à l'orientation moyenne de la ceinture métavolcanosédimentaire de Zalbi. . B: veines de quartz conformes à la schistosité recoupées par des filons de calcite dans un mégaboudin de métabasite (Mayo Binder, Zalbi).

Au microscope, les métabasites se caractérisent par une texture grano-lépidoblastique marquée par la présence du plagioclase, de la chlorite, de l'épidote, du quartz, de la calcite et de minéraux opaques. On y observe une foliation soulignée par l'alternance de niveaux quartzofeldspathiques et de niveaux ferromagnésiens. Cette foliation est recoupée par des cisaillements tardifs (Figure 4.6).

Le plagioclase, généralement déstabilisé en épidote, se présente principalement sous forme de porphyroclastes moulés par la foliation (Figure 4.6c). Le quartz forme des petits cristaux de forme polygonale ou xénomorphes marqués par une légère extinction ondulante. Il est généralement associé au plagioclase avec lequel il forme les niveaux quartzofeldspathiques de la foliation. On peut l'observer sous forme d'agrégats (Figure 4.6e) ou de rubans polycristallins.

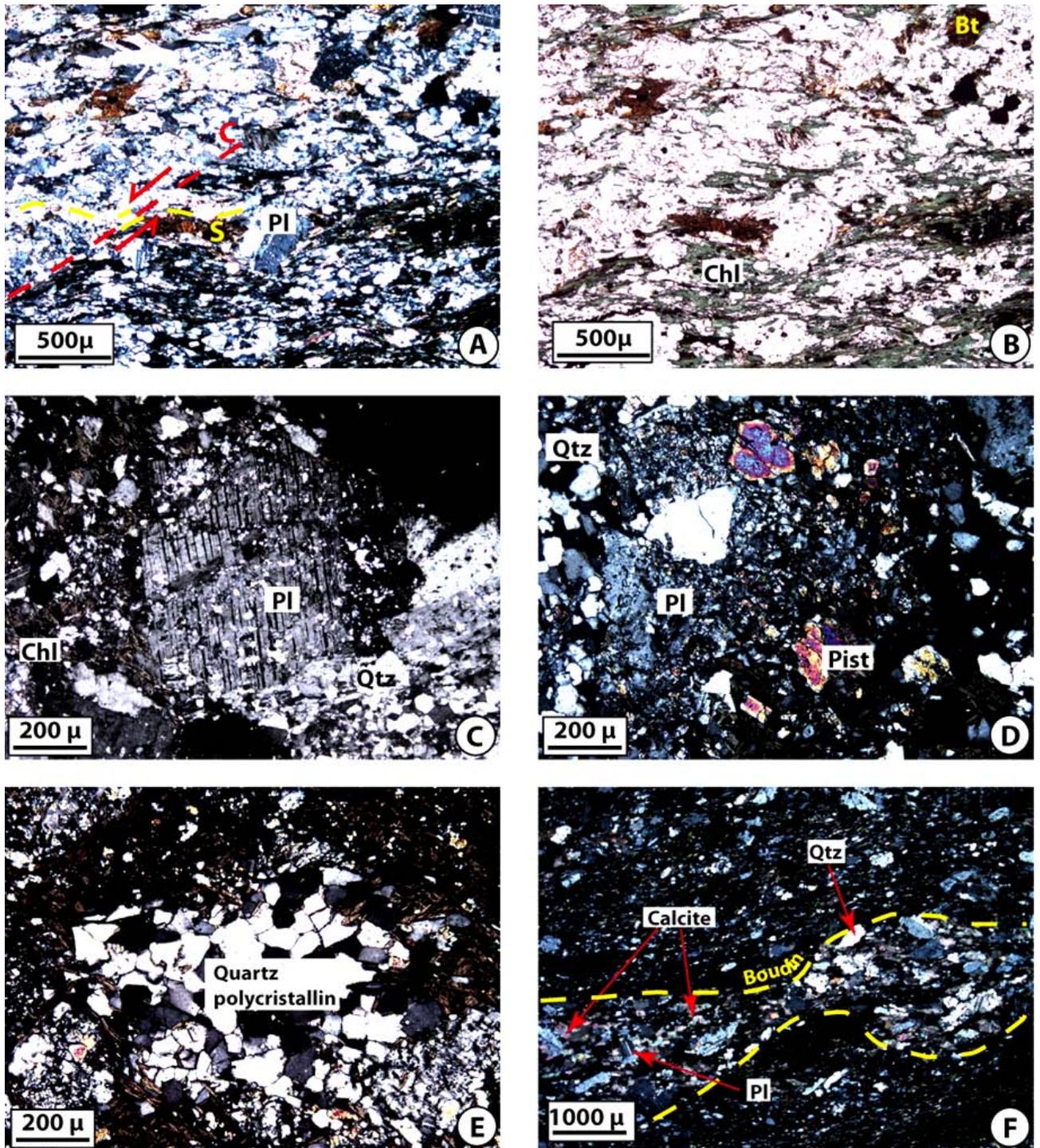


Figure 4.20: Composition et microstructure des metabasites de la ceinture volcanosédimentaire de Zabili. A, B et C : des minéraux ferromagnésiens comprenant la chlorite (Chl) et la biotite (Bt) sont disposés parallèlement à la foliation (S) moulant des porphyroclastes automorphes de plagioclase (Pl) ; cette foliation est recoupée par des plans de cisaillements tardifs (C). :D: déstabilisation du plagioclase en épidote pistachite (Pist) formant des cristaux automorphes et des micrograins dans le plagioclase. E: agrégat de quartz polycristallin moulé par la foliation. F : niveau compétent à Pl + Qtz + Cc boudiné dans une matrice finement grenue constituée des mêmes minéraux et de nombreuses paillettes de chlorite dans une metabasite.

La chlorite forme des paillettes disposées parallèlement aux plans de foliation et moule les porphyroclastes de plagioclase ou les agrégats de quartz. Elle est associée à la biotite, plus

ou moins chloritisée, moins abondante. L'épidote s'observe sous forme des cristaux trapus se développant sur le plagioclase (Figure 4.6d) ou des associations de grains plus fins. Ces dernières recourent la chlorite, le plagioclase et les cristaux trapus d'épidote.

La calcite apparaît en remplissage de veines tardives, sous forme de cristaux associés aux niveaux quartzofeldspathiques boudinés dans les faciès très déformés (Figure 4.6f) ou sous forme de grandes plages globuleuses, contenant en inclusion les minéraux précédemment cités. Ces occurrences permettent donc de distinguer une première génération de calcite, contemporaine de la déformation, et une deuxième génération tardive.

d) Les leucogneiss

Les leucogneiss affleurent à Zalbi dans le lit du fleuve Mayo Binder. Ce sont des roches déformées dans lesquelles des alternances de niveaux quartzofeldspathiques et micacés marquent la foliation. Au microscope, la roche présente une structure C-S, visible dans les faciès grenus les moins déformés, dans laquelle le feldspath et le quartz sont moulés par des niveaux à chlorite, muscovite et épidote. Les plans C et S se parallélisent dans les faciès mylonitiques correspondant à une taille des grains plus fine.

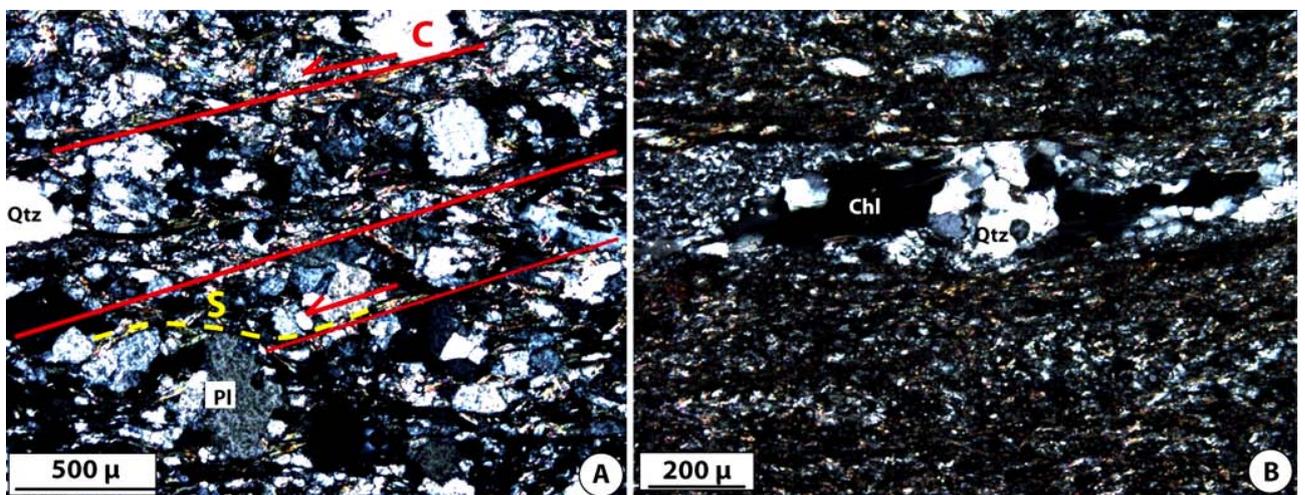


Figure 4.7: Aspects microscopiques des leucogneiss de la série métavolcanosédimentaire de Zalbi. A: structure C-S dans laquelle les porphyroclastes de feldspath et quartz sont moulés par les micas. B: agrégat polycristallin de quartz et chlorite moulés par une fine matrice correspondant au stade mylonitique de la déformation.

e) Les roches paradérivées

Divers métasédiments affleurent entre Zalbi et Léré, sur une bande large d'environ 5

kilomètres. A l'affleurement, on distingue des séricitoschistes et des micaschistes grauwakeux (métagrauwake).



Figure 4.8: Aspects macroscopiques des métasédiments de la ceinture métavolcanosédimentaire de Zalbi montrant des micaschistes grauwakeux au contact des séricitoschistes.

Au microscope, un litage transposé par la déformation dans lequel les variations de compositions lithologiques, marquées par l'alternance de niveaux calciques à épidote-plagioclase et de niveaux gréseux séparés par des lits micacés, peut être observé (Figure 4.9d). La présence de granoclassements plus ou moins nets ainsi que de fines baguettes de graphite est notée dans certains échantillons en lame mince. En fonction de l'abondance relative de la chlorite, de la séricite et des fragments lithiques, ces roches sont des séricitoschistes, chlorito-séricitoschistes ou chlorito-séricitoschistes grauwakeux.

Le quartz est abondant dans ces différents faciès. Il se présente en rubans polycristallins (Figure 4.9a & d) à l'intérieur desquels les cristaux de forme polygonale montrent une faible extinction ondulante.

L'épidote peut être absente ou abondante (Figure 4.9c). Sa proportion augmente généralement avec celle de la chlorite, des opaques et s'accompagne d'une diminution du mica blanc et du quartz. La calcite est observée dans certains échantillons en remplissage de veines ou sous forme de cristaux xénomorphes. Ces cristaux xénomorphes de calcite peuvent être

interstitiels ou englobent les autres minéraux. Parmi les minéraux accessoires, on note la présence de l'apatite, de la monazite et du zircon.

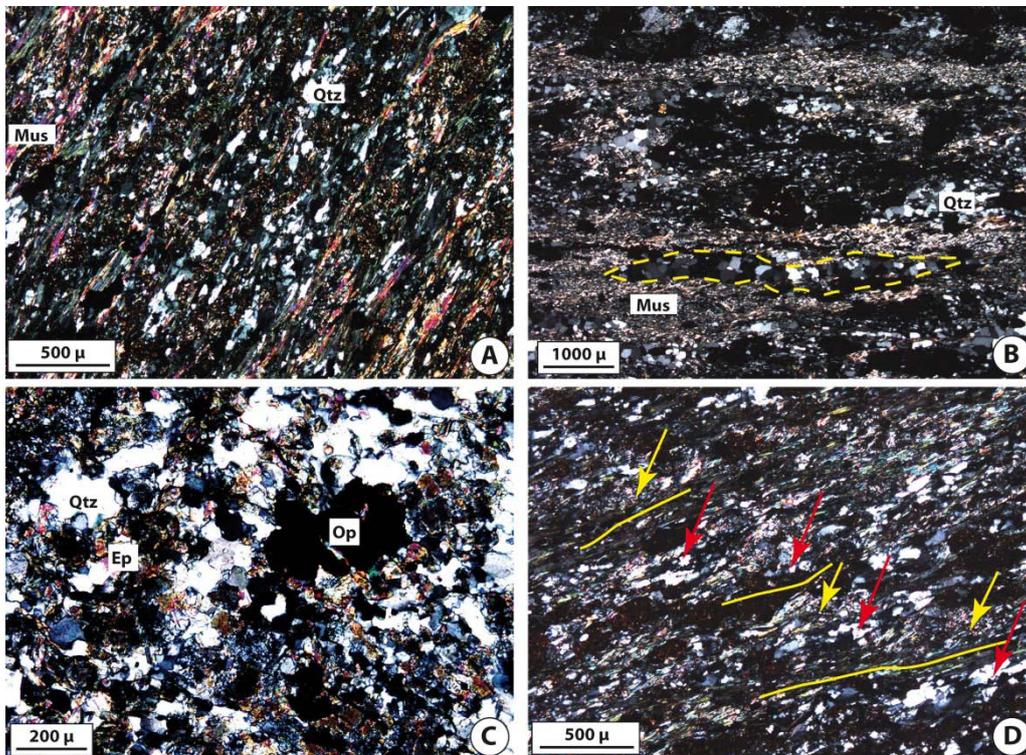


Figure 4.9: A: aspects microscopiques d'un séricitoschiste principalement constitué de mica blanc (muscovite: Mus) et de quartz (Qtz) disposés en lits gréseux et micacés successifs. B: ruban polycristallin de quartz dans une matrice finement grenue composée de quartz et de muscovite. C: Dans les faciès grauwwackeux, plus claciques, épidote et opaque accompagnent le quartz et les micas. D: succession microscopique de lits gréseux (flèches rouges) et calciques (épidote ± plagioclase ± quartz: flèches jaunes) séparés par des lits micacés, riches en chlorite (matérialisés par les lignes jaunes).

e) Les faciès pétrographiques à chlorite

Dans la partie orientale de la série de Zalbi, la majorité des roches à l'affleurement sont dominées par la chlorite, qui représente parfois plus de 90% du volume de la roche. Ces roches sont souvent massives et contiennent plus de 75% de chlorite. Ce qui permet de les décrire comme des *chloritites* conformément aux recommandations de l'IUGS (Schmid *et al*, 2007). Dans la plupart des cas, elles sont très déformées; la déformation se manifestant principalement par une schistosité globalement orientée N-S et à fort pendage vers l'Ouest. Ce sont alors des chloritoschistes. Chloritites et chloritoschistes sont présentés ici comme les faciès pétrographiques à chlorite, puisqu'aussi bien les observations microscopiques et macroscopiques montrent que leur différence se situe principalement au niveau de la présence ou l'absence de schistosité et de la taille des grains (Figure 4.10).

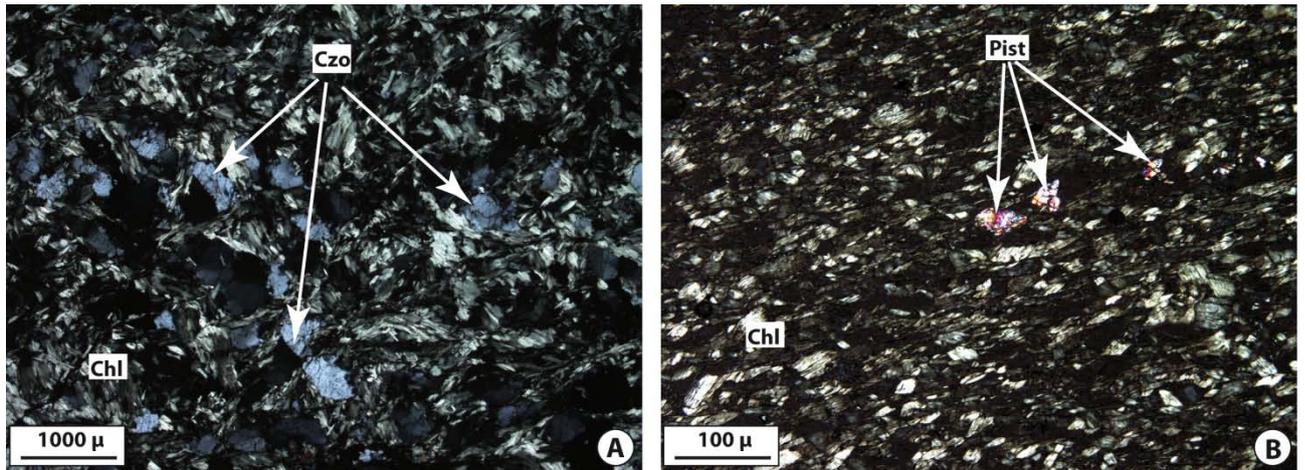


Figure 4.10: Composition et microstructure des chloritites (A) et chloritoschistes (B) de la série de Zalbi. Chl: chlorite; Czo: clinozoisite; Pist: pistachite.

Au microscope, la chlorite se présente sous forme de rosettes ou de paillettes dont la taille diminue avec la déformation. Elle est généralement accompagnée d'épidote (clinozoisite et pistachite) et parfois d'apatite. Les opaques sont ubiquistes.

f) Les talcshistes et les serpentinites

Ces roches affleurent à la bordure orientale de la série de Zalbi, au sud et au nord du lac Léré, sous forme d'intercalations d'épaisseur variable, généralement inférieure à la dizaine de mètres, dans les chloritoschistes. A côté du talc, on peut observer la chlorite. Les opaques, le pyroxène, l'amphibole et la serpentine sont plus rares (Figure 4.11a, b & c).

Un échantillon de serpentinite a été prélevé au sud du lac de Léré, sur la route menant de Guegou à Boloro. A côté de la serpentine (antigorite et chrysotile: Figure 4.11d), on observe également dans cet échantillon de la chlorite et des opaques.

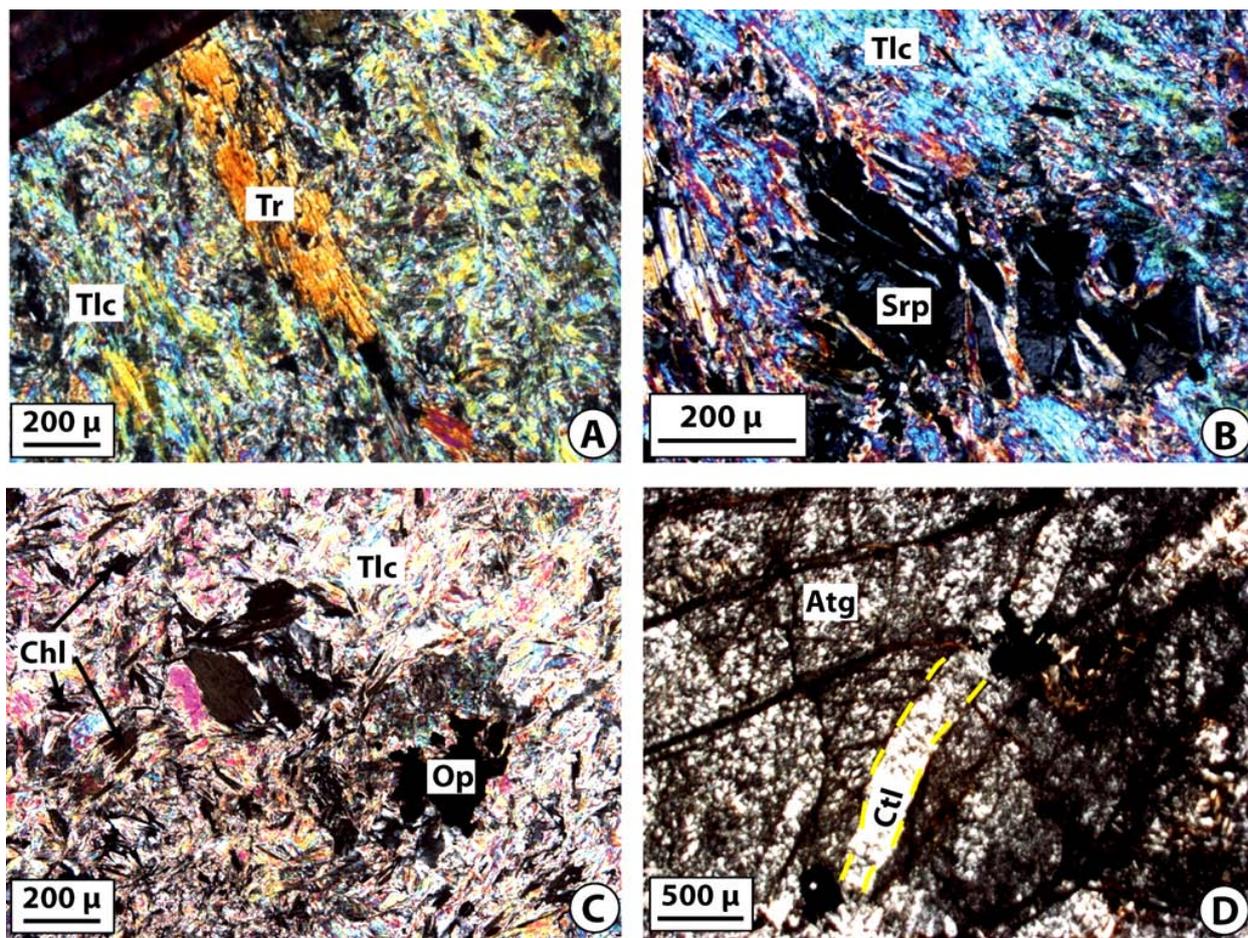


Figure 4.11: A, B & C: Composition minéralogique des talcschistes révélée au microscope polarisant. A côté du talc (Tlc), on observe principalement de la chlorite (Chl). L'amphibole trémolite (Tr) et la serpentine (Srp) ainsi que le opaque (Op) peuvent être observés. Le pyroxène est plus rare. D: dans les serpentinites, la serpentine a une composition de chrysotile (Ctl) fibroradiée et d'antigorite (Atg) montrant un aspect maillé.

2. La série de Goueygoudoum

Comparée à la ceinture métavolcanosédimentaire de Zalbi, celle de Goueygoudoum est très peu connue, principalement à cause de la rareté des affleurements due au développement d'une importante couverture sédimentaire Phanérozoïque. La comparaison des deux séries est ainsi rendue difficile. Au cours d'une première campagne de terrain en Février 2009, nous avons pu prélever des échantillons d'une roche précédemment décrite comme une carbonatite (Kasser, 1995) et de son encaissant (talc schiste), à l'entrée du village Goueygoudoum. Des séricitoschistes et chloritoschistes décrits par Kasser (1995) n'ont pas été observés. Une deuxième campagne de terrain, en Octobre 2010, a permis d'obtenir des carottes de métasédiments et métavolcanites de la série volcanosédimentaire de Goueygoudoum dans la réserve de l'usine de traitement d'or AFKO à Gamboké. Les différents échantillons prélevés sont décrits ci-dessous.

a) *La « carbonatite » de Goueygoudoum*

Macroscopiquement, la roche possède un aspect gris ("mésocrate") et est recoupée par de nombreuses veines de quartz et de carbonates.

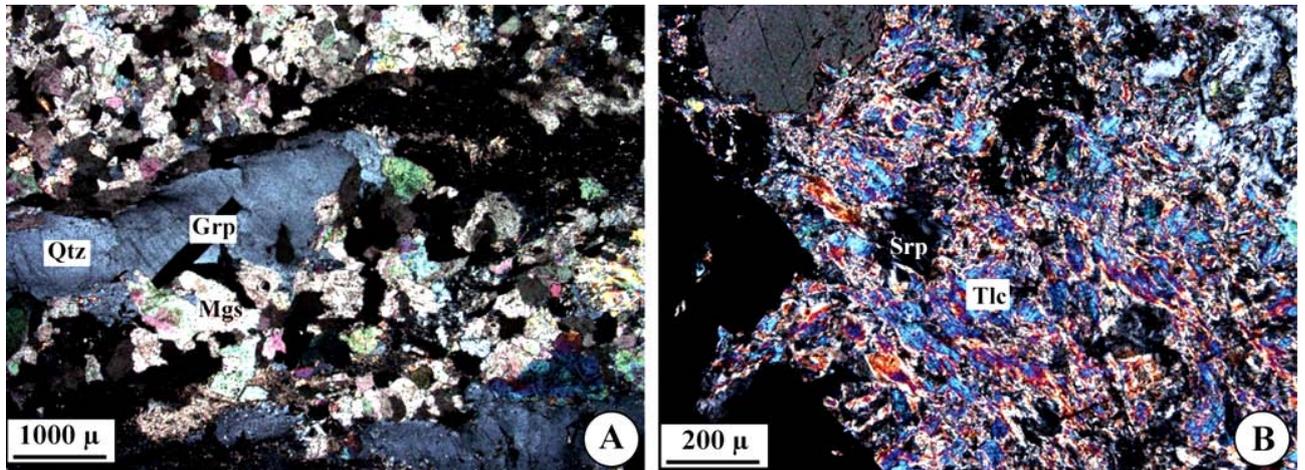


Figure 4.12: A: composition de la "carbonatite" de Goueygoudoum dominée par la magnésite (Mgs), le quartz (Qtz) généralement associé à des veines secondaires et des aiguilles de graphite (Grp). B: le talc (Tlc) et la serpentine (Srp) peuvent être observés.

Au microscope, elle se caractérise par la prédominance de la magnésite, qui représente plus de 50 % du volume de la roche (Figure 4.12a). Les autres minéraux observés sont la brucite, le talc et des reliques de serpentine (Figure 4.12b). Les veines de quartz sont abondantes. La chromite est fréquente, ainsi que des baguettes de graphite.

L'absence de la calcite et de minéraux riches en alcalins est notable et permet de distinguer cette roche de la plupart des carbonatites décrites dans la littérature (Tuttle et Gittins, 1966 ; Harmer, 1999 ; Chakhmouradian *et al.*, 2008). En outre, l'abondance de veinules riches en silice indique une importante activité hydrothermale. Bien que des activités de ce type sont habituellement associées à la mise en place de magmas carbonatitiques (Bailey, 1993), la « carbonatite » de Goueygoudoum pourrait être une roche d'origine hydrothermale, ce qui interdirait l'appellation de carbonatite.

b) *Le talcschiste*

Le talcschiste de Goueygoudoum se caractérise par une prédominance de paillettes de talc très fines (environ 90% du volume de la roche) et la présence de gros cristaux de chromite dont la forme rappelle d'anciennes olivines.

c) Les métasédiments et métavolcanites

Les métasédiments sont représentés par des roches déformées, caractérisées par des alternances de niveaux gréséo-carbonatés boudinés dans lesquels la calcite est en position d'interboudins et des niveaux finement grenus à carbonate, quartz, chlorite et épidote (Figure 4.13b). Le plagioclase y forme parfois des phénocristaux automorphes, moulés par la schistosité (Figure 4.13a).

Les métavolcanites sont des roches riches en feldspaths, montrant parfois une texture trachytique dans laquelle les lattes de feldspath sont contenues dans une matrice riche en chlorite et calcite (Figure 4.13c). Certains échantillons présentent des textures granophyriques (Figure 4.13d) et des paragenèses granitiques à quartz et feldspath alcalin. La calcite est abondante dans les métavolcanites où elle forme avec la chlorite et l'épidote, une association caractéristique permettant d'attribuer les transformations minérales secondaires des roches au métamorphisme du faciès schiste vert.

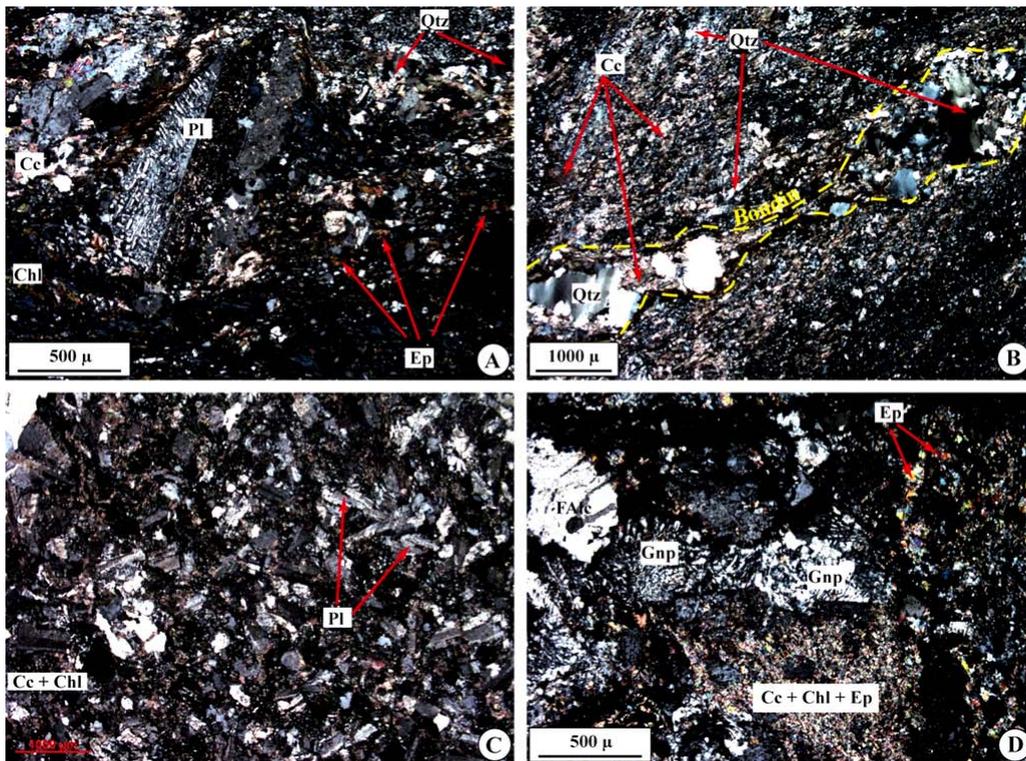


Figure 4.13: A: composition minéralogique des métasédiments de la série de Goueygoudoum. On note l'abondance de minéraux caractéristiques du métamorphisme schiste vert (calcite: Cc, épidote : Ep, chlorite: Chl) associés au quartz (Qtz) dans une matrice finement grenue moulant des porphyroclastes de plagioclase (Pl) automorphe. B: les métasédiments sont caractérisés par une succession de niveaux compétents à quartz + calcite boudinés dans une matrice finement grenue à chlorite + quartz + calcite + épidote. C: métavolcanite à texture trachytique montrant des lattes automorphes à subautomorphes de plagioclase dans une matrice dominée par la calcite et l'épidote. D: métavolcanite à texture granophyrique (Gnp) caractérisée par la présence du feldspath alcalin(FAlc).

2. Le complexe mafique et intermédiaire (CMI)

Le complexe mafique et intermédiaire est composé de métagabbro-diorites et métadiorites localisés à la bordure des ceintures métavolcanosédimentaires. Nous avons, au cours de nos campagnes de terrain, prélevé des échantillons du CMI à la frontière entre le Tchad et le Cameroun (Siaoua), à la sortie ouest de Léré et au sud du lac Léré, à Boloro.

A Siaoua, la métadiorite montre une légère fabrique caractérisée par une orientation préférentielle des porphyroclastes de plagioclase moulés par des niveaux riches en chlorite et épidote. Cette métadiorite est associée à une amphibolite microgrenue. Le contact entre les deux est marqué par un niveau de composition granitique (Figure 4.14a). Des filons de granite alcalin recourent l'ensemble (Figure 4.14b).



Figure 4.14: A: aspects à l'affleurement de la diorite de Siaoua attribuée au CMI. Une association diorite amphibolite, parfois séparées par un niveau de composition granitique, est caractéristique à Siaoua. B: une génération de granite tardive (granite 2) recoupe l'ensemble sous forme de filons.

Au microscope, les porphyroclastes de plagioclase zoné sont moulés par des niveaux de chlorite, actinote et épidote. Le plagioclase est transformé en épidote avec une zonation marquée par une disposition en bordure des micrograins d'épidote et une préservation des cœurs (Figure 4.15a). Parmi les autres minéraux qui signalent un métamorphisme de faible degré associé à cette métadiorite, on peut citer la chlorite, l'actinote et la prehnite (Figure 4.15b).

Dans l'amphibolite associée à la métadiorite de Siaoua, on note des cristaux d'hornblende aciculaire, d'actinote, de chlorite, d'épidote et de plagioclase dans une matrice microgrenue à quartz et feldspath (Figure 4.15c). La présence de veinules quartzofeldspathiques intrusives dans l'amphibolite souligne son contact avec la métadiorite et suggère un mélange entre les deux faciès (Figure 4.15d).

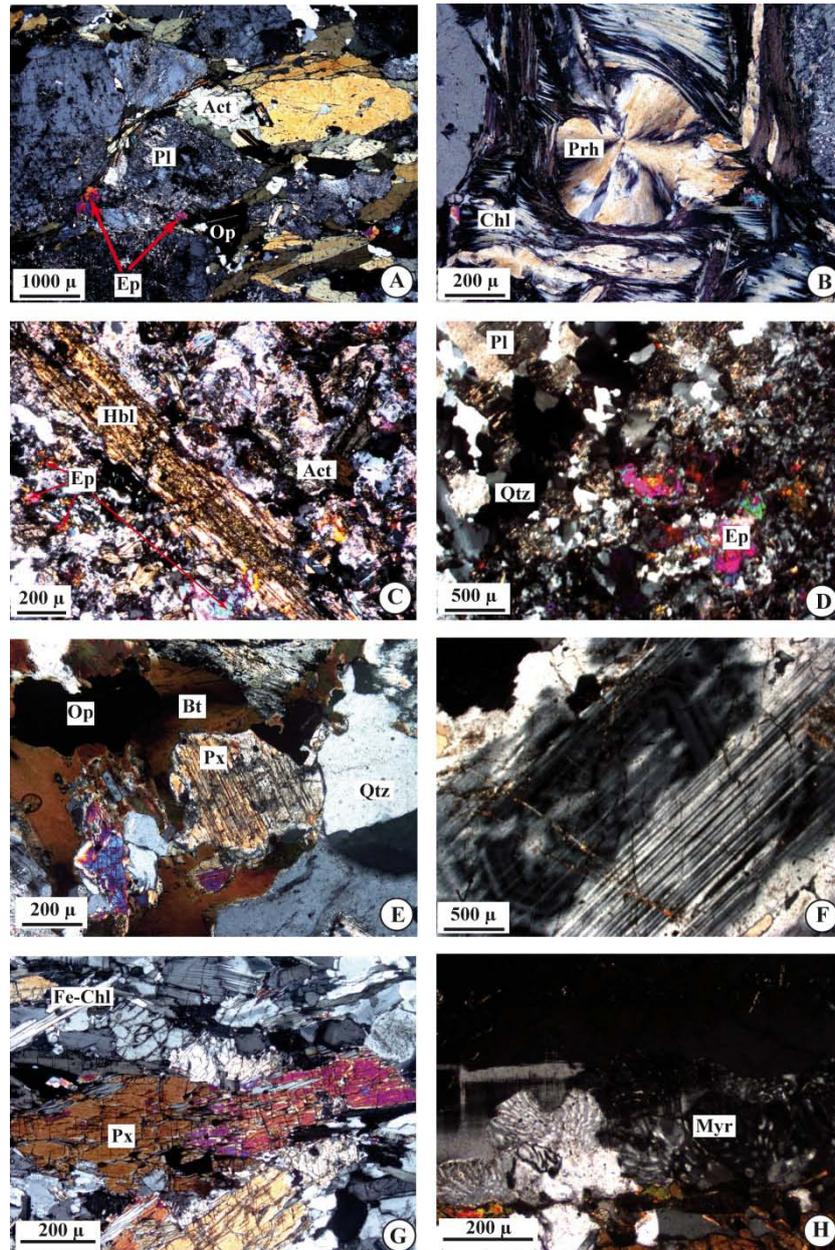


Figure 4.15: A: transformation du plagioclase en épidote avec préservation du cœur dans la métadiorite de Siaoua. Les minéraux magmatiques de la roche sont remplacés par une paragenèse métamorphique de faible degré à épidote (Ep), chlorite (Chl), actinote (Act) et B: prehnite (Prh). C: hornblende (Hbl) aciculaire et minéraux secondaires métamorphiques comprenant l'actinote et l'épidote dans l'amphibolite de Siaoua. D: l'amphibolite est séparée de la diorite par un niveau quartzofeldspathique, représenté sur le coin supérieur gauche de la photo par des cristaux xénomorphes de quartz (Qtz), formant des veinules intrusives dans l'amphibolite. E: la métadiorite de Boloro est plus riche en quartz et contient du pyroxène (Px) relictuel ainsi que de la biotite (Bt) et de la chlorite. F: Plagioclase automorphe et zoné, caractéristique de la métadiorite de Boloro. G: Porphyroclastes de pyroxène et paillettes de chlorite orientés parallèlement à la schistosité dans le métagabbro de Léré. H: association myrmékitique (Myr) dans la métadiorite de Boloro.

Dans la métadiorite de Boloro, on observe du pyroxène magmatique précoce, subsistant sous forme de cristaux relictuels, ainsi que de la biotite. Le plagioclase forme des phénocristaux zonés. Le feldspath et le quartz forment localement une association

myrmékitique dans cette roche (Figure 4.15h). La chlorite, l'épidote et l'actinote sont observés comme produits de déstabilisation de la paragenèse magmatique. Les minéraux accessoires comprennent principalement l'apatite et le zircon.

A Léré, les roches du CMI, représentées par un métagabbro, sont au contact avec la série métavolcanosédimentaire de la Zalbi. Ces métagabbros sont très déformés et contiennent des cristaux d'actinote, epidote, chlorite et des porphyroclastes de pyroxène et hornblende (Figure 4.15g).

Références bibliographiques

- BAILEY, D. K. (1993) Carbonate magmas. *Journal of the Geological Society*, 150, 637-651.
- CHAKHMOURADIAN, A. R., MUMIN, A. H., DEMÉNY, A. & ELLIOTT, B. (2008) Postorogenic carbonatites at Eden Lake, Trans-Hudson Orogen (northern Manitoba, Canada): Geological setting, mineralogy and geochemistry. *Lithos*, 103, 503-526.
- DOUMNANG, J. C. (2006) Géologie des formations néoprotérozoïques du Mayo Kebbi (sud-ouest du Tchad) : Apports de la pétrologie et de la géochimie, implications sur la géodynamique au Panafricain. Orléans, Université d'Orléans, 223p.
- HARMER, R. E. (1999) The Petrogenetic Association of Carbonatite and Alkaline Magmatism: Constraints from the Spitskop Complex, South Africa. *Journal of Petrology*, 40, 525-548.
- KASSER, M. Y. (1995) Evolution précambrienne de la région du Mayo Kebbi (Tchad). Un segment de la Chaîne Panafricaine. Paris, Muséum d'Histoire Naturelle, 228 p.
- PENAYE, J., KRÖNER, A., TOTEU, S. F., VAN SCHUMUS, W. R. & DOUMNANG, J.-C. (2006) Evolution of the Mayo Kebbi region as revealed by zircon dating: an early (ca. 740 Ma) Pan-African magmatic arc in south-western Chad. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 530-542.
- PICCOLI, P. M. & CANDELA, P. A. (2002) Apatite in Igneous Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48, 255-292.
- R., S., FETTES, D., HARTE, B., DAVIS, E. & DESMONS, J. (2007) systematic nomenclature for metamorphic rocks: 1. How to name a metamorphic rock? Recommendations by the IUGS Subcommittee on the systematics of metamorphic rocks SCMR website: www.bgs.ac.uk/SCMR
- TUTTLE, O. F. & GITTUNS, J. (1966) Carbonatites, London, John Wiley.

**Arc/back-arc juvenile accretion and evidence for
a suture zone in the Pan-African Mayo Kebbi
massif (southwestern Chad): petrological,
geochemical and geochronological constraints**

I. Introduction

The Mayo Kebbi in southwestern Chad is located between the reworked Archean and Paleoproterozoic Adamaoua-Yade domain to the east and the Western domain of the Central African Orogenic Belt (CAOB) that recorded both Paleoproterozoic and Neoproterozoic juvenile accretion to the west. From recent investigations, it has been argued that the Mayo Kebbi massif was formed during the Neoproterozoic in response to the closure of an ocean involving juvenile accretion related to an active margin tectonic setting (Pouclet *et al.*, 2006; Penaye *et al.*, 2006). However, only few geochronological and geochemical data support this conclusion. Furthermore, no evidence is still proposed for the existence of a suture zone. Although some authors (Penaye *et al.*, 2006) argued that the positive gravimetric anomaly identified by Louis (1970) as a major continental structure extending from north-eastern Cameroon to eastern Chad could represent such a suture zone, the geological nature of this anomaly is not yet known with precision. In this case, any interpretation relative to its geological significance cannot be conclusive. Here we present new petrological, geochemical, isotopic (Sr, Nd) and U-Pb geochronological data from ultramafic, mafic and intermediate rocks belonging to the Mayo Kebbi massif in order to document the sources and conditions of juvenile accretion as well as to clarify the tectonic setting related to the early evolution stages of this massif.

II. Geological framework and previous work

The Central African Orogenic Belt is located between the Congo craton to the south and the West African craton and its eastern margin to the west (Figure 1). It comprises on its easternmost side the Oubanguides Belt, outcropping mostly in Central African Republic (Bessoles and Trompette, 1980; Poidevin, 1983; Nzenti *et al.*, 1988). Farther to the north, the Central African Orogenic Belt is buried under the sedimentary cover of the Sahara desert and its boundary with the poorly known Eastern Sahara domain, also called Saharan Metacraton, is not exposed (Abdelsalam *et al.*, 2002; Totou *et al.*, 2004).

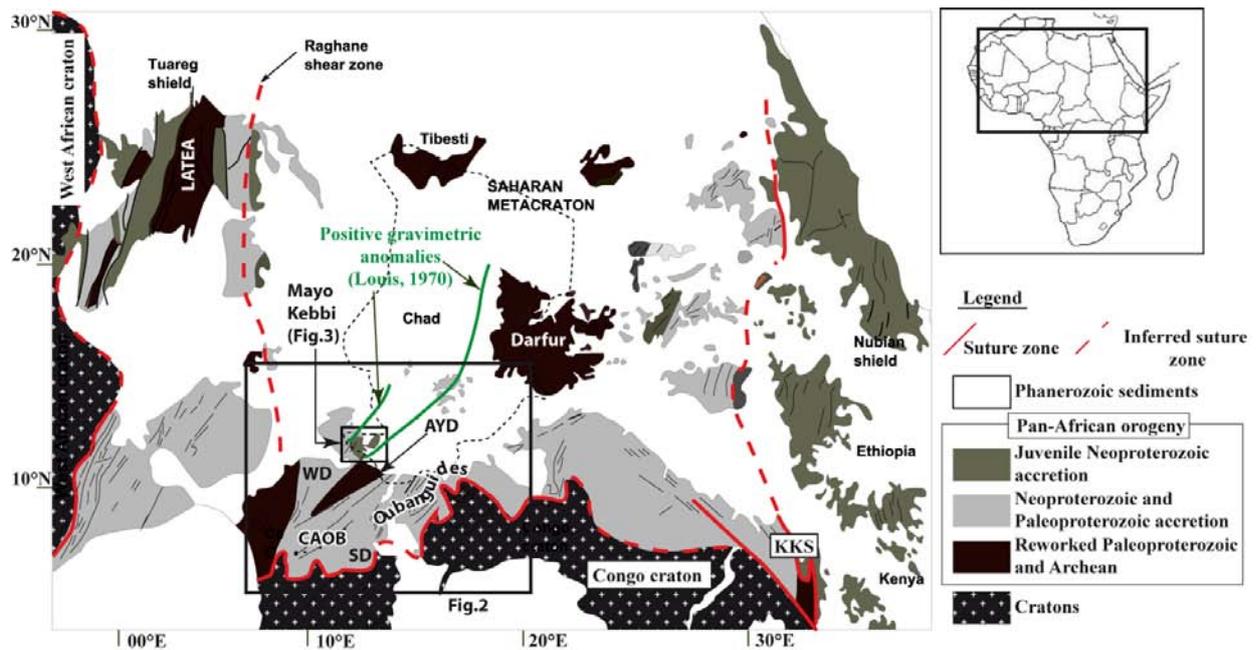


Figure 1. Geological sketch map showing the location of Central African Orogenic Belt (CAOB) and its main domains. KKS: Keraf-Kabus Sekker suture; AYD: Adamaoua-Yade domain; WD: Western domain; SD: Southern domain (modified after Abdelsalam *et al.*, 2002).

Following Nzenti *et al.* (1988), Toteu *et al.* (2001) and Toteu *et al.* (2004), three distinct domains are distinguished within this orogenic belt which extends from Cameroon to Chad and Central African Republic. These domains are (Figure 2):

- (i) The southern domain (SD) comprising the metasedimentary units of the Yaoundé group derived from protoliths that were deposited in a passive margin setting and thrust over the Congo craton during a collision event which was responsible of high grade metamorphism and migmatization (Nédélec *et al.*, 1986; Nzenti *et al.*, 1988; Toteu *et al.*, 2004). The Yaoundé and Oubanguides nappes, respectively located in southern Cameroon and southern Central African Republic, are the results of this thrust (Nzenti *et al.*, 1984; Pin and Poidevin, 1987; Mvondo *et al.*, 2007). Granulite facies metamorphism associated with this collision event is dated at 616-620 Ma by U-Pb zircon ages and Sm-Nd garnet-whole rock age on granulitic metadiorites and a kyanite gneiss from south Cameroon respectively (Penaye *et al.*, 1993; Toteu *et al.*, 1994). Pin and Poidevin (1987) reported a 639 ± 3 Ma U-Pb zircon age for a charnockite emplaced during a regional

deformation under granulitic facies metamorphism from Central African Republic.

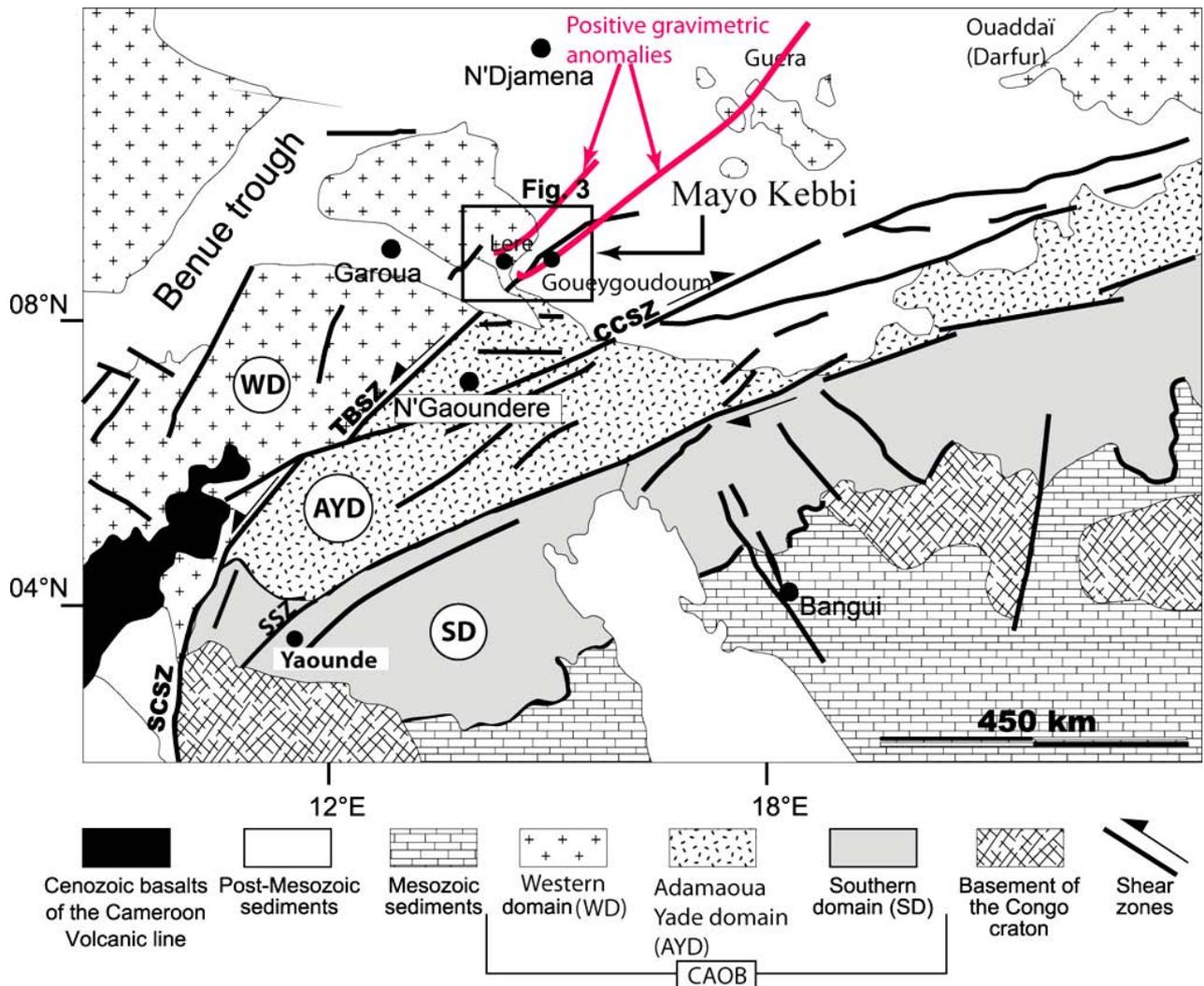


Figure 2: Geological sketch map showing the main domains of the Central African Orogenic Belt (CAOB) redrawn after Toteu *et al.* (2004). TBSZ: Tchollire-Banyo shear zone ; CCSZ : Central Cameroon shear zone ; SCSZ : South Cameroon shear zone ; SSZ : Sanaga shear zone.

- (ii) The Adamaoua-Yade domain bounded by the Sanaga shear zone to the south and the Tchollire-Banyo shear zone to the north (Toteu *et al.*, 2004) comprises abundant Neoproterozoic granitoids dated between 630-580 Ma (Toteu *et al.*, 2001; Tagne-Kamga, 2003; Tchameni *et al.*, 2006) and remnants of Paleoproterozoic crustal basement dated around 2100 Ma by U-Pb zircon ages (Toteu *et al.*, 2001). Granitoids of the Adamaoua-Yade domain are mainly composed of syn-tectonic peraluminous granites and calc-alkaline to subalkaline post-tectonic granitoids (Toteu *et al.*, 2001;

Nzolang *et al.*, 2003; Tchameni *et al.*, 2006). Sm-Nd isotopic data (Toteu *et al.*, 2001; Nzolang *et al.*, 2003) derived from granitoids of the Adamaoua-Yade domain indicate an origin involving partial melting of Eburnian (~ 2100 Ma) continental crust and only limited juvenile Neoproterozoic inputs. Archean ages (2900 -3000 Ma) are observed as inheritances (xenocrystic zircons or Nd model ages: Toteu *et al.*, 2001).

- (iii) The western domain extending from western Cameroon to eastern Nigeria and southwestern Chad (Penaye *et al.*, 2006; Pouclet *et al.*, 2006; Toteu *et al.*, 2006) consists of Neoproterozoic metavolcanic-sedimentary rocks (the Zalbi, Goueygoudoum and Poli Groups) occurring on its eastern side and orthogneisses and migmatites outcropping mostly on its western side. Only a few data are available from the igneous rocks of the metavolcanic-sedimentary units which display tholeiitic and calc-alkaline affinities (Njel, 1988; Pouclet *et al.*, 2006). Rb-Sr, U-Pb and Sm-Nd data reported from gneisses and granitoids described within the same domain indicate juvenile Neoproterozoic accretion and Paleoproterozoic inheritance from a 2100 Ma old source (Toteu *et al.*, 2004). As mentioned previously by Toteu *et al.* (2001), no Archean contribution is yet reported in this domain. Many Neoproterozoic granitoids intruded both the metavolcanic-sedimentary units and the gneissic basement. Pre-to syntectonic calc-alkaline granitoids were emplaced between 665 and 610 Ma (Njanko *et al.*, 2006; Penaye *et al.*, 2006) while late to post-tectonic granitoids are assumed to have been emplaced around 580 Ma (Toteu *et al.*, 2001).

The Mayo Kebbi massif straddling the boundary between Chad and Cameroon (Figure 3) exposes part of the Central African Orogenic belt and has been the focus of only a few studies. It belongs to the western domain of this orogenic belt according to previous authors (Kasser, 1995; Doumnang, 2006; Penaye *et al.*, 2006; Pouclet *et al.*, 2006; Toteu *et al.*, 2006).

Recent geological investigations indicate that the Neoproterozoic evolution of this region lasted from about 780 Ma to 570 Ma ago (Kasser, 1995; Doumnang, 2006; Penaye *et al.*, 2006; Pouclet *et al.*, 2006) and corresponds to the closure of a Neoproterozoic oceanic basin (Pouclet *et al.*, 2006). The main Pan-African events recorded in this area as revealed by available geochemical and geochronological data are summarized as follows:

- (i) emplacement of Zalbi group belt dated at 777 ± 5 Ma (concordant SIMS U-Pb zircon age from an epiblastite: [Doumnang, 2006](#)) followed by calc-alkaline magmatism attested by the emplacement of
- (ii) mafic to intermediate pre-tectonic plutons dated between 737 and 723 Ma by the Pb-Pb evaporation method on zircon from dioritic intrusions ([Doumnang, 2006](#); [Penaye *et al.*, 2006](#)) and
- (iii) pre- to syn-tectonic tonalitic rocks of the Mayo Kebbi batholith, also called Pala batholith ([Kasser, 1995](#)), which is composed of several plutons intruded between 665 and 638 Ma (Pb-Pb evaporation method; [Penaye *et al.*, 2006](#)).
- (iv) The last Proterozoic magmatic event is represented by several plutons of dioritic to granitic compositions. Among these, the porphyric monzogranite north of the Pala city dated at 571 ± 1 Ma by the Pb-Pb evaporation method and the charnockite of la Carrière village, close to the former, which gives a SIMS U-Pb zircon concordant age of 567 ± 15 Ma ([Doumnang, 2006](#) ; [Penaye *et al.*, 2006](#)).

III. Field observations and petrology

Samples presented in this paper were collected from Goueygoudoum, Zalbi, Lere, Siaoua, Poubame and Boloro (Figures 3 & 4). They represent ultramafic, mafic and intermediate magmatic rocks metamorphosed under greenschist facies metamorphism and metagrauwackes outcropping within the Pan-African orogenic belt exposed in southwestern Chad. The sampled rocks belong to the metavolcanic-sedimentary groups (Zalbi and Goueygoudoum groups) and the Mafic to Intermediate Plutons or MIP complex, which constitute together the Zalbi and Goueygoudoum greenstone belts.

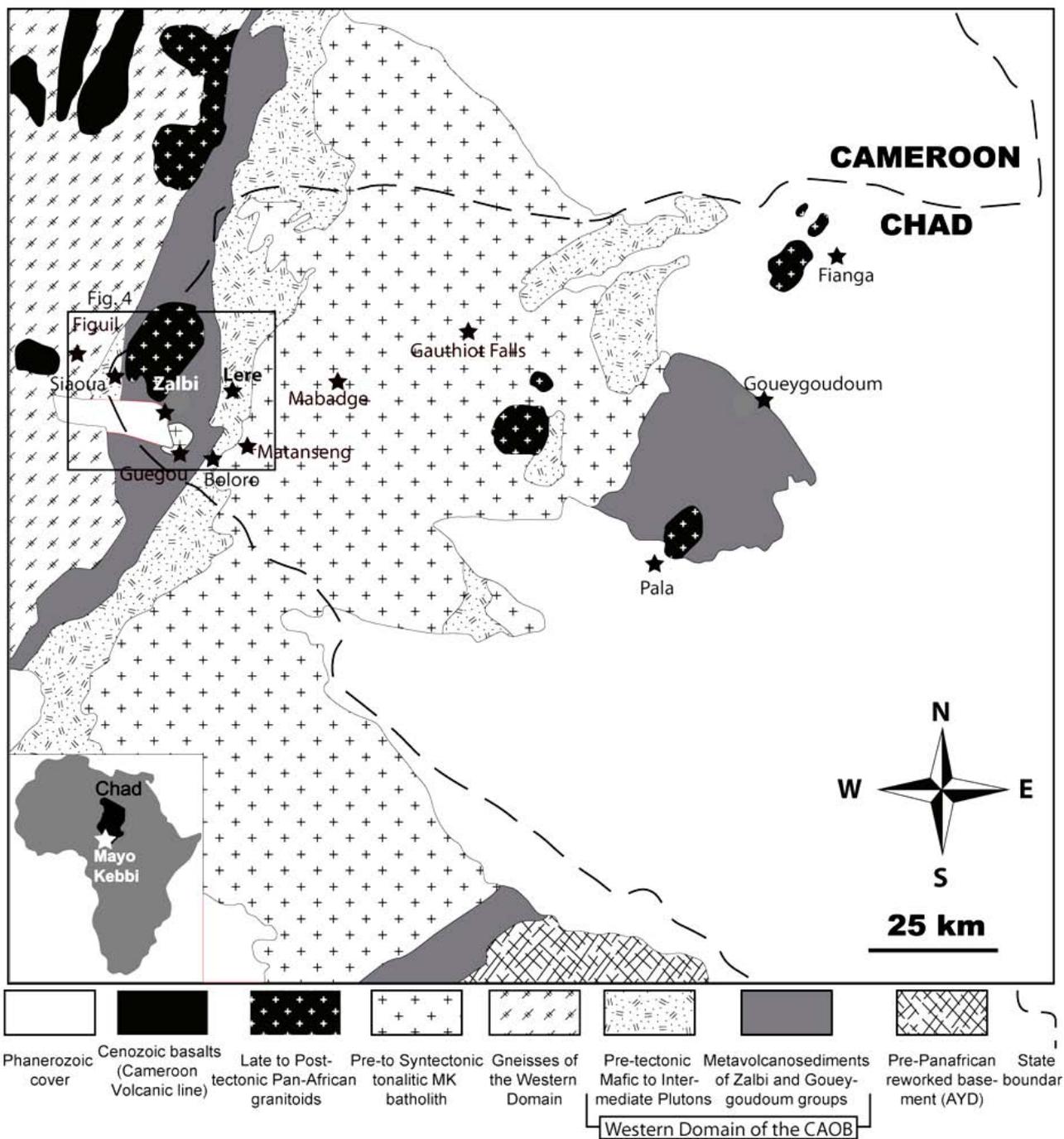


Figure 3 : Geological sketch map of southwestern Chad (redrawn from Penaye et al., 2006). AYD: Adamaoua-Yade domain.

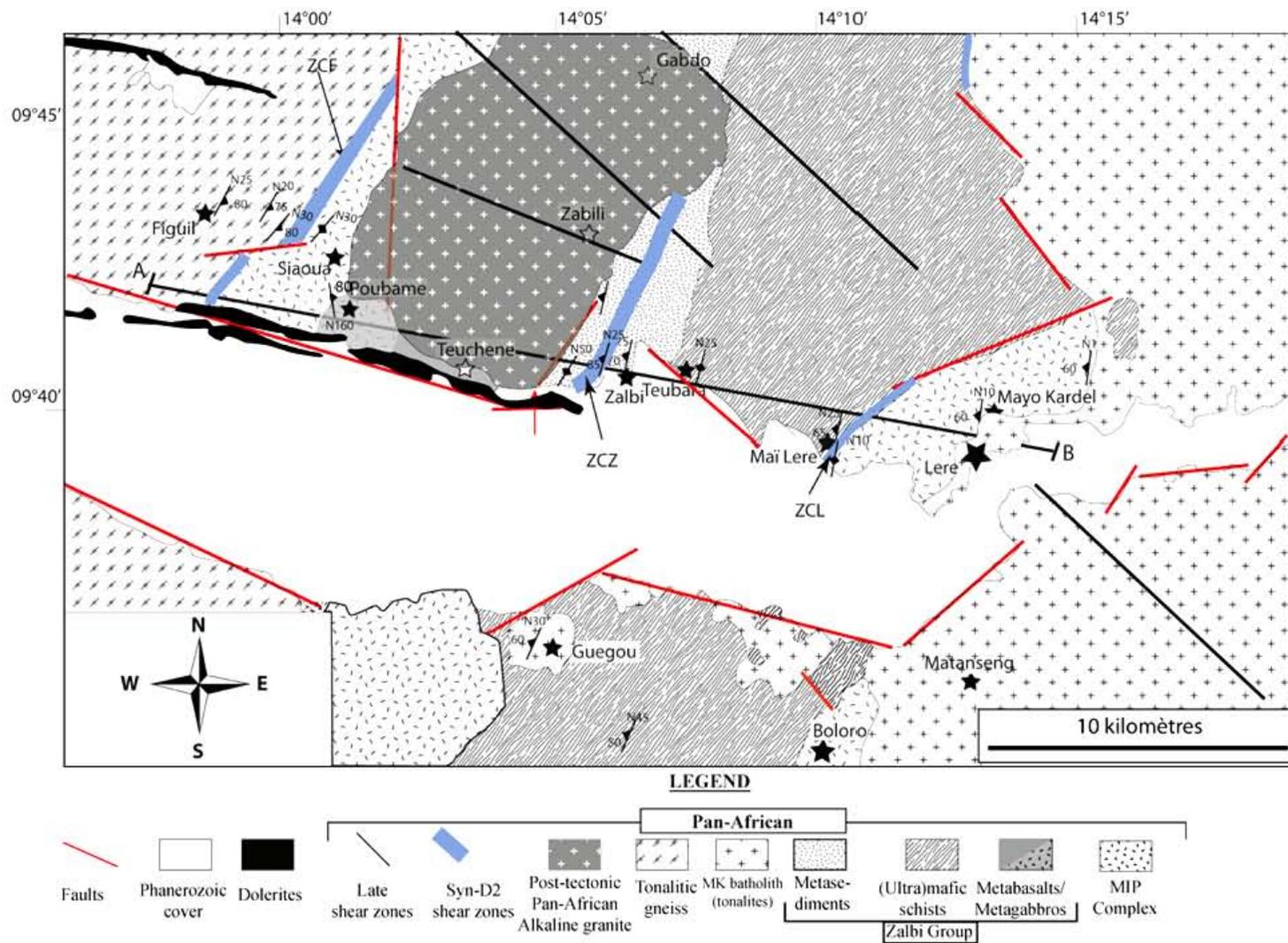


Figure 4: Geological sketch map of the Lere area drawn from field observations and analysis of satellite images using Ilwis software. MIP: mafic to intermediate plutons.

1. MIP complex

a) Field observations

The MIP complex outcrops at the eastern and western sides of the Lere area (Figure 4). Two metadiorites from this complex were sampled at Boloro, south of lake Lere, and at Siaoua, close to the border between Chad and Cameroon. At Siaoua, the metadiorite is associated with a fine grained amphibolite. The relationships between these rocks, including mafic microgranular enclaves and veins of amphibolite separated by a granitic layer from the host metadiorite, suggest a mingling relation (Fernandez and Barbarin, 1991; Wiebe and Collins, 1998).

It was not possible from field observations to establish a relative chronology between the MIP complex and Zalbi group.

b) Microscopic observations

Boloro metadiorite (Figure 78a, b & c) is mainly composed of feldspar, quartz and pyroxene as magmatic minerals. Amphibole is rare. Feldspar is observed as large zoned euhedral plagioclase crystals, rare orthoclase and microcline (Figure 5b) or myrmekitic association of alkaline feldspar and quartz (Figure 5c). Plagioclase is frequently replaced by epidote. Pyroxene appears as scarce relics replaced by biotite, chlorite, epidote and opaque minerals (Figure 5a). Apatite occurs frequently as early euhedral inclusions (Figure 5a).

The sample of metadiorite from Siaoua is characterized under the microscope by the presence of large hornblende and plagioclase crystals of magmatic origin surrounded by metamorphic chlorite, epidote, actinolite and prehnite (Figure 5c, d & f). These metamorphic minerals are associated to a brittle deformation under low greenschist facies conditions (Figure 5c). Quartz is less abundant and is observed as small anhedral crystals in interstitial position (Figure 5d).

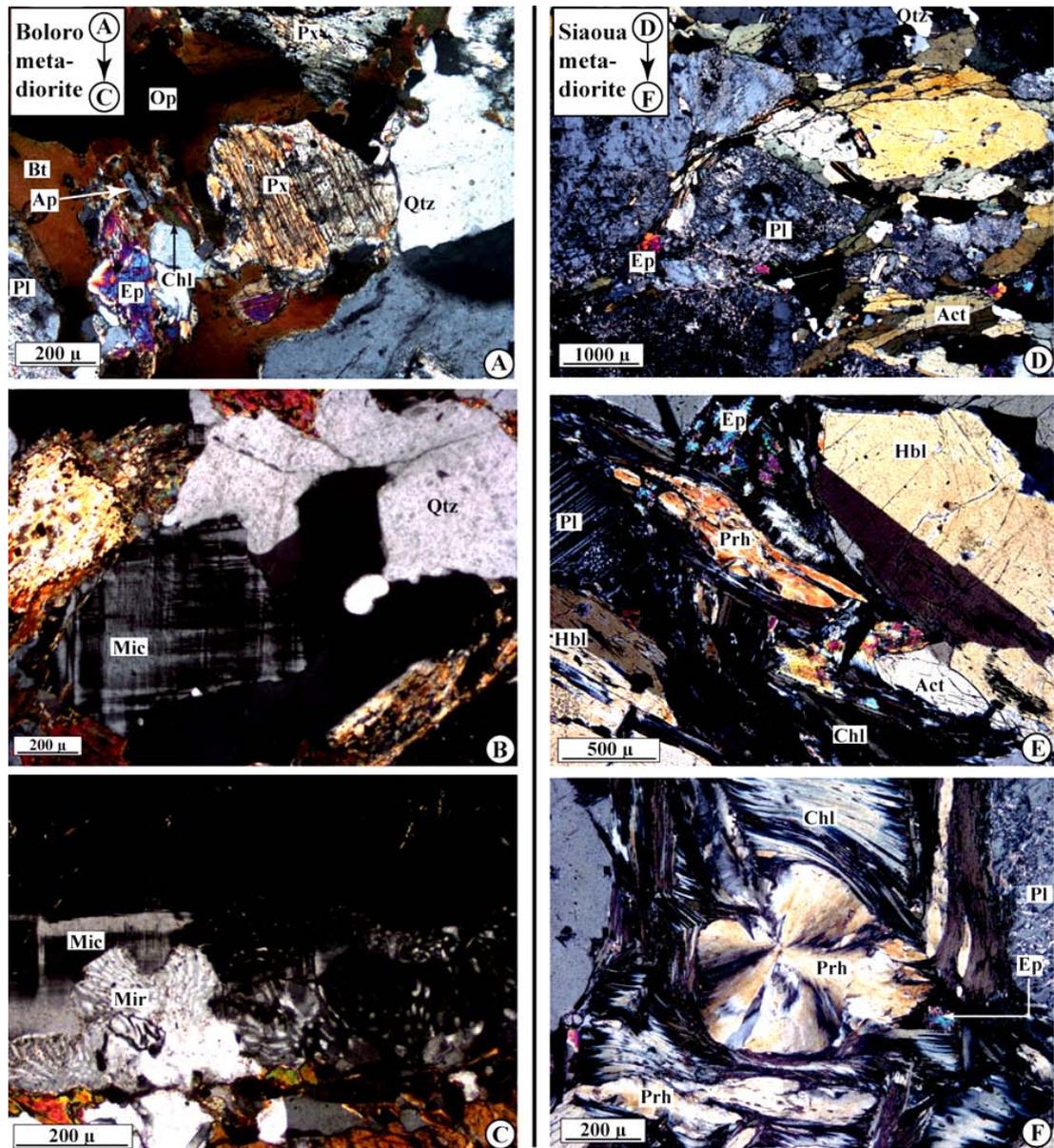
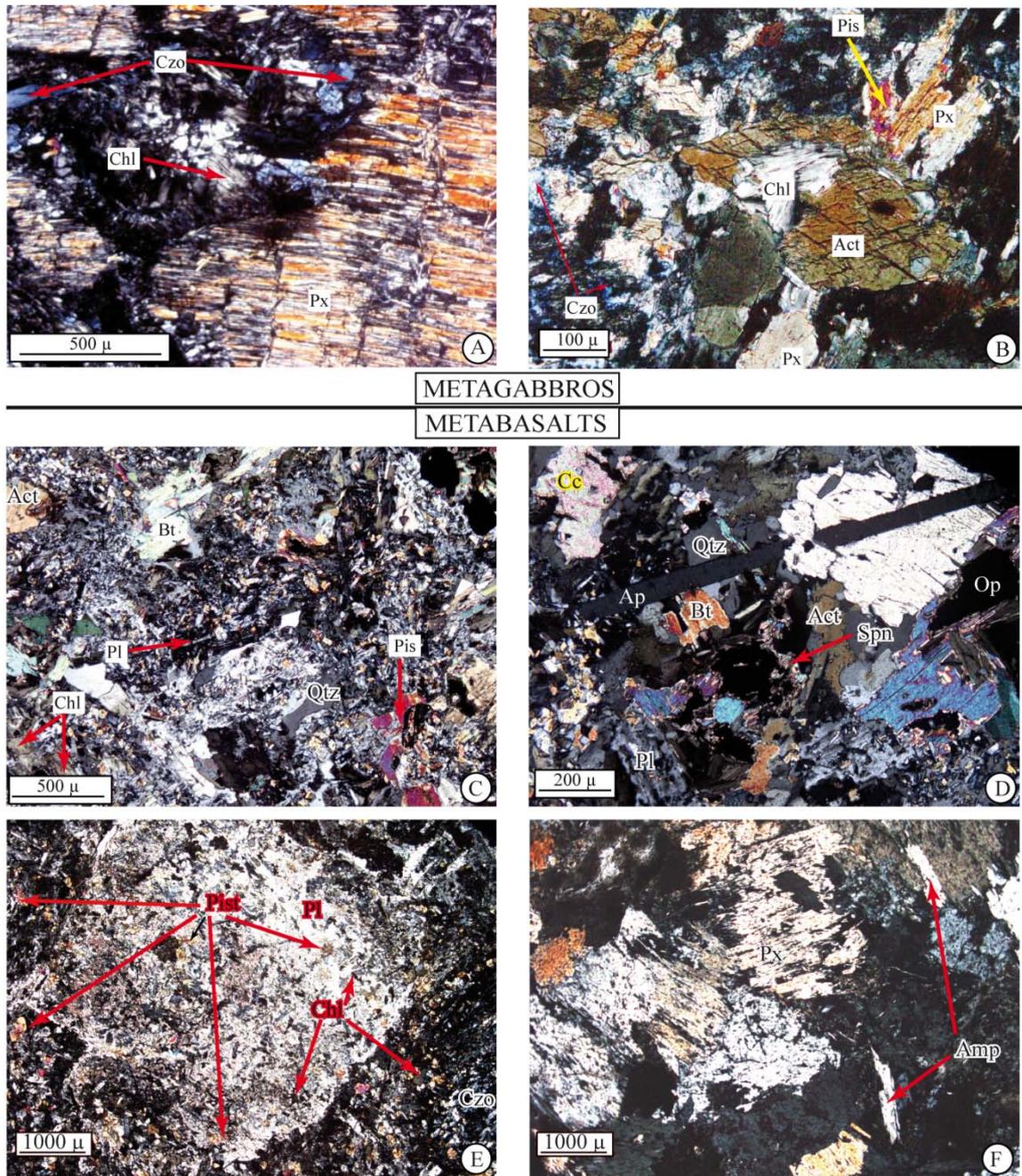


Figure 5: Mineral compositions and microstructures of Boloro (A, B, C) and Siaoua (D, E, F) metadiorites representing the MIP complex in the Mayo Kebbi massif (southwestern Chad). A: relict pyroxene is replaced by biotite (Bt), epidote (Ep), chlorite (Chl) and opaque minerals (Op). Euhedral apatite (Ap) observed as inclusion within the pyroxene is preserved. Quartz (Qtz) is relatively abundant and observed as anhedral crystals. Plagioclase (Pl: lower left corner) is replaced by small epidote crystals. Alkaline feldspar could be observed as isolated anhedral microcline (Mic: B) or in myrmekitic (Myr) association with fibrous quartz (C). D & E: microphotographs showing large plagioclase (Pl) and hornblende (Hbl) minerals of magmatic origin surrounded by metamorphic chlorite, actinote (Act), epidote and prehnite (Prh) in Siaoua metadiorite. F: prehnite, associated to chlorite and epidote, is observed as elongated fibrous minerals or radially developed crystals.

2. Zalbi group

a) Field observations

The metavolcanic-sedimentary group of Zalbi outcrops between Lere and Siaoua in the central part of the Lere area (Figure 4). It consists of talcschists, chloritoschists,



METAGABBROS
METABASALTS

Figure 6: A, B: Metagabbros. Microphotographs showing relict pyroxenes (Px: A) and metamorphic actinolite (Act), pistachite (Pis), clinozoisite (Czo) and chlorite (Chl: A B) in metagabbros of Zalbi group. The last minerals are formed after primary minerals due to greenschist facies metamorphism. C, D, E, F: Metabasalts. C: these rocks are dominated by greenschist facies minerals (chlorite, pistachite, and actinolite) and rare relict plagioclase (Pl). D: biotite (Bt) occurs as anhedral crystals commonly replaced by opaque (Op) and sphene (Spn); calcite (Cc) is observed as rare patches within the matrix and apatite (Ap) as needle-like crystals of magmatic origin preserved by metamorphism (D). E: within the porphyritic facies of metabasalts, large relics of plagioclase replaced by pistachite and chlorite are observed. These relics are enclosed within a fine grained matrix characterized by the assemblage Chl + Ep ± Qtz. F: The cumulative facies is dominated by pyroxene (Px) and amphibole (Amp).

metagabbros, metavulcanites and metasediments dominated by metagrauwacke type. Within the metavulcanites, two types are distinguished: the first, preserving volcanic structures and relict assemblage of basaltic composition, is described as "metabasalts".

The second, dominated by mafic metamorphosed rocks lacking recognizable magmatic paragenesis, is referred to as "metabasites" hereafter.

All these rocks are characterized by the presence of a weak to well developed planar fabric and are metamorphosed under greenschist facies conditions. The deformation pattern is characterized by steeply dipping NNE striking foliation planes bearing subvertical lineations.

Metagabbros and metabasalts are sampled along the riverbed of Poubame, where wide veins of porphyritic metabasalt cutting across metagabbros are observed, suggesting that the latter emplaced earlier. This conclusion is also supported by the presence of felsic veins that cross-cut the metagabbros but are, with the last ones, intruded by metabasalts. Around Teuchene village, metabasalts occur as massive bodies showing locally a cumulative texture marked by abundant ferromagnesian phenocrysts (pyroxene and amphiboles).

Metabasites are observed as megaboudins elongated parallel to the foliation within the metasediments. These rocks outcrop mainly around the Zalbi village. Within the metagrauwacke, lithic fragments dominated by plagioclase + quartz and wrapped by the schistosity are usually observed.

Talcschists, intercalated with the chloritoschists, are observed in the eastern part of Zalbi group (Figure 4).

a) Microscopic observations

Under the microscope, metagabbros (Figure 6a & b) are characterized by the presence of relict pyroxene replaced by chlorite, clinozoisite, actinolitic amphibole and relict plagioclase. The composition of these minerals are determined by analysis using a Cameca electron microprobe analyzer at SCMEM of *Univeristé Henry Poincaré*, Nancy 1 (**Annex 1**). Actinolite and relict pyroxene are commonly observed as large crystals enclosed in a fine grained matrix of clinozoisite, pistachite, small chlorite flakes and plagioclase crystals.

Metabasalts (Figure 6c-f) are characterized by a fine grained matrix dominated by epidote, chlorite, actinolite and minor calcite. This matrix encloses large minerals including plagioclase, amphibole and pyroxene which are relics of magmatic origin. Within the cumulative facies, clinopyroxene is abundant. The porphyritic metabasalt sampled at Poubame riverbed is composed of large subidiomorphic plagioclase crystals

in a fine grained groundmass. The plagioclase crystals are replaced by concentrically disposed epidote and chlorite.

Metabasites (Figure 7a) are dominated by the presence of quartz, epidote, chlorite, calcite and albite.

Metagrauwacke (Figure 80b) are characterized by alternating mica-rich and quartzofeldspathic layers giving the rock a well-developed foliation. Quartz and plagioclase are commonly observed as lithic fragments wrapped by this foliation. Epidote and chlorite are observed as secondary metamorphic minerals. Calcite may be present in some samples. Lithological variations marked by alternating calcic (epidote + plagioclase) and silicic domains separated by micaceous layers are frequent at the scale of thin section. These variations suggest a superimposition of the deformation over a layering of sedimentary origin.

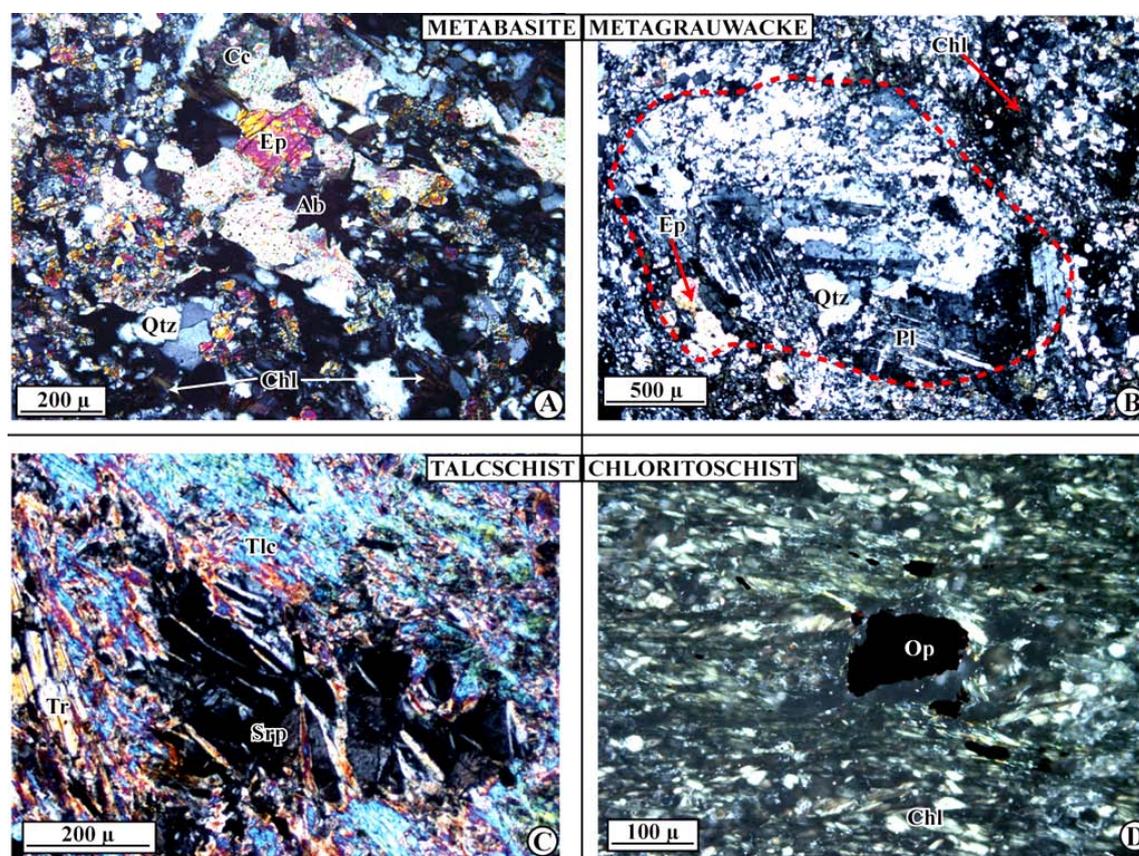


Figure 7 : A: Metabasite showing the presence of calcite (Cc), chlorite (Chl) epidote (Ep), albite (Ab) and quartz (Qtz) as the main minerals. B: Metagrauwackes showing a lithic fragment (delineated by a red line) composed by quartz and plagioclase enclosed within a fine-grained matrix. Chlorite and epidote occur as metamorphic minerals and are abundant within the matrix. C: talcschists are characterized by abundant talc associated with tremolite (Tr) and serpentine (Srp). D: In chloritoschists, chlorite is sometimes accompanied with other minerals such as opaques (Op).

The dominant mineral in talcschists and chloritoschists is either talc (Figure 7c) or chlorite (Figure 7d) respectively, which represent usually more than 90% of the entire volume of the rock. These rocks show a planar fabric characterized by the alignment of

their minerals. Clinozoisite, pistachite and apatite are sometimes observed in association with chlorite while serpentine, tremolite and pyroxene usually accompany talc.

3. Goueygoudoum group

The Goueygoudoum group, located at the easternmost side of the study area (Figure 3), is poorly exposed and is represented here by a single sample of talcschist composition (*sample MK26D*). Under the microscope, chromite, brucite and magnesite are observed together with talc. The latter mineral represents at least 70% of the entire volume of the rock.

IV. Geochemistry

Samples from the MIP complex, Zalbi and Goueygoudoum groups were analyzed for major and trace elements contents at the *Service d'Analyse des Roches et des Minéraux, CRPG*, of Nancy (France). The results of chemical analyses are given in **table 1** and discussed below.

1. Major elements

The studied rocks are ultramafic to intermediate in compositions, with SiO₂ ranging from 27% to 60% and MgO from 4% to 33%. The loss on ignition (LOI) is high. It varies from less than 2% (metadiorites) to 12% (chloritoschists) and is related to the effects of low grade metamorphism (implying formation of hydrous minerals such as chlorite) and probably alteration. These processes could induce variations in the initial chemical composition of magmatic rocks. However, some elements including TiO₂, P₂O₅, Al₂O₃ and at lesser extent SiO₂ and K₂O, are usually immobile during such processes (Rollinson, 1993). Then, they may preserve magmatic imprints from subsequent effects of low grade metamorphism and alteration. According to their behaviour as compatible or incompatible elements during partial melting and fractionnal crystallisation, they will show positive or negative correlations in bivariate plots for a given genetically related suite of rocks.

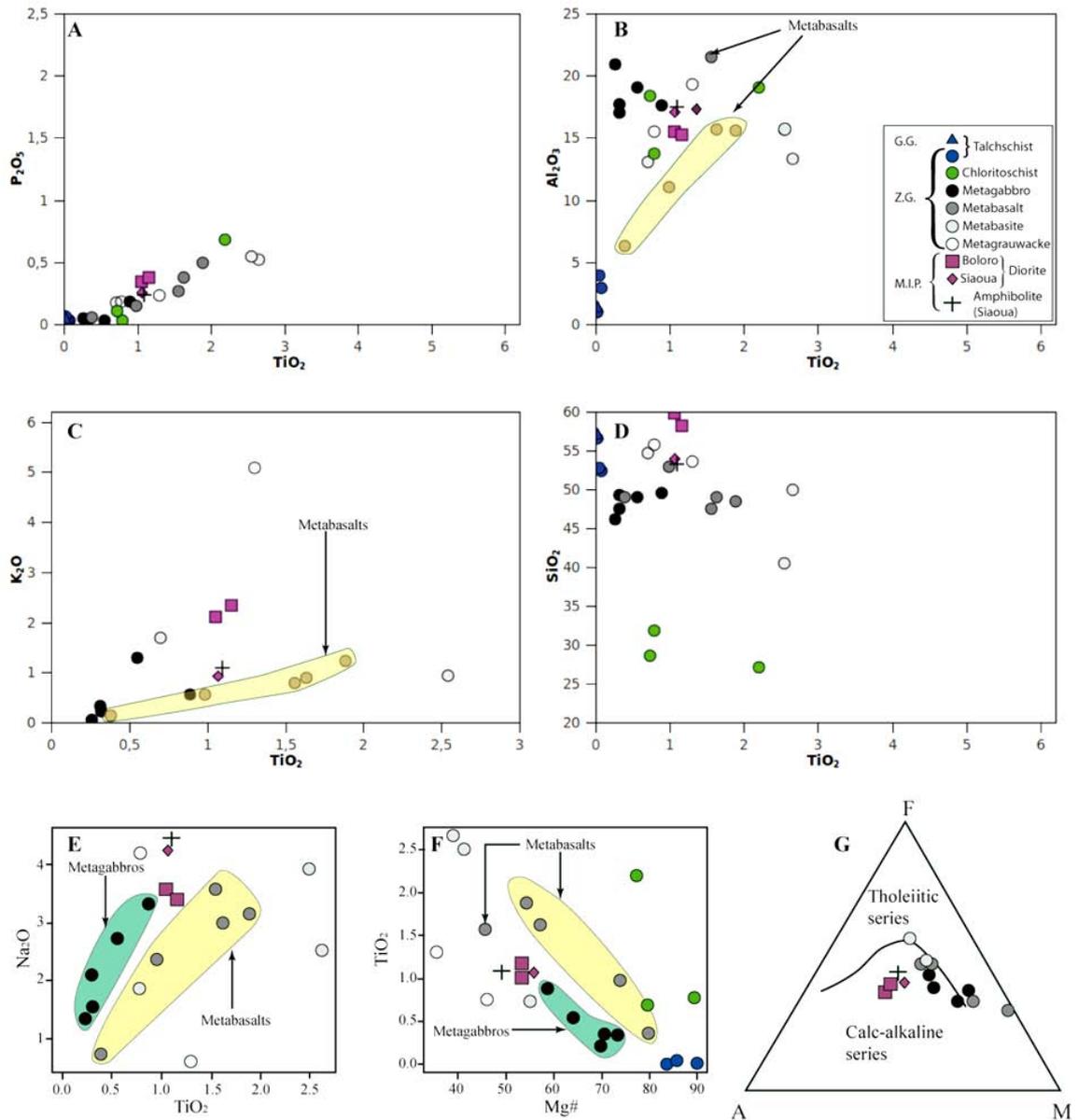


Figure 21: Major element compositions for Goueygoudoum group, Zalbi group and the MIP complex. The tight positive correlation between TiO_2 and P_2O_5 (A) suggests that these elements were not disturbed by low grade metamorphism and reflect magmatic processes. No correlation is observed for TiO_2 and Al_2O_3 (B), K_2O (C) and SiO_2 (D) for the whole set of samples but metabasalts of the Zalbi group are positively correlated in the first two plots, suggesting a genetic relation may exist between these rocks and that the considered elements were not significantly affected by post-magmatic processes. In TiO_2 vs Na_2O (E), metagabbros define a linear trend parallel to that corresponding to metabasalts but more enriched in Na_2O while for similar $Mg\#$ (F), metabasalts are more enriched in TiO_2 than metagabbros. In the ternary AFM plot (G), metagabbros, metabasalts and metabasites from the Zalbi group follow a tholeiitic trend while the MIP complex rocks fall within the calc-alkaline field.

The positive correlation observed between TiO_2 and P_2O_5 (Figure 8a) for the whole set of analyzed samples implies that the relative distribution of these elements were not disturbed by post-magmatic processes. It further suggests a similar behavior during magmatic differentiation for these elements or a mixing relation between two end members. However, no correlation is observed in TiO_2 vs Al_2O_3 , TiO_2 vs K_2O and TiO_2 vs SiO_2 plots for the studied rocks as a whole. Nevertheless, it should be noted that

metabasalts from Zalbi group display a positive linear correlation on TiO_2 vs P_2O_5 , TiO_2 vs K_2O , TiO_2 vs Na_2O and TiO_2 vs Al_2O_3 diagrams. This could suggest a magmatic relation either by partial melting of a unique source, mixing between two magmatic end members or fractional crystallization. Further, it suggests that the considered elements were not significantly disturbed by post-magmatic processes. A linear positive correlation is also obvious for metagabbroic samples in TiO_2 vs Na_2O plot (Figure 8e). In this diagram, metagabbros define a trend parallel to that of metabasalts, but they are more enriched in Na_2O than the last ones. For similar Mg# (Figure 8f), metabasalts are more enriched than metagabbros in TiO_2 . Both rock types define broadly parallel trends on Mg# vs TiO_2 diagram. Then, they may have formed within similar conditions of differentiation, but derived from distinct parental liquids.

On the ternary AFM diagram, metabasites, metabasalts and metagabbros from Zalbi group follow a tholeiitic trend as defined by [Irvine and Baragar \(1971\)](#) while the MIP complex rocks (metadiorites and amphibolite) fall within the "calc-alkaline" field.

2. Trace elements

a) MIP complex

- *REE patterns*

Rocks of the MIP complex (metadiorites and amphibolite) are characterized by high REE content (65-135 ppm) and fractionated ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 4-12$) patterns (Figure 9a). The highest $\text{La}_N/\text{Yb}_N (> 11)$ are recorded by Boloro metadiorite. Compared to the range of chondrite normalized REE abundances of continental and island arc andesites ([Cullers and Graph, 1984](#)), they have "normal" patterns from LREE to MREE but are more depleted in HREE relative to MREE ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 2.5-3.0$). Such patterns, also described for TTG-like and adakitic magmas, could indicate the role of garnet either as residual or fractionating phase during the evolution of the parental magma.

- *Spider diagrams*

MIP complex rocks have spider diagrams typical of calc-alkaline rocks characterized by a progressive decrease in element abundances from LILE to HFSE with characteristic spikes in Ba, K and well developed negative anomalies in Nb and Ta ([Wilson, 1989](#)).

Boloro metadiorite is more enriched in incompatible elements including LILE and HFSE in comparison with Siaoua metadiorite and amphibolite. All these rocks are characterized by high Sr content (530-600 ppm), resulting in high Sr/Y ratio ranging from 32 to 48. This high Sr/Y ratio could not be related to plagioclase accumulation as no Eu anomaly is recorded by the considered rocks. It has been argued that significant amphibole removal from evolving magmas could result in increasing Sr/Y (Davidson *et al.*, 2007; Moyen, 2009). However, such a hypothesis is not supported by geochemical observations in the case of the MIP complex. Foley *et al.* (2002) argued that removal of significant amphibole through fractional crystallisation will produce low Nb/Ta residual melts. This is not the case for the MIP complex metadiorites and amphibolite characterized by chondritic Nb/Ta values ranging from 13 to 16. Recently, Moyen (2009) pointed out that in natural systems amphibole fractionation is seldom isolated and is rather accompanied by plagioclase removal, implying an increase in La/Yb, a decrease or limited increase in Sr/Y and negative Eu anomalies in the REE patterns. For these reasons, we suggest that the observed La/Yb and Sr/Y ratios for the MIP complex are not related to plagioclase or amphibole removal. Because of their major elements compositions ($\text{SiO}_2 = 53\text{-}59\%$; $\text{MgO} = 4\text{-}5\%$), these rocks could not be produced by partial melting of felsic sources, which have the potential to stabilize garnet at moderate to low pressures (5-10 kbars : Moyen, 2009). Then, the chemical features described above (high La/Yb and Sr/Y), as well as the marked decrease observed for HREE is best explained by the role of garnet in the residue during partial melting of a mafic protolith.

- *Compatible trace elements*

The analyzed rocks from the MIP complex are characterized by high contents in compatible trace elements, including V (130 – 185 ppm), Ni (20 – 80 ppm) and Cr (23 – 130 ppm), which contrast with their enrichments in LILE (Ba = 264 – 495 ppm; Rb = 11-37 ppm; Sr = 530-600 ppm), REE and HFSE (Zr = 85 – 225 ppm; Nb = 5-11 ppm). Such features are not consistent with partial melting of a mafic protolith within the continental crust, which has the potential to produce felsic liquids depleted in compatible elements. Furthermore, Siaoua metadiorite is more enriched in Cr (111 ppm) and Ni (47 ppm) than the associated amphibolite (Cr = 23 ppm; Ni = 21 ppm), implying that the observed enrichment in compatible elements is not related to mixing between a felsic end-member and a mafic one. Then, it results from the above description that the studied rocks from the MIP complex originated by partial melting of a mafic protolith at pressure high enough (> 10 kbar) to stabilize garnet. The produced melts interacted with

the mantle to acquire their distinctive enrichment in compatible elements. This scenario is proposed for the generation of adakitic rocks. In fact, the MIP complex metadiorites are similar to adakite regarding their REE as well as incompatible trace element patterns (Figure 9b).

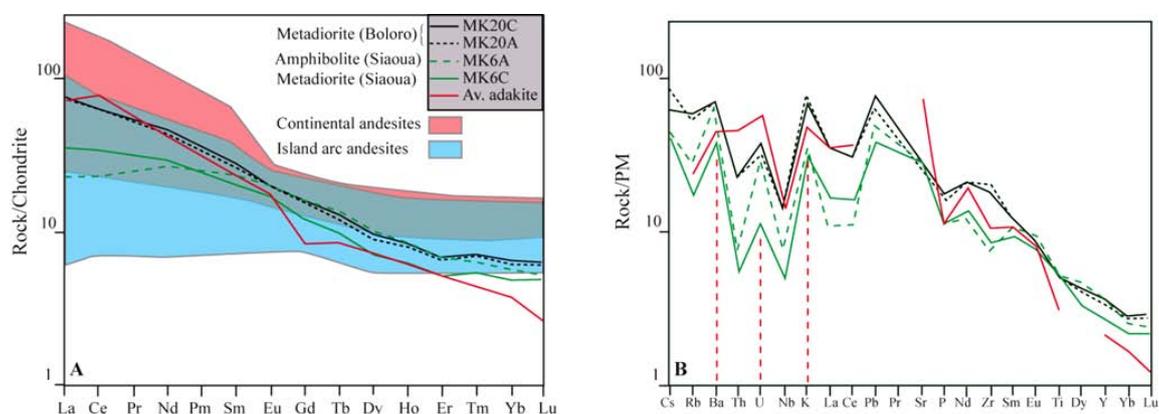


Figure 9: REE (A) and incompatible trace elements (B) patterns for the MIP complex rocks normalized to chondrite (Boynnton, 1984) and primitive mantle (Sun and McDonough, 1989) respectively. Continental andesites and island arc andesites fields from Cullers and Graph (1984). Average adakite from Condie (2005). The MIP complex rocks fall within the island arc andesites fields in respect to their REE contents; however, they are characterized by HREE depletion relative to LREE. Such feature is described in adakitic rocks, represented by the average adakite of Condie (2005).

b) Zalbi and Goueygoudoum groups

- Chloritoschists and talcschists (Figure 10a&b)

Chloritoschists are characterized by intermediate to enriched ($\sum \text{REE} = 28\text{-}180$ ppm) and moderately to highly fractionated ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 5\text{-}80$) REE patterns, with distinctive negative Eu anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.34 - 0.45$). These patterns are similar by their shape to talcschist sample MK17C from Zalbi group. The latter sample is depleted in REE ($\sum \text{REE} = 1.62$ ppm) and shows a moderately fractionated pattern ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 5$) with $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.6$.

In contrast, talcschist samples MK17A (Zalbi group) and MK26D (Goueygoudoum group) have chondritic REE contents with $\text{Ce}_N/\text{Yb}_N = 0.83$ and 1.39 , $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.61$ and 1.21 respectively. Such patterns are similar to those reported for many spinel lherzolites by Frey (1984) and for spinel peridotite xenoliths in alkali basalts from the North China craton by Rudnick *et al.* (2004). In the Central African Orogenic Belt, similar rocks were described by Nkoumbou *et al.* (2006) within the Yaoundé nappe composed of high grade metasediments and located north of the Congo

craton. In the last case, these rocks are interpreted as part of a dismembered Pan-African ophiolitic complex.

The incompatible trace elements contents normalized to primitive mantle values (Sun and McDonough, 1989) indicate the presence of negative anomalies in Nb and Ta for both chloritochists and talcschists but an overall flat pattern with enrichment levels lower than the Primitive Mantle. However, in contrast to talcschists, chloritochists are characterized by the presence of strong Sr negative anomalies. Because of the strong mobility of this element during low grade metamorphism and alteration, this anomaly could not be related entirely to magmatic processes, due to the high loss on ignition (9-12 %) observed in chloritochists.

Regarding their compatible trace elements compositions, talcschists are more enriched (Cr = 2009-3113 ppm; Ni = 1239-1831 ppm; V = 24-90 ppm; Co = 65-89 ppm; Cu = 16-71 ppm; Zn = 32-54 ppm) than chloritochists (Cr = 24-260 ppm; Ni = 188-793 ppm; V = 113-529 ppm; Co = 70-92 ppm; Cu = 5-33 ppm; Zn = 49-157 ppm). The first ones show enrichment levels close to those of primitive mantle (Ni = 2080 ppm; Co = 104 ppm; Cu = 28 ppm; Hofmann, 1988) while the second are less enriched but generally exhibit higher contents of these elements than MORB values (Ni = 149 -203 ppm; Cu = 74 ppm; Co = 47 - 74 ppm; V = 184 ppm; Sun *et al.*, 1979; Hofmann, 1988; Sun and McDonough, 1989). In the light of these observations, we suggest that talcschists are equivalent to metasomatized peridotites prior to their exhumation and mineralogical transformation while chloritochists could have a magmatic origin and derived from enriched mafic magmas (cumulates?).

- *Metagabbros* (Figure 10c&d)

Metagabbros have REE abundances between 11-27 ppm, $La_N/Yb_N = 1.4-3.4$ $Eu/Eu^* = 1.1-2.1$. They are more enriched and fractionated than modern Island Arc Tholeiites but are similar to LREE enriched nascent back-arc basin basalts from the Isu-Ogasawara arc (Ikeda and Yuasa, 1989), the Tonga-Lau Basin (Ewart *et al.*, 1973; Gill, 1976) and South Sandwich-East Scotia Sea (Hawkesworth *et al.*, 1979; Saunders and Tarney, 1979). The strong positive Eu anomaly showed by some samples could be related to plagioclase accumulation. This idea is supported by the presence of a strong positive anomaly in strontium as well as by petrographic observations indicating the presence of relict plagioclase.

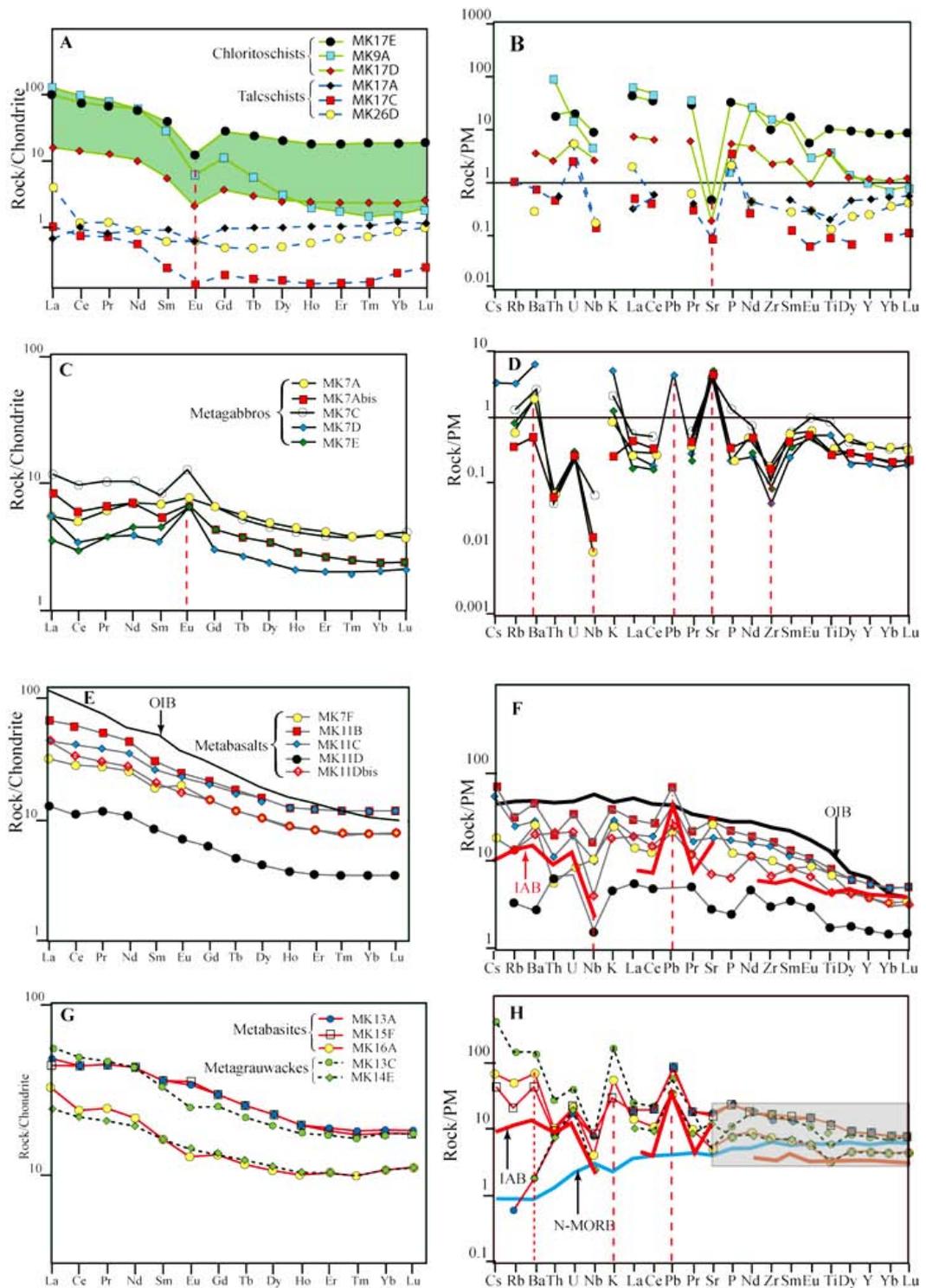


Figure 10: REE (normalized to Boynton, 1984) and spiderdiagrams (normalized to Sun and McDonough, 1989) for Zalbi and Goueygoudoum groups. A & B: chloritoschists and talcschists. C & D: metagabbros. E & F: metabasalts. G & H: metabasites and metagrauwackes. OIB and N-MORB from Sun and McDonough (1989). Island arc basalts (IAB) from Dhuime (2007).

The primitive mantle (Sun and McDonough, 1989) normalized incompatible trace elements contents reveal the following striking features for metagabbros of the Zalbi group: a selective enrichment in LILE, resulting in positive anomalies for Ba, K and Sr; strong negative anomalies for Nb and Ta; HFSE and HREE depletion relative to

LREE and LILE. In particular, Ta (< 0.04 ppm), Zr (3-11 ppm), Y (4-8 ppm), Nb (0.1-0.5 ppm), TiO₂ (0.2-0.9%) and P₂O₅ (0.03-0.2%) as well as compatible elements including (Ni = 48-130 ppm), Cr (150-326 ppm) and Co (23-37 ppm) are lower than the concentrations of the same elements in N-MORB type basalts (Ta = 0.132 ppm; Zr = 74 ppm; Y = 28 ppm; Nb = 2.33 ppm; TiO₂ = 1.6% ; P₂O₅ = 0.15%; Ni = 149-203 ppm; Co = 47-74 ppm; Sun *et al.*, 1979; Hofmann, 1988; Sun and Mc Donough, 1989). Such features are commonly described in arc-like mafic melts (Gill, 1976; Hawkesworth and Powell, 1980; Volpe *et al.*, 1987; Ishizuka *et al.*, 2006).

- *Metabasalts* (Figure 10e&f)

They have more enriched (Σ REE = 28-127 ppm) and fractionated (La_N/Yb_N = 3.6-5.5) REE patterns than metagabbros and lack any anomaly. These patterns are similar to OIB regarding their overall shape, but they are less enriched and slightly less fractionated.

In figure 10f, metabasalts are compared to OIB (Sun and McDonough, 1989) in spiderdiagrams using abundances of incompatible trace elements normalized to primitive mantle values as proposed by Sun and McDonough (1989). It results from this comparison that metabasalts from the Zalbi group are characterized by a decrease from LILE to HFSE similar to that observed for OIB, but they exhibit distinctive Nb negative anomalies and positive anomalies for Ba and K. However, these anomalies are less pronounced than those reported for the same elements from metagabbros of Zalbi group. Samples MK11D and MK11Dbis, characterized in thin section by the accumulation of pyroxene and amphibole, have less enriched profiles and more pronounced anomalies for Nb and Ta. In contrast, sample MK7F, marked by the accumulation of plagioclase, has an intermediate enrichment level and displays a strong positive anomaly in strontium.

Finally, metabasalts (represented by samples MK11B and MK11C, characterized by MgO = 6.5 and 7.3% respectively) are more enriched than metagabbros in Ni (103 – 110 ppm), V (194-216) and Co (41ppm). Their contents in compatible trace elements and HFSE are in the range of those reported from modern mature back-arc basins, including the Mariana basin (Hart *et al.*, 1972) and the East Scotia Sea (Tarney *et al.*,

Table 3: Chemical analysis of rocks from Zalbi group, Goueygoudoum group and MIP Complex

Sample	Zalbi Group													
	MK7A	MK7Abis	MK7C	MK7D	MK7E	MK7F	MK11B	MK11C	MK11D	MK11Dbis	MK13A	MK15F	MK16A	MK13C
Locality	Poubame	Poubame	Poubame	Poubame	Poubame	Poubame	Teuchene	Teuchene	Teuchene	Teuchene	Zalbi	Zalbi	Teubara	Zalbi
Petrology	Metagabbro	Metagabbro	Metagabbro	Metagabbro	Metagabbro	Metabasalt	Metabasalt	Metabasalt	Metabasalt	Metabasalt	Metabasite	Metabasite	Metabasite	Metagrauwacke
SiO2	49,31	46,23	49,57	49,00	47,56	47,58	48,55	49,02	49,03	52,94	49,97	40,60	54,71	53,62
Al2O3	17,73	20,94	17,69	19,09	17,06	21,52	15,66	15,68	6,30	11,03	13,36	15,67	13,06	19,38
Fe2O3	5,44	5,26	9,20	8,00	6,85	7,99	10,86	10,76	9,62	9,32	14,01	13,91	8,77	9,66
MnO	0,11	0,10	0,14	0,10	0,14	0,10	0,16	0,17	0,19	0,16	0,23	0,17	0,14	0,07
MgO	7,22	6,47	6,57	7,23	8,64	3,34	6,49	7,32	19,29	13,17	4,84	5,12	5,36	2,65
CaO	14,23	14,77	8,69	8,55	14,35	9,10	8,18	9,16	10,00	7,27	6,78	7,77	6,53	1,87
Na2O	2,10	1,39	3,35	2,70	1,55	3,55	3,15	2,98	0,71	2,36	2,44	3,66	1,76	0,57
K2O	0,23	0,06	0,56	1,30	0,34	0,79	1,24	0,91	0,15	0,56	-	0,95	1,69	5,08
TiO2	0,32	0,26	0,89	0,55	0,31	1,56	1,88	1,63	0,38	0,98	2,65	2,54	0,70	1,30
P2O5	0,03	0,05	0,19	0,03	-	0,27	0,50	0,38	0,06	0,15	0,52	0,55	0,18	0,24
LOI	2,27	3,05	3,04	3,03	2,23	3,35	2,44	1,96	3,50	3,05	5,33	8,78	7,67	5,32
Total	98,97	98,57	99,88	99,59	99,03	99,16	99,10	99,97	99,22	100,97	100,13	99,71	100,57	99,74
La	1,702	2,586	3,59	1,61	1,088	9,67	20,41	14,12	3,976	13	14,39	13,6	10,03	17,36
Ce	4,08	4,697	7,748	2,744	2,314	22,83	47,8	34,26	8,843	26,37	36,05	35,33	19,01	39,2
Pr	0,746	0,81	1,244	0,463	0,45	3,337	6,345	4,752	1,42	3,641	5,405	5,324	2,93	5,604
Nd	4,163	3,976	6,242	2,344	2,643	15,15	27,02	21,27	6,517	16,32	26,07	25,84	12,82	25,31
Sm	1,345	1,049	1,566	0,677	0,867	3,673	1,567	5,085	1,618	3,897	6,914	6,922	3,169	6,431
Eu	0,564	0,482	0,932	0,488	0,456	1,434	1,817	1,656	0,51	1,203	2,445	2,559	0,929	1,821
Gd	1,628	1,124	1,641	0,774	1,099	3,726	5,468	5,18	1,573	3,722	7,624	7,642	3,343	6,546
Tb	0,261	0,177	0,247	0,126	0,173	0,572	0,843	0,79	0,232	0,552	1,204	1,192	0,534	1,029
Dy	1,606	1,039	1,448	0,757	1,075	3,342	4,907	4,771	1,408	3,221	7,275	7,254	3,386	6,3
Ho	0,319	0,204	0,295	0,153	0,209	0,64	0,924	0,9	0,27	0,606	1,424	1,394	0,707	1,249
Er	0,876	0,555	0,801	0,42	0,57	1,783	2,572	2,5	0,741	1,693	3,984	3,854	2,08	3,55
Tm	0,124	0,08	0,121	0,064	0,08	0,256	0,388	0,369	0,111	0,246	0,587	0,55	0,311	0,526
Yb	0,814	0,509	0,788	0,427	0,496	1,658	2,475	2,416	0,736	1,581	3,8	3,631	2,184	3,508
Lu	0,12	0,074	0,13	0,068	0,076	0,257	0,39	0,373	0,112	0,243	0,586	0,562	0,35	0,558
Y	8,466	5,672	8,169	4,308	5,64	17,98	26,35	25,83	7,479	17,4	40,83	39,2	22,55	35,41
Ba	100,6	27,81	161,5	376,5	113,2	176,1	321,9	201,2	19,54	152,6	12,35	312,3	534,5	982,5
Co	23,2	27,73	33,08	30,78	37,13	23,07	41,45	40,79	62,36	46,67	36,31	46,28	26,16	17,01
Cr	326,4	289,4	151,6	264,1	265	26,06	96,75	249,8	2192	711,1	38,7	100,6	169,7	31,82
Cu	17,91	11,28	14,33	58,83	87,51	16,31	54,45	53,16	16,52	167,2	75,21	18,63	76,32	39,53
Ga	13,8	17,5	18,82	18,21	13,95	19,37	19,93	18,74	9,726	14,21	20,83	27,27	13,9	22,53
Hf	0,445	0,355	0,283	0,148	0,27	2,66	4,525	3,938	0,95	2,138	4,2	4,622	2,213	4,911
Nb	0,081	0,128	0,529	-	-	7,566	12,01	7,731	1,176	2,865	5,203	5,679	2,993	5,542
Ni	48,81	88,65	89,41	108,8	130,4	38,92	110,4	102,9	449,6	287	31,11	36,41	39,81	17,35
Pb	-	-	-	2,8186	-	1,4991	4,9492	3,4196	-	1,8349	6,0025	5,0975	2,5903	4,2399
Rb	3,07	1,76	6,746	16,93	4,216	8,534	20,86	16,16	2,17	8,492	0,372	13,28	33,07	95,79
Sr	570,4	673,3	583,6	599,7	777,3	607,8	634,8	391,9	60,08	153,7	364,1	345,8	106,2	106,1
Ta	-	-	0,04	-	-	0,59	0,898	0,554	0,087	0,222	0,361	0,396	0,204	0,462
Th	0,042	0,034	0,029	-	-	0,488	1,701	0,97	0,569	1,845	0,649	0,71	0,905	2,307
U	0,048	0,052	0,044	-	0,053	0,18	0,71	0,417	0,153	0,427	0,379	0,518	0,435	0,873
V	97,03	76,28	173,1	158,9	123,7	143,9	215,6	193,8	153	217,9	393,5	311,9	214,8	177,4
Zr	10,97	10,41	8,195	3,58	6,256	116,2	189,2	169,7	34,85	75,99	171,5	195,1	87,24	188

Sample Locality Petrology	Zalbi Group							Goueygoudoum Group	MIP Complex			
	MK14E Teuchene	MK17E Lere	MK9A Keuzei	MK17D Lere	MK9B Keuzei	MK17A Lere	MK17C Lere	MK26D Goueygoudoum	MK20A Boloro	MK 20C Boloro	MK6C Siaoua	MK6A Siaoua
	Metagrauwacke	Chloritoschist	Chloritoschist	Chloritoschist	Talcschist	Talcschist	Talcschist	Talcschist	Diorite	Diorite	Diorite	Amphibolite
SiO2	55.77	27.19	31.92	28.67	52.41	52.83	56.61	57.16	59.84	58.24	53.88	53.24
Al2O3	15.57	19.10	13.78	18.39	2.97	3.93	1.03	1.47	15.54	15.28	17.02	17.45
Fe2O3	10.93	14.68	7.98	13.87	7.75	8.39	9.95	6.58	6.98	7.58	7.70	9.21
MnO	0.16	0.19	0.07	0.13	0.03	0.13	0.04	0.03	0.10	0.12	0.12	0.15
MgO	4.66	24.85	33.04	26.84	30.06	25.44	27.28	29.46	4.04	4.41	4.96	4.47
CaO	3.84	0.91	-	0.14	-	3.13	0.21	-	6.25	5.93	7.14	5.80
Na2O	4.20	-	-	-	-	-	-	-	3.55	3.39	4.22	4.47
K2O	-	-	-	-	-	-	-	-	2.12	2.35	0.92	1.08
TiO2	0.78	2.19	0.79	0.72	0.07	0.04	0.02	0.03	1.05	1.15	1.07	1.10
P2O5	0.19	0.68	0.03	0.11	0.03	0.03	0.07	0.05	0.35	0.38	0.25	0.24
LOI	3.51	10.62	11.98	11.13	6.30	6.08	4.77	5.35	1.04	1.70	1.64	2.60
Total	99.60	100.41	99.59	99.98	99.61	100.00	99.97	100.11	100.84	100.52	98.90	99.82
Ba	12.93	-	-	24.75	-	5.314	-	1.826	495.5	535	264.4	456.6
Co	22.87	84.01	70.27	92.22	69.5	72.38	65.16	89.27	20.61	22.86	22.92	24.29
Cr	40.97	232.5	108.8	651.5	3113	2009	2042	2596	123	128.3	110.9	23.21
Cu	32.57	5.406	-	5.979	16.87	20.35	71.46	-	85.63	89.33	10.96	56.66
Ga	16.24	12.38	10.24	14.1	4.257	5.426	1.984	2.272	18.54	18.45	20.8	24.79
Hf	2.065	3.104	4.714	0.809	-	-	-	-	5.135	4.788	2.432	2.5
Nb	1.887	6.022	2.992	1.918	0.093	0.097	-	0.147	9.983	10.86	3.563	5.419
Ni	12.49	314.8	285.1	793.9	1614	1483	1239	1831	75.57	80.34	46.62	21.13
Pb	2.5741	-	-	-	-	-	-	-	5.2776	4.578	2.7599	3.4789
Rb	-	-	-	-	-	0.657	-	-	33.41	36.63	11.22	17.33
Sr	260.7	9.108	-	3.808	-	6.324	1.737	-	594.9	532.5	601.5	581.1
Ta	0.158	0.456	0.371	0.133	-	-	-	-	0.728	0.775	0.225	0.406
Th	0.808	1.478	7.231	0.208	0.035	0.037	0.049	-	2.102	1.945	0.484	0.643
U	0.433	0.465	0.293	0.11	0.078	0.059	-	0.103	0.787	0.675	0.243	0.655
V	288.8	457.1	113.3	366.3	90.19	56.89	35.57	24.58	132.9	143.7	163	183.4
Zr	79.79	105.5	165.9	25.08	-	-	-	-	224.4	206	94.39	84.75
La	7.479	29.47	39.3	4.919	0.089	0.21	0.326	1.271	23.91	24.46	11.55	7.53
Ce	17.23	60.64	79.49	11.18	0.111	0.789	0.606	0.945	53.29	54.83	28.89	19.64
Pr	2.492	7.968	9.559	1.48	0.027	0.099	0.09	0.15	6.715	7.053	4.106	3.231
Nd	11.45	34.02	38.02	6.104	0.12	0.528	0.337	0.545	27.48	29.01	18.55	16.49
Sm	3.053	7.75	5.453	1.079	0.03	0.187	0.051	0.116	5.31	5.708	4.165	4.676
Eu	1.026	0.884	0.439	0.148	0.007	0.043	0.01	0.047	1.524	1.556	1.312	1.546
Gd	3.392	7.372	2.844	0.945	0.033	0.252	0.05	0.122	4.148	4.435	3.395	4.401
Tb	0.559	1.096	0.265	0.136	-	0.046	0.008	0.023	0.565	0.611	0.468	0.626
Dy	3.598	6.52	0.996	0.815	0.034	0.321	0.052	0.167	3.065	3.299	2.438	3.436
Ho	0.724	1.301	0.144	0.167	0.006	0.071	0.01	0.04	0.55	0.585	0.436	0.574
Er	2.111	3.749	0.36	0.484	0.018	0.213	0.029	0.139	1.44	1.522	1.15	1.459
Tm	0.318	0.572	0.046	0.074	-	0.034	0.005	0.024	0.209	0.214	0.163	0.192
Yb	2.203	3.81	0.327	0.485	0.019	0.248	0.043	0.176	1.352	1.43	1.087	1.252
Lu	0.349	0.598	0.06	0.082	0.004	0.038	0.008	0.033	0.208	0.217	0.163	0.177
Y	20.74	37.24	4.071	5.115	-	2.024	-	1.107	15.6	16.37	12.4	16.94

1977; Saunders and Tarney, 1979) where Ni = 40-195 ppm, Zr = 47-135 ppm and Nb = 1-18 ppm.

- *Metabasites and metagrauwacke (Figure 10g&h)*

Metabasites and metagrauwackes are characterized by enriched ($\sum\text{REE} = 61 - 118$ ppm and 56 – 119 ppm respectively) and moderately fractionated ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 2.5 - 3.1$ and 2.3- 3.3 respectively) REE patterns. These patterns are less fractionated than those observed for metabasalts ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 3.6-5.5$).

According to their incompatible trace elements contents normalized to primitive mantle, metabasites and metagrauwackes have flat patterns for HFSE and HREE but a characteristic negative Ti anomaly which distinguish them from N-MORB. They show positive K and Ba anomalies but negative Nb-Ta anomalies. These features are typical of island Arc Tholeiites. However, they lack a Sr positive anomaly while this is a diagnostic feature of arc tholeiites. Because of the selective mobility of this element compared to its neighbors in the spiderdiagrams, we think that such an anomaly could have existed before low grade metamorphism affected the considered rocks. The similar patterns of both REE and spiderdiagrams for metabasites and metagrauwacke suggest that the latter are derived from sediments eroded from metabasites and deposited in the Zalbi basin.

V. Geochronology

U-Th-Pb geochronology of zircon was conducted on one metabasalt sample (MK11B) from the Zalbi group and Boloro metadiorite (MK20A) for the MIP complex using laser ablation inductively coupled plasma spectrometry (LA-ICPMS) at the *Laboratoire Magmas et Volcans* of Clermont-Ferrand University, France. The results of analyses are listed in **Table 2** and graphically represented on a Tera-Wasserburg diagram (Figure 11c & f). Measured Th/U ratios are high (> 0.2) in all cases, indicating a magmatic origin for the analysed zircons (Faure, 1986). This is in agreement with petrographic observations by BSE imaging technique using a scanning electron microscope at the *Service Commun de Microscopies Electroniques et de Microanalyses* of the Université Henry Poincaré, Nancy I (France). It results from these observations that both samples are characterized by the presence of euhedral and relatively homogeneous zircons containing several inclusions of quartz, feldspar, apatite and ferromagnesian minerals (Figure 11a, b, d & e).

Table 2: U-Th-Pb results on zircons from metabasalt MK11B (Zalbi group) and Boloro metadiorite MK20A (MIP) complex analyzed using LA-ICPMS at laboratoire Magmas et Volcans (Clermont-Ferrand, France).

Sample	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	2 σ error			Age (Ma)	2 σ error	
					$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$			
MK11B (metabasalt)										
MK11B/1	12.7	63	97	0.65	1.0089	0.0319	0.1158	0.0026	707	15
MK11B/2	20.8	122	155	0.79	1.0150	0.0309	0.1145	0.0025	699	14
MK11B/3	7.5	31	63	0.49	1.1076	0.0452	0.1153	0.0026	703	15
MK11B/4	24.6	111	203	0.55	1.0844	0.0315	0.1145	0.0024	699	14
MK11B/5	9.4	23	62	0.38	1.7094	0.0964	0.1417	0.0036	854	21
MK11B/6	29.6	158	225	0.70	0.9871	0.0277	0.1145	0.0022	699	13
MK11B/7	41.0	229	296	0.77	0.9951	0.0259	0.1145	0.0022	699	13
MK11B/8	65.9	375	468	0.80	0.9881	0.0239	0.1148	0.0021	700	12
MK11B/9	59.8	377	472	0.80	1.0270	0.0273	0.1146	0.0021	699	12
MK20A (metadiorite)										
MK20A/1	7.5	42	51	0.82	1.1149	0.0409	0.1229	0.0026	747	15
MK20A/2	8.4	48	57	0.85	1.1003	0.0362	0.1227	0.0025	746	14
MK20A/3	8.7	49	59	0.84	1.1549	0.0382	0.1233	0.0025	750	15
MK20A/4	4.5	18	32	0.57	1.1952	0.0573	0.1233	0.0028	749	16
MK20A/5	11.0	58	78	0.74	1.1764	0.0366	0.1235	0.0025	751	14
MK20A/6	7.3	39	51	0.78	1.2077	0.0621	0.1233	0.0028	750	16
MK20A/7	6.2	35	41	0.85	1.1911	0.0500	0.1238	0.0026	753	15
MK20A/8	6.7	40	44	0.89	1.0860	0.0623	0.1240	0.0029	753	16
MK20A/9	5.5	19	40	0.46	1.2171	0.0504	0.1316	0.0027	797	15
MK20A/10	4.9	26	35	0.73	1.2127	0.0507	0.1232	0.0026	749	15
MK20A/11	54.1	196	425	0.46	1.0930	0.0253	0.1234	0.0022	750	13
MK20A/12	14.8	46	117	0.39	1.1291	0.0335	0.1232	0.0023	749	13
MK20A/13	4.5	16	35	0.47	1.1242	0.0542	0.1229	0.0026	747	15
MK20A/14	12.9	40	97	0.41	1.2536	0.0377	0.1222	0.0023	743	13
MK20A/15	7.9	39	56	0.71	1.1992	0.0389	0.1226	0.0023	745	13
MK20A/16	4.9	17	34	0.51	1.2153	0.0471	0.1318	0.0026	798	15
MK20A/17	4.0	19	30	0.64	1.1661	0.0508	0.1233	0.0025	750	14
MK20A/18	4.7	18	35	0.51	1.1469	0.0465	0.1227	0.0024	746	14

The analyzed zircons from Boloro metadiorite yielded an age of 748 ± 4 Ma which corresponds to the crystallization age of this rock. This result is consistent with the minimum Pb-Pb ages of 723-738 Ma reported from metagabbro-diorites of the same complex using the evaporation technique by [Penaye et al. \(2006\)](#). Two analyses from distinct zircons, interpreted as inherited xenocrysts, give an older concordant age of 799 ± 10 Ma

Metabasalt sample MK11B yielded an age of 700 ± 10 Ma attributed to the crystallization of the rock. This result is quite different from the previous U-Pb age of 777 ± 5 Ma derived from an epidiastite in the Zalbi group by [Doumnang \(2006\)](#) and related to the formation of this group by the same author.

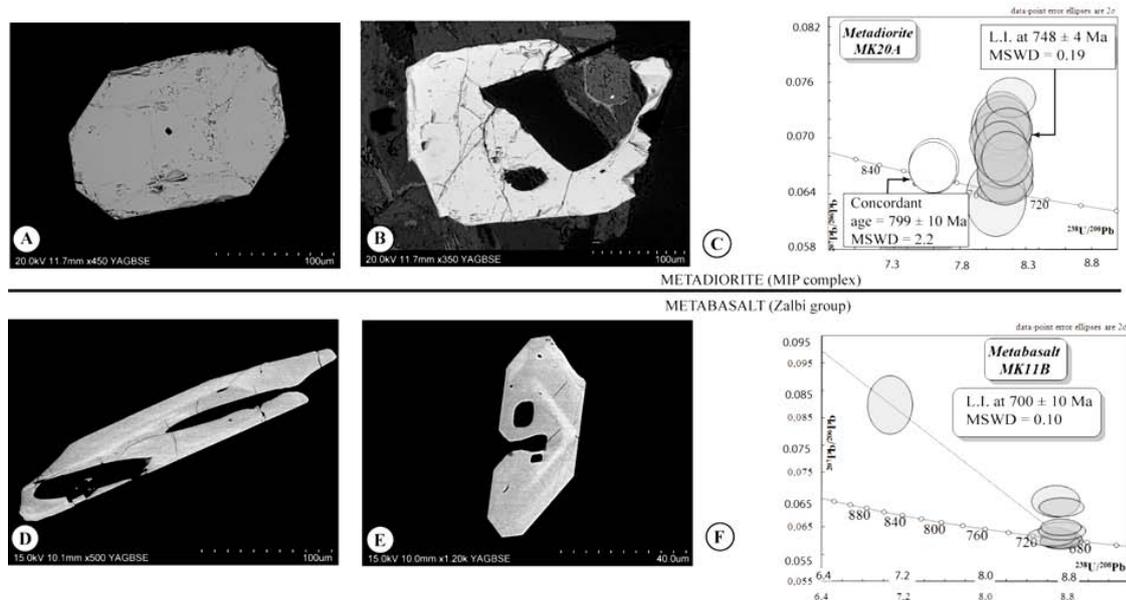


Figure 11: BSE images of zircons from metadiorite sample MK20A (A, B), metabasalt MK11B (D, E) and Tera-Wasserburg diagrams for analyzed zircons. Metadiorite MK20A of the MIP complex (C) gives a lower intercept at 748 ± 4 Ma which is interpreted as the crystallization age. Two inherited zircons yielded a concordant age at 799 ± 10 Ma. Metabasalt MK11B of the Zalbi group (F) gives a crystallization age of 700 ± 10 Ma.

VI. Sr and Nd isotopes

Two samples of metagabbros, four samples of metabasalts and one sample of metabasite from the metavolcanic-sedimentary group of Zalbi were selected for isotopic analysis of Nd and Sr. The analysis were carried out at the *Service d'Analyse des Roches et des Minéraux* of the *Centre des Recherches Pétrographiques et Géochimiques* of Nancy. The results of these analyses are reported on **tables 3 and 4** respectively.

Table 3: Results of Nd analysis for metagabbros, metabasalts and metabasites from the Zalbi group.

Sample	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(0)$	Sm/Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}(0)$	$\epsilon\text{Nd}(700\text{ Ma})$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$
Metagabbros						
MK 09 7Abis	0.512751	0.264	0.1588	+2.2	+5.6	0.87
MK 09 7D	0.512873	0.289	0.1738	+4.6	+6.6	0.76
Metabasalts						
MK 09 11B	0.512684	0.220	0.1327	+0.89	+6.6	0.73
MK 09 11C	0.512706	0.239	0.1439	+1.33	+6.1	0.80
MK 09 11D	0.512768	0.248	0.1494	+2.5	+6.8	0.73
MK 09 11Dbis	0.512707	0.239	0.1437	+1.3	+6.1	0.79
Metabasite						
MK 09 15F	0.512774	0.268	0.1612	+2.6	+5.8	0.85
MIP complex (Penaye <i>et al.</i> , 2006)						
LER-243	0.512559	0.191	0.11554	-1.5	+6.0	0.76

A previous Nd isotopic composition measured for the metadiorite of Boloro by [Penaye *et al.* \(2006\)](#) is added to our data in order to make comparison between rocks of Zalbi group

and MIP complex. These authors found a model T_{DM} age of 760 Ma, close to the crystallization U-Pb age of 748 ± 4 Ma, indicating a mantle origin for this rock or derivation through partial melting of a mafic protolith with a short crustal residence time.

Table 4: Results of Sr isotopes determinations for metagabbros, metabasalts and metabasites from the Zalbi group (and rocks from the MIP complex)

Sample	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(0)$	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (700 Ma)
Metagabbros					
MK 7Abis	0.7027	6.75	673	0.029	0.7025
MK 7D	0.7033	0.29	600	0.001	0.7033
Metabasalts					
MK 11B	0.7034	20.86	635	0.095	0.7025
MK 11C	0.7036	16.16	392	0.119	0.7024
MK 11D	0.7033	2.17	60	0.104	0.7023
MK 11Dbis	0.7038	8.49	154	0.160	0.7022
Metabasite					
MK 15F	0.7040	13.28	346	0.111	0.7029

Present time and initial (at 700 Ma) ϵNd values relative to CHUR and model ages relative to a Depleted Mantle reservoir (DePaolo, 1981) were calculated using actual $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$ for CHUR and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513114$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,222$ for the Depleted Mantle (Faure, 1986). Initial ϵNd is plotted against the initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ for the different samples in Figure 12 using present day Bulk Silicate Earth $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$ and $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.0816$ (Faure, 1986). Sr isotopic composition as well as Nd isotopic systematic indicate a mantle origin for the different samples and exclude the involvement of old Pre-Neoproterozoic crustal materials. With respect to their Sr isotopic systematic, metagabbros from Zalbi group are slightly more radiogenic than metabasalts from the same group. Such an observation was already pointed out by several authors from many arc-back arc systems, where volcanics associated with the initial stages of back-arc opening are found to display higher LILE, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ but lower levels of HFSE and compatible elements than those from mature back-arc basins (Hawkins and Melchior, 1985; Volpe *et al.*, 1987; Ikeda and Yuasa, 1989). It also results from figure 12, where the studied samples are disposed along a linear trend parallel to $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ axis, that the analyzed rocks from Zalbi group, including metagabbro, metabasalts and metabasites, are characterized by the absence of significant variation in their initial ϵNd (+ 5.6 to + 6.8). Accordingly, the relative enrichment in LILE and HFSE of Zalbi group metabasalts relative to metagabbros could not be explained by the involvement of a mantle component carrying such geochemical features, which would result in distinct Nd as well as Sr isotopic signatures. The best explication regarding the origin

of metabasalts in this case is a generation from partial melting of a mantle source that has been previously modified by the injection of slab-derived melts, while metagabbros, characterized by a net decoupling between LILE and HFSE, formed through partial melting of the mantle wedge metasomatized by slab-derived aqueous fluids.

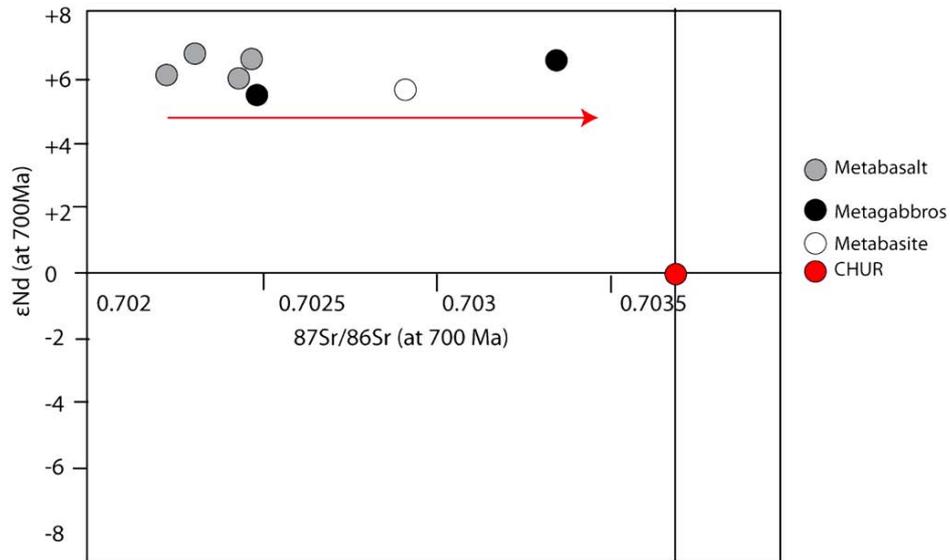


Figure 12 : Plot of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs ϵNd calculated at to 700 Ma for metagabbros, metabasalts and metabasite from the Zalbi group. The different samples have a mantle signature and disposed along a linear trend parallel to the x axis. This observation indicate that their initial isotopic composition is controlled by mixing between a fluid component and a mantle component and do not favor the involvement of two mantle end-members with distinct isotopic compositions for Sr and Nd. Such a feature is typical of island arc magmas (Wilson, 1989).

VII. Discussion and conclusion

It results from field, petrological, geochemical and geochronological constraints that the early evolution stages in the Mayo Kebbi massif is characterized by juvenile accretion in an island arc tectonic setting. This evolution is marked by:

- (1) The emplacement of calc-alkaline magmas around 750 Ma. These magmas are represented by metadiorites and amphibolite of the MIP complex. When compared to andesites of classical calc-alkaline affinity (Taylor et al., 1969; Gill, 1981; Cullers and Graph, 1984), these rocks metadiorites of the MIP complex have higher Sr, La but lower Y and Yb contents which result in higher Sr/Y and $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$. They also show high contents of Cr (110-128 ppm) and Ni (46-80 ppm) which are not followed by the expected depletion in incompatible elements. These metadiorites are characterized by $\text{SiO}_2 > 53\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$, $\text{Sr} > 500$ ppm and the absence of any Eu anomaly. Such features are main criteria used to identify rocks produced by melting of mafic

protoliths or fractional crystallization of basaltic liquids in the presence of garnet as a stable phase. However, they are more enriched in MgO, Ni and Cr than differentiates of natural basaltic liquids or experimental liquids derived by partial melting of mafic protoliths. Similar characteristics were used by [Condie \(2005\)](#) to distinguish adakites (slab melts which interacted significantly with the mantle wedge) from TTG which have similar chemical characteristics, but are more depleted in compatible elements. In the light of these observations, we conclude that metadiorites of the MIP complex are slab derived melts which interacted sufficiently with the mantle wedge to be enriched in MgO, Ni and Cr. The lower La_N/Yb_N recorded by Siaoua metadiorite is attributed to mixing with a mafic end-member characterized by a low ratio for these elements and represented by the associated amphibolite ($La_N/Yb_N = 4$).

- (2) Following calc-alkaline magmas emplacement, a back-arc basin developed around 700 Ma. The initial stages associated with the opening of the back-arc basin are represented by the emplacement of metagabbros which are enriched in LILE (K, Ba, Sr...) but depleted in REE and HFSE (Zr, Nb, Ta...). These rocks may have originated by partial melting of a mantle source chemically modified by slab derived aqueous fluids as proposed for many similar rocks described in some modern nascent back-arc basins ([Nakamura *et al.*, 1985](#); [Tatsumi, 1986](#); [Tatsumi *et al.*, 1986](#); [Ikeda *et al.*, 1987](#)). The progressive opening of the back-arc basin causes upwelling and partial melting of deep seated asthenospheric mantle which has been modified by slab derived melts as evidenced by the presence of adakitic rocks in the MIP complex. Metabasalts of Zalbi group, similar in their geochemical composition to many modern mature back-arc basins, have been produced at this stage. Although [Dournang \(2006\)](#) argued that the back-arc basin opened earlier than the MIP complex at 777 ± 5 Ma (U-Pb zircon age from an epichlastite sample), we propose that this age may represent the source of the detrital materials associated with the dated rock as no structural or geological observation support the idea of successive phases of back-arc basin development in the study area.
- (3) According to previous authors ([Toteu *et al.*, 2001](#); [Toteu *et al.*, 2006](#); [Penaye *et al.*, 2006](#)), the Tcholliré-Banyo shear zone, which lies within the strike of the positive gravimetric anomaly defined by [Louis \(1970\)](#), could represent a suture zone between the reworked Archean to Paleoproterozoic Adamaoua-Yade Domain to the east and

the Western Domain of the Central African Orogenic Belt which recorded both Paleoproterozoic and Neoproterozoic juvenile accretion to the west, with the juvenile Mayo Kebbi massif located between these two domains. However, the geological nature of this anomaly is not yet identified. Our new petrological and geochemical data bearing on talcschists from Zalbi and Goueygoudoum groups indicate that these rocks have trace element compositions similar to spinel lherzolite described elsewhere. Further, they lie within the strike of the gravimetric anomaly (Figure 2) defined by [Louis \(1970\)](#), respectively parallel to the west branch (Zalbi talcschist) and the east branch (Goueygoudoum talcschist). The first is associated to the back-arc basin while the second could be related to a Neoproterozoic ocean closed during the Pan-African orogeny. Although further investigations are recommended, it should be noted that the presence of positive gravimetric anomalies associated with peridotite-like ultramafic rocks is a strong indication for the existence of a suture zone.

Bibliography

- Abdelsalam, M. G., Liégeois, J.-P., and Stern, R. J., 2002, The Saharan Metacraton: *Journal of African Earth Sciences*, v. 34, p. 119-136.
- Albarède, F., 1998, The growth of continental crust: *Tectonophysics*, v. 296, p. 1-14.
- Allègre, C. J., and Rousseau, D., 1984, The growth of the continent through geological time studied by Nd isotope analysis of shales: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 67, p. 19-34.
- Bebout, G. E., 1996, Volatile transfert and recycling at convergent margins: mass-balance and insight from high-P/T metamorphic rocks, *Geophysical Monograph*, Volume 96, p. 179-193.
- Bessoles, B., and Trompette, R., 1980, La chaîne panafricaine. Zone mobile d'Afrique Centrale (partie sud) et zone soudanaise.
- Boynton, W. V., 1984, Geochemistry of the rare earth elements: meteorites studies, *in* Henderson, P., ed., *Rare earth elements geovhemistry*, p. 63-114.
- Cann, J., 1970, Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 10, p. 7-11.
- Condie, K. C., 1976, *Plate tectonics and crustal evolution*, Pergamon Press, Inc., 288 p.
- , 1998, Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection?: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 163, p. 97-108.
- , 2005, TTGs and adakites: are they both slab melts?: *Lithos*, v. 80, p. 33-44.

- Doumnang, J. C., 2006, Géologie des formations néoprotérozoïques du Mayo Kebbi (sud-ouest du Tchad) : Apports de la pétrologie et de la géochimie, implications sur la géodynamique au Panafricain [Doctorat 3^{ème} Cycle: Université d'Orléans, 223 p.
- Drummond, M. S., and Defant, M. J., 1990, A Model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons: *Journal of Geophysical Research*, v. 95, no. B13, p. 503-521.
- Dupuy, C., Dostal, J., Marcelot, G., Bougault, H., Joron, J. L., and Treuil, M., 1982, Geochemistry of basalts from central and southern New Hebrides arc: implication for their source rock composition: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 60, p. 207-225.
- Eissen, J.-P., JUTEAU, T., JORON, J.-L., DUPRE, B., HUMLER, E., and AL'MUKHAMEDOV, A., 1989, Petrology and Geochemistry of Basalts from the Red Sea Axial Rift at 18° North: *Journal of Petrology*, v. 30, no. 4, p. 791-839.
- Frey, F., Haskin, M. A., Poetz, J. A., and Haskin, L. A., 1968, Rare Earth Abundances in Some Basic Rocks: *Journal of Geophysical Research*, v. 73, no. 18, p. 6085-6098.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A., and Mitchell, S. F., 2007, Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th-Co Discrimination Diagram: *Journal of Petrology*, v. 48, no. 12, p. 2341-2357.
- Hofmann, A. W., 1988, Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 90, p. 297-314.
- Hynes, A., 1980, Carbonatization and mobility of Ti, Y, and Zr in Ascot Formation metabasalts, SE Quebec: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 75, no. 1, p. 79-87.
- Irvine, T. N., and Baragar, W. R. A., 1971, A guide to the geochemical classification of the common volcanic rocks.: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523-548.
- Jakes, P., and Gill, J., 1970, Rare Earth elements and the island arc tholeiitic series: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 9, p. 17-28.
- Jakes, P., and White, A. J. R., 1972, Major and Trace Element Abundances in Volcanic Rocks of Orogenic Areas: *Geological Society of America Bulletin*, v. 83, p. 29-40.
- Jiang, N., 2006, Hydrothermal alteration of chevkinite-(Ce) in the Shuiquangou syenitic intrusion, northern China: *Chemical Geology*, v. 227, no. 1-2, p. 100-112.
- Kasser, M. Y., 1995, Evolution précambrienne de la région du Mayo Kebbi (Tchad). Un segment de la Chaîne Panafricaine. Doctorat 3^{ème} cycle: Muséum d'Histoire Naturelle, 228 p.

- Kay, R. W., and Hubbard, N. J., 1978, Trace elements in ocean ridge basalts: Earth and Planetary Science Letters, v. 38, p. 95-116.
- Kay, R. W., Hubbard, N. J., and Gast, P. W., 1970, Chemical Characteristics and Origin of Oceanic Ridge Volcanic Rocks: Journal of Geophysical Research, v. 75, no. 8, p. 1585-1613.
- Kay, R. W., Rubenstone, J. L., and Kay, S. M., 1986, Aleutian terranes from Nd isotopes: Nature, v. 322, p. 605-609.
- Kröner, A., and Layer, P. W., 1992, Crust Formation and Plate Motion in the Early Archean Science, v. 5, p. 1405-1411.
- Lechler, P. J., and Desilets, M. O., 1987, A review of the use of loss on ignition as a measurement of total volatiles in whole-rock analysis: Chemical Geology, v. 63, no. 3-4, p. 341-344.
- Martin, H., 1993, The mechanisms of petrogenesis of the Archaean continental crust: Comparison with modern processes Lithos, v. 30, no. 3-4, p. 373-388.
- Martin, H., and Moyen, J.-F., 2002, Secular changes in TTG composition as markers of the progressive cooling of the Earth: Geology, v. 30, no. 4, p. 319-322.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J.-F., and Champion, D., 2005, An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution: Lithos, v. 79, p. 1-24.
- McCulloch, M. T., and Gamble, J. A., 1991, Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism: Earth and Planetary Science Letters, v. 102, no. 3-4, p. 358-374.
- Moyen, J.-F., 2009, High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the “adakitic signature”: Lithos, v. 112, p. 556-574.
- Nédélec, A., Macaudière, J., Nzenti, J. P., and Barbey, P., 1986, Evolution structurale et métamorphisme des schistes de Mbalmayo (Cameroun). Informations pour la structure de la zone mobile panafricaine d'Afrique centrale au contact du craton du Congo Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sciences de la Terre et des Planètes, v. 303, p. 75-80.
- Nelson, B. K., 1995, Fluid flow in subduction zones: evidence from Nd- and Sr-isotope variations in metabasalts of the Franciscan complex, California: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 119, no. 2, p. 247-262.
- Njanko, T., Nédélec, A., and 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, v. 44, p. 494-510.

- Njel, U. O., 1988, Contribution à l'étude de l'orogénèse panafricaine. La ceinture volcano-sédimentaire de Poli (Nord-Cameroun): lithostratigraphie, pétrographie, géochimie, minéralisations cuprifères associées Doctorat 3ème Cycle, INPL, 220 p.
- Noll, J. P. D., Newsom, H. E., Leeman, W. P., and Ryan, J. G., 1996, The role of hydrothermal fluids in the production of subduction zone magmas: Evidence from siderophile and chalcophile trace elements and boron: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, no. 4, p. 587-611.
- Nzenti, J. P., Barbey, P., Jegouzo, P., and Moreau, C., 1984, Un nouvel exemple de ceinture granulitique dans une chaîne protérozoïque de transition : les migmatites de Yaoundé au Cameroun: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sciences de la Terre et des Planètes*, v. 17, p. 1197-1199.
- Nzenti, J. P., Barbey, P., Macaudière, J., and Soba, D., 1988, Origin and evolution of the late Precambrian high grade Yaoundé gneisses (Cameroon) *Precambrian Research*, v. 38, p. 91-109.
- Pearce, J. A., and Stern, R. J., 2006, Origin of back-arc basin magmas: trace element and isotopes perspectives: *Geophysical Monograph Series* v. 166, p. 63-86.
- Pearce, T. H., Gorman, B. E., and Birkett, T. C., 1975, The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram: A method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 24, p. 419-426.
- Pecerrillo, A., and Taylor, S. R., 1976, Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonou Area, Northern Turkey: Contribution to mineralogy and petrology, v. 58, p. 63-81.
- Penaye, J., Kröner, A., Toteu, S. F., Van Schumus, W. R., and Doumnang, J.-C., 2006, Evolution of the Mayo Kebbi region as revealed by zircon dating: an early (ca. 740 Ma) Pan-African magmatic arc in south-western Chad: *Journal of African Earth Sciences*, v. 44, p. 530-542.
- Penaye, J., Toteu, S. F., van Schumus, W. R., and Nzenti, J. P., 1993, U-Pb and Sm-Nd geochronologic data on the Yaoundé series, Cameroon: reinterpretation of the granulitic rocks as the suture of a collision in the "Centrafrican belt": *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sciences de la Terre et des Planètes*, v. 317, p. 789-794.
- Pin, C., and Poidevin, J. L., 1987, U-Pb zircon evidence for Pan-African granulite facies metamorphism in Central African Republic. A new interpretation of the high-grade series of the northern border of the Congo craton *Precambrian Research*, v. 36, p. 303-312.

Plank, T., 2005, Constraints from Thorium/Lanthanum on Sediment Recycling at Subduction Zones and the Evolution of the Continents: *Journal of Petrology*, v. 46, p. 921-944.

Poidevin, J. L., La tectonique panafricaine à la bordure nord du craton congolais: l'orogénèse des Oubanguides (abstract). , *in* Proceedings 12th colloque on the African Geology, Tervuren, Belgium, 1983, Musée Royal de l'Afrique centrale, p. 75.

Pouclet, A., Vidal, M., Doumnang, J. C., Vicat, J. P., and Tchameni, R., 2006, Neoproterozoic crustal evolution in Southern Chad: Pan-African ocean basin closing, arc accretion and late-to post-orogenic granitic intrusion: *Journal of African Earth Sciences*, v. 44, p. 543-560.

Rollinson, H., 1993, Using geochemical data : evaluation, presentation, interpretation, Longman, 352 p.:

Rudnick, R. L., 1995, Making continental crust: *Nature*, v. 378, p. 571-578.

Saunders, A. D., Norry, M. J., and Tarney, J., 1988, Origin of MORB and Chemically-Depleted Mantle Reservoirs: Trace Element Constraints: *Journal of Petrology*, v. Special Volume, no. 1, p. 415-445.

Saunders, A. D., and Tarney, J., 1979, The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 43, p. 555-572.

Sun, S.-S., and McDonough, W. F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: *Journal of the Geological Society, London, Special Publications*, v. 42, p. 313-345.

Sun, S.-S., Nesbitt, R. W., and Sharaskin, Y. A., 1979, Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 44, p. 119-138.

Sun, S.-S., and Nesbitt, S. W., 1978, Petrogenesis of Archaean Ultrabasic and Basic Volcanics: Evidence From Rare Earth Elements: *Contribution to mineralogy and petrology*, v. 65, p. 301-325.

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*, v. 36, p. 149-171.

Taylor, S. R., Capp, A. C., and Graham, A. L., 1969, Trace Element Abundances in Andesites II. Saipan, Bougainville and Fiji: *Contribution to mineralogy and petrology*, v. 23, p. 1-26.

Thorpe, R. S., Potts, P. J., and Francis, P. W., 1976, Rare Earth data and petrogenesis of andesites from the North Chilean Andes: *Contribution to mineralogy and petrology*, v. 54, p. 65-78.

- Toteu, S. F., Penaye, J., Deloule, E., Van Schumus, W. R., and Tchameni, R., 2006, Diachronous evolution of volcano-sedimentary basins north of the Congo craton: Insights from U–Pb ion microprobe dating of zircons from the Poli, Lom and Yaounde´ Groups (Cameroon): *Journal of African Earth Sciences*, v. 44, p. 428-442.
- Toteu, S. F., Penaye, J., and Djomani, Y. H. P., 2004, Geodynamic evolution of the Pan-African belt in central Africa with special reference to Cameroon: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 41, p. 73-85.
- Toteu, S. F., van Schumus, W. R., Penaye, J., and Michard, A., 2001, 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*, v. 108, p. 45-73.
- Toteu, S. F., Van Schumus, W. R., Penaye, J., and Nyobe, 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*, v. 67, p. 321-347.
- Vanderhaeghe, O., Ledru, P., Thiéblemont, D., Egal, E., Cocherie, A., Tegye, M., and Milési, J.-P., 1998, Contrasting mechanism of crustal growth: Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana: *Precambrian Research*, v. 92, no. 2, p. 165-193.
- Varne, R., and Foden, J., 1989, Geochemical and isotopic characteristics of eastern Sunda Arc volcanics: implications for mantle sources and mantle mixing processes, *The origin of arcs*, p. 159-189.
- Wilson, M., 1989, *Igneous petrogenesis*, 466 p.
- Windley, B. F., 2003, Continental growth in the Proterozoic: a global perspective: *Journal of the Geological Society, London, Special Publications*, v. 206, p. 23-33.

Annex 1: Chemical compositions of analyzed minerals

A. Chlorites

Chloritoschists																					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	28.69	27.66	28.61	29.21	27.96	29.49	28.06	28.44	28.29	28.02	27.84	29.57	28.43	30.51	28.25	27.87	29.31	26.43	28.53	27.58	27.76
Al ₂ O ₃	20.58	21.43	21.43	18.89	21.54	19.44	21.26	21.75	21.16	21.62	21.59	19.31	20.93	18.22	20.42	21.48	20.34	23.94	21.56	22.53	21.97
TiO ₂	0.08	0.02	0.05	0.10	0.01	0.05	0.04	0.03	0.05	0.06	0.04	0.23	0.01	0.02	0.04	0.01	0.09	0.09	0.04	0.05	0.03
FeO	12.58	11.79	11.64	12.00	12.40	11.20	11.90	12.30	12.04	12.22	11.69	12.16	11.75	11.83	11.78	12.35	10.32	12.11	11.02	12.42	11.23
MnO	0.05	0.00	0.14	0.07	0.07	0.13	0.14	0.03	0.07	0.17	0.19	0.08	0.13	0.13	0.13	0.08	0.21	0.24	0.11	0.18	0.17
MgO	25.94	25.44	25.52	26.34	24.82	26.81	25.63	25.29	25.62	24.69	24.80	26.50	25.36	26.78	25.85	25.26	26.89	24.05	26.34	24.66	25.17
CaO	0.07	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.02	0.04	0.04	0.03	0.06	0.00	0.02	0.03	0.01	0.01	0.04	0.04	0.06	0.01	0.07
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.03	0.03	0.05	0.06	0.01	0.02	0.00	0.05	0.02	0.02	0.07	0.06	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Na ₂ O	0.04	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.02	0.02	0.00	0.03	0.00	0.03	0.02
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Sum	88.05	86.36	87.46	86.69	86.87	87.20	87.05	87.92	87.27	86.84	86.24	87.86	86.72	87.62	86.53	87.15	87.20	86.92	87.66	87.49	86.43
Structural formula (28 Oxygens)																					
Si	5.61	5.49	5.60	5.78	5.53	5.78	5.53	5.55	5.56	5.54	5.53	5.78	5.62	5.96	5.60	5.50	5.71	5.23	5.55	5.42	5.49
Al ^{IV}	2.39	2.51	2.40	2.22	2.47	2.22	2.47	2.45	2.44	2.46	2.47	2.22	2.38	2.04	2.40	2.50	2.29	2.77	2.45	2.58	2.51
Al ^{VI}	2.35	2.50	2.54	2.19	2.56	2.26	2.47	2.55	2.47	2.58	2.59	2.22	2.49	2.16	2.37	2.50	2.39	2.81	2.50	2.64	2.61
Fe	2.06	1.96	1.90	1.99	2.05	1.83	1.96	2.01	1.98	2.02	1.94	1.99	1.94	1.93	1.95	2.04	1.68	2.00	1.79	2.04	1.86
Mg	7.56	7.53	7.44	7.78	7.32	7.83	7.53	7.36	7.51	7.28	7.35	7.71	7.47	7.80	7.64	7.43	7.81	7.09	7.64	7.23	7.42
XFe	0.21	0.21	0.20	0.20	0.22	0.19	0.21	0.21	0.21	0.22	0.21	0.20	0.21	0.20	0.20	0.22	0.18	0.22	0.19	0.22	0.20

	Talschists				Metagabbros					Diorite			Metagrauwackes								
	1	2	3	4	1	2	3	4	5	1	2	3	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	29.94	30.26	31.12	32.69	28.12	29.03	28.20	28.66	30.22	27.85	26.93	27.87	24.05	24.76	25.36	26.88	25.08	24.80	24.14	24.64	26.93
Al ₂ O ₃	16.35	16.50	15.44	14.99	21.20	21.58	21.01	21.03	17.52	19.47	19.38	18.25	20.51	20.01	19.55	19.42	19.62	20.75	19.96	20.31	21.28
TiO ₂	0.05	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.74	0.18	0.04	0.08	0.14	0.04	0.03	0.07	0.09	0.09	0.07	0.10	0.07
FeO	12.36	12.50	12.70	9.61	14.99	14.98	15.24	15.14	21.35	22.58	21.51	21.96	29.84	29.19	28.39	26.84	28.87	28.90	29.33	29.48	25.97
MnO	0.05	0.07	0.16	0.19	0.32	0.13	0.33	0.24	0.20	0.25	0.24	0.13	0.00	0.15	0.00	0.13	0.00	0.01	0.10	0.00	0.00
MgO	27.36	27.42	26.35	28.99	20.48	20.03	20.32	19.82	17.00	18.29	18.73	17.79	12.28	12.49	12.20	12.23	12.95	12.31	12.76	12.31	10.99
CaO	0.00	0.07	0.17	0.16	0.00	0.18	0.24	0.18	0.15	0.08	0.07	0.04	0.12	0.12	0.23	0.16	0.07	0.07	0.11	0.04	0.14
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0.76	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.08	0.04	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.21	0.07	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.05	0.03	0.05	0.05	0.02	0.02	0.03	0.00	0.11
K ₂ O	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	1.06	0.05	0.07	0.06	0.02	0.02	0.22	0.00	0.01	0.03	0.01	0.05	0.67
Sum	86.12	86.84	86.01	87.42	85.10	86.14	85.47	85.13	88.25	88.75	87.07	86.21	87.02	86.83	86.02	85.79	86.72	86.98	86.52	86.93	86.16

Structural formula (28 Oxygens)

Si	5.99	6.00	6.23	6.34	5.75	5.84	5.75	5.85	6.19	5.70	5.60	5.86	5.26	5.40	5.56	5.82	5.46	5.38	5.30	5.37	5.78
AlIV	2.01	2.00	1.77	1.66	2.25	2.16	2.25	2.15	1.81	2.30	2.40	2.14	2.74	2.60	2.44	2.18	2.54	2.62	2.70	2.63	2.22
AlVI	1.84	1.86	1.88	1.77	2.85	2.96	2.80	2.91	2.42	2.39	2.36	2.38	2.55	2.55	2.62	2.79	2.50	2.69	2.47	2.59	3.17
Fe	2.07	2.07	2.13	1.56	2.56	2.52	2.60	2.58	3.66	3.86	3.74	3.86	5.46	5.33	5.21	4.86	5.26	5.24	5.39	5.38	4.66
Mg	8.15	8.11	7.87	8.38	6.24	6.01	6.18	6.03	5.19	5.58	5.81	5.57	4.00	4.06	3.99	3.95	4.21	3.98	4.18	4.00	3.52
XFe	0.20	0.20	0.21	0.16	0.29	0.30	0.30	0.30	0.41	0.41	0.39	0.41	0.58	0.57	0.57	0.55	0.56	0.57	0.56	0.57	0.57

B. Epidote

	Metagabbros							Amphibolite															Diorite	
	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	1	2
SiO ₂	38.42	39.00	38.67	38.53	38.83	38.38	37.96	37.74	36.95	37.78	37.83	37.70	36.51	35.42	38.06	37.05	37.28	38.04	37.40	40.73	36.80	37.02	37.85	36.76
Al ₂ O ₃	29.73	29.30	29.12	29.48	27.43	29.46	28.96	21.99	21.82	24.19	21.93	22.28	21.54	23.05	24.74	22.31	21.99	25.73	21.62	18.09	21.66	21.57	22.02	21.61
TiO ₂	0.04	0.12	0.04	0.09	0.08	0.08	0.11	0.11	0.06	0.04	0.17	0.06	0.59	0.09	0.02	0.04	0.00	0.09	0.01	0.00	0.34	0.18	0.05	0.15
FeO	4.29	4.27	4.60	4.22	6.12	4.50	5.17	13.58	13.99	11.00	13.63	13.83	13.44	10.79	11.17	13.42	14.22	9.86	14.23	13.41	14.39	14.67	13.73	12.57
MnO	0.00	0.12	0.23	0.10	0.06	0.35	0.15	0.00	0.00	0.06	0.13	0.27	0.36	0.35	0.23	0.17	0.07	0.25	0.05	0.19	0.18	0.03	0.11	0.10
MgO	0.02	0.02	0.02	0.01	0.04	0.07	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03
CaO	23.89	23.85	24.13	24.38	23.62	23.89	23.81	23.24	22.95	23.11	22.80	22.84	22.90	22.42	23.36	23.45	23.46	23.23	23.28	21.57	23.49	23.01	23.44	22.13
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.01	0.04	0.04
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.08	0.00	0.17	0.02	0.04	0.04	0.05	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.02	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	96.43	96.68	96.85	96.83	96.20	96.76	96.21	96.68	95.77	96.22	96.58	97.08	95.34	92.29	97.60	96.48	97.10	97.25	96.67	94.03	96.89	96.52	97.24	93.38

Structural formula (12.5 Oxygens)

Si	2.99	3.03	3.01	2.99	3.05	2.99	2.98	3.02	2.99	3.01	3.02	3.00	2.97	2.96	2.99	2.97	2.98	2.99	3.00	3.32	2.95	2.97	3.01	3.03
Al	2.73	2.68	2.67	2.70	2.53	2.70	2.68	2.07	2.08	2.27	2.07	2.09	2.06	2.27	2.29	2.11	2.07	2.38	2.04	1.74	2.05	2.04	2.06	2.10
Ti	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01
Fe3+	0.28	0.28	0.30	0.27	0.40	0.29	0.34	0.91	0.94	0.73	0.91	0.92	0.91	0.75	0.73	0.90	0.95	0.65	0.95	0.91	0.96	0.98	0.91	0.87
Mn	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Ca	1.99	1.98	2.01	2.03	1.98	1.99	2.00	1.99	1.99	1.97	1.95	1.95	2.00	2.01	1.97	2.02	2.01	1.95	2.00	1.88	2.02	1.98	2.00	1.96

C. Amphiboles

	Metagabbros			Diorite				Talcschist			
	1	2	3	1	2	3	4	1	2	3	4
SiO ₂	54.24	53.75	55.02	42.88	43.09	45.40	43.78	56.05	57.37	56.29	56.69
Al ₂ O ₃	2.11	2.57	1.20	12.16	12.64	10.16	12.14	0.81	0.05	0.32	0.88
TiO ₂	0.12	0.10	0.11	0.88	0.88	0.87	0.55	0.05	0.00	0.01	0.12
FeO	10.26	10.51	10.24	16.72	16.72	17.57	17.64	2.85	4.69	5.88	3.77
MnO	0.21	0.49	0.14	0.27	0.44	0.47	0.53	0.03	0.23	0.23	0.07
MgO	16.54	15.83	17.40	9.95	9.96	8.28	9.97	24.17	22.48	22.22	22.92
CaO	12.09	11.81	12.51	11.17	10.96	10.49	10.40	12.39	12.73	12.05	12.86
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	-	-
Na ₂ O	0.38	0.45	0.15	1.93	1.77	2.01	1.83	0.22	0.07	0.07	0.19
K ₂ O	0.04	0.00	0.00	0.59	0.51	0.54	0.55	0.04	0.01	0.00	0.04
Sum	95.99	95.51	96.85	96.53	96.97	95.78	97.39	96.59	97.62	97.06	97.52
Structural formula (23 Oxygens)											
Si	7.82	7.81	7.87	6.22	6.23	6.72	6.32	7.73	7.92	7.83	7.80
AlIV	0.18	0.19	0.13	1.78	1.77	1.28	1.68	0.13	0.01	0.05	0.14
AlVI	0.18	0.25	0.07	0.30	0.39	0.50	0.38	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.13	0.26	0.17
Ti	0.01	0.01	0.01	0.10	0.10	0.10	0.06	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	3.56	3.43	3.71	2.15	2.15	1.83	2.14	4.97	4.62	4.61	4.70
Fe2+	1.25	1.29	1.23	2.12	2.11	2.28	2.22	0.00	0.41	0.42	0.27
Ca	1.87	1.84	1.92	1.74	1.70	1.66	1.61	1.83	1.88	1.80	1.90
Na (M4)	0.11	0.13	0.04	0.26	0.30	0.34	0.39	0.06	0.02	0.02	0.05
Na (A)	0.00	0.00	0.00	0.28	0.20	0.24	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.01	0.00	0.00	0.11	0.09	0.10	0.10	0.01	0.00	0.00	0.01
TOTAL	15.01	15.01	15.00	15.09	15.08	15.10	15.09	15.06	15.02	15.02	15.06

Amphibolite																						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	45.23	44.48	43.87	50.48	44.43	44.51	46.27	45.83	46.24	45.37	43.24	46.32	46.63	45.18	44.65	45.93	47.35	45.91	44.84	45.08	45.35	45.54
Al ₂ O ₃	10.33	11.19	11.26	4.81	11.10	11.04	9.15	8.70	9.03	9.98	11.76	8.64	9.32	10.10	11.54	9.75	8.55	10.14	10.04	9.94	10.47	10.18
TiO ₂	0.92	0.94	0.91	0.40	0.95	1.07	1.36	1.34	1.38	1.00	0.67	1.43	0.87	1.07	0.97	1.10	1.04	1.18	1.11	1.17	1.03	0.93
FeO	14.10	14.76	14.73	15.36	14.91	14.57	14.21	14.51	14.84	14.81	15.82	13.75	14.65	15.17	14.70	15.00	14.20	14.40	14.54	14.43	14.85	14.68
MnO	0.35	0.03	0.00	0.08	0.28	0.34	0.28	0.37	0.21	0.45	0.14	0.24	0.24	0.26	0.28	0.29	0.82	0.18	0.30	0.21	0.32	0.44
MgO	12.16	11.45	11.15	13.08	11.33	12.03	13.27	13.10	12.99	12.32	11.39	12.82	12.54	11.55	11.39	12.46	13.35	12.22	12.28	11.87	12.15	13.58
CaO	11.45	11.28	11.04	12.05	11.34	11.35	10.88	10.83	10.78	10.78	10.96	10.87	11.11	11.44	11.19	10.90	11.02	11.21	10.91	11.66	11.25	10.71
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.08	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Na ₂ O	1.64	1.77	1.48	0.68	1.89	1.52	1.42	1.45	1.37	1.56	1.32	1.40	1.54	1.29	1.66	1.51	1.40	1.49	1.49	1.49	1.56	1.48
K ₂ O	0.38	0.50	0.47	0.21	0.44	0.51	0.40	0.45	0.43	0.44	0.28	0.35	0.34	0.48	0.40	0.41	0.36	0.41	0.44	0.42	0.45	0.36
Sum	96.57	96.39	94.89	97.16	96.67	96.957	97.255	96.573	97.27	96.74	95.58	95.81	97.25	96.62	96.79	97.38	98.10	97.14	95.96			

Structural formula (23 Oxygens)

Si	6.51	6.42	6.45	7.33	6.40	6.62	6.61	6.83	6.63	6.53	6.51	6.73	6.68	6.55	6.43	6.58	6.72	6.58	6.51	6.53	6.48	6.66
AlIV	1.49	1.58	1.55	0.67	1.60	1.38	1.39	1.17	1.37	1.47	1.49	1.27	1.32	1.45	1.57	1.42	1.28	1.42	1.49	1.47	1.52	1.34
T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AlVI	0.26	0.32	0.40	0.15	0.28	0.55	0.16	0.36	0.15	0.23	0.59	0.21	0.25	0.28	0.38	0.22	0.15	0.30	0.22	0.23	0.25	0.41
Fe3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24
Ti	0.10	0.10	0.10	0.04	0.10	0.12	0.15	0.15	0.15	0.11	0.08	0.16	0.09	0.12	0.10	0.12	0.11	0.13	0.12	0.13	0.11	0.10
Mg	2.61	2.46	2.44	2.83	2.43	2.67	2.83	2.91	2.78	2.64	2.56	2.78	2.68	2.50	2.44	2.66	2.82	2.61	2.66	2.56	2.59	2.96
Fe2+	1.76	1.85	1.87	1.89	1.87	1.75	1.75	1.80	1.83	1.85	1.68	1.72	1.81	1.90	1.84	1.86	1.74	1.79	1.83	1.81	1.84	1.55
Ca	1.77	1.74	1.74	1.87	1.75	1.81	1.67	1.73	1.66	1.66	1.77	1.69	1.70	1.78	1.73	1.67	1.68	1.72	1.70	1.81	1.72	1.68
Na (M4)	0.23	0.26	0.26	0.13	0.25	0.19	0.33	0.27	0.34	0.34	0.23	0.31	0.30	0.22	0.27	0.33	0.32	0.28	0.30	0.19	0.28	0.32
Na (A)	0.22	0.24	0.16	0.06	0.28	0.25	0.06	0.15	0.04	0.10	0.15	0.09	0.13	0.14	0.19	0.09	0.06	0.14	0.12	0.23	0.16	0.10
K	0.07	0.09	0.09	0.04	0.08	0.10	0.07	0.09	0.08	0.08	0.05	0.06	0.06	0.09	0.07	0.08	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08	0.07
TOTAL	15.06	15.07	15.06	15.03	15.08	15.53	15.05	15.50	15.06	15.06	15.44	15.05	15.06	15.06	15.07	15.06	15.05	15.06	15.06	15.06	15.06	15.49

CHAPITRE V

THE MAYO KEBBI BATHOLITH (CHAD-CAMEROON): ORIGIN, AGE AND IMPLICATIONS FOR THE PANAFRICAN OROGENY

I. Introduction

The Mayo Kebbi massif, which belongs to the Central African Orogenic Belt (Kasser, 1995; Doumnang, 2006; Penaye *et al.*, 2006; Pouclet *et al.*, 2006; Toteu *et al.*, 2006), exposes greenstone belts separated by a composite batholith, usually described as the Mayo Kebbi batholith, in southwestern Chad and northern Cameroon (Figure 1, 2 & 3). The greenstone belts including metavolcanic-sedimentary units (Zalbi and Goueygoudoum groups) and a mafic to intermediate plutonic complex (the MIP complex) are related to Neoproterozoic juvenile accretion in an island arc/back-arc tectonic setting and represent the early stages of the evolution of the Mayo Kebbi massif. The Mayo Kebbi batholith includes several intrusions dated between 667-635 Ma (Doumnang, 2006; Penaye *et al.*, 2006; Pouclet *et al.*, 2006) and is dominated by rocks of tonalitic composition.

Tonalites are felsic plutonic rocks characterized by abundant plagioclase (oligoclase, andesine), small amounts of alkali feldspar (<10%) and quartz as more than 20% following the IUGS classification of igneous rocks (Streckeisen, 1974; Le Bas and Streckeisen, 1991). Mafic minerals including amphibole and biotite are common but pyroxene is rare. They display chemical compositions of intermediate to acidic rocks, with silica content that may be higher than 70% following the classification scheme of Middlemost (1989). It has been proposed that the genesis of tonalitic rocks either involves differentiation of mantle-derived magmas (Arth *et al.*, 1978) or partial melting of mafic crustal protoliths (Barker and Arth, 1976). Accordingly, in one case, the emplacement of tonalites corresponds to magmatic accretion of continental crust and in the other, it may result from intra-crustal differentiation. Most authors have associated the emplacement of tonalites with subduction zones (Gill and Stork, 1979), although tonalites from intraplate (Maaløe, 1982; Kay and Kay, 1991; Collins *et al.*, 1998; White *et al.*, 1999; Zegers and van Keken, 2001; Bédard, 2006) and divergent (Coleman and Peterman, 1975; Borsi *et al.*, 1996; Zhang *et al.*, 2003) tectonic settings are also reported. Tonalite, together with trondhjemite and granodiorite form the typical TTG suites, the major constituent of the Archean crust (Barker and Arth, 1976; Jahn *et al.*, 1981; Condie, 1981; Martin, 1987; Arkani-Hamed and Joly, 1989; Luais and Hawkesworth, 1994). Archean TTG display compositions pointing to an origin through partial melting of mafic rocks leaving a garnet bearing residuum in convergent (Jahn *et al.*, 1980; Condie, 1981, 1986; Martin, 1986, 1987) or intraplate settings (Bédard, 2006). Modern tonalites are mainly observed as calc-alkaline BADR (Basalt-Andesite-Dacite-Rhyolite) associations in subduction zones where their formation implies a combination of fractional crystallisation of mantle derived basaltic magmas and interaction with a continental component (Gill, 1981).

At the scale of the Pan-African orogenic belt, to which belongs the Central African Orogenic Belt (Bessoles and Trompette, 1980), tonalitic intrusions are widespread and may occur in different environments from which two end-members stem out. (i) Sodic calc-alkaline pre-tectonic intrusions of mantle origin (Dixon, 1981) are emplaced in island arcs (Abdel-Rahman, 1990; 1995) in association with gabbro-diorites, diorites and granodiorites. (ii) More potassic calc-alkaline tonalites, related to late or post-collisional settings, form associations with charnockitic rocks of mixed origin according to their Sr-Nd isotopic compositions (Errami *et al.*, 2002; Njanko *et al.*, 2006).

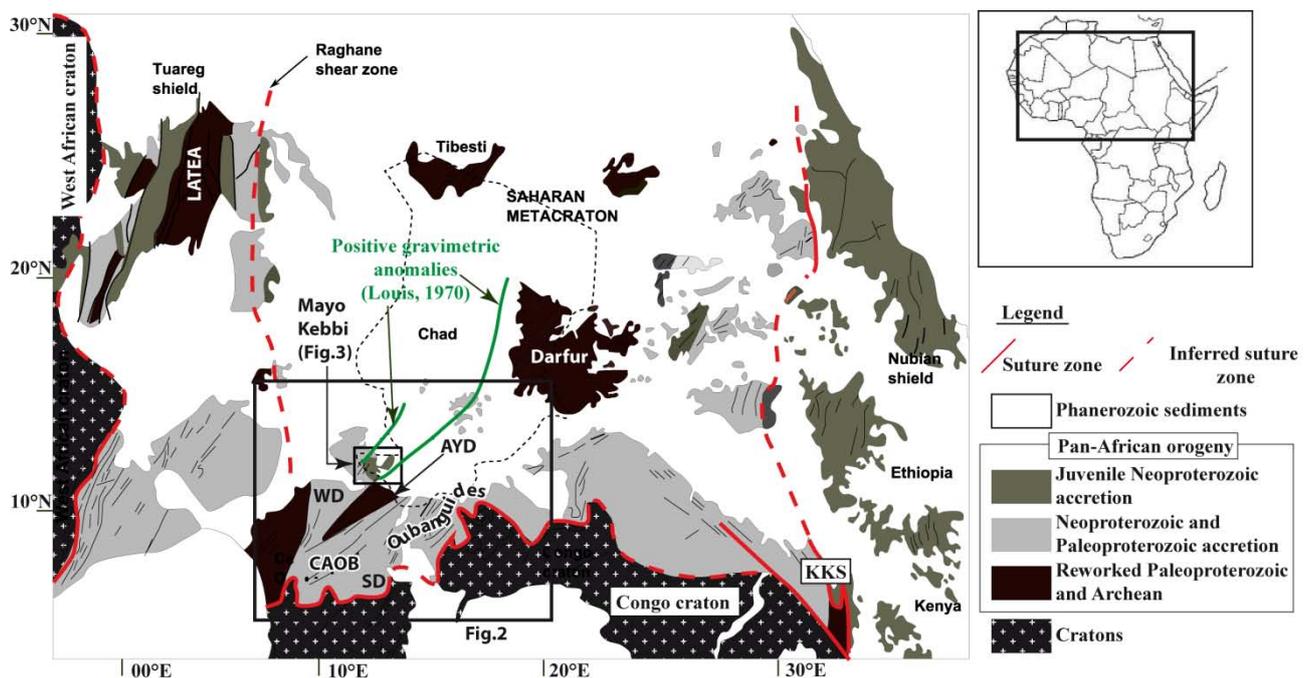


Figure 1: Geological sketch map showing the location of the Central African Orogenic Belt (CAOB) and its three distinct domains. KKS: Keraf-Kabus Sekker suture; AYD: Adamaoua-Yade domain of the CAOB; WD: Western domain of the CAOB; SD: Southern domain of the CAOB (modified after Abdelsalam *et al.*, 2002).

We report here petrological, geochemical (major and trace elements; Sr and Nd isotopes) and U-Pb geochronological data from several intrusions of the Mayo Kebbi batholith, their mafic enclaves, veins and associated rocks at field outcrops. The results are discussed in order to infer the origin and significance of these intrusions for the geodynamic evolution of the Pan African orogenic belt, with special reference to the relative contribution of magmatic accretion and intra-crustal differentiation during the formation of the Central African Orogenic Belt.

II. The Mayo Kebbi batholith within the Central African Orogenic Belt

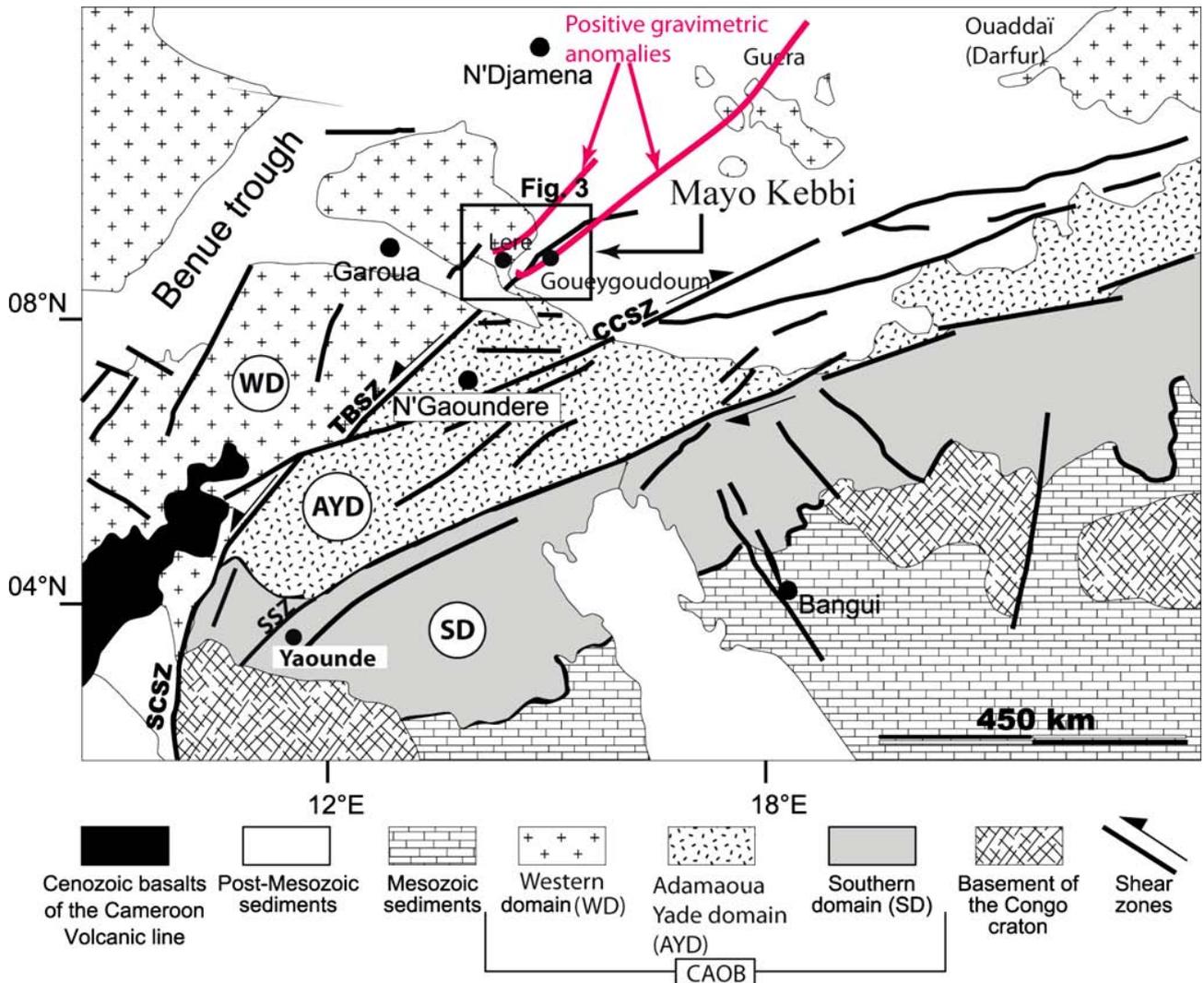


Figure 2 : Geological sketch map showing the main domains of the Central African Orogenic Belt (CAOB) redrawn after Toteu *et al.* (2004). TBSZ: Tchollire-Banyo shear zone ; CCSZ: Central Cameroon shear zone ; SCSZ: South Cameroon shear zone ; SSZ : Sanaga shear zone.

The Mayo Kebbi batholith is exposed within the Mayo Kebbi massif which belongs to the Pan-African Central African Orogenic Belt (CAOB) located north of the Congo craton (Figure 1). The CAOB comprises three distinct domains (Figure 2) distinguished according to structural, lithologic and isotopic data (Nzenti *et al.*, 1988; Toteu *et al.*, 2001; Toteu *et al.*, 2004). These domains are:

- (i) The Western Domain (WD): Extending from eastern Nigeria to western Cameroon and southwestern Chad (Penaye *et al.*, 2006; Pouclet *et al.*, 2006; Toteu *et al.*, 2006), the eastern part of this domain exposes Neoproterozoic metavolcanic-sedimentary rocks that compose Zalbi, Goueygoudoum and Poli groups (Penaye *et al.*, 2006;

Pouclet *et al.*, 2006; Toteu *et al.*, 2006). The western part of this domain is composed by micaschists, paragneisses, orthogneisses and migmatites (Ngako, 1986; Ferré *et al.*, 1996; Ferré *et al.*, 2002). These different rock types from the Western Domain of the CAOB are intruded by Pan-African pre-to syntectonic calc-alkaline granitoids (diorites, granodiorites, tonalites) emplaced between 750 and 610 Ma (Toteu *et al.*, 1990; Pinna *et al.*, 1994; Njanko *et al.*, 2006; Penaye *et al.*, 2006) and abundant late to post-tectonic granitoids assumed to have been emplaced around 580 Ma (Toteu *et al.*, 2001; Penaye *et al.*, 2006). Rb-Sr, U-Pb and Sm-Nd data reported from the granitoids of this domain point to a dominant Neoproterozoic magmatic accretion although Paleoproterozoic Nd model ages and U-Pb ages are also mentioned (Toteu *et al.*, 1991; Toteu *et al.*, 2001). Mesoproterozoic Nd model ages in the range of 1600-1000 Ma observed in the Western Domain are interpreted as the result of mixing between Neoproterozoic juvenile materials with Paleoproterozoic crustal rocks (Toteu *et al.*, 2001; 2004). The emplacement of granitoids exposed in the Mayo Kebbi massif, which is part of this domain, ranges from 750 to 570 Ma according to U-Pb and Pb-Pb geochronology (Doumnang, 2006; Penaye *et al.*, 2006; Isseini *et al.*, in prep.). They include pre- to syn-tectonic rocks (gabbro-diorites, diorites and tonalites) and late to post tectonic intrusions (charnockites, tonalites, granodiorites and granites). Pre-tectonic gabbro-diorites and diorites were emplaced around 750 Ma and related to arc magmatism according to their geochemical fingerprint (Penaye *et al.*, 2006; Pouclet *et al.*, 2006; Isseini *et al.*, in prep.). Tonalitic intrusions emplaced between 665-635 Ma (Penaye *et al.*, 2006) constitute the dominant rock type of the Mayo Kebbi batholith (Kasser, 1995; Doumnang, 2006; Pouclet *et al.*, 2006). The last Pan-African magmatic event is represented within the Mayo Kebbi massif by several intrusions (charnockites, diorites, tonalites, granodiorites, monzogranites and granites) dated around 570 Ma (Doumnang, 2006; Penaye *et al.*, 2006).

- (ii) The Adamaoua Yade Domain (AYD): It is bounded by two major shear zones, the Sanaga Shear Zone (SSZ) to the south and the Tchollire-Banyo Shear Zone (TBSZ) to the north (Figure 2). This domain comprises abundant Neoproterozoic high-K calc-alkaline granitoids dated between 630-580 Ma (Toteu *et al.*, 2001; Tagne-Kamga, 2003; Tchameni *et al.*, 2006) and remnants of Paleoproterozoic crust yielding U-Pb zircon ages around 2100 Ma that were reworked during the Pan-

African orogeny (Toteu *et al.*, 2001). Granitoids of the AYD are mainly composed of syn-tectonic peraluminous granites and calc-alkaline to subalkaline granitoids (Toteu *et al.*, 2001; Nzolang *et al.*, 2003; Tchameni *et al.*, 2006). Post-tectonic intrusions are less abundant in comparison with the Western Domain. Sm-Nd isotopic data (Toteu *et al.*, 2001; Nzolang *et al.*, 2003) indicate an origin involving partial melting of Eburnean (~ 2100 Ma) continental crust with only a limited juvenile Neoproterozoic input. Archean ages (2900 -3000 Ma) are observed as inherited xenocrystic zircons or Nd model ages: (Toteu *et al.*, 2001).

- (iii) The Southern Domain (SD): It corresponds to stacked metasedimentary units that were thrust over the Congo craton during collision between this craton and the AYD to form the Yaoundé and Oubanguides nappes, respectively located in southern Cameroon (Nédélec *et al.*, 1986; Nzenti *et al.*, 1988; Barbey *et al.*, 1990; Toteu *et al.*, 2004) and southern Central African Republic (Pin et Poidevin, 1987; Cornacchia *et al.*, 1989). Widespread granulite metamorphism and migmatization are recorded in the Southern Domain. The granulite facies metamorphic event is dated at 639 ± 3 Ma in Central African Republic (U-Pb zircon age on syntectonic charnockite: Pin et Poidevin, 1987) and around 620 Ma in Cameroon (U-Pb zircon ages and Sm-Nd garnet-whole rock age: Penaye *et al.*, 1993; Toteu *et al.*, 1994; U-Th-Pb chemical dating of monazite: Yonta-Ngoune *et al.*, 2010). The migmatization event is believed to pre-date (Nzenti *et al.*, 1988) or post-date (Mvondo *et al.*, 2003; Mvondo *et al.*, 2007; Yonta-Ngoune *et al.*, 2010) nappes emplacement, giving rise to two distinct geodynamic models argued on the basis of structural, petrological, geochemical and geochronological observations. The first model involves a passive margin context (Nzenti *et al.*, 1988; Vicat *et al.*, 1997) while the second one supports an active margin setting (Nkoumbou *et al.*, 2006; Stendhal *et al.*, 2006) involving collision between the AYD and the Congo craton to form the previously described nappes, followed by extension responsible for high-T metamorphism and migmatization (Yonta-Ngoune *et al.*, 2010).

III. The Mayo Kebbi batholith

According to previous authors (Kasser, 1995; Doumnang, 2006), the Mayo Kebbi batholith is composed of several intrusions outcropping between the Zalbi and Goueygoudoum groups (Figure

3). Based on our field observations, these groups are part of greenstone belts including metavolcanic-sedimentary rocks and mafic to intermediate plutons pre-dating the emplacement of several intrusions dominated by tonalitic composition. These last intrusions outcrop between the Zalbi and Goueygoudoum groups, and at the western side of the Zalbi greenstone belt, around the city of Figuil (Figure 3). Further, the rocks outcropping at the eastern (Gauthiot Falls) and western (Lere) sides of the Mayo Kebbi batholith could be distinguished according to their petrological and structural characteristics.

On the basis of these observations, we propose a new definition of the Mayo Kebbi batholith, encompassing the magmatic complex of Figuil to the West, the magmatic complex of Gauthiot Falls to the East and the magmatic complex of Lere located between the previous one and the Zalbi greenstone belt. These different complexes, distinguished based on petrological and structural backgrounds, are described below.

1. The magmatic complex of Gauthiot Falls

a) Field observations

The magmatic complex of Gauthiot Falls mainly consists of a greenish quartz metadiorite (Figure 3, picture a) in which the magmatic minerals (hornblende + plagioclase + quartz ± biotite) are replaced by an assemblage of greenschist facies metamorphism (actinolite + epidote + chlorite). The quartz metadiorite is characterized by the presence of a pervasive N-S striking planar fabric (S_1) gently dipping ($< 30^\circ$) towards the West or moderately dipping ($30-65^\circ$) towards the East (Figure 3a). This planar fabric is cut by more localized N-S striking steeply dipping disjunctive cleavage (S_2 ; Figure 3, picture f).

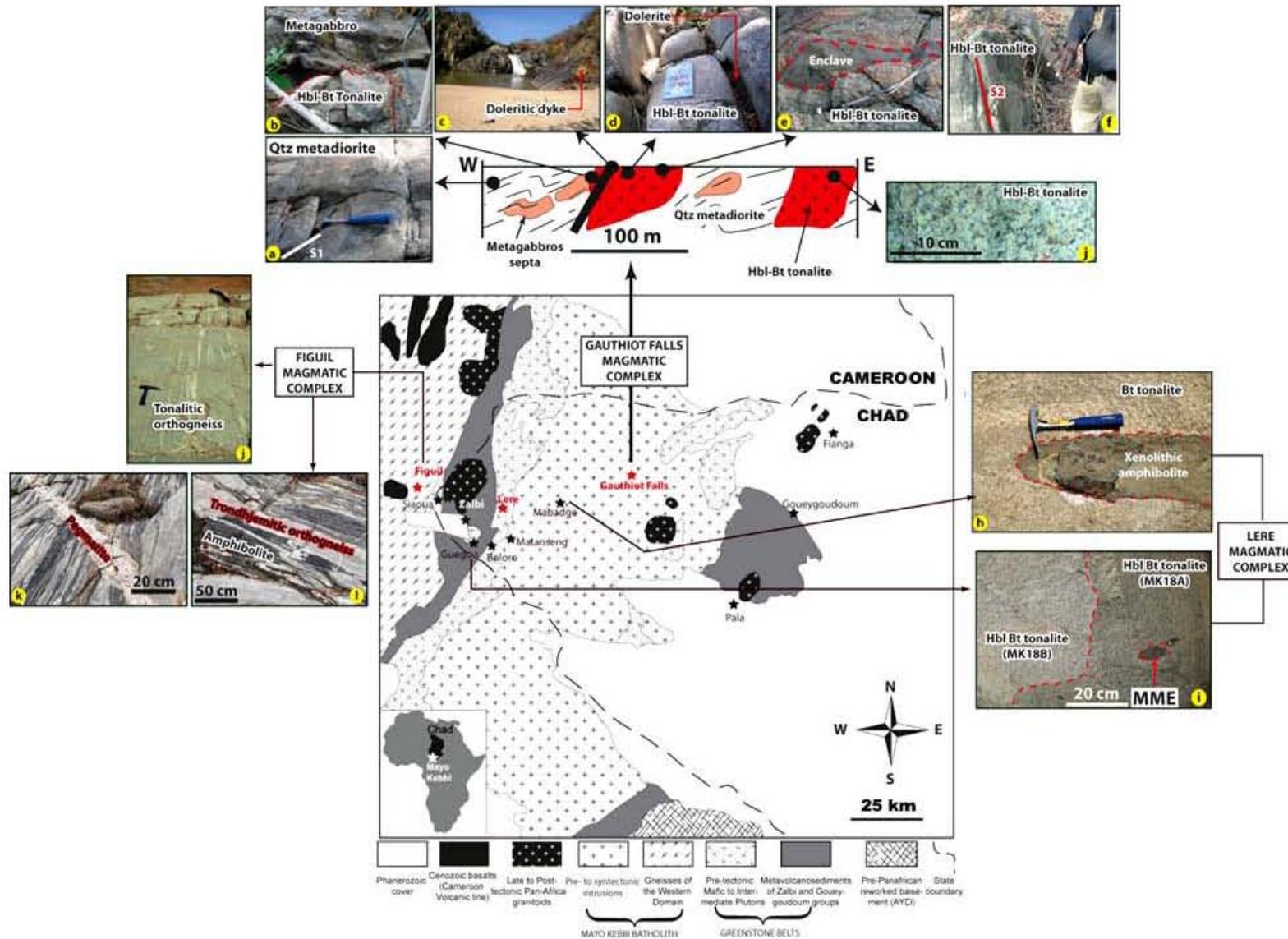


Figure 3 : Geological sketch map of south-western Chad and Northern Cameroon (redrawn after Penaye et al., 2006) and emplacement of the different magmatic complexes distinguished within the Mayo Kebbi batholith. AYD: Adamaoua Yade Domain of the CAOB. MME: Microgranular Mafic Enclave.

The main quartz metadiorite contains septas of metagabbros and is intruded by hornblende-biotite tonalites (Figure 3). Metagabbros are affected by D_1 and D_2 deformation phases while only the last one is observed in the intrusive hornblende-biotite tonalites. All these rocks are intruded by doleritic dykes lacking any deformation (Figure 3c, d).

b) Microscopic observations

The mineral composition of the main quartz metadiorite (Sample TG3), as revealed by microscopic observations, is dominated by pistachite accompanied by chlorite and minor amount of actinolite. Plagioclase is frequently replaced by pistachite while quartz is abundant and appears as ribbons lying parallel to the foliation (Figure 4a). Hornblende is replaced by actinolitic amphibole.

Metagabbros (samples BG1, BG2 and D1) are characterized by the metamorphic assemblage pyroxene + amphibole + quartz (Figure 4b). Chemical analyses of amphiboles (Figure 5; annex 4) reveal a tschermakitic composition (Leake *et al.*, 1997) indicating metamorphism under amphibolite facies conditions (Bucher and Frey, 1994). This metamorphic assemblage is retrogressed to greenschist facies minerals as attested by the presence of epidote and chlorite formed at the expense of amphibole and pyroxene crystals (Figure 4b).

The intrusive hornblende-biotite tonalites are less retrogressed to greenschist facies metamorphic assemblage (chlorite + pistachite + actinolite) and preserve most of their magmatic minerals (plagioclase + hornblende + biotite + quartz).

2. The magmatic complex of Lere

a) Field observations

It is composed of hornblende-biotite tonalites intrusive within the metavolcanic-sedimentary rocks of the Zalbi group (Guegou hornblende-biotite tonalite) and biotite tonalites sampled at Mabadge and Matanseng, close to its tectonically transposed intrusive contact with the MIP complex of the Zalbi greenstone belt.

The hornblende-biotite tonalite of Guegou (samples MK18A and MK18B) is characterized by the presence of lenticular microgranular mafic enclaves (sample MK18C) associated with schlieren type structures (Figure 3, picture i). These enclaves exhibit sharp contacts with their tonalitic host and are characterized by abundant acicular hornblende crystals predominating over small biotite flakes. Plagioclase crystals, disposed across the contact between the enclaves and the tonalitic host, are observed. Such observations support an origin by mingling between coeval mafic

and felsic magmas (Didier and Barbarin, 1991; Fernandez and Barbarin, 1991), a common feature of calc-alkaline granitoids according to many authors (Didier and Lameyre, 1969; Kistler *et al.*, 1971; Hietanen, 1973; Brown, 1977; Leake *et al.*, 1980; Didier *et al.*, 1982; Pitcher, 1982; Huppert and Sparks, 1988).

Biotite tonalites are coarse-grained and equigranular rocks where biotite is the main ferromagnesian mineral. They are observed around Matanseng (sample MK21C) and Mabadge (samples MK1A and MK1B) villages (Figure 3h). These rocks contain several enclaves dominated by the assemblage amphibole + plagioclase + quartz and exhibiting a well-developed planar fabric. This planar fabric is associated with lineations characterized by the preferential orientation of amphibole crystals and strained plagioclase and quartz crystals. The presence of such a planar fabric contrasts with the equant habit of grains in the host tonalite, suggesting that these enclaves are amphibolitic xenoliths.

Numerous granitic veins (samples MK21B and MK22A) composed of feldspar, quartz and muscovite cross-cutting the biotite tonalite are observed around Matanseng village.

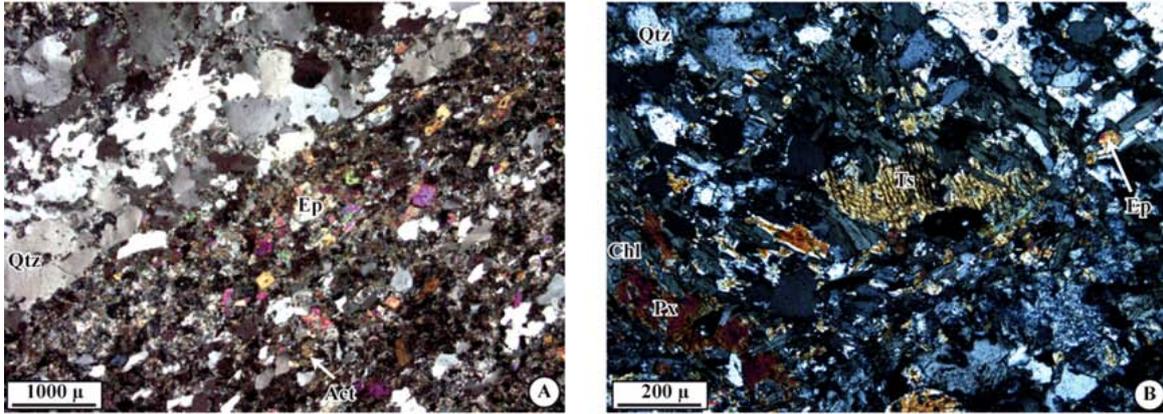
b) Microscopic observations

The hornblende-biotite tonalite of Guegou is characterized under the microscope (Figure 4c) by the presence of zoned euhedral plagioclase crystals and interstitial anhedral quartz. Biotite is observed as large euhedral flakes. Hornblende is abundant in the associated mafic microgranular enclaves and displays a skeletal habitus.

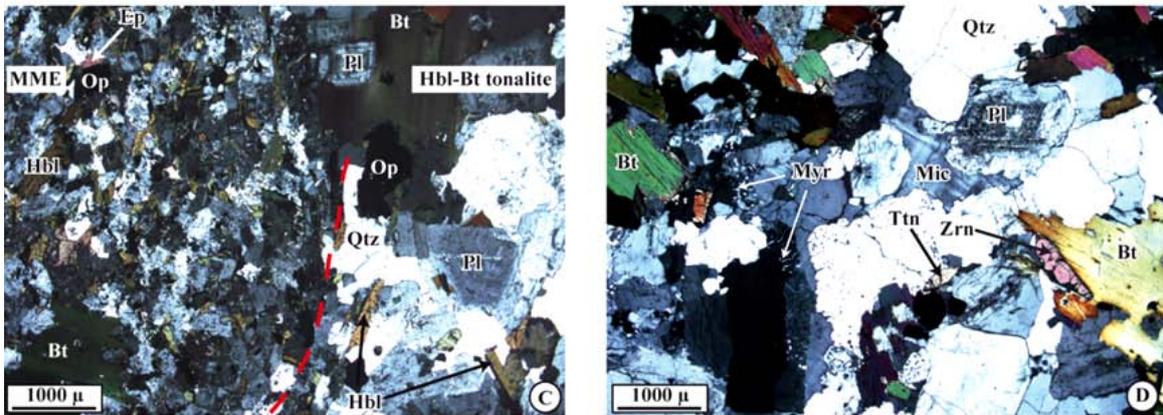
In biotite tonalites, hornblende occurs as rare euhedral inclusions within plagioclase. Myrmekitic association is common but microcline is rare. Biotite is the main ferromagnesian mineral and is observed as large flakes. Accessory minerals include apatite, titanite and zircon (Figure 4d). Plagioclase is frequently replaced by pistachite.

The xenolithic amphibolite is dominated by hornblende, quartz and plagioclase. Biotite is rare. The presence of polygonal triple junctions at the crystal scale and the preferential orientation of amphibole and strained plagioclase and quartz crystals is of note.

GAUTHIOT FALLS MAGMATIC COMPLEX



LERE MAGMATIC COMPLEX



FIGUIL MAGMATIC COMPLEX

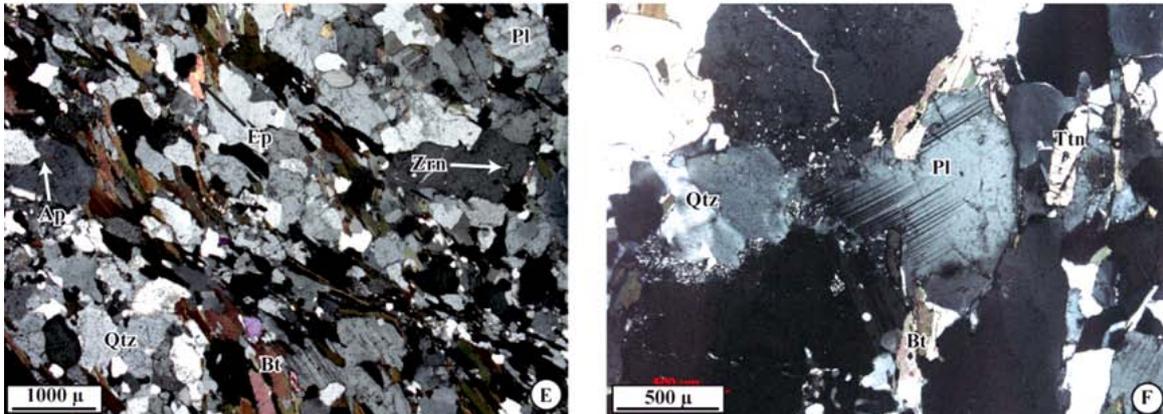


Figure 4: Microphotographs showing details of studied samples from Gauthiot Falls (A, B), Lere (C, D) and Figuil (E, F) magmatic complexes of the Mayo Kebbi batholith. A: Quartz metadiorite showing abundant epidote (Ep) associated with actinolite (Act) as metamorphic minerals replacing the magmatic ones. Quartz (Qtz) is frequently observed as ribbons elongated parallel to the foliation. B: relict pyroxene (Px) and tschermakite (Ts) are replaced by chlorite (Chl) and epidote (Ep) in a sample of metagabbro where quartz (Qtz) is also observed. C: Relations between Guegou hornblende-biotite tonalite and its mafic microgranular enclave at their contact (red line). Note the large biotite (Bt) crystal lying at the contact near the right upper corner of the microphotograph. The acicular habitus of hornblende crystals (Hbl) suggests a rapid cooling, probably due to the interaction with cooler felsic magma when the mafic one was close to its solidus. Epidote (Ep), opaque (Op) and quartz (Qtz) are also observed. D: Mineralogy of biotite tonalite showing the presence of biotite, plagioclase (Pl) and quartz (Qtz) as the main magmatic minerals. Microcline (Mic) is observed as interstitial anhedral crystals. Myrmekites (Myr) are present. Accessory minerals include zircon (Zrn) and titanite (Ttn). E&F: Mineralogy and anastomosing foliation within the orthogneissic tonalite of Figuil (E) where both plagioclase and quartz may show evidence for intracrystalline deformation (F). Epidote occurs as magmatic zoned mineral. Accessory minerals include zircon, titanite and apatite (Ap).

3. The magmatic complex of Figuil

a) Field observations

Tonalitic (plagioclase + quartz + biotite: sample MK4) and trondhjemitic (plagioclase + quartz ± biotite: sample MK5D) gneisses are the main rock types at the westernmost side of the study area, around the city of Figuil in Cameroon, and are collected respectively to the west and to the east of this city (Figure 3j-l). These rocks, associated with amphibolite (sample MK5C), are cut by several granitic veins variously transposed by the deformation. The granitic veins are medium-grained (sample 5B) to pegmatitic (sample 5E).

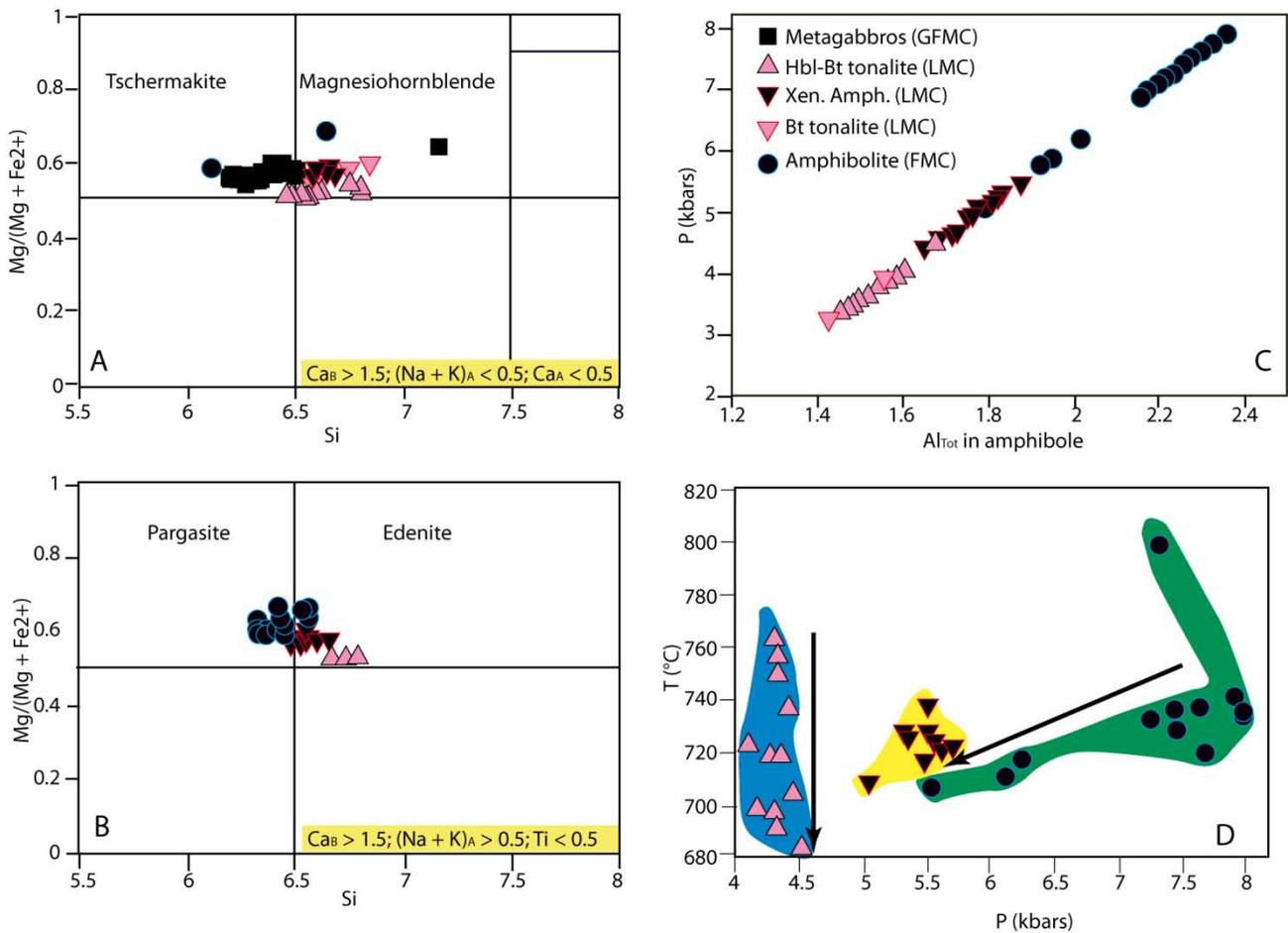


Figure 5: A&B: Nomenclature of amphiboles from several studied samples using the classification scheme of Leake *et al.* (1997). The tschermakitic composition of amphiboles from metagabbros are related to amphibolite facies metamorphism. C: pressure of crystallization calculated following Hammarstrom and Zen (1986). D: P vs T graph in which pressures (Hammarstrom and Zen, 1986) and temperature (Blundy and Holland, 1990) are calculated from amphiboles and plagioclases showing mutual contacts and in equilibrium according to microscopic observations. Magmatic amphiboles derived from hornblende-biotite tonalites show a range of temperatures from 680°C to 770°C and a restricted pressure range reflecting the progressive cooling of the magma following its emplacement. The Xenolithic enclave MK1C shows little variation both for pressure and temperature, as could be expected for metamorphic amphiboles formed during regional metamorphism while little variations along the temperature axis are recorded during decompression of the syntectonic amphibolite MK5C. These observations suggest that P-T paths recorded by amphiboles in igneous and metamorphic rocks could be used to infer their history. GFMC: Gauthiot Falls magmatic complex; LMC: Lere magmatic complex; FMC: Figuil magmatic complex.

a) Microscopic observations

Under the microscope, the tonalitic gneiss is characterized by anastomosing shear bands marked by biotite flakes preferred orientation (Figure 4e). Feldspar and quartz display a polygonal microstructure with triple junctions close to 120° and a weak shape anisotropy with a long axis parallel to the sigmoids defined by the biotite-bearing shear zones. These features indicate a high temperature dynamic recrystallisation and together with the lack of specific high temperature metamorphic minerals, suggest syntectonic emplacement for the tonalite. In contrast, the trondhjemitic orthogneisses may display a magmatic fabric lacking evidence for intracrystalline plastic deformation. This suggests emplacement at the end or after deformation. Pargasitic amphibole (Figure 5b), plagioclase and quartz are the main constituents of the associated amphibolite. Apatite, zircon, epidote and titanite are the main accessory minerals observed within these rocks.

IV. Geochemistry

Major and trace elements compositions of the studied rocks have been determined at the *Service d'Analyses des Roches et des Minéraux, Centre de Recherches pétrographiques et Géochimiques*, Nancy (France) and presented in **table 1**.

1. Major elements

A calc-alkaline affinity is suggested for most of the studied rocks according to their K_2O content (Peccerillo and Taylor, 1976) and modified alkali-lime index (Frost *et al.*, 2001) plotted against SiO_2 on Figure 6a and Figure 6b respectively. Only metagabbros of the Gauthiot falls magmatic complex fall within the tholeiitic field in the first diagram while they plot, together with their tonalitic host, within the calcic field of Frost *et al.* (2001). However, this observation is limited by the small number of analyzed samples in this magmatic complex.

Table 4 : Chemical analysis of the studied rocks. MC: Magmatic complex; Q.M.: Quartz metadiorite; MME: Mafic microgranular enclave; Gr.: granitic; * Tonalite; ** Trondhjemite.

Sample	Gauthiot Falls M.C.				Lere M.C.									Figuil M.C.						
	Metagabbros			Q. M.	Hornblende-biotite tonalites				MME	Biotite tonalites			Xenolith	Gr. veins		Orthogneisses		Gr. Veins		Amphibolite
	BG1	BG2	D1	TG3	TG1	TG2	MK18B	MK18A	MK18C	MK1A	MK1B	MK21C	MK1C	MK21B	MK22A	MK4*	MK5D**	MK5B	MK5E	MK5C
SiO ₂	47.13	44.30	48.08	52.85	64.03	61.36	62.41	54.30	51.42	67.29	65.98	67.27	49.91	73.24	74.62	65.21	72.46	69.21	73.67	48.15
Al ₂ O ₃	16.81	17.45	17.93	19.22	16.91	17.88	16.78	18.03	18.09	16.91	16.37	17.17	16.09	15.62	13.95	15.61	14.65	16.00	14.83	15.45
Fe ₂ O ₃	10.54	11.90	10.17	8.30	3.59	4.31	5.09	9.08	9.89	2.66	2.78	3.04	9.99	0.51	0.46	3.83	1.18	1.99	0.28	10.32
MnO	0.18	0.19	0.17	0.17	0.09	0.07	0.07	0.12	0.13	0.04	0.05	0.06	0.32	0.01	0.00	0.06	0.01	0.14	0.00	0.17
MgO	6.83	7.87	6.23	2.73	1.42	1.58	2.30	4.05	3.62	0.84	0.82	0.97	6.46	0.09	0.05	1.63	0.57	0.67	0.07	7.22
CaO	12.15	11.72	11.72	8.74	4.33	5.29	4.72	4.77	5.64	3.75	4.05	3.82	6.90	1.64	1.20	3.92	3.01	3.74	1.41	11.11
Na ₂ O	0.97	1.99	1.55	2.68	5.08	5.25	4.79	5.13	5.59	5.57	5.54	5.46	4.25	5.45	4.09	4.16	5.07	5.44	5.44	3.36
K ₂ O	0.13	0.42	0.16	0.99	1.18	0.98	1.85	2.54	1.89	1.70	1.64	1.66	2.25	2.22	4.11	2.7	0.89	0.84	2.78	1.09
TiO ₂	0.59	0.67	0.59	0.58	0.52	0.60	0.75	1.132	1.22	0.40	0.38	0.38	1.26	0.06	0.02	0.63	0.16	0.17	0.03	0.99
P ₂ O ₅	0.13	0.15	0.13	0.18	0.15	0.23	0.20	0.21	0.29	0.15	0.16	0.16	0.17	-	-	0.20	0.11	0.26	-	0.15
LOI	3.08	2.36	2.94	2.76	1.62	1.36	0.67	0.98	0.77	0.60	1.22	0.57	1.15	0.64	0.38	0.81	0.39	0.43	0.38	0.82
Total	98.54	99.03	99.66	99.20	98.91	98.93	99.63	100.36	98.55	99.92	98.98	100.5	98.75	99.49	98.91	98.78	98.51	98.89	98.89	98.83
Mg#	0.56	0.57	0.55	0.40	0.44	0.42	0.47	0.47	0.42	0.39	0.37	0.39	0.56	0.27	0.17	0.46	0.49	0.40	0.34	0.58
Ba	69	154	74	550	567	589	491	604	303	745	588	627	344	907	908	1235	348	355	1408	153
Cr	157	154	91	11	8	8	33	35	43	9	9	9	197	11	10	16	9	12	8	211
Ga	17.16	18.24	17.33	18.54	20.75	21.92	21.47	26.01	26.77	21.21	21.29	21.65	21.22	16.79	16.91	21.14	15.03	17.31	14.82	16.21
Nb	0.78	0.77	0.87	1.28	2.48	3.08	4.05	1.78	2.27	3.95	4.26	4.30	5.97	0.69	0.28	6.60	0.97	1.14	0.55	1.52
Ni	47.81	50.54	35.08	9.36	6.07	5.36	16.31	28.87	25.95	6.61	5.14	4.61	102.30	-	-	7.63	7.31	11.96	-	60.15
Pb	1.58	1.22	1.95	2.34	8.51	5.16	5.61	6.31	7.12	7.42	7.05	7.53	3.90	9.19	12.15	11.65	8.59	8.65	13.85	5.77
Rb	2.95	5.96	2.25	19.73	16.51	12.07	30.02	53.68	39.33	20.95	22.04	26.79	44.74	29.17	47.52	52.99	14.43	14.37	27.14	5.20
Sr	503	443	475	530	585	1029	573	483	467	852	842	754	510	570	321	722	579	564	388	211
Ta	0.05	0.05	0.06	0.08	0.13	0.18	0.40	0.07	0.07	0.35	0.36	0.46	0.41	0.06	0.05	0.51	0.04	0.04	0.07	0.14
Th	0.47	0.09	0.53	0.76	0.85	0.56	2.43	0.72	1.47	0.91	1.12	0.92	1.11	0.49	0.81	3.53	2.86	0.92	0.03	0.21
U	0.18	0.05	0.15	0.28	0.60	0.15	0.95	0.95	2.69	0.32	0.37	0.42	0.53	0.38	0.52	0.64	0.39	0.22	0.16	0.29
V	270	301	234	214	60	70	80	135	155	43	44	44	173	5	5	67	17	21	2	264
Zr	18	15	22	31	109	138	107	55	179	124	118	112	97	56	43	199	90	30	18	37
Sr/Y	48	38	44	48	81	99	83	116	76	71	69	81	19	270	61	55	124	16	312	14
Nb/Ta	15	15	15	16	18	17	10	26	32	11	11	9	14	12	5	13	23	25	7	10
La	4.4	4.3	4.3	6.1	8.9	10.7	16.3	8.5	10.3	9.9	14.3	11.3	13.4	3.6	3.4	30.7	22.3	7.1	0.3	3.5
Ce	9.5	9.9	9.2	13.7	18.3	24.4	35.2	14.1	20.8	28.0	35.6	29.7	41.0	7.7	7.5	63.5	45.8	15.7	0.483	8.7
Pr	1.4	1.4	1.3	1.9	2.4	3.3	4.4	2.0	2.9	4.1	4.7	3.9	5.8	0.97	0.96	7.6	5.3	1.9	0.1	1.3
Nd	6.6	6.8	6.2	8.4	9.8	14.8	17.7	8.8	12.9	18.0	19.5	16.1	24.6	3.7	3.8	29.0	19.9	8.3	0.31	6.9
Sm	1.7	1.9	1.7	2.08	2.1	3.3	3.4	1.9	2.7	3.9	3.7	3.0	5.4	0.7	0.8	5.3	3.5	1.9	0.1	2.1
Eu	0.6	0.8	0.6	0.7	0.8	1.1	1.0	0.6	0.7	0.9	0.9	0.8	2.6	0.3	0.2	1.3	0.9	0.4	0.1	0.8
Gd	1.8	2.	1.8	2.0	1.7	2.6	2.4	1.5	2.1	2.7	2.6	2.1	4.7	0.5	0.7	3.6	2.5	2.3	0.1	2.6
Tb	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2	0.3	0.4	0.4	0.3	0.7	0.1	0.1	0.5	0.3	0.5	0.0 1	0.4
Dy	1.83	2.01	1.84	1.89	1.39	1.96	1.50	0.90	1.30	2.10	2.10	1.60	4.45	0.40	0.80	2.63	1.24	4.50	0.14	2.7
Ho	0.4	0.4	0.4	0.4	0.2	0.3	0.2	0.1	0.2	0.4	0.4	0.3	0.9	0.1	0.2	0.4	0.2	1.2	0.04	0.5
Er	1.1	1.168	1.1	1.1	0.6	0.9	0.6	0.3	0.5	1.1	1.1	0.8	2.4	0.2	0.5	1.2	0.34	4.0	0.1	1.5
Tm	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.05	0.06	0.1	0.1	0.1	0.4	0.03	0.01	0.12	0.04	0.6	0.02	0.2
Yb	1.1	1.2	1.1	1.1	0.6	0.9	0.5	0.2	0.4	0.9	0.9	1.0	2.4	0.2	0.6	1.1	0.2	4.1	0.23	1.5
Lu	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.07	0.04	0.07	0.1	0.1	0.2	0.4	0.04	0.1	0.2	0.04	0.6	0.04	0.2
Y	10.3	11.5	10.6	10.9	7.2	10.3	6.9	4.1	6.1	11.9	12.2	9.3	25.6	2.1	5.2	13.1	4.7	34.4	1.2	15.3
Eu/Eu*	1.16	1.25	1.16	1.0	1.28	1.14	1.10	1.03	0.97	0.88	0.87	1.04	1.57	1.61	0.911	0.94	0.98	0.66	2.19	1.12
(La/Yb) _N	2.78	2.52	2.74	3.61	9.77	8.32	21.91	21.22	16.83	7.05	9.99	7.37	3.83	10.75	3.43	18.61	55.84	1.161	0.86	1.54

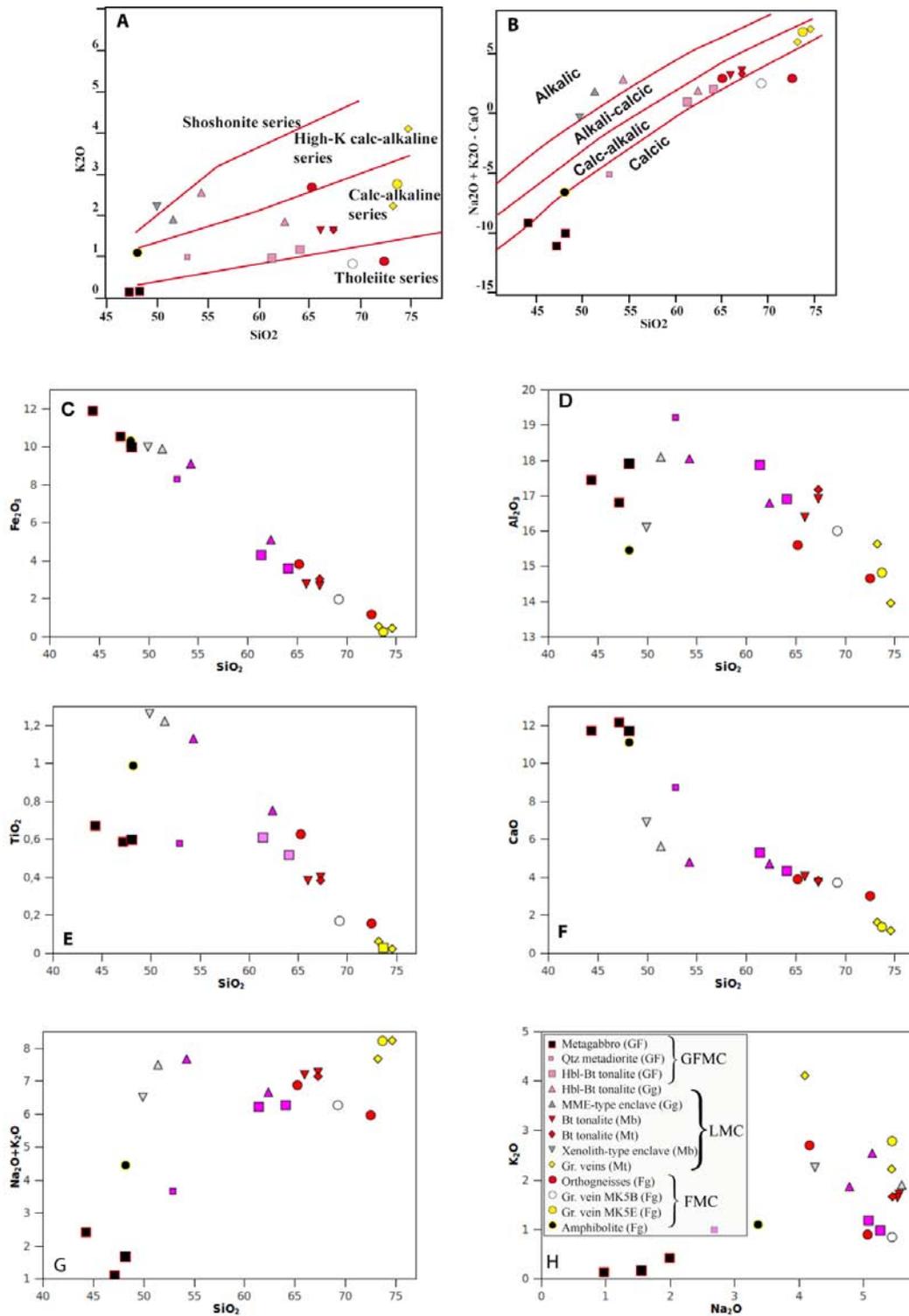


Figure 6 : Major elements compositions of the studied rocks. A&B: Most of the studied samples follow a calc-alkaline trend) according to Peccerillo and Taylor (1976) and Frost et al. (2001) in A and B respectively. C-G: Plots of selected major oxides against SiO₂. G: Na₂O vs K₂O. The correlations observed between CaO, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, TiO₂ and SiO₂ could reflect the role of plagioclase, ferromagnesian minerals or titanite which are common phases of calc-alkaline magmas. However, any simple genetic link is discarded due to the scatter of points on Na₂O+K₂O vs SiO₂ (E) and K₂O vs Na₂O (F). Qtz = Quartz; Hbl = Hornblende; Bt = Biotite; MME = Mafic microgranular enclave; Gr. = granite; GFMC: Gauthiot Falls magmatic complex; LMC: Lere magmatic complex; FMC: Figuil magmatic complex; GF = Gauthiot Falls; Gg = Guegou; Mb = Mabadge; Mt = Matanseng; Fg = Figuil.

CaO, Al₂O₃, MgO, Fe₂O₃ and TiO₂ contents display a linear inverse correlation with SiO₂ (Figure 91c-f) which could reflect the decreasing impact of fractionation of these elements in plagioclase, ferromagnesian minerals and titanite respectively as the proportion of these minerals decreases. However, such a correlation is not a proof of a direct genetic link, as these minerals are common in calc-alkaline magmas (Wilson, 1989). Indeed, the scatter displayed by the Na₂O and K₂O contents of these rocks (Figure 6h) as well as the poor correlation between SiO₂ and Na₂O + K₂O (Figure 6g), argue against a simple genetic link between these rocks.

2. Trace elements

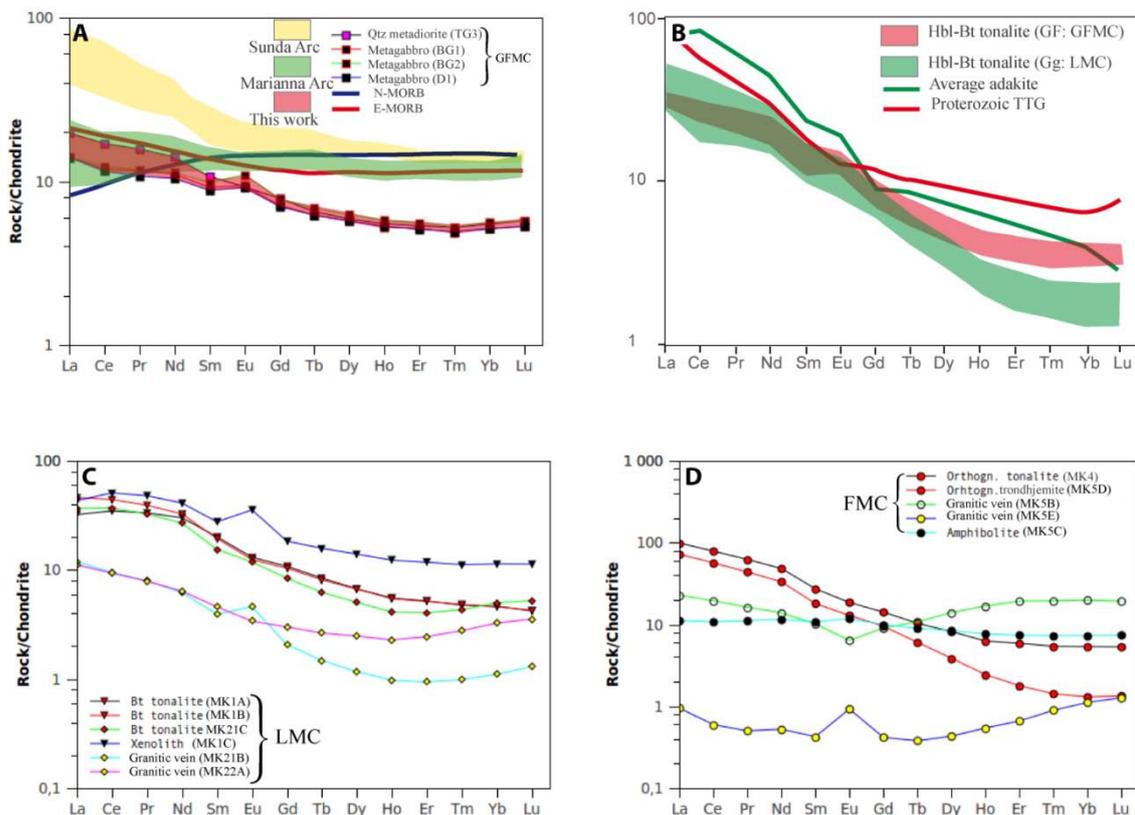


Figure 7: REE patterns of the studied rocks. Normalization values using average chondrite C1 abundances after Boynton (1984). A: Metagabbros and quartz metadiorite have lower REE abundances but more fractionated patterns than MORBs (Sun and McDonough 1989). They display a comparable (except for their positive Eu anomaly) shape to those of rocks of similar SiO₂ content from the Sunda arc system (Varne and Foden, 1989; Reubi et al., 2002), a modern continental active margin, and differ significantly from Island Arc tholeiites belonging to the Marianna trench-arc system (Elliott et al., 1997; www.georoc.mpch-mainz.gwdg.de). B: Hornblende-biotite tonalites from Gauthiot Falls (GFMC) and Lere (LMC) magmatic complexes are characterized by highly fractionated patterns that mirror averages values proposed by Condie (2005) for Proterozoic TTGs (Gauthiot Falls Hbl-Bt tonalites) and adakites (Guegou Hbl-Bt tonalites). C: Biotite tonalites (Lere magmatic complex) are characterized by less fractionated patterns, preventing a significant role of garnet. D. Orthogneissic tonalite and thondjemite from Figuil magmatic complex, have REE patterns typical of TTG rocks while the associated amphibolite, displaying a flat pattern, is of distinct origin. Veins MK5B and MK5E have patterns suggesting the role of accessory minerals such as apatite and garnet according to petrological observations.

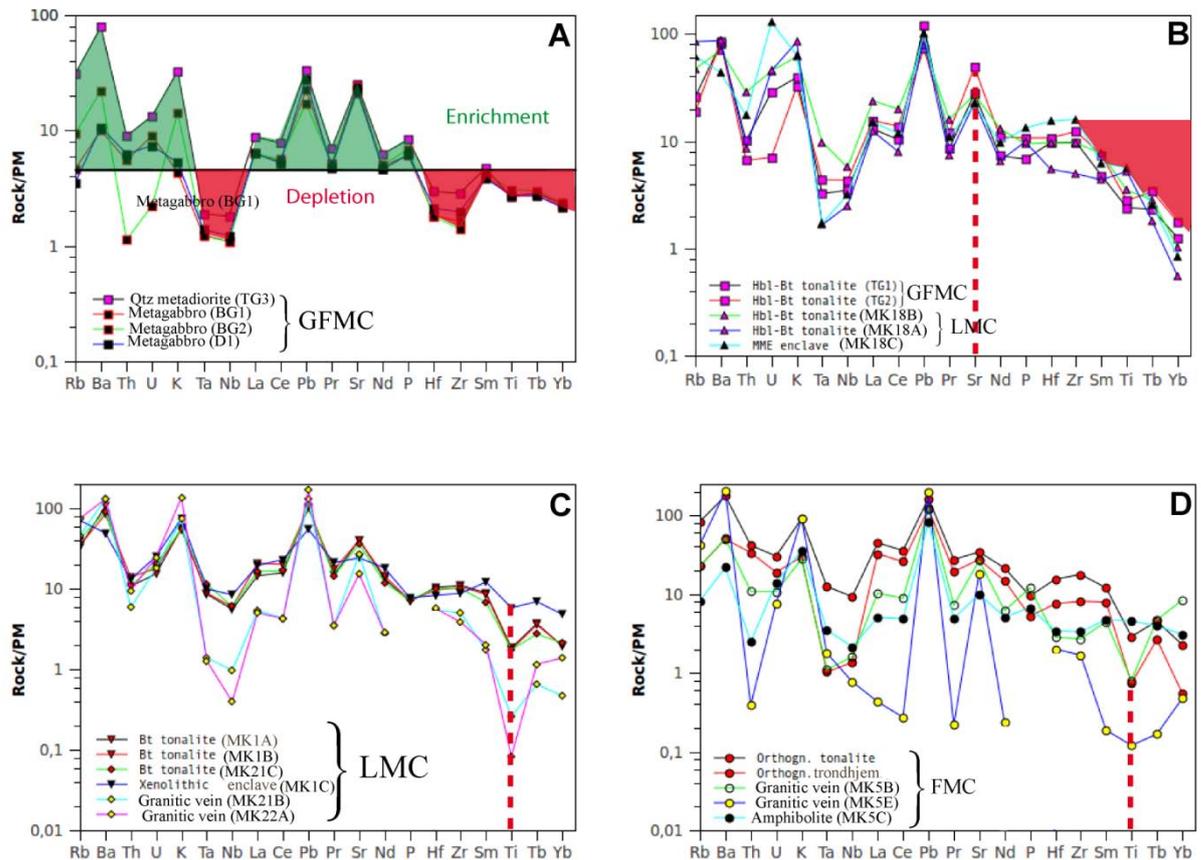


Figure 8: Primitive mantle (Sun and McDonough, 1989) normalized incompatible elements patterns for the studied rocks. A: A flat pattern characterized by enrichment of LILEs and Pb, but depletion in HFSE and HREE is observed for metagabbros and quartz metadiorite of Gauthiot Falls magmatic complex which suggests an origin similar to that of tholeiitic rocks from modern arc settings. B: Hornblende-biotite tonalite are strongly depleted in HFSE and HREE but enriched in Sr, a common feature of TTG suite rocks suggesting the role of garnet. Nb is not fractionated from Ta, while it is depleted relative to this element in biotite tonalites of Lere magmatic complex (C). The latter group of rocks is also characterized by a lesser enrichment in Sr, a lesser depletion in HFSE and HREE and a marked negative Ti anomaly. The petrogenetic implications of these observations are discussed in the text. D: Orthogneisses from Figuil exhibit an intermediate depletion in HFSE and HREE compared to hornblende-biotite and biotite tonalites. The orthogneissic trondhjemite MK5D and the granitic vein MK5B are characterized by a relative enrichment in Nb compared to Ta and are among the more Ti depleted samples of the whole set of rocks.

a) The magmatic complex of Gauthiot Falls

Metagabbros (samples BG1, BG2 and D1) and quartz metadiorite (sample TG3) from the magmatic complex of Gauthiot Falls are characterized by moderate REE abundances ($\sum \text{REE} = 30\text{-}40$ ppm) and moderately fractionated patterns ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 2.5\text{-}3.6$). A weak positive Eu anomaly (Figure 7a) is observed ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.01 - 1.28$). Compared to E-MORB (Sun and McDonough, 1989), these rocks are characterized by less enriched but more fractionated REE patterns. They are depleted in HFS and compatible elements in comparison with N-MORB (Sun *et al.*, 1979) but enriched in LILE and display flat incompatible trace elements profiles (Figure 8a). These features are commonly observed in tholeiitic rocks from arc settings and related to slab derived aqueous fluids metasomatizing the mantle

wedge from which these rocks are assumed to have generated by partial melting (Varne and Foden, 1989).

Quartz metadiorite (sample TG3) is more enriched in LREE than metagabbros, resulting in higher REE content and a more fractionated pattern. It is also characterized by higher LILE and HFSE contents when compared to metagabbros from the same magmatic complex. Both metagabbros and quartz metadiorite are characterized by high Sr/Y values ranging from 38 to 49. According to Moyen (2009), significant fractionation of amphibole would result in Sr/Y ratios as high as those observed, if plagioclase is not removed at the same time. However, amphibole fractionation is commonly accompanied by plagioclase removal in calc-alkaline magmas, which could lead to decrease in Sr/Y and increase in La_N/Yb_N (Davidson *et al.*, 2007; Moyen, 2009). This contrasts with the ratios displayed by these rocks. Alternatively, the Sr/Y ratios for metagabbros and quartz metadiorite could reflect source characteristics (Moyen, 2009) and/or indicate plagioclase accumulation. The latter explanation is supported by the low REE abundances and the observed Eu positive anomalies.

The intrusive hornblende-biotite tonalites (samples TG1 and TG2) are distinguished from the other rock types outcropping in the magmatic complex of Gauthiot Falls by higher Sr/Y (81-100), more enriched (47-65 ppm) and more fractionated ($La_N/Yb_N = 8-10$) REE patterns (Figure 7b). They display a slight positive europium anomaly ($Eu/Eu^* = 1.1-1.3$) but lower Cr (7.8 ppm) and Ni (6 ppm) contents.

b) The magmatic complex of Lere

The hornblende-biotite tonalite of Guegou (samples MK18A and MK18B) is characterized by enriched (39-84 ppm) and fractionated ($La_N/Yb_N = 21$) REE patterns (Figure 7b). It is strongly depleted in HREE (Yb = 0.27 -0.51 ppm) and Y (4-7 ppm) resulting in the observed high La_N/Yb_N and high Sr/Y (83-177). This suggests the role of garnet either as a residual phase during partial melting or fractionating phase during fractional crystallization.

Biotite tonalites (Figure 7c) are characterized by enriched ($\sum REE = 71-87$ ppm) and mildly fractionated REE patterns ($La_N/Yb_N = 7-10$). Compared to classical orogenic andesites (Gill, 1981), they are enriched in Sr (843-853 ppm) and SiO_2 , but depleted in Y, Yb, Cr and Ni. They also display lower $Fe_2O_3 + MgO + MnO + TiO_2$ content (~4%) with $Mg\# = 0.37-0.39$. A high Sr/Y ratio (70-80) is recorded. These characteristics cannot be the result of significant fractional crystallisation which would involve plagioclase and ferromagnesian minerals, resulting in a negative Eu anomaly as observed for typical calc-alkaline rocks of similar silica content (Cullers and Graf, 1984). A different origin is favoured and this question is examined below. The amphibolite xenolithic enclave (sample MK1C) is

characterized by more enriched but less fractionated REE patterns ($\sum\text{REE} = 109$ ppm; $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 3.8$) and a positive europium anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.57$) which distinguish it from the host biotite tonalite. It is further enriched in LILE (Rb = 44.74 ppm; Sr = 510 ppm; Ba = 345 ppm; K = 18683 ppm), HFSE (Nb = 5.97 ppm; Zr = 98 ppm; Ta = 0.41 ppm) and compatible elements (Ni = 102 ppm; Cr = 197 ppm). Its incompatible trace elements pattern (Figure 8C), although similar to the host tonalite, do not show a distinctive depletion precluding either a cumulative origin from the same magma as the tonalitic host or a residual nature.

c) The magmatic complex of Figuil

The tonalitic (sample MK4) and trondhjemitic (sample MK5D) orthogneisses of Figuil magmatic complex are typified (Figure 7d) by elevated REE content ($\sum\text{REE} = 100\text{-}150$ ppm) and highly fractionated patterns ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 18\text{-}56$; $\text{Dy}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 1.54\text{-}2.99$) with Sr/Y = 55-124. Y and Yb are low and in the range 4-13 ppm and 0.27-1.04 ppm, respectively. The lowest values are recorded by the trondhjemitic orthogneiss. These characteristics point to the role of garnet as a critical phase regarding their petrogenesis. Furthermore, samples MK4 (tonalite) and MK5D (trondjemite) could be distinguished based on their major and trace elements. The former has intermediate composition ($\text{SiO}_2 = 65.21$ %) and is more potassic ($\text{K}_2\text{O} = 2.71\%$; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.65$) than the latter one ($\text{SiO}_2 = 72.46$; $\text{K}_2\text{O} = 0.89\%$; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.18$). Significant contrasts are observed for their trace elements contents such as LILE (Rb = 53 vs 14.43 ppm; Ba = 1235 vs 349 ppm; Sr = 723 vs 580 ppm), HFSE (Zr = 199 vs 91 ppm; Nb = 6.6 vs 0.97 ppm; Ta = 0.51 vs 0.04 ppm) and compatible trace elements (Cr = 16.36 vs 9.47 ppm; Ni = 7.63 vs 7.31 ppm; V = 67 vs 18 ppm; Zn = 74 vs 24 ppm) showing in all cases higher contents for the less silica enriched sample MK4. This clearly suggests distinct origins. However, both samples are characterized by high Mg# and the absence of any significant Sr or Eu anomaly indicating that they are not crystallised from liquids that have undergone important crystal fractionation.

Amphibolite MK5C has a flat REE pattern with $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ around 1.5. It is characterized by high Mg# (0.58), $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ (~19%) and Cr (~212 ppm), V (~264 ppm) and low. These observations, together with its very high K/Rb (~1733), are compatible with a magmatic accumulation of amphibole. The HREE enriched pattern of sample MK5B is due to the presence of (xenocrystic?) garnet while pegmatite MK5E has REE patterns reflecting removal of LREE enriched accessory phases (apatite, epidote) and a mineral composition dominated by plagioclase and quartz with small amounts of garnet as revealed by microscopic observations.

V. LA-ICPMS U-Pb geochronology

U-Th-Pb geochronology was conducted on zircon crystals from hornblende-biotite tonalite (sample MK18B) and biotite tonalite (sample MK1A) which belong to magmatic complex of Lere and orthogneissic tonalite (sample MK4) from Figuil magmatic complex by laser ablation inductively coupled plasma spectrometry (LA-ICPMS) at the *Laboratoire Magmas et Volcans* of Clermont-Ferrand University, France (See Appendix 1 for analytical method). The results of analyses are reported in Table 2. Measured Th/U ratios of the zircon crystals are high (> 0.2) in all cases and argue for their magmatic origin (Faure, 1986). This is also supported by SEM observations using BSE imaging technique revealing in most cases euhedral and homogeneous or concentrically zoned zircon crystals (Corfu *et al.*, 2003).

Table 2: U-Th-Pb results on zircons from orthogneissic tonalite MK4 (Figuil), hornblende-biotite tonalite MK18B (Guegou) and biotite tonalite MK1A (Mabadge) analysed using LA-ICPMS at the *Laboratoire Magmas et Volcans* (Clermont-Ferrand, France).

Sample	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	2 σ error		2 σ error		Age (Ma)	2 σ error
					$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
MK4										
MK4/1	12.1	97	98	1.00	0.8388	0.0241	0.1006	0.0020	618	12
MK4/2	16.1	141	124	1.14	0.8473	0.0231	0.1004	0.0020	617	12
MK4/3	15.8	121	137	0.88	0.8386	0.0270	0.1008	0.0020	619	12
MK4/4	22.3	163	187	0.87	0.8474	0.0235	0.1009	0.0019	620	11
MK4/5	17.6	115	148	0.78	0.9191	0.0381	0.1010	0.0021	620	12
MK18B										
MK18B/1	17.3	73	155	0.47	0.9535	0.0324	0.1057	0.0022	647	13
MK18B/3	9.0	25	81	0.30	0.9354	0.0400	0.1056	0.0023	647	13
MK18B/4	5.4	11	51	0.21	0.9203	0.0481	0.1052	0.0024	645	14
MK18B/6	10.5	21	96	0.22	1.0480	0.0438	0.1058	0.0023	649	13
MK18B/7	14.5	46	131	0.35	0.9116	0.0319	0.1054	0.0021	646	12
MK18B/8	13.1	51	118	0.43	0.8980	0.0331	0.1053	0.0021	646	12
MK18B/9	13.1	43	122	0.35	0.9055	0.0287	0.1058	0.0020	648	12
MK1A										
MK1A/1	28.1	182	266	0.68	0.7989	0.0238	0.0930	0.0020	573	12
MK1A/2	14.5	75	127	0.59	0.9882	0.0386	0.0965	0.0022	594	13
MK1A/3	20.5	123	194	0.63	0.9575	0.0340	0.0955	0.0020	588	12

1. Hornblende-biotite tonalite (sample MK18B: Lere magmatic complex)

Three types of zircon crystals are distinguished from sample MK18B according to their size, morphology and internal structures. Type I crystals (Figure 9a) are small ($< 10 \mu\text{m}$), euhedral and characterized by faint magmatic zoning. Type II crystals (Figure 9b) are rounded and elongated. Type

III crystals (Figure 9c) are large, euhedral and display a characteristic concentric magmatic zoning. Due to their small size, it was not possible to analyze types I and II crystals. Analyses of zircon crystals from type III give a lower intercept at 646 ± 7 Ma on the Tera-Wasserburg diagram interpreted as the crystallisation age of the rock.

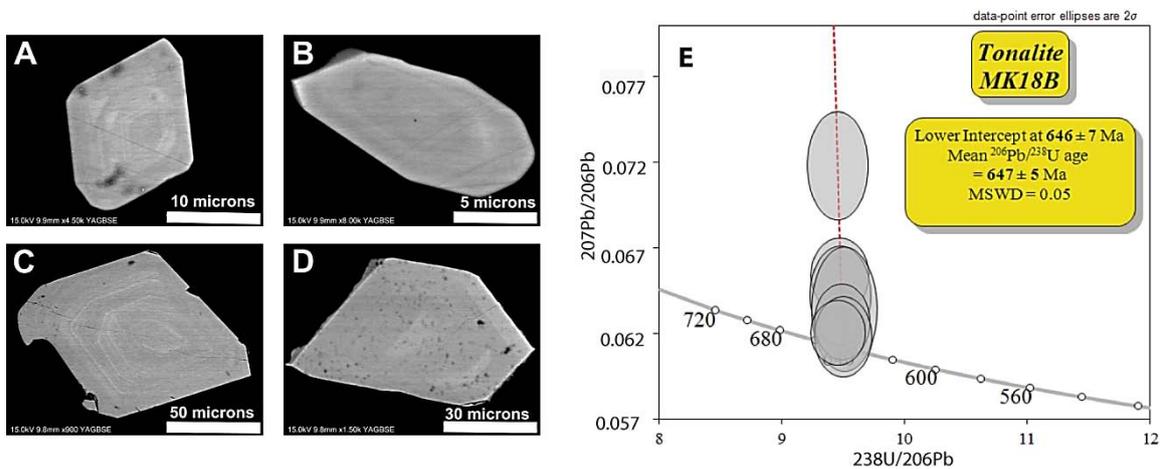


Figure 22: A-D: BSE images of different types of zircon from sample MK18B. Analysis of magmatic zircons (C) give a lower intercept of 646 ± 7 Ma on the Tera-Wasserburg diagram (E).

2. Biotite tonalite (sample MK1A: Lere magmatic complex)

Mabadge biotite tonalite (sample MK1A), previously described as post-tectonic intrusion based on field observations (Doumnang, 2006; Penaye *et al.*, 2006; Pouclet *et al.*, 2006), contains small ($< 10 \mu\text{m}$) to medium sized ($\sim 30 \mu\text{m}$) euhedral zircons crystals. A weak to well-developed magmatic zoning is revealed from BSE images. The presence of inherited cores is noteworthy although these are too small to be analysed. The size of zircons crystals from this sample, the presence of micro-fractures and inherited cores (Figure 10) represent major obstacles encountered during analyses. Analysis of two rims (spots MK1A/1 and MK1A/2) from distinct large euhedral and concentrically zoned zircon crystals yielded discordant ages of 594 ± 13 Ma and 588 ± 12 Ma. When they are represented on a Tera-Wasserburg diagram together with analysis MK1A/1, characterized by a better concordance level, a lower intercept of 568 ± 16 Ma is obtained (Figure 95g). This latter age is identical to that of other post-tectonic intrusions from the Mayo Kebbi massif including: (i) la Carrière village charnockite dated at 567 ± 15 Ma by SIMS U-Pb geochronology on zircon (Penaye *et al.*, 2006) and (ii) a porphyritic granodiorite from which a 571 ± 1 Ma Pb-Pb age where derived using the evaporation technique of single zircon dating by Penaye *et al.* (2006). Both intrusions are located about ten kilometres north of the city of Pala, at the eastern side of the Mayo Kebbi batholith, while the biotite

tonalite of Mabadge outcrops at the western side of the same batholith (Figure 3). Accordingly, we interpret this age as dating a widespread magmatic event marking the end of the Pan-African orogeny in south-western Chad and relate it to the crystallisation of Mabadge biotite tonalite.

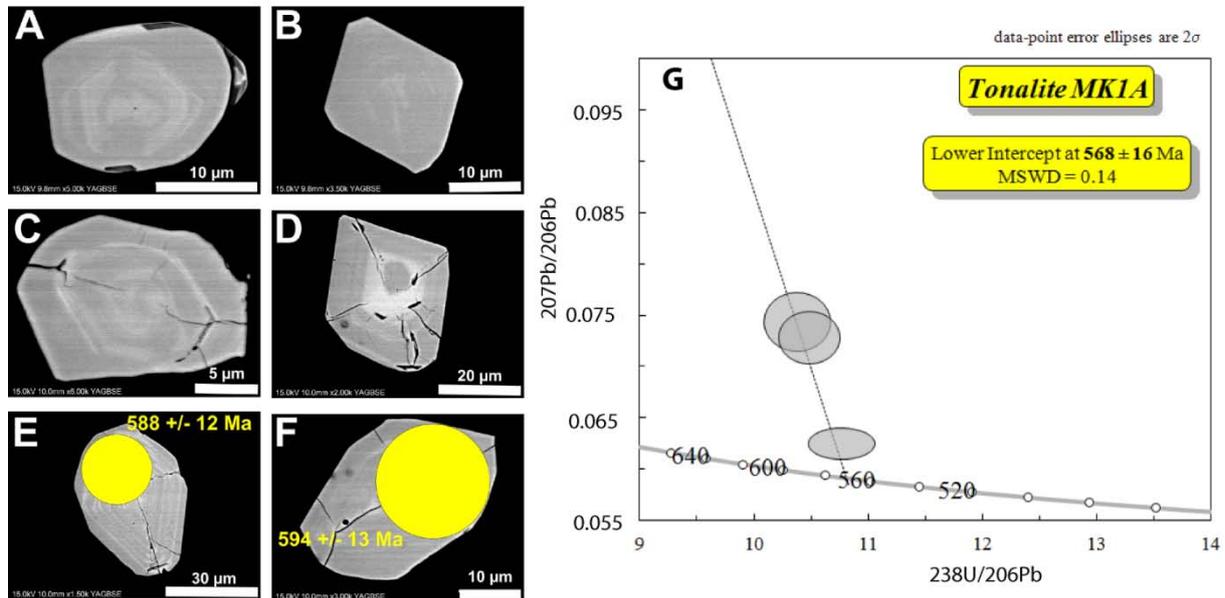


Figure 10: A-F: BSE images of different types of zircon from sample MK1A revealing inherited cores recognizable by the induced micro-fractures in the surrounding host and/or contrasting brightness. A crystallisation age of 568 ± 16 Ma is obtained on the Tera-Wasserburg diagram for the biotite tonalite of Mabadge.

3. Syntectonic orthogneissic tonalite (sample MK4: Figuil magmatic complex)

The syntectonic tonalite (sample MK4) yielded euhedral and homogeneous zircons crystals of magmatic origin (Figure 11). Some of these crystals show a discrete magmatic zoning (Figure 11e). They are accompanied in the rock by (i) small ($< 20 \mu\text{m}$) and subrounded zircon crystals, (ii) elongated or small anhedral inclusion rich zircon crystals (Figure 11c & d) and (iii) prismatic multifaceted zircon crystals (Figure 11a) that could represent partially dissolved xenocrysts (Corfu *et al.*, 2003). Only zircon crystals with magmatic characteristics were suitable for analyses owing to their larger size. They yield a concordant age of 618 ± 6 Ma (Figure 11g) which is interpreted as the crystallisation age of the rock.

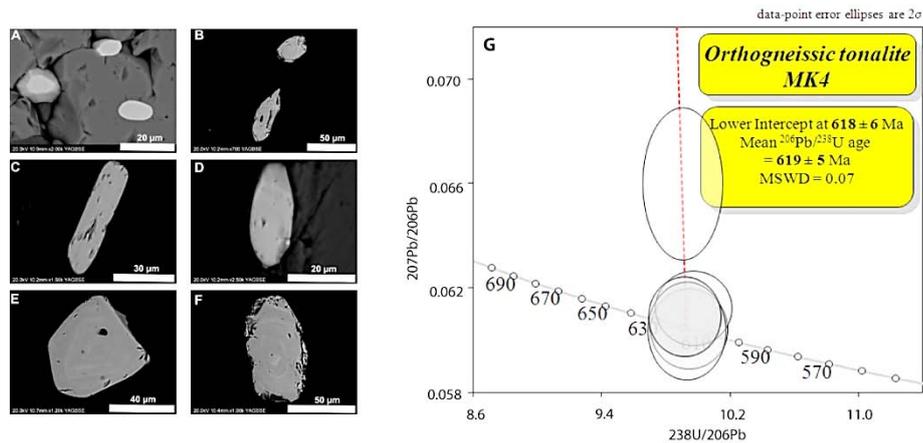


Figure 11 : A-F: BSE images of different types of zircon from Figuil orthogneissic tonalite MK4. G: A crystallisation age of 618 ± 6 Ma is obtained on the Tera-Wasserburg diagram.

VI. Sr and Nd isotopes

Table 5: Results of Sr and Nd isotopes for the studied rocks.

	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Actual)	Sm/Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}(0)$	T_{DM} (Ga)	ϵNd (T Ga)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(0)$	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (T Ga)	ϵSr (T Ga)
Foliated tonalite (Gauthiot Falls)												
TG3	0.512661	0.25	0.15	0.46	0.94	4.4 (0.65)	0.70386	19.73	531	0.11	0.7029 (0.65)	-12.5 (0.65)
Pyroxene amphibolites (Gauthiot Falls)												
BG1	0.512641	0.27	0.16	0.06	1.22	2.8 (0.65)	0.70286	2.96	503	0.02	0.7027 (0.65)	-14.8 (0.65)
BG2	0.512728	0.28	0.17	1.75	1.12	3.9 (0.65)	0.70305	5.97	444	0.04	0.7027 (0.65)	-15 (0.65)
D1	0.512813	0.28	0.17	3.4	0.81	5.9 (0.65)	0.70282	2.25	476	0.01	0.7027 (0.65)	-14.9 (0.65)
Hornblende-biotite tonalites (Gauthiot Falls and Guegou)												
TG1	0.512567	0.21	0.13	-1.39	0.9	4.2 (0.65)	0.70371	16.51	585	0.08	0.7029 (0.65)	-11.2 (0.65)
TG2	0.512653	0.22	0.13	0.3	0.8	5.5 (0.65)	0.70310	12.07	1029	0.03	0.7028 (0.65)	-13.7 (0.65)
Biotite tonalite (Mabadge and Matanseng)												
MK1A	0.512614	0.22	0.13	-0.47	0.84	4.5 (0.60)	0.70340	20.95	853	0.07	0.7028 (0.60)	-14.4 (0.60)
MK21B ¹	0.512565	0.21	0.12	-1.4	0.85	4.1 (0.60)	0.70421	29.17	570	0.15	0.7029 (0.60)	-12.3 (0.60)
Orthogneissic tonalite, trondhjemite and amphibolite (Figuil)												
MK 4	0.512147	0.18	0.11	-9.6	1.32	-3.0 (0.60)	0.70913	52.99	722,5	0.21	0.7073 (0.60)	49.9 (0.60)
MK 5D	-	0.18	-	-	-	-	-	14.43	579,6	-	-	-
MK 5C ⁴	-	0.3	-	-	-	-	-	5.20	211,5	-	-	-
Data from previous work (Penaye <i>et al.</i>, 2006)												
Ler-241*	0.512611	0.18	0.11	-0.5	0.69	6.6 (0.65)						
Ler-243**	0.512559	0.19	0.12	-1.5	0.79	6.3 (0.75)						

1&3: Peraluminous granites; 2: Xenolithic amphibolite; 4 : Amphibolite; * : Bt Tonalite outcropping at Matanseng; **: gabbro-diorite.

Sr and Nd isotopes analyses were performed at the *Service d'Analyse des Roches et des Minéraux, Centre de Recherches Pétrographiques et Géo-chimiques (Nancy, France)* for most of the

studied samples from the different magmatic complexes described above (**Table 3**). Previous Sr-Nd results from volcanics (Zalbi group), dioritic and tonalitic intrusions (Penaye *et al.*, 2006; Isseini *et al.*, in prep.) are included for the purpose of comparison and in order to examine mixing and genetic relations between contrasting components.

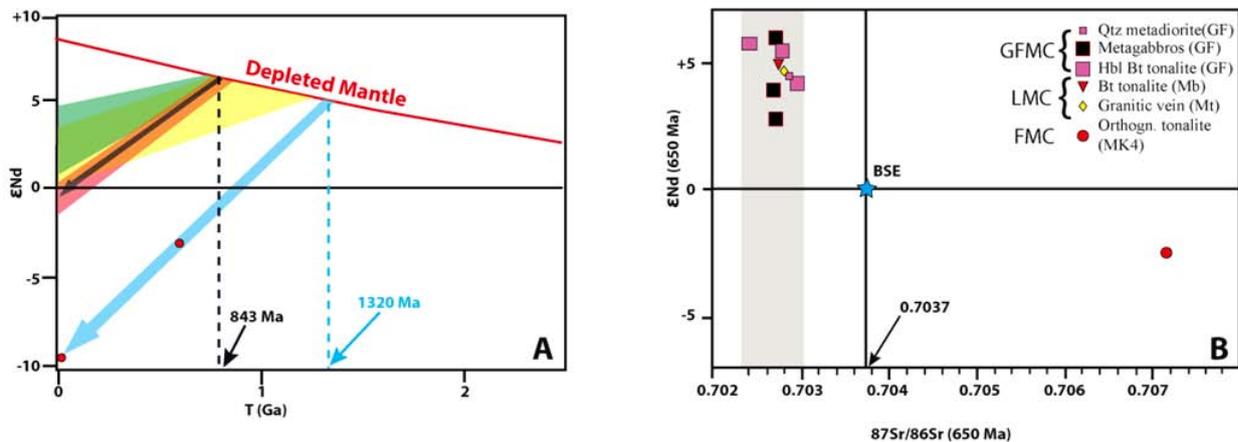


Figure 12: A : Isotopic evolution of Nd vs time for the studied rocks from the Mayo Kebbi batholith in south-western Chad and Northern Cameroon. Green field: Mafic metavolcanics (Zalbi group). Yellow field: quartz metadiorite and metagabbros (Gauthiot Falls magmatic complex). Red field: hornblende-biotite tonalite (Gauthiot Falls and Lere complexes). Black arrow: isotopic evolution of Mabadge biotite tonalite MK1A (Lere complex); blue arrow: isotopic evolution of the syntectonic tonalite MK4 (Figuil magmatic complex). B: ϵNd vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ calculated at 650 Ma for the studied rocks highlighting the predominant role of mantle contribution in their origin. The narrow range of initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ (grey field) is noteworthy. Syntectonic tonalite MK4 is characterized by high $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio at 650 Ma suggesting implication of an old crustal material. BSE: Bulk Silicate Earth calculated using $^{143}Nd/^{144}Nd_{CHUR}(0) = 0.512638$; $^{147}Sm/^{144}Nd_{CHUR} = 0.1967$; $^{87}Sr/^{86}Sr_{BSE}(0) = 0.7045$; $^{87}Rb/^{86}Sr_{BSE} = 0.0816$; $BABI = 0.69899$. Depleted Mantle: $^{143}Nd/^{144}Nd_{DM}(0) = 0.513114$; $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.222$ (DePaolo, 1981; Faure, 1986).

It results from Figure 12 that distinct sources are involved in the petrogenesis of the studied rocks from the different magmatic complexes of the Mayo Kebbi batholith in south-western Chad and Northern Cameroon. These sources include the mantle and Pre-Neoproterozoic crustal components according to the calculated model T_{DM} ages (800-1320 Ma) compared to the U-Pb ones (650-570 Ma). In the magmatic complex of Gauthiot Falls, metagabbros BG1 and BG2 are characterized by low but positive initial ϵNd values (+2.8 to +3.9) and model ages of 1218 Ma and 1123 Ma respectively, while metagabbro sample D1 displays more juvenile characteristics with initial $\epsilon Nd = +6$ and $T_{DM} = 813$ Ma. However, their initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ are low (~ 0.7027) and similar to those calculated for other magmatic rocks from Gauthiot Falls and Lere complexes (0.7028-0.7029) which are characterized by more juvenile and a restricted range for Nd isotopic signatures ($\epsilon Nd = +4$ to +6; $T_{DM} = 796$ -938 Ma). According to the similar $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios at 650 Ma for the Lere and Gauthiot Falls magmatic complexes rocks, we suggest that a common Sr enriched source is responsible for their Sr isotopic signature.

In contrast, syntectonic tonalite MK4 from the western side of the study area displays Nd and Sr isotopic signatures compatible with the involvement of an old crustal source responsible for the high initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (= 0.7073) and negative initial ϵNd (= -3).

Biotite tonalite MK1A could have been generated by intra-crustal differentiation processes involving a Neoproterozoic juvenile protolith similar to hornblende-biotite tonalites as it follows a parallel isotopic evolution in ϵNd vs time graph of Figure 97a.

Sr-Nd isotopic signatures indicate that mechanisms of crustal growth, intra-crustal differentiation and reworking of Pre-Neoproterozoic basement are associated to the evolution of the continental crust from the study area during the Pan-African orogeny.

VII. Discussion

The data described in this paper are discussed here in order to infer their significance in terms of magmatic accretion versus intra-crustal differentiation. Following many workers (Wyllie, 1984; Pitcher, 1982; Vielzeuf, 1990; Pitcher, 1993; Thompson and Connolly, 1995; Perace, 1996; Barbarin, 1999), it is well established that many sources and processes are involved in the petrogenesis of granitoids at convergent margins. These include: (i) direct partial melting of the mantle or differentiation of liquids derived from partial melting of the mantle, (ii) partial melting of slab components, (iii) partial melting of underplated mafic materials, (iv) partial melting of the lower part of previously accreted continental crust and (v) partial melting of metasediments accreted in orogenic belts. The resulting liquids are dominated by calc-alkaline compositions. Tholeiitic and alkaline magmas are common, respectively at the beginning and at the end of the convergence episode (Wilson, 1989).

Both petrological and geochemical data for the magmatic rocks of the Mayo Kebbi batholith indicate a dominant calc-alkaline affinity associated with a minor contribution of magmas with an arc tholeiitic affinity. The contribution of old crustal materials is attested by Sr-Nd isotopic signatures. These observations suggest an active margin setting for the generation and emplacement of these magmas. Accordingly, it appears that several sources and processes are required to account for the petrological and geochemical signatures of these rocks, in particular, by extension, to the Pan-African continental crust.

1. Partial melting of aqueous fluids metasomatized mantle peridotites

Metagabbros of the Gauthiot Falls magmatic complex have major and trace elements compositions ($\text{SiO}_2 = 44\text{-}48\%$; $\text{MgO} = 6\text{-}8\%$; $\text{Mg\#} = 0.5\text{-}0.6$; $\text{Ni} = 35\text{-}50$ ppm; $\text{Cr} = 91\text{-}158$ ppm; $\text{V} = 230\text{-}300$ ppm) compatible with an origin by partial melting of an ultramafic source. Their REE patterns as well as their spider diagrams are typical of tholeiitic rocks from arc settings (see references herein) derived by partial melting of metasomatized peridotites from the mantle wedge above a subducting slab. The Nd isotopic composition of these rocks yielded Neoproterozoic to Mesoproterozoic model ages of 813-1220 Ma and initial ϵNd calculated at 650 Ma ranging from +3 to +6. In the absence of U-Pb zircon ages, the calculated Nd model ages could reflect emplacement ages, mixture between magmas with different sources or assimilation of Pre-Neoproterozoic materials by juvenile Neoproterozoic magmas. The quartz metadiorite (sample TG3) of the same complex is more evolved ($\text{SiO}_2 = 53\%$; $\text{MgO} = 2.7\%$; $\text{Mg\#} = 0.4$; $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 3.6$; $\text{Cr} = 12$ ppm; $\text{Ni} = 9$ ppm; $\text{Rb} = 20$ ppm) but has REE and trace elements patterns similar to metagabbros (Figure 7a; Figure 8a). Then, it could represent a more evolved liquid of a similar origin. Penaye *et al.* (2006) have reported a 665 ± 1 Ma U-Pb zircon crystallisation age on a “*mylonitized tonalite at Gauthiot Falls*” corresponding to the quartz metadiorite. It follows that the Nd model age (= 938 Ma) calculated above for this sample could represent a mixture between two components. However, it results from the restricted range of initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7027-0.7029) at 650 Ma (Figure 12b) calculated for metagabbros and quartz metadiorite that (i) all these rocks are linked to Pan-African juvenile magmatism and (ii) should share a common source carrying their main Sr budget. We suggest that this component is the metasomatized mantle wedge. The variations observed for Nd isotopic compositions are related to mixing processes. As the initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ are similar, the role of two mantle end members as the main mixture components is not favoured. Rather, we prefer the involvement of a juvenile component linked to the metasomatized mantle wedge and a Rb-depleted old crustal material (lower crust?) which mixed to give the observed shift in Nd isotopic signature accompanied by a similar Sr isotopic composition for the whole samples. These two end-members could have mixed in the mantle source or during the emplacement of mantle-derived magmas in the continental crust.

2. Evidence for slab melting and intra-crustal differentiation

Hornblende-biotite tonalites (Gauthiot Falls and Lere magmatic complexes) have geochemical features that allow distinction between two groups. Guegou hornblende-biotite tonalite (Lere magmatic complex) is characterized by intermediate composition in terms of silica content, $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$, $\text{Sr} > 300$ ppm, low Y and Yb and is moderately enriched in compatible elements. The observed Sr/Y (76-

117) and La_N/Yb_N (17-22) for this rock are among the highest ones from the studied samples and could not be explained by crystal fractionation according to the lack of Eu anomaly, high Cr, Ni and MgO contents. The more mafic facies, observed as mafic microgranular enclaves pointing for hybridization, display many features similar similar to the more felsic Hbl-Bt tonalitic host. However, it is characterized by higher Zr (179 vs 108 ppm) but lower Nb (2.27 vs 4.05 ppm) and Ta contents (0.07 vs 0.4 ppm). Compared to chondrite C1 ($\text{Nb}/\text{Ta} = 17.6$; [McDonough and Sun, 1995](#)) the mafic facies is suprachondritic ($\text{Nb}/\text{Ta} = 32.4$) while the felsic one is infrachondritic ($\text{Nb}/\text{Ta} = 10.1$). This contrasts with early assumptions indicating a chondritic value of this ratio for the terrestrial natural reservoirs ([Hofmann, 1988](#); [Wedepohl, 1995](#)). Indeed, it is well-established now that these elements could be fractionated by magmatic processes ([Kalfoun, 2001](#)) involving mainly amphibole and rutile ([Briqueu et al., 1984](#); [Foley and Wheller, 1990](#); [Ionov and Hofmann, 1995](#); [Rudnick et al., 2000](#); [Tiepolo et al., 2000](#); [2001](#); [Foley et al., 2002](#)) under physical and chemical conditions that are not yet fully characterized. According to [Tiepolo et al. \(2000\)](#), Nb is about 0.015 Å larger than Ta. The implication is that Ta is preferentially incorporated relative to Nb in any mineral where these elements are located in a site smaller than Ta radius during crystallization of magmas ($D_{\text{Nb}}/D_{\text{Ta}} < 1$). Experimental results indicate that it is the case for rutile where both partition coefficients are determined ([Green and Pearson, 1987](#); [Genner et al., 1993](#)). Furthermore, these two elements are incorporated in the M1 site of amphibole which is slightly larger than the ionic radius of Nb ([Tiepolo et al., 2000](#)), resulting in $D_{\text{Nb}}/D_{\text{Ta}} > 1$ for low-Mg# amphiboles ($\text{Mg}\# < 0.7$) and could account for production of melts with low Nb/Ta ([Foley et al., 2002](#)) while residual rutile favours liquids depleted in Nb and Ta and characterized by suprachondritic Nb/Ta. Based on these observations, we could propose that the mafic component of the Guegou hornblende-biotite tonalite involves partial melting of the mantle wedge modified by melts derived from the slab. According to the high Nb/Ta recorded by these rocks, high pressures (> 2 GPa) are associated to partial melting of the slab, with the presence of rutile as a residual phase ([Rapp et al., 1999](#)). In contrast, the infrachondritic Nb/Ta from the felsic facies could be explained if one assumes the presence of amphibole in the residue. The high silica content of this facies excludes an origin by direct partial melting of the mantle and we favour an origin involving partial melting of the crust at the base of the arc. Accordingly, we suggest that hornblende-biotite tonalites of the Lere magmatic complex formed around 650 Ma by mixing between mantle derived LSA (Low Silica Adakite)-like magmas and felsic liquids produced by intra-crustal differentiation.

In the Gauthiot Falls magmatic complex, hornblende-biotite tonalites (samples TG1 and TG2) have geochemical features matching those proposed for TTG ($3 < \text{Na}_2\text{O} < 7\%$; $\text{K}/\text{Na} < 0.5$; $\text{A}/\text{CNK} \sim 1$; $\text{Mg}\# \sim 0.43$; $\text{Sr} > 300$ ppm; $\text{Yb} < 1.8$ ppm; $\text{Y} < 20$ ppm; high La_N/Yb_N and Sr/Y ; no or a weak

positive Eu anomaly) by many authors (Drumont and Defant, 1990; Martin, 1987; Martin, 1993; Martin, 1994; Condie, 2005; Martin *et al.*, 2005; Moyen, 2009). Although there is a debate regarding the origin and the tectonic setting favouring the generation of TTG, we exclude a derivation by crystal fractionation involving garnet as a liquidus phase because these rocks exhibit relatively high CaO, Fe₂O₃, MgO, MnO, TiO₂, Sr and no negative Eu anomaly, making it difficult to invoke plagioclase or ferromagnesian minerals extraction before their crystallisation. Their Cr (7-8 ppm) and Ni (5-6 ppm) contents are low when compared to TTG and do not favour any interaction with a mantle component. Then, the best explication is that of derivation by partial melting of a mafic lower crust at pressures high enough to stabilize garnet in the residue. This could be achieved through water-undersaturated partial melting of a mafic protolith at P = 1-1.2 GPa and temperatures between 800-1000°C, corresponding to the base of a magmatic arc (Peacock *et al.*, 1994). This is an ideal requirement as no plagioclase remains in the residual assemblage made of Hbl + CPx + Grt in equilibrium with melt showing moderate La_N/Yb_N (9-8) but high Sr/Y (80-100). As the initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr calculated at 650 Ma is similar to that of the previously described rocks and the calculated Nd model ages vary between 800-900 Ma, we conclude that the hornblende-biotite tonalites from Gauthiot Falls were generated by partial melting of an arc-type crust accreted during the Neoproterozoic. They are intrusive in the quartz metadiorite from which a crystallisation age of 665 ± 1 Ma was reported (Penaye *et al.*, 2006) and are therefore younger.

Biotite tonalites from Mabadge and Matanseng (Lere magmatic complex) share some of their features with Gauthiot Falls hornblende-biotite tonalites that can be used to infer an origin involving partial melting of previously accreted Neoproterozoic crust. These include their SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, Ni, Cr contents as well as Sr/Y, La_N/Yb_N, a similar initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio and Nd isotopic evolution. However, Mabadge and Matanseng biotite tonalites are more enriched in K₂O and depleted in Fe₂O₃ and MgO. They exhibit a characteristically lower Nb/Ta ratio while their TiO₂ content (~0.4) is not drastically different from the observed ones for Gauthiot Falls hornblende-biotite tonalites (0.5-0.6). This suggests that the biotite tonalites were generated by partial melting of a Neoproterozoic protolith and under physical conditions favouring their LILE (K, Rb) enrichment (biotite breakdown dehydration melting of hornblende-biotite tonalitic sources?).

3. Evidence for reworking of a Pre-Neoproterozoic basement

Syntectonic tonalite MK4 (Figuil magmatic complex) yielded a 618 ± 6 Ma U-Pb crystallisation age similar to the one reported for the syntectonic Badjouma metadiorite (612 ± 1 Ma) located few kilometres to the south of Figuil and belonging to the same lithotectonic unit (Toteu *et al.*,

2004). This age was interpreted as marking the collision between rocks exposed in the Mayo Kebbi Pan-African massif and the Western Domain of the CAOB (Penaye *et al.*, 2006). The syntectonic tonalite MK4 displays geochemical and isotopic features arguing for partial melting of an old crustal component. A Mesoproterozoic (1324 Ma) age is suggested from Sm and Nd isotopic compositions. However, no Mesoproterozoic U-Pb age is still reported from this domain of the CAOB where Eburnean (~2100 Ma) inheritances are commonly described (Toteu *et al.*, 2001). Accordingly, we suggest that the observed Mesoproterozoic age is a mixture between Neoproterozoic and Paleoproterozoic ones. However, the nature of the basement underlying the Western Domain of the CAOB remains an open question and more isotopic and U-Pb geochronologic data are required in order to provide satisfactory answers. Nevertheless, isotopic data presented here indicate that the Pan-African evolution of Mayo Kebbi batholith forming the continental crust in the study area involved reworking of a Pre-Neoproterozoic basement not exposed at the present topographic surface.

VIII. Conclusion

The systematic petrological, geochemical and isotopic study reported here from several intrusions dominated by tonalitic composition, provides new constraints on the Neoproterozoic evolution of the Mayo Kebbi massif in southwestern Chad. Tholeiitic rocks with arc affinity formed before 665 Ma and involved magmas derived from partial melting of metasomatized mantle peridotite which interacted with old (> 1230 Ma) lower crustal material giving rise to rocks exposed today in the magmatic complex of Gauthiot Falls located at the easternmost side of the study area. This episode of crustal growth is followed 650 Ma ago by crustal accretion involving partial melting of the slab at pressures greater than 20 kbars, giving adakitic liquids characterized by high Nb/Ta, pointing to the presence of residual rutile. These high pressures required for partial melting of the slab contrast with the melting conditions reported for older Archean and Proterozoic magmas and, thus, could reflect secular cooling of the Earth since its formation. Intra-crustal differentiation, involving partial melting of previously accreted Neoproterozoic crust, occurred at the same time and produced liquids of TTG-like composition. Collision between the resulting arc and the Western Cameroon domain following the closure of the Zalbi back-arc basin occurred around 620 Ma ago and triggered partial melting of the thickened crust resulting in emplacement of syntectonic intrusions. Nd and Sr isotopic data from these intrusions argue for reworking of a Pre-Neoproterozoic basement underlying the Pan-African crust in the western Cameroon domain. This Pre-Neoproterozoic basement could be Paleoproterozoic in age. Further isotopic and U-Pb studies could help to unravel this complex evolution that ended around 570

Ma by the emplacement of calc-alkaline intrusions (Mabadge biotite tonalite) and post-tectonic alkaline granites (Isseini *et al.*, in prep.), probably linked to slab retreat and delamination.

Bibliography

- ABDEL-RAHMAN, A.-F. M. (1990) Petrogenesis of Early-Orogenic Diorites, Tonalites and Post-Orogenic Trondhjemites in the Nubian Shield. *Journal of Petrology*, 31, 1285-1312.
- ABDEL-RAHMAN, A.-F. M. (1995) Tectonic-magmatic stages of shield evolution: the Pan-African belt in northeastern Egypt. *Tectonophysics*, 242, 223-240.
- ALIBERT, C., MICHARD, A. & ALBARÈDE, F. (1983) The transition from alkali basalts to kimberlites: Isotope and trace element evidence from melilitites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 82, 176-186.
- ARKANI-HAMED, J. & JOLLY, W. T. (1989) Generation of Archean tonalites. *Geology*, 17, 307-310.
- ARTH, J. G., BARKER, F., PETERMAN, Z. E. & FRIDEMAN, I. (1978) Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of south-west Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. *Journal of Petrology*, 19, 289-316.
- BARBARIN, B. (1999) A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46, 605-626.
- BARBEY, P., MACAUDIÈRE, J. & NZENTI, J. P. (1990) High-Pressure Dehydration Melting of Metapelites: Evidence from the Migmatites of Yaounde (Cameroon). *Journal of Petrology*, 31, 401-427.
- BARKER, F. & ARTH, J. G. (1976) Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, 4, 596-600.
- BÉDARD, J. (2006) A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 1188-1214.
- BESSELES, B. & TROMPETTE, R. (1980) La chaîne panafricaine. Zone mobile d'Afrique Centrale (partie sud) et zone soudanaise, 396 p.
- BLUNDY, J. D. & HOLLAND, J. B. T. (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 208-224.
- BORSI, L., SCHÄRER, U., GAGGERO, L. & CRISPINI, L. (1996) Age, origin and geodynamic significance of plagiogranites in lherzolites and gabbros of the Piedmont-Ligurian ocean basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 140, 227-241.
- BOYNTON, W. V. (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. IN HENDERSON, P. (Ed.) *Rare earth elements geochemistry*. Elsevier, 510 p.

- BRIQUEU, L., BOUGAULT, H. & JORON, J. L. (1984) Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: Petrogenetic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 68, 297-308.
- BROWN, G. C. (1977) Mantle origin of Cordilleran granites. *Nature*, 265, 21-24.
- COLEMAN, R. G. & PETERMAN, Z. E. (1975) Oceanic Plagiogranite. *J. Geophys. Res.*, 80, 1099-1108.
- COLLINS, W. J., VAN, K., M, J. & TEYSSIER, C. (1998) Partial convective overturn of Archaean crust in the east Pilbara Craton, Western Australia: driving mechanisms and tectonic implications. *Journal of Structural Geology*, 20, 1405-1424.
- CONDIE, K. C. (1981) *Archean greenstone belts*, Amsterdam, Elsevier, 434 p.
- CONDIE, K. C. (1986) Origin and early growth rate of continents. *Precambrian Research*, 32, 261-278.
- CONDIE, K. C. (2005) TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos*, 80, 33-44.
- CORFU, F., HANCHAR, J. M., HOSKIN, P. W. O. & KINNY, P. (2003) Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 469-500.
- CORNACCHIA, M., GIORGI, L., CARUBA, C. & VIVIER, G. (1989) Existence d'une zone de suture sur la marge nord du craton congolais (secteur de Bangui, Centre Ouest de la République Centrafricaine). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série II*, 308, 107-110.
- CULLERS, R. L. & GRAF, J. L. (1984) Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks - Ore petrogenesis. IN HENDERSON, P. (Ed.) *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam, Elsevier.
- DEPAOLO, D. J. (1981) A Neodymium and Strontium Isotopic Study of the Mesozoic Calc-Alkaline Granitic Batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *J. Geophys. Res.*, 86, 10470-10488.
- DIDIER, J. & BARBARIN, B. (1991) The different types of enclaves in granite: Nomenclature. IN DIDIER, J. & BARBARIN, B. (Eds.) *Enclaves and granite petrology*. Amsterdam, Elsevier, 625 p.
- DIDIER, J., DUTHOU, J. L. & LAMEYRE, J. (1982) Mantle and crustal granites: Genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14, 125-132.
- DIDIER, J. & LAMEYRE, J. (1969) Les granites du Massif Central Français: étude comparée des leucogranites et granodiorites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 24, 219-238.
- DIXON, T. H. (1981) Age and chemical characteristics of some pre-Pan-African rocks in the Egyptian Shield. *Precambrian Research*, 14, 119-133.

- DOUMNANG, J. C. (2006) Géologie des formations néoprotérozoïques du Mayo Kebbi (sud-ouest du Tchad) : Apports de la pétrologie et de la géochimie, implications sur la géodynamique au Panafricain. Orléans, Université d'Orléans, 223 p.
- DRUMMOND, M. S. & DEFANT, M. J. (1990) A Model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, 95, 503-521.
- ERRAMI, E., LIÉGEOIS, J. P., LADURON, D. & ENNIH, N. (2002) The Pan-African post-collisional high-K calc-alkaline granitoids (Eastern Saghro, Anti-Atlas, Morocco): witness of a metacratonic margin? *Proceedings of the 19th colloquium on African Geology*. El Jadida, Morocco.
- FAURE, G. (1986) *Principles of isotope geology*, John Wiley & Sons, 589 p.
- FERNANDEZ, A. N. & BARBARIN, B. (1991) Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: Nature of resulting interaction processes. Shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves. IN DIDIER, J. & BARBARIN, B. (Eds.) *Enclaves and granite petrology*. Amsterdam, Elsevier.
- FERRÉ, E. C., DÉLÉRIS, J., BOUCHEZ, J. L., LAR, A. U. & PEUCAT, J.-J. (1996) The Pan-African reactivation of Eburnean and Archaean provinces in Nigeria: structural and isotopic data. *Journal of the Geological Society, London*, 153, 719-728.
- FERRÉ, E. C., GLEIZES, G. & CABY, R. (2002) Obliquely convergent tectonics and granite emplacement in the Trans-Saharan belt of Eastern Nigeria: a synthesis. *Precambrian Research*, 114, 199-219.
- FOLEY, S., TIEPOLO, M. & VANNUCCI, R. (2002) Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature*, 417, 837-840.
- FOLEY, S. F. & WHELLER, G. E. (1990) Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: The role of residual titanates. *Chemical Geology*, 85, 1-18.
- FROST, B. R., BARNES, C. G., COLLINS, W. J., ARCULUS, R. J., ELLIS, D. J. & FROST, C. D. (2001) A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2033-2048.
- GILL, J. B. (1981) *Orogenic andesites and plate tectonics*, Berlin, Springer-Verlag, 390 p.
- GILL, J. B. & STORK, A. L. (1979) Miocene low-K dacites and trondhjemites of Fidji. IN BARKER, F. (Ed.) *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Amsterdam, Elsevier.
- GREEN, T. H. & PEARSON, N. J. (1987) An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, 55-62.

- HAMMARSTROM, J. M. & ZEN, E. (1986) Aluminum in Hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71, 1297-1313.
- HIETANEN, A. (1973) Origin of Andesitic and Granitic Magmas in the Northern Sierra Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 2111-2118.
- HOFMANN, A. W. (1988) Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90, 297-314.
- HUPPERT, H. E. & SPARKS, R. S. J. (1988) The Generation of Granitic Magmas by Intrusion of Basalt into Continental Crust. *Journal of Petrology*, 29, 599-624.
- IONOV, D. A. & HOFMANN, A. W. (1995) Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: Implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth and Planetary Science Letters*, 131, 341-356.
- JACKSON, S. E., PEARSON, N. J., GRIFFIN, W. L. & BELOUSOVA, E. A. (2004) The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211, 47-69.
- JAHN, B.-M., AUVRAY, B., BLAIS, S., CAPDEVILA, R., CORNICHE, J., VIDAL, F. & HAMEURT, J. (1980) Trace Element Geochemistry and Petrogenesis of Finnish Greenstone Belts. *Journal of Petrology*, 21, 201-244.
- JAHN, B. M., GLIKSON, A. Y., PEUCAT, J.-J. & HICKMAN, A. H. (1981) Geochemistry and isotopic data of Archaean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, western Australia: implications for the early crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45, 1633-1652.
- KALFOUN, F. (2001) Géochimie du Niobium et du Tantale: Distribution et fractionnement de ces deux éléments dans les différents réservoirs terrestres. Université de Montpellier II, 273 p.
- KASSER, M. Y. (1995) Evolution précambrienne de la région du Mayo Kebbi (Tchad). Un segment de la Chaîne Panafricaine. . Paris, Muséum d'Histoire Naturelle, 228 p.
- KAY, R. W. & KAY, S. M. (1991) Creation and destruction of lower continental crust. *Geologische Rundschau*, 80, 259-272.
- KISTLER, R. W., EVERNDEN, J. F. & SHAW, H. R. (1971) Sierra Nevada Plutonic Cycle: Part I, Origin of Composite Granitic Batholiths. *Geological Society of America Bulletin*, 82, 853-868.
- LE BAS, M. J. & STRECKEISEN, A. L. (1991) The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society*, 148, 825-833.
- LEAKE, B. E., BROWN, G. C. & HALLIDAY, A. N. (1980) The origin of granite magmas: a discussion. *Journal of the Geological Society*, 137, 93-97.

- LUAIS, B. A. & HAWKESWORTH, C. J. (1994) The Generation of Continental Crust: An Integrated Study of Crust-Forming Processes in the Archaean of Zimbabwe. *Journal of Petrology*, 35, 43-94.
- LUDWIG, K. R. (2001) User's manual for Isoplot/Ex Version 2.49, a geochronological toolkit for Microsoft Excel, Berkeley, USA, Berkeley Geochronological Center, Special Publications.
- MAALØE, S. (1982) Petrogenesis of Archaean Tonalites. *Geologische Rundschau*, 71, 328-346.
- MARTIN, H. (1987) Petrogenesis of Archean thronbjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland; major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology*, 28, 921-953.
- MARTIN, H. (1993) The mechanisms of petrogenesis of the Archaean continental crust: Comparison with modern processes *Lithos*, 30, 373-388.
- MARTIN, H. (1994) The Archean grey gneisses and the genesis of the continental crust. IN CONDIE, K. C. (Ed.) *Archean crustal evolution*. Amsterdam, Elsevier.
- MARTIN, H., SMITHIES, R. H., RAPP, R., MOYEN, J.-F. & CHAMPION, D. (2005) An overview of adakite, tonalite–trondhjemitite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79, 1-24.
- MCDONOUGH, W. F. & SUN, S.-S. (1995) The composition of the earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
- MICHARD, A., GURRIET, P., SOUDANT, M. & ALBAREDE, F. (1985) Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 601-610.
- MIDDLEMOST, E. A. K. (1989) Iron oxydation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology*, 77, 19-26.
- MOYEN, J.-F. (2009) High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the “adakitic signature”. *Lithos*, 112, 556-574.
- MVONDO, H., DEN BROCK, S. W. J. & MVONDO, O. J. (2003) Evidence for symmetric extension and exhumation of the Yaoundé Nappe (Pan-African Fold Belt, Cameroon) *Journal of African Earth Sciences*, 36, 215-231.
- MVONDO, H., OWONA, S., ONDOA, J. M. & ESSONO, J. (2007) Tectonic evolution of the Yaoundé segment of the Neoproterozoic Central African Orogenic Belt in southern Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 44, 433-444.
- NÉDÉLEC, A., MACAUDIÈRE, J., NZENTI, J. P. & BARBEY, P. (1986) Evolution structurale et métamorphisme des schistes de Mbalmayo (Cameroun). Informations pour la structure de la zone mobile panafricaine d'Afrique centrale au contact du craton du Congo *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sciences de la Terre et des Planètes*, 303, 75-80.

- NGAKO, V. (1986) Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli", segment camerounais de la chaîne panafricaine. Doctorat de 3^{ème} Cycle, Centre armoricain d'études structurales des socles, Rennes (France), 185 p.
- 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.
- NKOUMBOU, C., GOUNE, C. Y., VILLIÉRAS, F., NJOPWOUO, D., YVON, J., EKODECK, G. E. & TCHOUA, F. M. (2006) Découverte des roches à affinité ophiolitique dans la chaîne panafricaine au Cameroun : les talcschistes de Ngoung, Lamal Pougue et Bibodi Lamal. *Comptes Rendus Geoscience*, 338, 1167-1175.
- 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.
- 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 Archaean crust *Polar Geoscience*, 16, 196-226.
- PAQUETTE, J. L. & TIEPOLO, M. (2007) High resolution (5 [mu]m) U-Th-Pb isotope dating of monazite with excimer laser ablation (ELA)-ICPMS. *Chemical Geology*, 240, 222-237.
- PEARCE, J. A. (1996) Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19, 120-125.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonou Area, Northern Turkey. *Contribution to mineralogy and petrology*, 58, 63-81.
- PENAYE, J., KRÖNER, A., TOTEU, S. F., VAN SCHUMUS, W. R. & DOUMNANG, J.-C. (2006) Evolution of the Mayo Kebbi region as revealed by zircon dating: an early (ca. 740 Ma) Pan-African magmatic arc in south-western Chad. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 530-542.
- PENAYE, J., TOTEU, S. F., VAN SCHUMUS, W. R. & NZENTI, J. P. (1993) U-Pb and Sm-Nd geochronologic data on the Yaoundé series, Cameroon: reinterpretation of the granulitic rocks as the suture of a collision in the "Centrafrican belt". *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sciences de la Terre et des Planètes*, 317, 789-794.
- PIN, C. & POIDEVIN, J. L. (1987) U-Pb zircon evidence for Pan-African granulite facies metamorphism in Central African Republic. A new interpretation of the high-grade series of the northern border of the Congo craton *Precambrian Research*, 36, 303-312.
- PINNA, P., CALVEZ, J. Y., ABESSOLO, A., ANGEL, J. M., MEKOULOU-MEKOULOU, T., MANANGA, G. & VERNHET, Y. (1994) Neoproterozoic events in the Tcholliré area: Pan-African

crustal growth and geodynamics in central-northern Cameroon (Adamawa and North Provinces). *Journal of African Earth Sciences*, 18, 347-353.

PITCHER, W. S. (1982) Granite type and tectonic environment. IN HSÜ, K. J. (Ed.) *Mountain building processes*. London, Academic Press.

PITCHER, W. S. (1993) *The nature and origin of granite*, London, Chapman and Hall, 387 p.

POUCLET, A., VIDAL, M., DOUMNANG, J. C., VICAT, J. P. & TCHAMENI, R. (2006) Neoproterozoic crustal evolution in Southern Chad: Pan-African ocean basin closing, arc accretion and late- to post-orogenic granitic intrusion. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 543-60.

RAPP, R. P., SHIMIZU, N., NORMAN, M. D. & APPELEGATE, G. S. (1999) Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa *Chemical Geology*, 160, 335-356.

RUDNICK, R. L., BARTH, M., HORN, I. & MCDONOUGH, W. F. (2000) Rutile-Bearing Refractory Eclogites: Missing Link Between Continents and Depleted Mantle. *Science*, 287, 278-281.

STENDAL, H., TOTEU, S. F., FREI, R., PENAYE, J., NJEL, U. O., BASSAHAK, J., NNI, J., KANKEU, B., NGAKO, V. & HELL, J. V. (2006) Derivation of detrital rutile in the Yaoundé region from the Neoproterozoic Pan-African belt in southern Cameroon (Central Africa). *Journal of African Earth Sciences*, 44, 443-458.

STRECKEISEN, A. (1974) Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau*, 63, 773-786.

SUN, S.-S. & MCDONOUGH, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Journal of the Geological Society, London, Special Publications*, 42, 313-345.

SUN, S.-S., NESBITT, R. W. & SHARASKIN, Y. A. (1979) Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 44, 119-138.

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.

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, 511-529.

THOMPSON, A. B. & CONNOLLY, J. A. D. (1995) Melting of the continental crust: Some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings. *J. Geophys. Res.*, 100, 15565-15579.

- TIEPOLO, M. (2003) In situ Pb geochronology of zircon with laser ablation-inductively coupled plasma-sector field mass spectrometry. *Chemical Geology*, 199, 159-177.
- TIEPOLO, M., BOTTAZZI, P., FOLEY, S. F., OBERTI, R., VANNUCCI, R. & ZANETTI, A. (2001) Fractionation of Nb and Ta from Zr and Hf at Mantle Depths: the Role of Titanian Pargasite and Kaersutite. *Journal of Petrology*, 42, 221-232.
- TIEPOLO, M., VANNUCCI, R., OBERTI, R., FOLEY, S., BOTTAZZI, P. & ZANETTI, A. (2000) Nb and Ta incorporation and fractionation in titanian pargasite and kaersutite: crystal-chemical constraints and implications for natural systems. *Earth and Planetary Science Letters*, 176, 185-201.
- 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*. Geological Association of Canada.
- TOTEU, S. F., MACAUDIÈRE, J., BERTRAND, J. M. & DAUTEL, D. (1990) Metamorphic zircons from North Cameroon; implications for the Pan-African evolution of Central Africa. *Geologische Rundschau*, 79, 777-788.
- TOTEU, S. F., PENAYE, J., DELOULE, E., VAN SCHUMUS, W. R. & TCHAMENI, R. (2006a) 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 Yaounde' Groups Cameroon). *Journal of African Earth Sciences*, 44, 428-442.
- TOTEU, S. F., PENAYE, J. & DJOMANI, Y. H. P. (2004) Geodynamic evolution of the Pan-African belt in central Africa with special reference to Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41, 73-85.
- TOTEU, S. F., VAN SCHUMUS, 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.
- VAN ACHTERBERGH, E., RYAN, C. G., JACKSON, S. E. & GRIFFIN, W. (2001) Data reduction software for LA-ICP-MS in the Earth Sciences. *Mineralogical Association of Canada*, 29, 239-243.
- VARNE, R. & FODEN, J. (1989) Geochemical and isotopic characteristics of eastern Sunda Arc volcanics: implications for mantle sources and mantle mixing processes. *The origin of arcs*.
- VICAT, J.-P., POUCKET, A., NKOUMBOU, C. & MOUANGUÉ, A. S. (1997) Le volcanisme fissural néoprotérozoïque des séries du Dja inférieur, de Yokadouma (Cameroun) et de Nola (RCA)- Signification géotectonique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 325, 671-677.

- VIELZEUF, D., CLEMENS, J. D., PIN, C. & MOINET, E. (1990) Granites, granulites and crustal differentiation. IN VIELZEUF, D. & VIDAL, P. (Eds.) Granulites and crustal evolution. Kluwer.
- WEDEPOHL, K. H. (1995) The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 1217-1232.
- WHITE, R. V., TARNEY, J., KERR, A. C., SAUNDERS, A. D., KEMPTON, P. D., PRINGLE, M. S. & KLAVER, G. T. (1999) Modification of an oceanic plateau, Aruba, Dutch Caribbean: Implications for the generation of continental crust. *Lithos*, 46, 43-68.
- WIEDENBECK, M., ALLÉ, P., CORFU, F., GRIFFIN, W. L., MEIER, M., OBERLI, F., VON QUADT, A., RODDICK, J. C. & SPIEGEL, W. (1995) Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace elements and REE analysis. *Geostandard Newsletter*, 19, 1-23.
- WILSON, M. (1989) *Igneous petrogenesis*, London, Harper Collins Academic.
- WYLLIE, P. J. (1984) Source of granitoid magmas at convergent plate boundaries. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35, 12-18.
- YONTA-NGOUNE, C., NKOUMBOU, C., BARBEY, P., LE BRETON, N., MONTEL, J. M. & VILLIÉRAS, F. (2010) Geological context of the Boumnyebel talcschists (Cameroun): Inferences on the Pan-African Belt of Central Africa. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sciences de la Terre et des Planètes*.
- ZEGERS, T. E. & VAN KEKEN, P. E. (2001) Middle Archean continent formation by crustal delamination. *Geology*, 29, 1083-1086.
- ZHANG, H., NIU, H., TERADA, K., YU, X., SATO, H. & ITO, J. I. (2003) Zircon SHRIMP U-Pb dating on plagiogranite from Kuerti ophiolite in Altay, North Xinjiang. *Chinese Science Bulletin*, 48, 2231-2235.

Appendix 1: Analytical methods

In order to achieve the present study, we used petrographic and mineralogical observations, geochemistry (major and traces elements, Sr and Nd isotopes) and U-Pb geochronology.

Petrographic and mineralogical observations were carried out by transmitted light optical microscopy. Chemical compositions of minerals from the studied samples were determined using an electron microprobe CAMECA SX100 at SCMEM (*Service Commun de Microscopies Electroniques et de Microanalyses*, Université Henry Poincaré, Vandoeuvre-lès-Nancy, France) operating at 15 Kv and 12 nA.

Whole rock chemical analyses were determined at the *Service d'Analyse des Roches et des Minéraux* (CRPG, Vandoeuvres-lès-Nancy, France) using the Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry (ICP-MS) for 43 trace elements associated with Inductively Coupled Plasma –Atomic Emission Spectrometry (ICP-AES) for major elements.

The Sm-Nd and Rb-Sr isotopic compositions were determined by mass spectrometry at the *Service d'Analyse des Roches et des Minéraux, Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques* (Vandoeuvre-lès-Nancy, France). The Rb and Sr isotopes analytical techniques are described by [Alibert et al. \(1983\)](#). The Sm and Nd isotopic analyses were carried out following the technique described by [Michard et al. \(1985\)](#). The Nd model ages were calculated using the Depleted Mantle model of [DePaolo \(1981\)](#). Epsilon values and initial ratios were calculated following [Faure \(1986\)](#).

U-Th-Pb geochronology of zircon was conducted by laser ablation inductively coupled plasma spectrometry (LA-ICPMS) at the *Laboratoire Magmas et Volcans, Clermont-Ferrand (France)*. The analyses involve the ablation of minerals with a Resonetics Resolution M-50 powered by an ultra-short pulse (<4ns) ATL Atlex Excimer laser system operating at a wavelength of 193 nm (detailed description in [Müller et al., 2009](#)). Spot diameter of 20 µm associated to repetition rates of 3 Hz and laser energy of 4mJ producing a fluence of 9.5 J/cm² were used for zircon dating. The ablated material is carried into helium, and then mixed with nitrogen and argon, before injection into a plasma source of an Agilent 7500 cs ICP-MS equipped with a dual pumping system to enhance the sensitivity. The alignment of the instrument and mass calibration was performed before every analytical session using the NIST SRM 612 reference glass, by inspecting the signal of ²³⁸U and by minimising the ThO⁺/Th⁺ ratio (<< 1%). The analytical method for isotope dating of zircon with laser ablation ICPMS is similar to that developed for zircon and monazite and reported in [Tiepolo \(2003\)](#) and [Paquette and Tiepolo \(2007\)](#). The signal of ²⁰⁴(Pb + Hg), ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th and ²³⁸U masses are acquired. The occurrence of common Pb in the sample can be monitored by the evolution of the ²⁰⁴(Pb + Hg) signal

intensity, but no common Pb correction was applied owing to the large isobaric interference from Hg. The ^{235}U signal is calculated from ^{238}U on the basis of the ratio $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}= 137.88$. Single analyses consisted of 30 seconds of background integration with laser off followed by 1 minute integration with the laser firing and a 30 seconds delay to wash out the previous sample (approximately 10 seconds for 6 orders of magnitude) and prepare the next analysis. Data are corrected for U-Pb fractionation occurring during laser sampling and for instrumental mass discrimination (mass bias) by standard bracketing with repeated measurements of GJ-1 zircon standard (Jackson *et al.*, 2004). At the beginning and at the end of every run, repeated analyses of GJ-1 zircon standard (Wiedenbeck *et al.*, 1995), treated as unknowns, independently control the reproducibility and accuracy of the corrections. Data reduction was carried out with the software package GLITTER[®] (van Achterbergh *et al.*, 2001; Jackson *et al.*, 2004). For each analysis, the time resolved signal of single isotopes and isotope ratios was monitored and carefully inspected to verify the presence of perturbations related to inclusions, fractures, mixing of different age domains or common Pb. Calculated ratios were exported and Concordia ages and diagrams were generated using Isoplot/Ex v. 2.49 software package by Ludwig (2001). The concentrations in U-Th-Pb were calibrated relative to the certified contents of GJ-1 zircon standard (Jackson *et al.*, 2004).

Appendix 2: Chemical analysis of amphiboles and plagioclases (see next page)

Amphiboles

Metagabbros (start)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO ₂	42.98	42.69	43.87	42.57	42.95	43.06	42.17	42.84	42.84	43.54	43.10	42.61	42.75	49.43	43.49	43.21	43.10	43.33	42.49	43.24	42.92	42.67	43.94	43.01	42.56
Al ₂ O ₃	12.63	12.84	12.77	12.65	12.91	13.12	13.37	13.04	12.52	12.04	12.78	12.29	12.99	7.25	12.75	12.43	12.97	12.89	12.99	12.94	13.23	13.28	12.02	12.75	13.03
TiO ₂	0.84	0.87	0.84	0.89	0.89	0.90	0.91	0.81	0.78	0.81	0.90	0.84	0.91	0.27	0.83	0.81	0.85	0.83	0.82	0.80	0.86	0.80	0.82	0.86	0.87
FeO	14.51	14.06	14.41	14.77	14.80	14.39	14.31	14.06	14.57	13.95	14.40	14.75	15.06	12.44	14.38	14.55	13.99	14.72	15.21	14.78	14.39	14.17	14.28	14.92	13.90
MnO	0.25	0.21	0.38	0.30	0.23	0.28	0.32	0.29	0.11	0.22	0.19	0.41	0.22	0.29	0.28	0.27	0.36	0.19	0.20	0.45	0.31	0.19	0.27	0.18	0.24
MgO	11.03	10.75	10.52	10.75	10.30	11.35	10.53	10.90	10.98	11.14	10.83	10.85	11.12	12.90	10.92	10.99	10.72	11.18	10.74	11.08	10.96	10.40	11.17	10.97	10.74
CaO	11.55	11.23	11.67	11.29	11.01	11.12	10.99	11.61	11.54	11.61	11.62	11.43	11.28	12.34	11.38	11.30	11.52	11.59	11.46	11.31	11.55	11.20	11.33	11.30	11.65
Na ₂ O	1.73	1.48	1.58	1.58	1.77	1.60	1.57	1.57	1.84	1.52	1.53	1.47	1.53	1.02	1.71	1.57	1.53	1.59	1.70	1.41	1.44	1.58	1.56	1.63	1.65
K ₂ O	0.58	0.58	0.54	0.57	0.62	0.58	0.62	0.55	0.61	0.56	0.53	0.57	0.61	0.21	0.65	0.60	0.64	0.62	0.62	0.62	0.59	0.63	0.56	0.56	0.61
Sum	96.11	94.75	96.63	95.36	95.52	96.41	94.82	95.66	95.94	95.53	95.95	95.31	96.52	96.21	96.47	95.74	95.68	96.96	96.23	96.64	96.27	94.91	95.96	96.19	95.24

Structural formula based on 23 Oxygens

Si	6.47	6.27	6.33	6.46	6.27	6.44	6.19	6.46	6.20	6.34	6.49	6.46	6.40	7.16	6.27	6.28	6.27	6.45	6.40	6.46	6.43	6.26	6.37	6.47	6.21
Al IV	1.53	1.73	1.67	1.54	1.73	1.56	1.81	1.54	1.80	1.66	1.51	1.54	1.60	0.84	1.73	1.72	1.73	1.55	1.60	1.54	1.57	1.74	1.63	1.53	1.79
Al VI	0.71	0.49	0.51	0.72	0.49	0.75	0.50	0.77	0.34	0.41	0.75	0.66	0.69	0.40	0.43	0.41	0.49	0.71	0.71	0.73	0.76	0.55	0.43	0.73	0.45
Ti	0.10	0.10	0.09	0.10	0.10	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.10	0.10	0.10	0.03	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.10	0.09	0.09	0.10	0.09
Fe ³⁺	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.13	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.09	0.10	0.09	0.00	0.00	0.03	0.00
Fe ²⁺	1.81	1.79	1.81	1.83	1.88	1.77	1.83	1.75	1.84	1.76	1.81	1.74	1.74	1.54	1.81	1.84	1.77	1.77	1.82	1.74	1.71	1.81	1.80	1.85	1.76
Mn	0.03	0.03	0.05	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.01	0.03	0.02	0.05	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.06	0.04	0.02	0.03	0.02	0.03
Mg	2.47	2.35	2.26	2.43	2.24	2.53	2.30	2.45	2.37	2.42	2.43	2.45	2.48	2.78	2.35	2.38	2.32	2.48	2.41	2.47	2.45	2.27	2.41	2.46	2.33
Ca	1.86	1.77	1.81	1.83	1.72	1.78	1.73	1.87	1.79	1.81	1.87	1.86	1.81	1.91	1.76	1.76	1.79	1.85	1.85	1.81	1.85	1.76	1.76	1.82	1.82
Na(M4)	0.14	0.23	0.19	0.17	0.28	0.22	0.27	0.13	0.21	0.19	0.13	0.14	0.19	0.09	0.24	0.24	0.21	0.15	0.15	0.19	0.15	0.24	0.24	0.18	0.18
Na (A)	0.37	0.19	0.25	0.30	0.22	0.24	0.18	0.33	0.30	0.24	0.32	0.29	0.25	0.20	0.23	0.20	0.23	0.31	0.35	0.22	0.27	0.21	0.20	0.30	0.28
K	0.11	0.11	0.10	0.11	0.12	0.11	0.12	0.11	0.11	0.10	0.10	0.11	0.12	0.04	0.12	0.11	0.12	0.12	0.12	0.12	0.11	0.12	0.10	0.11	0.11
A	0.48	0.30	0.35	0.41	0.34	0.36	0.29	0.44	0.42	0.34	0.42	0.40	0.37	0.24	0.35	0.31	0.34	0.42	0.47	0.33	0.38	0.33	0.30	0.40	0.40
Sum	15.62	15.06	15.07	15.58	15.08	15.57	15.07	15.56	15.08	15.06	15.55	15.54	15.56	15.03	15.07	15.07	15.06	15.58	15.62	15.53	15.53	15.07	15.07	15.58	15.07
Mg#	0.58	0.57	0.56	0.57	0.54	0.59	0.56	0.58	0.56	0.58	0.57	0.59	0.59	0.64	0.57	0.56	0.57	0.58	0.57	0.59	0.59	0.56	0.57	0.57	0.57

Amphiboles

Metagabros(end)

	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
SiO ₂	42.94	42.98	42.40	43.09	42.92	43.06	43.10	43.14	43.11	43.00	43.69	42.78	42.82	42.82	42.75	42.59	42.59	43.36	42.58	43.06	43.06	43.06	42.66	42.79	42.74
Al ₂ O ₃	13.15	13.15	13.04	12.85	13.48	13.31	13.23	13.18	12.99	12.87	12.92	12.98	13.01	13.18	13.26	12.74	12.88	13.04	13.18	12.81	13.28	12.29	12.98	13.01	12.81
TiO ₂	0.86	0.87	0.88	0.90	0.90	0.85	0.86	0.82	0.91	0.87	0.83	0.90	0.87	0.87	0.84	0.81	0.85	0.82	0.83	0.88	0.79	0.85	0.89	0.79	0.88
FeO	14.61	14.01	13.72	14.96	14.32	14.54	14.48	14.32	14.55	14.75	15.10	14.47	14.71	14.60	13.93	14.37	14.85	14.24	15.05	14.71	14.50	14.43	13.84	14.47	14.06
MnO	0.15	0.38	0.23	0.34	0.10	0.36	0.33	0.31	0.30	0.28	0.19	0.32	0.28	0.25	0.25	0.26	0.25	0.30	0.25	0.31	0.15	0.36	0.22	0.09	0.34
MgO	11.04	10.66	10.96	11.07	10.73	10.95	10.75	10.85	10.91	11.07	10.88	10.44	11.15	10.88	11.06	10.93	11.12	10.43	10.88	11.38	10.48	11.02	10.47	10.72	10.43
CaO	11.41	11.24	11.56	11.34	11.27	11.43	11.43	11.65	11.34	11.49	11.57	11.13	11.32	11.50	11.24	11.70	11.57	10.85	11.34	11.31	11.31	11.55	11.24	11.49	11.44
Na ₂ O	1.48	1.45	1.58	1.51	1.42	1.44	1.54	1.50	1.54	1.48	1.49	1.43	1.62	1.41	1.44	1.61	1.46	1.51	1.60	1.45	1.58	1.65	1.56	1.56	1.43
K ₂ O	0.60	0.63	0.65	0.65	0.66	0.61	0.60	0.66	0.55	0.59	0.65	0.63	0.66	0.64	0.57	0.59	0.57	1.07	0.53	0.60	0.67	0.53	0.63	0.62	0.56
Sum	96.25	95.36	95.01	96.71	95.78	96.55	96.30	96.43	96.21	96.42	97.33	95.10	96.45	96.14	95.34	95.59	96.13	95.62	96.24	96.53	95.85	95.73	94.50	95.56	94.70

Structural formula based on 23 Oxygens

Si	6.43	6.28	6.44	6.44	6.24	6.43	6.23	6.46	6.47	6.44	6.49	6.28	6.42	6.43	6.45	6.43	6.39	6.32	6.39	6.43	6.26	6.50	6.28	6.23	6.29
Al IV	1.57	1.72	1.56	1.56	1.76	1.57	1.77	1.54	1.53	1.56	1.51	1.72	1.58	1.57	1.55	1.57	1.61	1.68	1.61	1.57	1.74	1.50	1.72	1.77	1.71
Al VI	0.76	0.54	0.77	0.70	0.55	0.77	0.49	0.79	0.77	0.71	0.75	0.52	0.71	0.76	0.81	0.70	0.66	0.56	0.73	0.68	0.53	0.69	0.53	0.46	0.52
Ti	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.09	0.09	0.10	0.10	0.09	0.10	0.10	0.10	0.09	0.09	0.10	0.09	0.09	0.10	0.09	0.10	0.10	0.09	0.10
Fe ³⁺	0.07	0.00	0.00	0.09	0.00	0.07	0.00	0.01	0.00	0.12	0.01	0.00	0.07	0.09	0.02	0.09	0.22	0.00	0.13	0.16	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	1.76	1.77	1.74	1.78	1.80	1.74	1.82	1.78	1.82	1.73	1.86	1.84	1.77	1.75	1.74	1.72	1.64	1.81	1.76	1.68	1.83	1.79	1.77	1.83	1.79
Mn	0.02	0.05	0.03	0.04	0.01	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.02	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.02	0.05	0.03	0.01	0.04
Mg	2.47	2.32	2.48	2.47	2.32	2.44	2.32	2.42	2.44	2.47	2.41	2.28	2.49	2.43	2.49	2.46	2.49	2.26	2.43	2.53	2.27	2.48	2.30	2.33	2.29
Ca	1.83	1.76	1.88	1.82	1.76	1.83	1.77	1.87	1.82	1.84	1.84	1.75	1.82	1.85	1.82	1.89	1.86	1.69	1.82	1.81	1.76	1.87	1.77	1.79	1.81
Na(M4)	0.17	0.24	0.12	0.18	0.24	0.17	0.23	0.13	0.18	0.16	0.16	0.25	0.18	0.15	0.18	0.11	0.14	0.31	0.18	0.19	0.24	0.13	0.23	0.21	0.19
Na (A)	0.26	0.17	0.35	0.25	0.16	0.24	0.20	0.30	0.27	0.27	0.27	0.16	0.29	0.26	0.24	0.36	0.28	0.12	0.29	0.23	0.21	0.35	0.22	0.23	0.21
K	0.12	0.12	0.13	0.12	0.12	0.12	0.11	0.13	0.10	0.11	0.12	0.12	0.13	0.12	0.11	0.11	0.11	0.20	0.10	0.11	0.12	0.10	0.12	0.12	0.11
A	0.38	0.29	0.47	0.38	0.28	0.36	0.31	0.43	0.37	0.38	0.39	0.28	0.42	0.38	0.35	0.48	0.39	0.32	0.39	0.34	0.33	0.45	0.34	0.35	0.32
Sum	15.55	15.06	15.59	15.56	15.06	15.53	15.07	15.56	15.55	15.54	15.55	15.06	15.60	15.53	15.53	15.58	15.53	15.08	15.57	15.53	15.07	15.58	15.07	15.07	15.06
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.58	0.57	0.59	0.58	0.56	0.58	0.56	0.58	0.57	0.59	0.56	0.55	0.58	0.58	0.59	0.59	0.60	0.56	0.58	0.60	0.55	0.58	0.56	0.56	0.56

Amphiboles**Hornblend-Biotite tonalites**

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	44.54	44.38	44.52	44.74	43.82	44.94	44.81	45.01	45.03	44.37	45.32	44.06	44.36	44.39	44.95	44.60	44.08	44.71	44.64	43.85
Al ₂ O ₃	9.00	9.00	9.05	8.79	8.72	8.76	8.79	8.45	9.05	9.13	8.68	9.39	8.39	9.08	8.39	8.41	8.57	8.58	8.72	8.51
TiO ₂	1.05	0.94	0.98	1.14	1.04	0.71	1.10	0.87	0.91	0.95	1.14	1.07	0.94	1.20	1.11	1.08	0.92	1.07	1.06	0.80
FeO	17.25	16.77	17.03	16.50	16.58	17.69	16.70	17.31	17.53	17.17	16.60	17.49	17.54	16.12	17.22	17.23	17.34	16.99	17.25	18.31
MnO	0.44	0.33	0.38	0.39	0.43	0.31	0.58	0.49	0.39	0.42	0.48	0.41	0.45	0.61	0.46	0.49	0.33	0.55	0.49	0.62
MgO	10.63	10.53	10.72	10.50	10.90	10.61	10.95	10.96	10.84	10.48	10.81	10.54	10.61	10.29	10.55	10.62	10.61	10.73	10.73	10.51
CaO	11.43	11.21	11.22	10.94	11.19	11.53	11.45	11.60	11.78	11.71	11.64	11.78	11.27	11.61	11.43	11.28	11.29	11.39	10.80	11.08
Na ₂ O	1.72	1.59	1.46	1.66	1.54	1.46	1.57	1.55	1.55	1.71	1.60	1.67	1.54	1.74	1.68	1.58	1.57	1.67	1.69	1.51
K ₂ O	0.88	1.01	0.91	0.63	0.73	0.94	0.75	0.64	0.96	0.92	0.58	1.01	0.89	0.67	0.76	0.69	0.94	0.67	0.67	1.04
Sum	96.96	95.75	96.25	95.29	94.94	96.96	96.70	96.89	98.03	96.87	96.86	97.43	95.98	95.75	96.57	95.97	95.65	96.35	96.04	96.23

Structural formula based on 23 Oxygens

Si	6.47	6.52	6.519	6.61	6.75	6.81	6.79	6.8	6.75	6.45	6.59	6.66	6.8	6.53	6.57	6.56	6.78	6.54	6.55	6.72
Al IV	1.53	1.48	1.481	1.39	1.25	1.19	1.21	1.2	1.25	1.55	1.41	1.34	1.2	1.47	1.43	1.44	1.22	1.46	1.45	1.28
Al VI	0.01	0.08	0.08	0.14	0.34	0.37	0.36	0.31	0.34	0.01	0.08	0.33	0.31	0.1	0.01	0.02	0.33	0.02	0.06	0.26
Ti	0.11	0.1	0.107	0.13	0.12	0.08	0.13	0.1	0.1	0.1	0.12	0.12	0.11	0.13	0.12	0.12	0.11	0.12	0.12	0.09
Fe ³⁺	0	0	0	0	0.07	0.05	0	0.12	0.08	0	0	0.08	0.04	0	0	0	0.03	0	0	0.18
Fe ²⁺	2.19	2.15	2.169	2.12	2.07	2.19	2.11	2.07	2.12	2.18	2.1	2.13	2.2	2.07	2.19	2.2	2.2	2.16	2.21	2.16
Mn	0.05	0.04	0.047	0.05	0.06	0.04	0.07	0.06	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.08	0.06	0.06	0.04	0.07	0.06	0.08
Mg	2.3	2.31	2.339	2.31	2.5	2.4	2.47	2.47	2.42	2.27	2.34	2.37	2.42	2.26	2.3	2.33	2.43	2.34	2.35	2.4
Ca	1.78	1.77	1.761	1.73	1.85	1.87	1.86	1.88	1.89	1.82	1.81	1.91	1.85	1.83	1.79	1.78	1.86	1.78	1.7	1.82
Na(M4)	0.22	0.23	0.239	0.27	0.15	0.13	0.14	0.12	0.11	0.18	0.19	0.09	0.15	0.17	0.21	0.22	0.14	0.22	0.3	0.18
Na (A)	0.26	0.22	0.174	0.21	0.31	0.3	0.32	0.33	0.34	0.31	0.26	0.4	0.31	0.33	0.26	0.23	0.33	0.26	0.18	0.27
K	0.16	0.19	0.169	0.12	0.14	0.18	0.14	0.12	0.18	0.17	0.11	0.19	0.17	0.13	0.14	0.13	0.19	0.13	0.13	0.2
A	0.42	0.41	0.343	0.33	0.45	0.48	0.46	0.46	0.52	0.48	0.37	0.59	0.48	0.45	0.41	0.36	0.51	0.38	0.3	0.47
Sum	15.1	15.1	15.08	15.1	15.6	15.6	15.6	15.6	15.6	15.1	15.1	15.7	15.6	15.1	15.1	15.1	15.7	15.1	15.1	15.7
Mg#	0.51	0.52	0.519	0.52	0.55	0.52	0.54	0.54	0.53	0.51	0.53	0.53	0.52	0.52	0.51	0.51	0.53	0.52	0.52	0.53

Amphiboles

	Biotite tonalite			Amphibolite (Sample MK5C. Figuil)																		
	1	2	3	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	45.1	44.8	45.09	43.1	44	43.3	43.1	42.5	44.5	42	42.7	42.3	42.7	43.1	42.7	42.4	42.7	42.6	42.3	42.2	43.9	45.5
Al ₂ O ₃	7.96	8.81	8.274	12.5	11.7	12.8	13	13.1	11.1	13.3	12.5	13	12.7	12.2	12.4	12.9	12.7	13.2	13	12.8	11.1	10.4
TiO ₂	0.95	0.73	0.831	0.69	0.45	0.69	0.88	0.88	0.63	0.76	0.69	0.74	0.69	0.71	0.7	0.65	0.89	0.94	0.77	0.69	0.5	0.49
FeO	15.5	16.5	16.58	13.7	14.9	14.1	14	14.4	13.7	14.1	14.7	14	14.3	13.8	14.1	13.9	14.4	14.5	14.3	14.4	13.8	13.6
MnO	0.7	0.71	1.022	0.31	0.18	0.16	0.27	0.32	0.19	0.27	0.17	0.22	0.28	0.2	0.22	0.38	0.12	0.23	0.33	0.17	0.3	0.3
MgO	12.1	11.4	10.82	11.9	12.7	11.5	11.6	11.5	12.8	11.5	11.7	11.9	11.8	12	11.6	11.9	11.5	11.3	11.2	11.5	12.3	13.2
CaO	11.2	11.7	11.48	12	12.4	12.1	11.7	11.5	12.3	11.6	12.1	11.8	12	12	11.7	12.1	11.9	11.8	12.1	11.8	12.2	12.4
Na ₂ O	1.34	1.42	1.635	1.35	1.28	1.32	1.6	1.55	1.29	1.55	1.35	1.47	1.44	1.48	1.4	1.51	1.39	1.57	1.62	1.51	1.36	0.96
K ₂ O	0.91	0.94	0.843	1.59	1.23	1.54	1.6	1.73	1.18	1.63	1.52	1.72	1.58	1.52	1.57	1.62	1.57	1.73	1.72	1.62	1.19	1.1
Sum	95.8	97	96.58	97.1	98.8	97.4	97.7	97.5	97.7	96.7	97.4	97	97.3	97	96.5	97.5	97.2	97.9	97.3	96.7	96.7	97.9
Structural formula based on 23 Oxygens																						
Si	6.84	6.75	6.575	6.42	6.41	6.43	6.11	6.35	6.56	6.32	6.36	6.32	6.36	6.43	6.42	6.32	6.38	6.34	6.33	6.35	6.55	6.64
Al IV	1.16	1.25	1.422	1.58	1.59	1.57	1.89	1.65	1.44	1.68	1.64	1.68	1.64	1.57	1.58	1.68	1.62	1.66	1.67	1.65	1.45	1.36
Al VI	0.27	0.31	0	0.62	0.42	0.68	0.27	0.66	0.47	0.67	0.56	0.61	0.59	0.58	0.62	0.57	0.63	0.66	0.64	0.62	0.5	0.43
Ti	0.11	0.08	0.091	0.08	0.05	0.08	0.09	0.1	0.07	0.09	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.1	0.11	0.09	0.08	0.06	0.05
Fe ³⁺	0.1	0.18	0	0.11	0.48	0.06	0	0.02	0.24	0.08	0.25	0.14	0.18	0.11	0.09	0.23	0.09	0.01	0.05	0.13	0.22	0.34
Fe ²⁺	1.87	1.9	2.109	1.6	1.34	1.69	1.74	1.78	1.45	1.69	1.57	1.6	1.6	1.61	1.68	1.51	1.71	1.8	1.73	1.68	1.5	1.32
Mn	0.09	0.09	0.126	0.04	0.02	0.02	0.03	0.04	0.02	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.05	0.01	0.03	0.04	0.02	0.04	0.04
Mg	2.74	2.55	2.352	2.65	2.76	2.55	2.44	2.56	2.8	2.57	2.6	2.64	2.61	2.67	2.6	2.64	2.55	2.52	2.51	2.57	2.74	2.88
Ca	1.83	1.88	1.794	1.91	1.93	1.92	1.77	1.84	1.94	1.87	1.92	1.89	1.91	1.92	1.89	1.93	1.91	1.88	1.94	1.9	1.95	1.94
Na(M4)	0.17	0.12	0.206	0.09	0.07	0.08	0.23	0.16	0.06	0.13	0.08	0.11	0.09	0.08	0.11	0.07	0.09	0.12	0.06	0.1	0.05	0.06
Na (A)	0.22	0.3	0.256	0.3	0.3	0.3	0.21	0.29	0.31	0.33	0.31	0.31	0.33	0.35	0.3	0.37	0.31	0.34	0.41	0.34	0.34	0.21
K	0.18	0.18	0.157	0.3	0.23	0.29	0.29	0.33	0.22	0.31	0.29	0.33	0.3	0.29	0.3	0.31	0.3	0.33	0.33	0.31	0.23	0.2
A	0.39	0.48	0.413	0.6	0.52	0.6	0.5	0.62	0.53	0.64	0.6	0.64	0.63	0.64	0.6	0.68	0.61	0.66	0.74	0.65	0.57	0.41
Sum	15.6	15.6	15.09	15.7	15.6	15.7	15.1	15.8	15.6	15.8	15.7	15.8	15.7	15.7	15.7	15.7	15.7	15.8	15.8	15.8	15.6	15.5
Mg#	0.59	0.57	0.527	0.62	0.67	0.6	0.58	0.59	0.66	0.6	0.62	0.62	0.62	0.62	0.61	0.64	0.6	0.58	0.59	0.61	0.65	0.69

Amphiboles

Xenolithic enclave from Mabadge biotite tonalite

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	43.5	44.6	44.01	44.2	43.4	44.2	43.7	43.2	43.6	44.5	43.8	44.2	43.7	43.4	44	43.8
Al ₂ O ₃	10.1	9.4	10.29	9.68	10.2	9.71	9.66	10.1	9.9	9.56	10.1	9.63	10	10	10	9.84
TiO ₂	0.64	0.75	0.559	0.83	0.71	0.58	0.74	0.76	0.79	0.85	0.87	0.67	0.65	0.66	0.65	0.64
FeO	17.1	16.5	17.24	16.8	16.9	16.4	16.7	17.7	16.7	16.5	16.9	16.6	16.5	16.9	17.1	17.8
MnO	0.8	0.81	0.771	0.7	0.62	0.68	0.62	0.48	0.64	0.68	0.64	0.81	0.63	0.66	0.61	0.66
MgO	11	11.7	10.98	11.4	11.1	11.3	11.5	10.9	11.4	11.4	11.2	11.3	11.1	11.1	11.3	11.1
CaO	11.4	11.6	11.47	11.4	11.3	11.6	11.8	11.8	11.6	11.5	11.5	11.1	11.5	11.5	11.6	11.8
Na ₂ O	1.48	1.48	1.409	1.36	1.48	1.54	1.4	1.39	1.57	1.48	1.57	1.53	1.45	1.43	1.29	1.51
K ₂ O	1.16	1.08	1.156	1.13	1.26	1.12	1.17	1.24	1.23	1.06	1.1	1.11	1.15	1.22	1.2	1.26
Sum	97.2	98	97.88	97.6	97.1	97.1	97.3	97.7	97.4	97.5	97.7	96.9	96.8	96.9	97.8	98.4
Structural formula based on 23 Oxygens																
Si	6.57	6.65	6.583	6.63	6.56	6.65	6.56	6.49	6.55	6.67	6.56	6.68	6.6	6.56	6.58	6.53
Al IV	1.43	1.35	1.417	1.37	1.44	1.35	1.44	1.51	1.45	1.33	1.44	1.32	1.4	1.44	1.42	1.47
Al VI	0.37	0.3	0.398	0.33	0.38	0.37	0.27	0.28	0.31	0.36	0.34	0.39	0.39	0.34	0.34	0.26
Ti	0.07	0.08	0.063	0.09	0.08	0.07	0.08	0.09	0.09	0.1	0.1	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07
Fe ³⁺	0.26	0.25	0.264	0.24	0.23	0.18	0.38	0.41	0.26	0.14	0.23	0.11	0.21	0.29	0.33	0.38
Fe ²⁺	1.89	1.81	1.892	1.87	1.91	1.89	1.72	1.82	1.83	1.93	1.89	1.99	1.87	1.85	1.8	1.84
Mn	0.1	0.1	0.098	0.09	0.08	0.09	0.08	0.06	0.08	0.09	0.08	0.1	0.08	0.08	0.08	0.08
Mg	2.46	2.6	2.448	2.54	2.5	2.54	2.58	2.45	2.55	2.54	2.5	2.54	2.5	2.49	2.52	2.47
Ca	1.84	1.85	1.838	1.83	1.82	1.86	1.9	1.89	1.87	1.85	1.85	1.79	1.87	1.86	1.85	1.89
Na(M4)	0.16	0.15	0.162	0.17	0.18	0.14	0.1	0.11	0.13	0.15	0.15	0.21	0.13	0.14	0.15	0.11
Na (A)	0.27	0.27	0.246	0.23	0.26	0.31	0.3	0.3	0.33	0.28	0.31	0.24	0.29	0.28	0.23	0.32
K	0.22	0.2	0.221	0.22	0.24	0.22	0.22	0.24	0.24	0.2	0.21	0.21	0.22	0.24	0.23	0.24
A	0.49	0.48	0.467	0.44	0.5	0.53	0.53	0.53	0.57	0.48	0.52	0.45	0.51	0.51	0.46	0.56
Sum	15.7	15.6	15.63	15.6	15.7	15.7	15.6	15.6	15.7	15.6	15.7	15.7	15.6	15.7	15.6	15.7
Mg#	0.57	0.59	0.564	0.58	0.57	0.57	0.6	0.57	0.58	0.57	0.57	0.56	0.57	0.57	0.58	0.57

Plagioclases

Hornblende-biotite tonalites

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	64.06	62.48	68.16	64.47	62.05	59.61	63.53	61.78	68.65	62.51	65.07	66.01	63.20
Al ₂ O ₃	22.73	22.73	20.23	22.96	21.50	25.88	22.43	24.24	19.99	23.45	22.82	22.86	22.66
TiO ₂	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
FeO	0.07	0.05	0.02	0.21	0.09	0.10	0.00	0.10	0.07	0.16	0.22	0.00	0.19
MnO	0.00	0.07	0.07	0.06	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03
MgO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02
CaO	4.07	4.57	1.05	3.91	3.54	7.09	3.46	6.08	0.34	5.21	3.60	3.37	3.84
Na ₂ O	8.95	8.72	10.47	9.27	8.72	7.09	9.59	7.81	10.71	8.55	9.66	9.73	9.10
K ₂ O	0.12	0.10	0.03	0.16	0.12	0.10	0.04	0.13	0.08	0.15	0.10	0.01	0.13
Total	99.99	98.73	100.04	101.03	96.03	100.02	99.05	100.17	99.84	100.06	101.50	101.98	99.18
Structural formula based on 8 Oxygens													
Si	2.82	2.80	2.97	2.82	2.84	2.65	2.83	2.74	2.99	2.77	2.83	2.85	2.81
Al	1.18	1.20	1.04	1.18	1.16	1.36	1.18	1.26	1.03	1.22	1.17	1.16	1.19
Fe	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Ca	0.19	0.22	0.05	0.18	0.17	0.34	0.17	0.29	0.02	0.25	0.17	0.16	0.18
Na	0.76	0.76	0.89	0.79	0.77	0.61	0.83	0.67	0.91	0.73	0.81	0.81	0.79
K	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Sum	4.97	4.98	4.95	4.99	4.97	4.97	5.00	4.97	4.95	4.99	4.99	4.98	4.99
%An	19.94	22.34	5.25	18.74	18.20	35.37	16.60	29.86	1.72	24.96	16.98	16.06	18.79
%Ab	79.37	77.11	94.55	80.37	81.07	64.04	83.19	69.39	97.83	74.19	82.47	83.88	80.48
%Or	0.69	0.55	0.20	0.88	0.73	0.59	0.22	0.75	0.45	0.84	0.55	0.06	0.73

Plagioclases

Xenolithic enclave from Mabadge biotite tonalite

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
SiO ₂	63.24	63.18	62.90	63.64	63.61	63.13	63.09	63.15	62.52	
Al ₂ O ₃	24.53	24.04	24.06	24.04	24.26	23.82	24.27	24.06	23.34	
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	
FeO	0.45	0.07	0.11	0.14	0.20	0.04	0.13	0.31	0.05	
MnO	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	
MgO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	
CaO	4.93	5.02	4.70	4.51	4.63	4.56	4.68	4.89	4.47	
Na ₂ O	8.26	8.45	8.69	8.13	8.41	8.33	8.17	8.06	8.41	
K ₂ O	0.14	0.17	0.26	0.17	0.18	0.26	0.24	0.16	0.28	
Sum	101.55	100.93	100.83	100.63	101.29	100.14	100.64	100.64	99.08	
Structural formula based on 8 Oxygens										
Si	2.76	2.77	2.76	2.79	2.77	2.78	2.77	2.77	2.79	
Al	1.26	1.24	1.25	1.24	1.25	1.24	1.25	1.24	1.23	
Fe	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	
Ca	0.23	0.24	0.22	0.21	0.22	0.22	0.22	0.23	0.21	
Na	0.70	0.72	0.74	0.69	0.71	0.71	0.70	0.69	0.73	
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	
Sum	4.97	4.98	4.99	4.94	4.96	4.96	4.96	4.95	4.97	
%An	24.57	24.47	22.67	23.22	23.07	22.84	23.69	24.86	22.33	
%Ab	74.58	74.54	75.84	75.75	75.84	75.60	74.89	74.17	76.01	
%Or	0.84	0.99	1.49	1.03	1.09	1.56	1.42	0.97	1.66	

Plagioclases

Amphibolite (Sample MK5C. Figuil)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	61.35	62.33	61.75	61.30	62.19	62.23	61.55	61.51	61.47	61.47	61.54	62.88
Al ₂ O ₃	24.32	23.53	24.18	24.01	23.12	23.65	23.99	23.78	24.01	23.30	23.29	23.33
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.03	0.00
FeO	0.14	0.00	0.14	0.21	0.22	0.10	0.20	0.22	0.12	0.14	0.00	0.08
MnO	0.06	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.04	0.00	0.04	0.00
MgO	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
CaO	5.48	5.03	5.52	5.30	4.32	4.89	5.25	5.26	5.45	5.02	4.89	4.59
Na ₂ O	8.47	8.55	8.36	8.45	8.98	8.73	8.36	8.78	8.31	8.68	8.65	8.65
K ₂ O	0.22	0.34	0.28	0.34	0.35	0.33	0.27	0.32	0.34	0.31	0.39	0.33
Sum	100.02	99.77	100.29	99.62	99.18	99.94	99.63	99.95	99.77	98.93	98.82	99.84
Structural formula based on 8 Oxygens												
Si	2.73	2.77	2.73	2.73	2.78	2.76	2.74	2.74	2.74	2.76	2.76	2.79
Al	1.27	1.23	1.26	1.26	1.22	1.24	1.26	1.25	1.26	1.23	1.23	1.22
Fe	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Ca	0.26	0.24	0.26	0.25	0.21	0.23	0.25	0.25	0.26	0.24	0.24	0.22
Na	0.73	0.74	0.72	0.73	0.78	0.75	0.72	0.76	0.72	0.76	0.75	0.74
K	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Sum	5.01	4.99	5.00	5.01	5.01	5.00	5.00	5.02	5.00	5.01	5.00	4.99
%An	26.03	24.08	26.31	25.25	20.57	23.18	25.38	24.44	26.10	23.77	23.27	22.23
%Ab	72.76	74.01	72.10	72.81	77.46	74.96	73.10	73.81	71.96	74.47	74.52	75.89
%Or	1.22	1.91	1.59	1.94	1.97	1.85	1.52	1.75	1.94	1.75	2.21	1.88

CHAPITRE VI

**A-type granites formed by extreme differentiation of
metasomatized mantle-derived liquids: the case of
the Zabili granitic pluton (Mayo Kebbi, south-
western Chad)**

I. Introduction

A-type granites (Loiselle & Wones, 1979) were first defined as Anhydrous, Alkaline and Anorogenic and derived from crystallization at shallow levels of highly differentiated magmas. Some authors favor generation by mantle partial melting and emplacement in a continental rifting context (Neuman, 1978; Javoy & Weis, 1987; Liégeois *et al.*, 1991) while others suggest an origin by partial melting of a previously differentiated continental crust at a convergent plate boundary (Collins *et al.*, 1982; Clemens *et al.*, 1986; Whalen *et al.*, 1987; Creaser *et al.*, 1991). Following Whalen *et al.* (1987), Eby (1992) distinguished on the basis of a large dataset, two groups according to their Nb, Ce, Y and Ga abundances. A1-type granites are anorogenic granites of mantle origin while A2-type granites correspond to a wide variety of tectonic settings ranging from late-orogenic to anorogenic and could be of crustal origin.

The Zabili granitic pluton is one of the least studied intrusions of the Pan-African orogenic belt in Chad. Kasser (1995) distinguished, on the basis of field observations, petrology and major element geochemistry a (i) fine grained pinkish biotite granite to the south and (ii) a coarse grained two micas granite to the north separated by (iii) a 2.5 km wide E-W trending mylonitic band composed of episyenites and albitites. Previous Rb-Sr isotopic data reported for this pluton yielded an imprecise isochron age of 683 ± 172 Ma and an initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of 0.7015 (Kasser, 1995). These preliminary results were completed by trace elements data for the southern part of the pluton by Doumnang (2006) and Pouclet *et al.* (2006), describing a peraluminous highly fractionated ($\text{SiO}_2 = 74 - 76\%$; $\text{Ti}_N/\text{Tb}_N = 0.04-0.08$; $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.2$) potassic granite. In this paper, we provide new field, petrological and geochemical data bearing on the Zabili granitic pluton. It results that this pluton displays typical A-type features providing interests to the characterization of its origin and geodynamic setting. Further, we present in this paper the first coupled Sr-Nd isotopic data and U-Pb geochronological results regarding this pluton. Comparisons are made with worldwide examples of A-type granites of assumed crustal or mantle source in order to draw general conclusions regarding their origin and geodynamic significance. In this paper, the term source is used to design the crustal, mantle or mixed derivation of a magma while the term protolith refers to the nature of the rock subjected to physical transformations such as partial melting. The term origin involves ideally a description of the source, the protolith and the conditions of partial melting, differentiation and crystallisation. The acquired data provide new insights on the late- to post-tectonic evolution of the Central African Orogenic belt.

II. Localization and geological setting

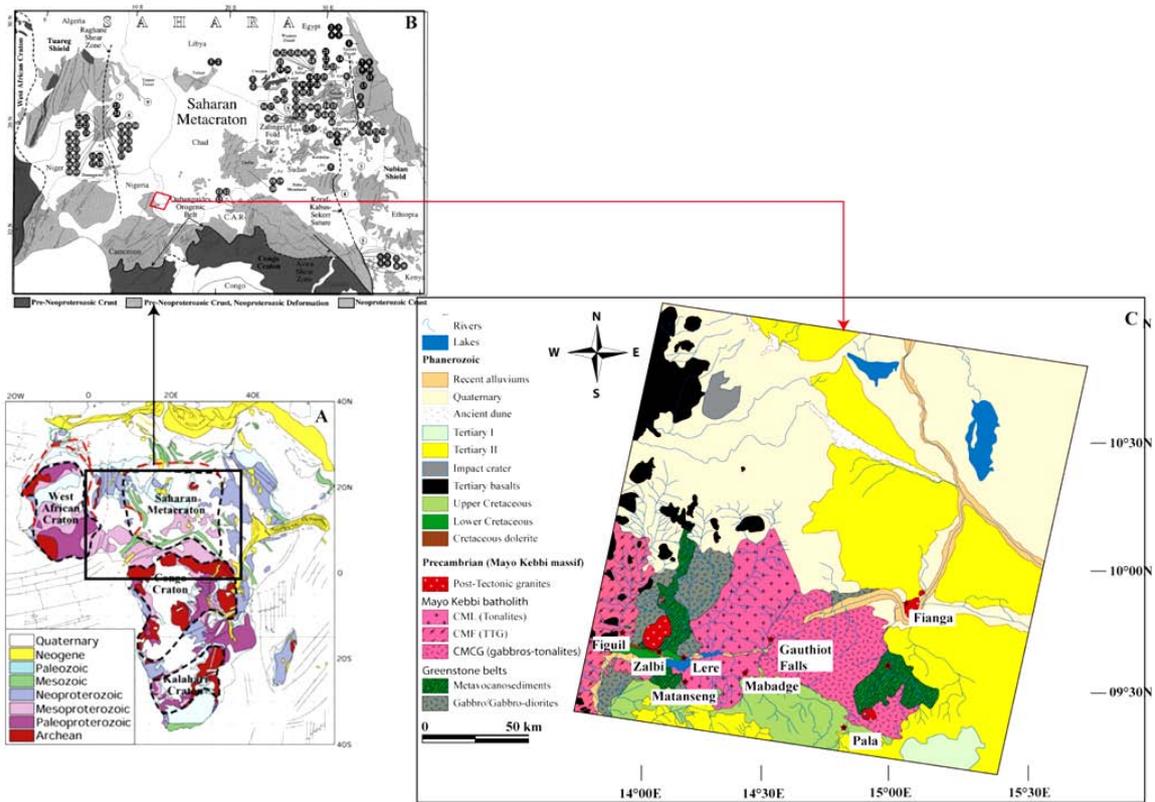


Figure 1 : Location and geology of the Mayo Kebbi massif. The Mayo Kebbi massif (C) exposes between the West African Craton, the Congo Craton and the Saharan Metacraton (B: Abdelsalam *et al.* 2002) distinct groups of Neoproterozoic rocks including gabbros and gabbro-diorites associations (Mafic to Intermediate Plutons Complex), two metavolcanosedimentary units at Zalbi and Goueygoudoum, granitoids and orthogneisses of the Mayo Kebbi batholith, and post-tectonic granites. These Pan-African formations are buried to the east and to the north under various Phanerozoic sediments. Map C is drawn from Landsat ETM+ scene 220-355 acquired on 20-11-2006. The software Ilwis 3.6 was used to perform analysis and processing of the acquired satellite data. CML: The tonalitic magmatic complex of Lere; CMF: TTG of the magmatic complex of Figuil; CMCG: gabbros, diorites and tonalites of the magmatic complex of Gauthiot Falls.

The Zabili granitic pluton is exposed in the Mayo Kebbi massif along the border with Cameroon, to the southwest of Chad (Figure 1). The Mayo Kebbi massif is made of an association of Neoproterozoic granitoids, namely the Mayo Kebbi batholith and several late- to post-tectonic intrusions of granitic to dioritic composition and greenstone belts (the Goueygoudoum and Zalbi groups) corresponding respectively to arc and back-arc accretion (Kasser, 1995; Doumnang, 2006; Penaye *et al.*, 2006; Pouclet *et al.*, 2006). The geological framework of this massif and its relations to the Central African Orogenic Belt, a major Pan-African structure located between the Congo Craton (CC), the West African Craton (WAC) and the Saharan Metacraton (Abdelsalam *et al.*, 2002), was previously described by Penaye *et al.* (2006) and Pouclet *et al.*, (2006). Recent investigations (Isseini *et al.*, in prep.; chapter 5) indicate that the Neoproterozoic evolution of the continental crust within this massif involved

(i) crustal growth via mantle and slab melting as well as (ii) intra-crustal differentiation by partial melting of Neoproterozoic juvenile crust and Pre-Neoproterozoic crust underlying the exposed Pan-African terrains. However, little is known about the last stages of the Pan-African orogeny within this key segment located between the Congo Craton, the West African Craton and the Saharan Metacraton (Figure 1B). The present work will contribute (i) to the knowledge of the final stages of the evolution of the Pan-African orogeny at the scale of the CAOB as well as (ii) to the understanding of the origin and significance of A-type magmatism at a global scale.

III. Petrology and geochemistry

1. Field observations

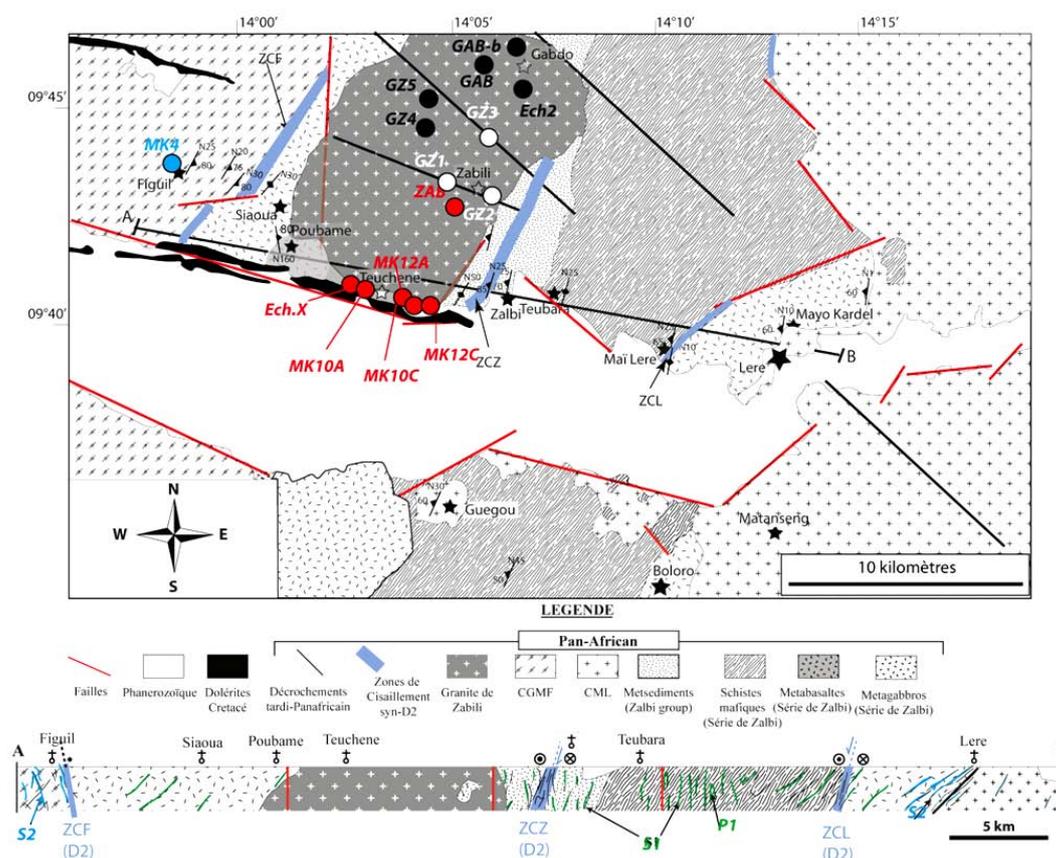


Figure 2: Geological sketch map and cross section across the various lithotectonic units of the Pan-African orogenic belt outcropping between Lere (southwest Chad) and Figuil (North Cameroon). Labels: Regular text and stars: localities; bold italic text and filled circles: sample names and locations (red: fine-grained biotite granite; white: mylonitic granite; black: coarse-grained hornblende-biotite granite). Samples used to model mixing relation in section 5 are shown in blue.

The Zabli granitic pluton (Figure 2) is intrusive within the metasediments and metavolcanics of the Zalbi greenstone belt (Isseini *et al.*, in prep; chapter 4). It varies in terms

of texture and composition from a pink fine grained biotite granite to a light coloured, coarse-grained hornblende-biotite granite towards the north. These two facies are separated by an E-W band corresponding to anastomosing shear zones of variable widths. The mylonites from these shear zones are the deformed counterpart of the hornblende-biotite granite. Large enclaves of metasediments similar to the ones that are part of the Zalbi group are found in the fine grained granite facies, near Zabili village, attesting for the intrusive nature of the Zabili granite.

2. Rock types

The fine-grained biotite granite (*Figure 3A, B, E*) displays a granophyric microstructure and is composed of quartz, perthitic feldspar, microcline, plagioclase and F-rich biotite (up to 3%). The presence of secondary muscovite is noted. This observation is in accordance with the previous results ([Doumnang, 2006](#)) indicating that muscovite grains from the Zabili granitic pluton has compositions falling in the field of secondary muscovites of [Miller *et al.* \(1981\)](#).

The coarse-grained hornblende-biotite granite is characterized by an equigranular microstructure and the presence of biotite and hornblende as primary ferromagnesian minerals (*Figure 3D, G*). These minerals are frequently replaced by chlorite. Quartz and feldspars (perthite, plagioclase and microcline) are the main minerals of the rock. The mylonitic facies of the hornblende-biotite granite (*Figure 3C, F*) displays a characteristic C/S structure. The variation of the grain size and the angle between C and S planes, allow the distinction between mylonitic and ultramylonitic fabrics. The mineral composition of the mylonitic granite is dominated by feldspars (plagioclase and perthites) phenoclasts embedded within a fine-grained quartz-rich matrix. Little mica occurs in the form of muscovite. Amphibole is rare and generally replaced by chlorite and opaque phases.

Accessory minerals observed from the different facies include zircon, apatite, monazite, fluorite, uranothorite, xenotime, and bastnasite. Zircon is observed as small euhedral zoned crystals (type I, *Figure 3H*), large subhedral crystals (type II, *Figure 3I*) frequently included in amphibole and plagioclase, or large fractured angular crystals (type III, *Figure 3J*).

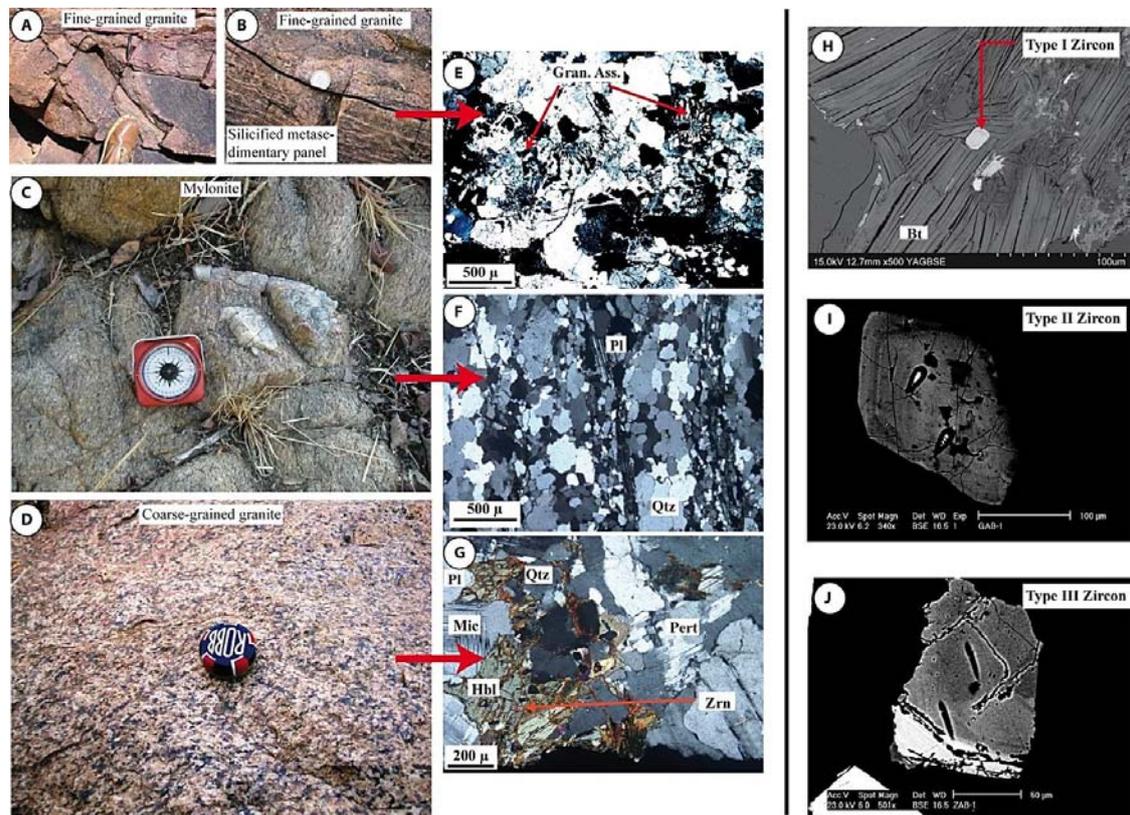


Figure 3: Field and microscopic aspects of the fine-grained (A, B, E), the mylonitic (C, F) and the coarse-grained (D, G) facies from the Zabili granitic pluton. Amphibole in picture G is anhedral and interstitial, which indicate crystallisation after surrounding feldspars. H, I, J: Examples of zircon types selected for U-Pb geochronology. Type I zircons occur generally as small (10 to 30 μ) euhedral and zoned crystals. Type II and type III show morphologies and structures typical of metamorphic and detrital zircons (Corfu *et al.*, 2003).

IV. Geochemistry

1. Major and trace elements

Major and trace elements analysis for the Zabili granitic pluton were carried out at the *Service d'Analyses des Roches et des Minéraux of the Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques* of Nancy (France).

The analysis of major and trace elements from different facies of the Zabili granitic pluton are given in (Table 1). Striking features are high SiO_2 (76-79%), high alkali contents ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8.2 - 9.5$ %; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.7 - 0.9$, except for sample MK12C), low TiO_2 (0.05-0.2), extreme depletion in CaO, and MgO. The analysed samples are classified as alkali granites (Figure 4a) following De la Roche *et al.* (1980) and vary from metaluminous to slightly peraluminous (Figure 4b) according to their molar $\text{Al}_2\text{O}_3/(2\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ ratio ($A/\text{CNK} = 0.90-1.09$). They are A-type granites (Figure 4C) based on their $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ ratio (Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987) and A2-type following Eby (1992).

Table 6: Major and trace elements analysed from the Zabali granitic pluton. *n.d.*: non determined. *bdl.*: below detection limits.

N°	Fine-grained Bt granite					Mylonitic Hbl-Bt granite				Coarse-grained Hbl-Bt granite				
	Ech.X	MK10A	MK10C	MK12A	MK12C	GZ3	GZ2	GZ1	GZ2bis	GZ5	GZ4	Ech. 2	GAB-B	GAB
SiO ₂	76.92	75.70	75.31	75.57	76.11	75.85	75.68	76.22	77.04	76.85	78.91	77.32	74.99	76.82
Al ₂ O ₃	11.80	13.09	12.71	13.10	13.41	12.81	12.50	12.62	11.44	11.54	10.55	12.03	12.81	12.49
Fe ₂ O ₃	1.37	1.31	1.39	1.57	1.61	0.90	1.30	1.02	1.28	1.31	1.33	1.30	0.95	1.12
MnO	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
MgO	bdl.	0.13	0.15	0.18	0.26	0.07	0.13	0.05	0.12	bdl.	0.02	0.12	0.05	0.05
CaO	0.03	0.41	0.71	0.27	0.11	0.06	0.43	0.04	0.36	0.11	0.17	0.3	0.14	0.15
Na ₂ O	3.61	3.90	3.90	4.30	5.8	4.00	3.95	4.07	3.65	3.89	3.10	3.97	3.78	3.67
K ₂ O	4.63	5.02	4.66	5.11	2.30	4.54	4.27	4.38	4.04	4.37	4.31	4.26	5.33	5.11
TiO ₂	0.12	0.17	0.20	0.25	0.27	0.09	0.13	0.09	0.12	0.08	0.09	0.12	0.06	0.10
P ₂ O ₅	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.	0.04	bdl.	0.05	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.	0.06	0.05	bdl.
F	0.017	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.026	0.072	0.024	0.053	0.007	0.010	n.d.	n.d.	n.d.
LOI	0.49	0.42	1.04	0.47	0.66	0.8	0.59	0.77	0.60	0.35	0.48	0.55	0.67	0.52
Total	98.98	100.17	100.09	100.83	100.58	99.13	99.04	99.28	98.67	98.51	98.96	100.04	98.84	100.03
Ba	40.92	408.2	356.6	435.6	375.6	168.4	284.2	153.9	243.1	21.9	63.24	240.4	160.2	146.7
Cr	bdl.	9.52	7.61	10.63	12.53	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.	5.94	9.19	7.13
Cs	1.01	0.95	1.19	1.40	0.73	2.59	4.82	1.25	11.21	0.72	0.74	1.04	0.81	0.92
Ga	21.72	19.61	18.43	17.40	17.88	23.95	23.38	23.07	22.24	25.38	20.81	21.56	22.66	22.80
Hf	10.09	6.81	7.38	7.01	8.10	7.74	8.09	8.05	7.19	6.35	5.69	6.29	3.65	8.91
Nb	28.19	21.54	21.14	9.53	10.5	28.29	26.78	31.32	27.10	11.59	8.25	24.34	15.58	22.25
Pb	8.90	13.77	9.66	14.12	9.50	15.82	13.55	16.97	12.96	7.06	7.07	13.04	21.17	17.65
Rb	135.3	122.5	116.6	110	53.85	118.6	117.2	111.4	109.6	72.63	60.99	108.8	119.1	114.4
Sr	4.49	50.33	50.19	31.32	41.55	12.84	32.7	12.23	28.49	3.37	11.78	29.62	19.89	17.10
Ta	2.33	2.39	2.19	0.97	1.05	2.57	1.78	2.7	2.10	1.02	0.72	1.6	1.37	1.41
Th	10.81	12.78	8.09	9.69	10.32	9.35	7.98	8.94	10.17	6.08	5.24	8.22	13.14	8.89
U	4.82	5.04	3.75	3.70	3.81	2.98	2.47	2.72	2.51	1.56	1.17	2.34	3.73	3.02
V	0.85	2.95	4.14	6.75	8.17	1.85	4.04	1.81	3.77	bdl.	bdl.	3.59	1.02	1.78
Y	69.13	43.28	46.52	27.37	38.20	35.41	58.80	50.41	53.23	61.45	27.37	48.82	86.47	41.62
Zn	25.30	26.36	16.52	20.93	23.02	36.22	52.05	59.7	44.77	40.17	47.01	43.34	40.67	44.61
Zr	262	190	219	230	279	185	203	197	174	235	245	158	92	217
La	26.35	34.54	23.52	24.05	29.76	17.8	35.4	14.8	34.59	27.88	63.43	34.52	26.44	24.15
Ce	101	70	51	54	64	45	70	27	73	84	132	73	85	45
Pr	7.50	7.91	6.06	6.02	7.32	6.17	9.69	5.48	9.11	9.28	15.05	9.08	11.77	7.54
Nd	26.74	27.38	22.83	21.64	26.67	22.45	35.58	20.29	32.56	34.2	52.2	33.25	47.68	27.31
Sm	6.18	5.80	5.61	4.43	5.57	5.39	8.01	5.34	7.21	9.14	8.77	7.52	13.34	6.29
Eu	0.09	0.52	0.59	0.51	0.6	0.15	0.37	0.16	0.33	0.10	0.40	0.33	0.21	0.16
Gd	7.07	5.27	5.67	3.83	5.38	4.46	7.62	5.22	6.94	8.97	6.46	6.75	12.21	5.43
Tb	1.54	0.97	1.05	0.67	0.92	0.92	1.41	1.18	1.25	1.77	0.96	1.24	2.37	1.08
Dy	10.77	6.40	6.91	4.41	5.85	6.18	9.04	8.32	8.30	11.57	5.29	7.87	15.16	7.06
Ho	2.33	1.33	1.46	0.92	1.18	1.29	1.88	1.79	1.72	2.27	0.98	1.60	2.99	1.46
Er	7.12	4.26	4.61	2.89	3.61	4.03	5.53	5.52	5.18	6.36	2.80	4.81	9.03	4.50
Tm	1.15	0.74	0.76	0.49	0.60	0.67	0.87	0.9	0.82	0.91	0.42	0.76	1.45	0.72
Yb	7.94	5.34	5.59	3.5	4.17	4.83	5.83	6.31	5.59	5.7	2.93	5.02	9.76	4.85
Lu	1.22	0.84	0.83	0.56	0.66	0.74	0.86	0.96	0.83	0.83	0.47	0.75	1.39	0.75

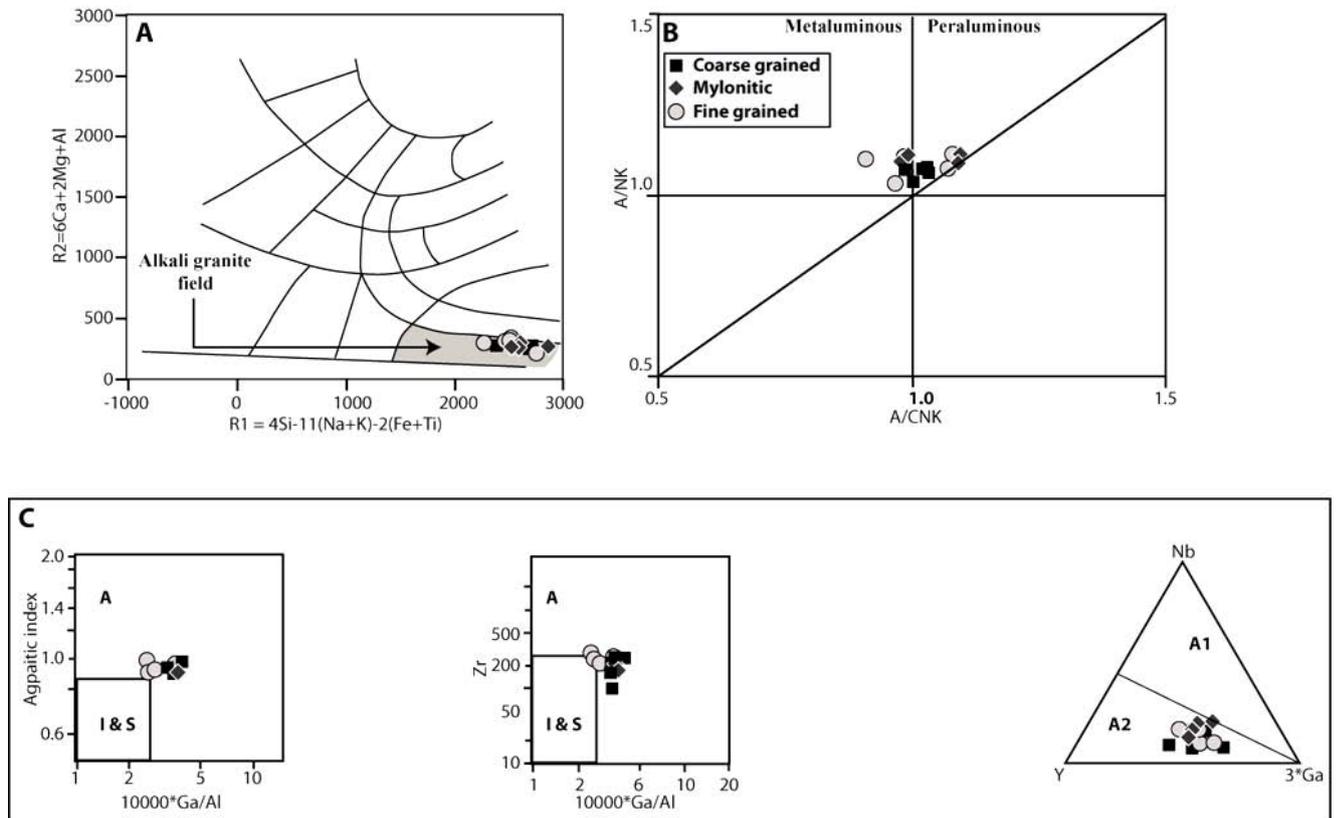


Figure 4: Major and trace elements classification of the Zabali granitic pluton.

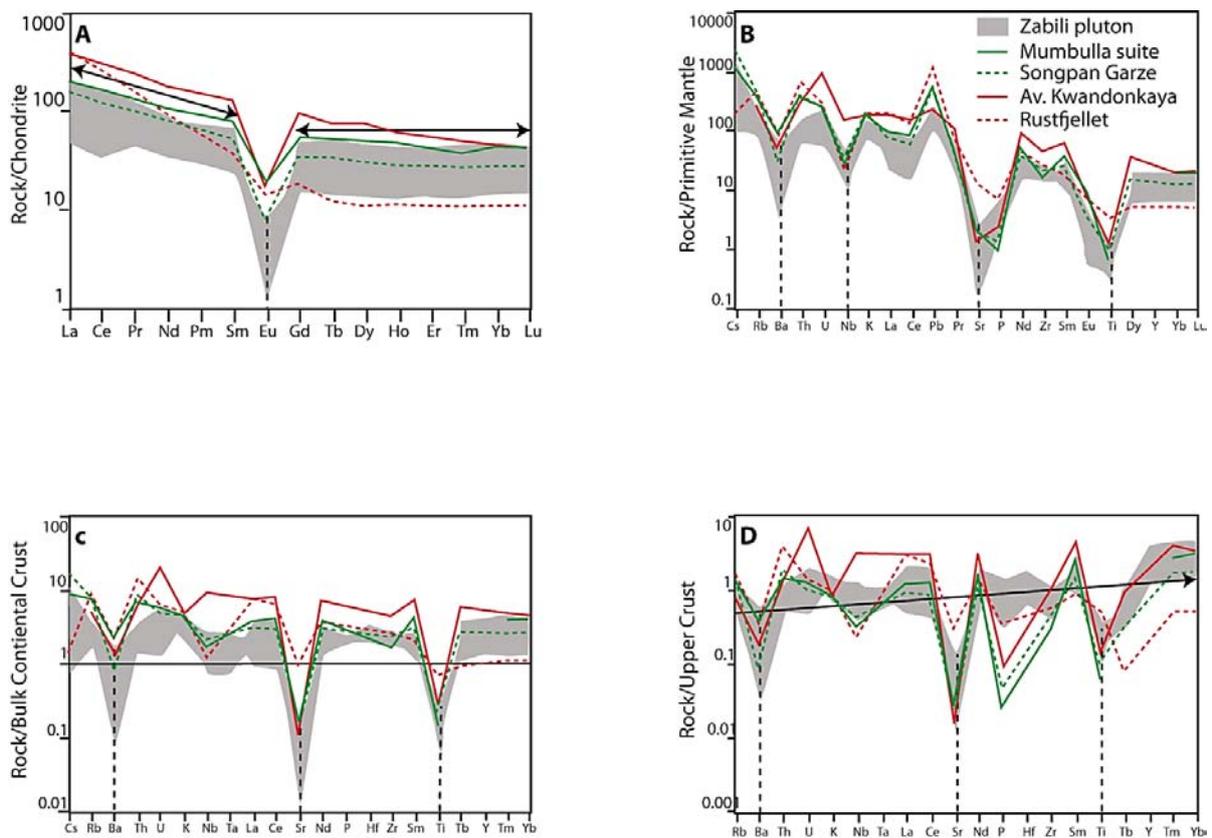


Figure 5: REE and trace elements patterns of the Zabali granitic pluton compared to average crustal (green lines) and mantle (red lines) derived A-type granites from the Mumbulla suite, southeastern Australia (Collins et al., 1982), Songpan Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau (Zhang et al., 2007), Kwandonkaya anorogenic ring complex, Nigeria (Sakoma, 1996) and Rustfjellet, southern Norway (Auwera et al., 2003).

The granitic rocks forming the Zabili pluton are enriched in REE (120-300 ppm). The relative abundances of REE compared to average chondritic values (Figure 5A) proposed by Boynton (1984) are characterized by extreme negative europium anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.04\text{-}0.4$) and flat HREE patterns ($\text{Dy}_N/\text{Lu}_N = 0.8\text{-}1.1$). The LREE are however weakly to moderately fractionated relative to the MREE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 1.7\text{-}3.8$). Ba, Sr and Ti (Figure 5B) are strongly depleted. An extreme depletion is also observed for compatible trace elements from chemical analysis of whole rock samples.

2. Accessory minerals thermometry

Apatite and zircon thermometers (Watson and Harrison, 1983; Harrison and Watson, 1984; Pitchavant et al., 1992) were applied to samples from the different facies of the Zabili granitic pluton.

In the coarse-grained and mylonitic granites, zircon is present as euhedral prismatic crystals (type I) and xenocrystic cores surrounded by second generation rims or partially dissolved crystals (type II). In the fine-grained facies, zircon is also present as small euhedral zoned crystals (type I) but also as large angular crystals (type III) that are not observed in the coarse-grained or the mylonitic granites. This last type, which is composed of detrital inherited zircons, is characterized by the absence of dissolution and do not exhibit a rim/core structure. Apatite was observed in some samples as large needle-like or hexagonal inclusions ($> 50 \mu$) in amphiboles and plagioclases.

The zircon thermometer yields a wide range of temperatures (744-845°C) while apatite saturation derived temperatures show less variations and higher values (877-923°C). These temperatures are common in granites. Where both types of thermometers are applied, the coarse-grained facies show the greatest variation between zircon (low temperatures) and apatite (high temperatures) saturation derived temperatures. Because of the highest temperatures derived using apatite saturation thermometer and the intrusive character of this pluton within relatively phosphorous enriched metasediments (metasediments of Zalbi group have commonly $\text{P}_2\text{O}_5 > 0.2$ while phosphorous is extremely depleted in the Zabili granitic pluton), we suggest that these temperatures could be subjected to phosphorous incorporation from the assimilated metasediments. However, these metasediments are less enriched in Zr relative to the Zabili granitic pluton and a great assimilation is required to affect significantly the above calculated Zr saturation temperatures.

V. U-Pb SIMS geochronology

Zircons from types I and II (see section above) were extracted from a coarse-grained sample collected near Gabdo village (*sample GAB*) at the same locality as samples GAB-B and GAB-R. One sample from the fine-grained facies (*sample ZAB*) yielded small euhedral zircon crystals (type I) and large angular fractured crystals (type III).

Table 2: U-Th-Pb isotopic compositions from the Zabali granitic pluton and corresponding Pb/U ages.

Spot	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Concentration (ppm)			Corrected atomic ratios				Ages			
		Pb	U	Th	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm \sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm \sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm \sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm \sigma$				
Type I Zircons												
N9	312	62.3	794.3	136.3	0.744	0.077	0.0914	0.0020	564	14	565	44
N23	588	21.7	273.6	130.2	0.804	0.051	0.0924	0.0032	570	19	599	28
N25	1111	130.3	1653.6	639.3	0.775	0.049	0.0917	0.0040	566	22	582	28
Type II Zircons												
N1	7143	85.4	919.8	272.8	0.925	0.012	0.1080	0.0013	661	8	665	6
N2	12500	67.9	751.8	354.3	0.901	0.019	0.1052	0.0022	645	13	652	10
N3	33333	65.8	703.4	262.1	0.929	0.019	0.1089	0.0023	666	13	667	10
N7	1888	41.8	488.3	151.9	0.860	0.029	0.0995	0.0032	612	19	630	16
N10	2174	136.7	1401.5	476.9	0.958	0.023	0.1135	0.0018	693	11	682	12
N19	2500	89.1	934.5	327.8	0.939	0.028	0.1109	0.0032	678	18	672	14
N20	3571	69.2	784.5	247.6	0.874	0.013	0.1026	0.0014	630	8	638	7
N24	1370	113.4	1218.8	492.9	0.916	0.035	0.1083	0.0032	663	19	660	18

These different types were analysed for U-Th-Pb isotopic compositions using a CAMECA IMS-1270 ion microprobe at the *Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques* of Nancy following the analytical method described in [Deloule et al. \(2002\)](#). The results are reported in **Table 2**.

A concordant age of 567 ± 10 Ma is obtained from type I zircons (Figure 103A) while type II zircons yielded an upper intercept at 668 ± 5 Ma (Figure 103B) on the conventional concordia diagram. Zircons of type III yielded discordant Neoproterozoic to Paleoproterozoic U-Pb individual ages with no significant intercept (not shown) on the concordia diagram. These different ages are discussed in the next sections of this paper.

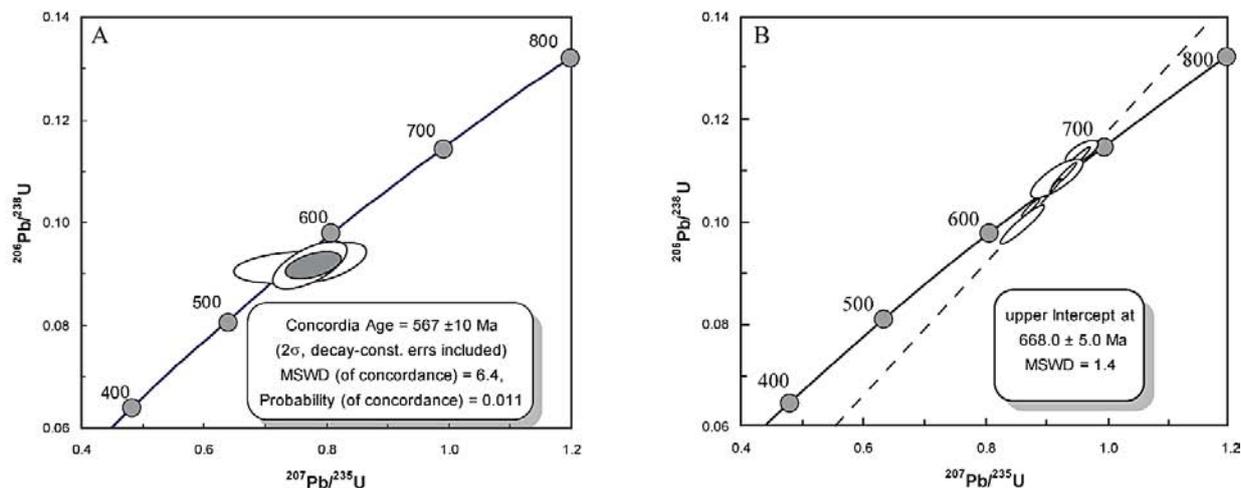


Figure 6: Concordia diagrams for type I (A) and type II (B) zircons from the Zabili granitic pluton. The green circle in A represent the average concordant age.

VI. Sr and Nd isotopes

Table 3: Rb-Sr and Sr-Nd isotopic compositions for the Zabili granitic pluton, tonalites of the Mayo Kebbi batholith related to Neoproterozoic juvenile accretion or intra-crustal differentiation and the orthogneissic tonalite from Figuil.

	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Actual)	Sm/Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}(0)$	T_{DM} (Ga)	ϵNd (T Ga)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(0)$	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (T Ga)	ϵSr (T Ga)
Zabali pluton												
Ech. X	0.512561	0.23	0.14	-1.5	1.0	2.65 (0.57)	1.35090	135	4	92.7	0.5978 (0.57)	
GZ3	0.512640	0.24	0.15	0.04	0.9	3.81 (0.57)	0.91885	119	13	27.3	0.6972 (0.57)	
GZ2	0.512697	0.22	0.14	1.15	0.7	5.58 (0.57)	0.79377	117	33	10.5	0.7088 (0.57)	
GZ1	0.512733	0.26	0.16	1.86	0.9	4.62 (0.57)	0.90257	111	12	26.9	0.6843 (0.57)	
GZ2bis	0.512667	0.22	0.13	0.57	0.8	5.15 (0.57)	0.80034	110	28	11.2	0.7091 (0.57)	
GZ4	0.512539	0.17	0.10	-1.93	0.7	5.02 (0.57)	0.82041	61	12	15.1	0.6974 (0.57)	
GZ5	0.512781	0.27	0.16	2.8	0.8	5.37 (0.57)	1.16000	73	3	65.1	0.6311 (0.57)	
GAB B	0.512885	0.28	0.17	4.82	0.7	6.84 (0.57)	0.86499	119	20	17.6	0.7221 (0.57)	
GAB	0.512783	0.23	0.14	2.82	0.6	7.02 (0.57)	0.87858	114	17	19.7	0.7187 (0.57)	
Mayo Kebbi batholith (Juvenile accretion)												
TG3	0.512661	0.25	0.15	0.46	0.95	4.42 (0.65)	0.70386	19.73	531	0.11	0.7029 (0.65)	-12.5 (0.65)
BG1	0.512641	0.27	0.16	0.06	1.23	2.82 (0.65)	0.70286	2.96	503	0.02	0.7027 (0.65)	-14.8 (0.65)
BG2	0.512728	0.28	0.17	1.75	1.14	3.95 (0.65)	0.70305	5.97	444	0.04	0.7027 (0.65)	-15 (0.65)
D1	0.512813	0.28	0.17	0.34	0.82	5.95 (0.65)	0.70282	2.25	476	0.01	0.7027 (0.65)	-14.9 (0.65)
Mayo Kebbi batholith (intra-crustal differentiation)												
TG1	0.512567	0.21	0.13	-1.39	0.9	4.18 (0.65)	0.70371	16.51	585	0.08	0.7029 (0.65)	-11.2 (0.65)
TG2	0.512653	0.22	0.13	0.3	0.8	5.50 (0.65)	0.70310	12.07	1029	0.03	0.7028 (0.65)	-13.7 (0.65)
MK1A	0.512614	0.22	0.13	-0.47	0.84	4.53 (0.60)	0.70340	20.95	853	0.07	0.7028 (0.60)	-14.4 (0.60)
Orthogneissic tonalite used to model mixing relation (see Discussion)												
MK 4	0.512147	0.18	0.11	-9.6	1.32	-3.0 (0.60)	0.70913	52.99	722,5	0.21	0.7073 (0.60)	49.9 (0.60)

Sr and Nd isotopic compositions for nine samples from the different facies of the Zabali granitic pluton were measured in order to provide constraints on its origin. The results of the analyses are reported in **Table 3**.

Extreme values are reported for $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7938-1.3509) as expected from the high $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (10-93) of the studied samples. This last ratio was derived from the natural abundances of Rb isotopes ($^{85}\text{Rb} = 72.17\%$, $^{87}\text{Rb} = 27.83\%$) and the calculated ^{86}Sr relative abundance for each sample using the following ratios: $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$; $^{84}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.006756$ (Faure, 1986). Using these different Sr isotopic ratios (with measured $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = x$) and assuming $^{86}\text{Sr} + ^{88}\text{Sr} + ^{84}\text{Sr} + ^{87}\text{Sr} = 100$, we can calculate the relative abundance of ^{86}Sr by the mean of the following equation:

$$^{86}\text{Sr} = \frac{100}{(9.432 + x)}$$

The calculated $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios at 570 Ma range from 0.5978 to 0.7221. Initial values below the BABI (0.69899) are unrealistic and suggest either that the system was re-opened since 570 Ma considered to represent the time elapsed since the closure of U-Pb isotopic system (the crystallisation age in our case) or that the studied samples crystallised after 570 Ma, implying an isotopic evolution governed by a lower $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ before its crystallisation. The presence of secondary muscovite (an extreme Rb/Sr mineral) favours the first hypothesis and we consider that the Rb-Sr systematics of the Zabali pluton was disturbed since its crystallisation. Kasser (1995) was already faced with the same problem and suggested that the Rb-Sr age of 683 ± 172 Ma that he obtained must be taken with care.

Sm and Nd isotopic compositions were used to calculate neodymium model ages relative to Depleted Mantle (T_{DM}) after DePaolo (1981) and ϵNd values compared to the Chondritic Uniform Reservoir (Wasserburget *et al.*, 1981) at 570 Ma. The calculated Nd model ages range from 0.6 to 1.0 Ga and ϵNd values between +2.6 and +7.0. The highest Nd model ages are calculated for the fine-grained facies while the high initial ϵNd value of +7.0, which is close to that of the depleted mantle at the same time (+7.4), is the highest one recorded for the Mayo Kebbi massif.

VII. Discussions and conclusion

The petrology and geochemistry of the Zabali granitic pluton show typical features of A-type granites. These include micrographic quartz/alkali feldspar intergrowths,

albite/orthoclase perthitic associations, granophyric microstructures and accessory minerals such as fluorite (Whalen *et al.*, 1987; Collins *et al.*, 1982). Chemically, these granites are characterized by high SiO₂, Fe/Mg, Na₂O+K₂O, enrichment in HFSE, HREE, volatiles species such as F and Cl but depletions in compatible elements (Co, Cr, Ni), Ba, Sr, Eu as well as low Al, Mg and Ca contents (Collins *et al.*, 1982; Clemens *et al.*, 1986; Whalen *et al.*, 1987; Eby, 1992; Bonin, 2007). Collins *et al.* (1982) proposed that a high Ga/Al is a diagnostic feature and Whalen *et al.* (1987) used this ratio to distinguish A-type granites from the highly fractionated products linked to the remaining types of the “alphabet soup” classification scheme.

However, important variations exist within A-type granites yielding to distinct genetic models. These models, reviewed by Collins *et al.* (1982), Clemens *et al.* (1986) and Whalen *et al.* (1987), include:

- (i) Extreme fractionation of mantle derived alkaline magmas to produce residual granitic liquids (Loiselle and Wones, 1979);
- (ii) Assimilation of crustal rocks by mantle derived alkaline magmas generating magmas with a syenitic composition which are in turn affected by fractional crystallisation, resulting in a granitic composition (Barth, 1945); a variant of this model is proposed by Barker *et al.* (1975) who invoke assimilation of quartzose crustal rocks by the syenitic liquids to give granitic hybrids;
- (iii) Peralkaline granitic liquids derived by small scale immiscibility in basaltic magmas (Philipotts, 1976; Eby, 1979);
- (iv) Extreme fractionation of I-type parent magma to produce an A-type residual liquid. This model was discussed and rejected by Collins *et al.* (1982) based on the assumption that any fractionation from a felsic I-type melt would lead to a hydrous and cold melt incompatible with their observations from the Gabo and Mumbulla suites in south-eastern Australia.
- (v) Partial melting of lower crustal materials which underwent a previous melting event (in other words, partial melting of granulitic protoliths) with mantle-derived underplated magmas supplying extra-heat to the base of the continental crust (Bailey, 1974; Collins *et al.*, 1982; White and Chapell, 1983).
- (vi) A metasomatic model involving the role of CO₂ and halogen-rich volatiles during and after emplacement is proposed to account for the specific composition of the Topsails peralkaline granites in western Newfoundland by Taylor *et al.*, 1980.

In the next sections, the significance of petrological, geochemical and isotopic data from the Zabili granitic pluton are discussed in order to decipher the origin of these magmatic rocks and eventually to draw some general conclusions regarding the role of this type of magmatism in the context of the evolution of the continental crust.

1. Source and evolution of the parental magma

High initial ϵNd (+2.6 to +7.0) values are measured from the different facies of the Zabili granitic pluton. In particular, the highest values are close to that of the Depleted Mantle (DePaolo, 1981) at 570 Ma ($\epsilon\text{Nd} = +7.4$). This is an indication for the contribution of the mantle either by direct partial melting or melting of a crustal source extracted from the mantle shortly before 570 Ma. It must be remembered that the Nd isotopic signature of the Depleted Mantle model as defined by DePaolo (1981) could be satisfied by the metasomatized upper mantle (the so-called “mantle wedge”) if chemical modifications of the mantle wedge result from the percolation of aqueous fluids or melts derived from the downgoing slab without any significant contribution from subducted or tectonically eroded ancient continental materials. This condition might be fulfilled for the lithospheric mantle underlying the studied area at the end of the Pan-African orogeny as indicated by the Sr and Nd isotopic signatures as well as trace elements compositions of mafic rocks from the Pan-African Mayo Kebbi massif (chapter 4). Furthermore, the wide range of calculated initial ϵNd for the studied samples argues for a mixed origin of their parental magma. The remaining component could be the continental crust or liquids derived from partial melting of the lower mantle characterized by chondritic-like isotopic signatures for Nd.

1.1. Is the Zabili pluton a differentiate from a mafic precursor of mixed mantle origin?

A distinctive feature of the Zabili granitic pluton is its enrichment in HFSE (Nb, Ta, Zr, Y), HREE and depletion in some LIL elements (Ba, Sr) as well as Ti compared to the upper continental crust (Figure 5). It is also characterized by extreme Eu negative anomalies, flat HREE patterns and moderately fractionated LREE relative to MREE. According to their Alumina Saturation Index, the studied samples are metaluminous to slightly peraluminous. Similar features are observed in many crustally-derived A-type granites (Collins *et al.*, 1982; Long *et al.*, 1986; Abdel-Rahman and El-Kibbi, 2001; Jiang *et al.*, 2009). In contrast, the mantle derived A-type granites have the tendency to be peralkaline to slightly peraluminous, have MREE fractionated relative to HREE, could lack a spectacular negative Eu anomaly and

could lack a Nb negative anomaly (Sakoma, 1996; Whalen *et al.*, 1996; Anderson *et al.*, 2003; Tollo *et al.*, 2004; Tack *et al.*, 1994). However, reaching the high silica content, as well as the extreme Ba, Sr, Eu and Ti negative anomalies while starting with a mantle derived magma would require the removal of a great amount of feldspar and ferromagnesian minerals. Removal of great amounts of plagioclase could account for the observed extreme Eu negative anomalies. Amphibole and clinopyroxene removal would depress MREE relative to LREE and HREE. Furthermore, massive fractionation of amphibole will result in low Nb/Ta. The observed Nb/Ta ratios for the Zabili granitic pluton are in the range of 9-15 and could be considered as low in respect to the chondritic value of about 17. This means that the observed geochemical characteristics for the Zabili granitic pluton could be explained by fractional crystallization of mantle-derived liquids, although it shares some of its geochemical characteristics with A-type granites assumed to be of crustal origin. However, the role of a mixture between two mantle end members in order to explain the observed variation in the Nd isotopic compositions (ϵ Nd values between +7 and +2.5), with one end-member similar to the depleted mantle and another one characterized by more chondritic isotopic signature for Nd is not supported by geochemical evidence. Indeed, if the observed variations in Nd isotopic composition are related to such a mixing relation, this will also result in distinctive variations for elements such as Nb, Ta, Pb in the primitive mantle normalized spider diagrams for the Zabili granitic pluton. In contrast, the analyzed samples display very similar patterns (Figure 5B), precluding such a mixing relation. Based on these observations, we suggest that the Zabili granitic pluton generated at 570 Ma by partial melting of a depleted (relative to Nd systematic)/metasomatized mantle source followed by significant removal of feldspar and amphibole to account for the extreme depletion in Sr, Eu, Ba, low Nb/Ta and the depletion in MREE relative to HREE.

In the following, we investigate the message from the isotopic signatures to constraints the origin of the observed spread in the initial ϵ Nd.

1.2. Significance of U-Pb ages and Nd isotopic compositions

The 567 ± 10 Ma concordant age derived from euhedral and zoned zircon crystals is related to the emplacement age of the Zabili granitic pluton at the end of the Pan-African orogeny. The large and frequently mantled sub-rounded zircons occurring as inclusions in feldspar or amphibole represent inherited crystals. They give an upper intercept of 668 ± 5 Ma on the conventional concordia diagram. This age is linked to the crystallization of their source. A similar age (665 ± 1 Ma: U-Pb single zircon evaporation age; Penaye *et al.*, 2006) was obtained on a metadiorite from the eastern side of the Mayo Kebbi batholith indicating

widespread calc-alkaline magmatism at the scale of the Pan-African Mayo Kebbi massif by about 665 Ma.

The fine-grained facies yielded heterogeneous and discordant zircons. These are frequently angular shaped and could display inherited cores. No meaningful age was obtained on concordia representation. However, old ^{207}Pb - ^{206}Pb (711-3605 Ma) ages are reported from these zircons. We interpret these zircons as xenocrystic crystals derived from the metasediments of the Zalbi group incorporated by the fine-grained granite during its emplacement. Incorporation of old sediments could account for the observed Nd isotopic composition in the fine-grained biotite granite without significant modification of the major and trace elements global budget of the rock. In fact, using the Nd isotopic ratio of Figuil orthogneissic tonalite MK4 ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ at 570 Ma = 0.511733) located approximately 10 kilometres to the West and sample GAB which shows the highest initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ = 0.512263; Nd = 27.31 ppm) reported from the Zabili pluton, we found that only 3.7% of metasediments represented by sample MK14E (Nd = 11.45 ppm), collected at the south-eastern side of the Zabili granitic pluton (Figure 2), is needed to produce the lowest initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ reported from sample Ech. X ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ = 0.512039; Nd = 26.74 ppm) of the same pluton. The choice to use the initial ϵNd value at 570 Ma from the above mentioned orthogneissic tonalite is justified by a clear contribution from an old crust to its origin as suggested by its Sr and Nd isotopic compositions (chapter 5). Assuming that it could be the result of a mixture between a juvenile Neoproterozoic component and an old continental component (chapter 5), an even lower initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ may characterize the crustal component responsible for the lowest initial ϵNd recorded by the fine-grained Zabili granitic sample Ech. X, indicating that less than 3.7% of metasediments could indeed have been incorporated by the fine-grained granite. The calculation used the following mixing equation (Faure, 1986):

$$R(M) = \frac{R_1 C_1 f + R_2 C_2 (1 - f)}{C_1 f + C_2 (1 - f)}$$

Where $R(M)$ refers to the initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ of the mixture (sample Ech. X; initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ = 0.512039); R_1 (isotopic $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio in orthogneissic sample MK4 at 570 Ma = 0.511733) and C_1 (C corresponding to the Nd concentrations) to component 1 (micaschist sample MK14E); R_2 (initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ = 0.512263) and C_2 to component 2 (Sample GAB from the Zabili granitic pluton). $C_1 f + C_2 (1 - f)$, the concentration of Nd in the mixture, is replaced by the measured value from sample Ech. X.

It results that the origin of the Zabili granitic pluton involves partial melting of the metasomatized mantle at the end of the Pan-African orogeny, followed by extreme fractionation involving removal of feldspar and ferromagnesian minerals. During their final emplacement at the upper crust, the resulting liquids interacted with variable, but small amount of detrital materials derived from the erosion of old basement, which results in the observed range of initial ϵNd .

2. Conclusion

The Zabili granitic pluton, emplaced around 570 Ma, marks the end of the Pan-African orogeny in the Mayo Kebbi massif from southwestern Chad. It displays typical features of A-type granites. Its geochemical, as well as its isotopic composition, argues for an origin by partial melting of the depleted mantle followed by extreme crystal fractionation involving removal of great amount of feldspar and ferromagnesian minerals. This granitic pluton emplaced in the upper crust, intruding and interacting with metasedimentary rocks of the Zalbi basin, responsible for the observed range of initial ϵNd (+2 to +7). The presence of old detrital zircons within this pluton intrusive in the metasediments of the Zalbi group contrasts markedly with the geochemical and isotopic composition of metavolcanics from Zalbi group, which preclude the presence of an old continental crust at the time they emplaced, around 700 Ma ([chapter 4](#)). The best explication to this apparent paradox is that following the collision event which involved the newly formed juvenile arc (actual Mayo Kebbi massif) and an old continental crust, new materials eroded from this old continental crust contribute in filling new basins, the size and tectonic meaning of which remain to be clarified. The Zabili granitic pluton emplaced within such a basin, which in turn could be related to a transition from a compressive regime to an extensive regime at the end of the orogenic cycle, may be related to slab retreat. However, further structural investigations are needed to clarify this point.

From previous works, it has been argued that A-type granites would necessary be produced by crystallization of hot, anhydrous and alkaline magmas at shallow crustal depth. The proposed models for the origin of A-type granites mainly include partial melting of granulitic rocks or fractional crystallisation of alkaline magmas of mantle origin. Based on their observations from the Gabo and Mumbulla granitic suites, which have major and trace elements broadly in the range of the Zabili granitic pluton (Figure 5), [Collins *et al.* \(1982\)](#), argued that extreme fractionation of felsic I type melt, which would lead to cold and hydrous melts, is not favoured regarding the origin of an A-type residual liquid. However, their conclusions mainly based on geochemical backgrounds, assume a crustal origin for the

investigated rocks. Geochemical and isotopic data presented in this paper indicate that liquids derived from the mantle wedge and subjected to extreme fractional crystallization could as well lead to A-type compositions. Further, in contrast to peralkaline mantle-derived ones, these depleted/metasomatized mantle-derived A-type granites could have similar features with some crustal derived A-type granites (for example, those from Songpan Garze are also quite similar to the Zabili pluton composition on Figure 5), leading in some cases to misleading interpretations. Although our data do not allow discussing the tectonic setting related with such depleted/metasomatized mantle-derived A-type granites, we suggest that they could be associated with extensional regime, may be related to the slab retreat.

Bibliography

Abdel-Rahman, A.-F. M., and M. M. El-Kibbi (2001), Anorogenic magmatism: chemical evolution of the Mount El-Sibai A-type complex (Egypt), and implications for the origin of within-plate felsic magmas, *Geological Magazine*, 138(1), 67-85.

Abdelsalam, M. G., et al. (2002), The Saharan Metacraton, *Journal of African Earth Sciences*, 34, 119-136.

Albarède, F. (1998), The growth of continental crust, *Tectonophysics*, 296, 1-14.

Anderson, D. L. (1994), Superplumes or Supercontinents? *Geology*, 22, 39-42.

Anderson, I. C., et al. (2003), Petrogenesis of the Red Mountain pluton, Laramie anorthosite complex, Wyoming: implications for the origin of A-type granite, *Precambrian Research*, 124(2-4), 243-267.

Asrat, A., et al. (2004), Petrology and Isotope Geochemistry of the Pan-African Negash Pluton, Northern Ethiopia: Mafic–Felsic Magma Interactions During the Construction of Shallow-level Calc-alkaline Plutons, *Journal of Petrology*, 45(6), 1147-1179.

Auwers, J. V., et al. (2003), Derivation of the 1.0-0.9 Ga ferro-potassic A-type granitoids of southern Norway by extreme differentiation from basic magmas, *Precambrian Research*, 124(2-4), 107-148.

Bailey, D. K. (1974), *Continental rifting and alkaline magmatism*, London.

Barker, F., et al. (1975), The Pikes Peak batholith, Colorado front range, and a model for the origin of the gabbro--anorthosite--syenite--potassic granite suite, *Precambrian Research*, 2(2), 97-106, 108, 111-160.

Barth, T. F. W. (1945), *Study of the igneous rock complex of the Oslo region II. Systematic petrography of the plutonic rocks.*, 104 pp.

- Beard, J. S., et al. (1994), Partial melting of apatite-bearing charnockite, granulite, and diorite: Melt compositions, restite mineralogy, and petrologic implications, *J. Geophys. Res.*, 99(B11), 21591-21603.
- Bonin, B. (2007), A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects, *Lithos*, 97(1-2), 1-29.
- Boynton, W. V. (Ed.) (1984), *Geochemistry of the rare earth elements: meteorites studies*, 63-114 pp.
- Chappell, B. W., and A. J. R. White (1974), Two contrasting granites types, *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- Chappell, B. W. (1979), Granites as images of their source rocks, *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 11, 400.
- Clemens, J. D., et al. (1986), Origin of A-type granites: experimental constraints, *American Mineralogist*, 71, 317-324.
- Collins, W., et al. (1982), Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80(2), 189-200.
- Condie, K. C. (1998), Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection?, *Earth and Planetary Science Letters*, 163, 97-108.
- Corfu, F., et al. (2003), Atlas of zircon textures, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 469-500.
- Creaser, R. A., et al. (1991), A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model, *Geology*, 19(2), 163-166.
- De la Roche, H., et al. (1980), A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-element analyses -- Its relationships with current nomenclature, *Chemical Geology*, 29(1-4), 183-210.
- Deloule, et al. (2002), In-situ U-Pb zircon ages for Early Ordovician magmatism in the eastern Pyrenees, France: the Canigouorthogneisses, *International Journal of Earth Sciences*, 91(3), 398-405.
- DePaolo, D. J. (1981), A Neodymium and Strontium Isotopic Study of the Mesozoic Calc-Alkaline Granitic Batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California, *J. Geophys. Res.*, 86(B11), 10470-10488.
- Doumnang, J. C. (2006), Géologie des formations néoprotérozoïques du Mayo Kebbi (sud-ouest du Tchad) : Apports de la pétrologie et de la géochimie, implications sur la géodynamique au Panafricain, 223 pp, Université d'Orléans, Orléans.
- Eby, G. N. (1979), Mount Johnson, Quebec: An example of silicate-liquid immiscibility? *Geology*, 7(10), 491-494.

- Eby, G. N. (1992), Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications, *Geology*, 20(7), 641-644.
- England, P. C., and A. B. Thompson (1984), Pressure-Temperature-Time Paths of Regional Metamorphism I. Heat Transfer during the Evolution of Regions of Thickened Continental Crust, *Journal of Petrology*, 25(4), 894-928.
- Faure, G. (1986), *Principles of isotope geology*, Second ed., 589 pp., John Wiley & Sons.
- Gardien, V., et al. (1995), Experimental melting of biotite + plagioclase + quartz ± muscovite assemblages and implications for crustal melting, *J. Geophys. Res.*, 100(B8), 15581-15591.
- Harrison, T. M., and E. B. Watson (1984), The behavior of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(7), 1467-1477.
- Huang, W. L., and P. J. Wyllie (1973), Melting relations of muscovite-granite to 35 kbar as a model for fusion of metamorphosed subducted oceanic sediments, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 42(1), 1-14.
- Javoy, M., and D. Weis (1987), Oxygen isotopic composition of alkaline anorogenic granites as a clue to their origin: the problem of crustal oxygen, *Earth and Planetary Science Letters*, 84(4), 415-422.
- Jiang, N., et al. (2009), Origin of a Mesozoic granite with A-type characteristics from the North China craton: highly fractionated from I-type magmas?, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158(1), 113-130.
- Kasser, M. Y. (1995), Evolution précambrienne de la région du Mayo Kebbi (Tchad). Un segment de la Chaîne Panafricaine. , 217 pp, Muséum d'Histoire Naturelle, Paris.
- Kay, R. W., and S. Mahlburg Kay (1993), Delamination and delamination magmatism, *Tectonophysics*, 219(1-3), 177-189.
- Liégeois, J. P., et al. (1991), The Permo-Jurassic alkaline province of Tadhak, Mali: Geology, geochronology and tectonic significance, *Lithos*, 27(2), 95-105.
- Loiselle, M. C., and D. R. Wones (1979), Characteristics of anorogenic granites *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 11, 468.
- Long, L. E., et al. (1986), Origin of granite at Cabo de Santo Agostinho, Northeast Brazil, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92(3), 341-350.
- Miller, C. F., et al. (1981), Composition of plutonic muscovite; genetic implications, *Canadian Mineralogist*, 19(1), 25-34.
- Moyen, J.-F. (2009), High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the “adakitic signature”, *Lithos*, 112, 556-574.

- Neuman, E. R. (1978), Petrology of the plutonic rocks, in *The Oslo paleorift: A review and guide to excursion*, edited by J. A. Dons and B. T. Larsen, pp. 25-34, NorgesGeologiskeUndersokelse.
- Peacock, S. M., et al. (1994), Partial melting of subducting oceanic crust, *Earth and Planetary Science Letters*, 121(1-2), 227-244.
- Penaye, J., et al. (2006), Evolution of the Mayo Kebbi region as revealed by zircon dating: an early (ca. 740 Ma) Pan-African magmatic arc in south-western Chad, *Journal of African Earth Sciences*, 44, 530-542.
- Philpotts, A. R. (1976), Silicate liquid immiscibility; its probable extent and petrogenetic significance, *Am J Sci*, 276(9), 1147-1177.
- Poucllet, A., et al. (2006), Neoproterozoic crustal evolution in Southern Chad: Pan-African ocean basin closing, arc accretion and late- to post-orogenic granitic intrusion, *Journal of African Earth Sciences*, 44, 543-560.
- Rudnick, R. L. (1992), Restites, Eu anomalies and the lower continental crust, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(3), 963-970.
- Rushmer, T. (1991), Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107(1), 41-59.
- Sakoma, E. M. (1996), Magmatic and post-magmatic evolution of the Kwandonkaya Anorogenic Ring Complex in the Nigerian A-type granite province 346 pp, McGill University, Montreal.
- Schmitz, M. D., et al. (2004), Decoupling of the Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems during the evolution of granulitic lower crust beneath southern Africa, *Geology*, 32(5), 405-408.
- Tack, L., et al. (1994), Kibaran A-type granitoids and mafic rocks generated by two mantle sources in a late orogenic setting (Burundi), *Precambrian Research*, 68(3-4), 323-356.
- Taylor, R. P., et al. (1980), The Topsails igneous complex: Silurian–Devonian peralkaline magmatism in western Newfoundland, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17, 427-439.
- Taylor, S. R., and S. M. McLennan (1985), *The continental crust: its composition and evolution*, 312 pp., Blackwell Scientific Publications.
- Thompson, A. B., and J. A. D. Connolly (1995), Melting of the continental crust: Some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings, *J. Geophys. Res.*, 100(B8), 15565-15579.
- Tollo, R. P., et al. (2004), Neoproterozoic A-type granitoids of the central and southern Appalachians: intraplate magmatism associated with episodic rifting of the Rodinian supercontinent, *Precambrian Research*, 128(1-2), 3-38.

- Vielzeuf, D., et al. (1990), Granites, granulites and crustal differentiation, in *Granulites and crustal evolution*, edited by D. Vielzeuf and P. Vidal, pp. 59-85, Kluwer.
- Wasserburg, G. J., et al. (1981), Precise determination of ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(12), 2311-2323.
- Watson, E. B., and T. M. Harrison (1983), Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types, *Earth and Planetary Science Letters*, 64(2), 295-304.
- Whalen, J. B., et al. (1987), A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4), 407-419.
- Whalen, J. B., et al. (1996), Geochemical and Isotopic (O, Nd, Pb and Sr) Constraints on A-type Granite Petrogenesis Based on the Topsails Igneous Suite, Newfoundland Appalachians, *Journal of Petrology*, 37(6), 1463-1489.
- White, A. J. R., and B. Chappell (1983), Granitoid types and their distribution in the Lachland Fold Beltsoutheastern Australia, *Geological Society of America Memoirs*, 159, 21-34.
- Wyllie, P. J., and M. B. Wolf (1993), Amphibolite dehydration-melting: sorting out the solidus, *Geological Society, London, Special Publications*, 76(1), 405-416.
- Zhang, H.-F., et al. (2007), A-type granite and adakitic magmatism association in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: Implication for lithospheric delamination, *Lithos*, 97(3-4), 323-335.

Conclusions-Discussion

L'objectif de cette partie est de faire la synthèse des données acquises au cours de cette thèse (télétection, cartographie de terrain, pétrologie, géochimie et géochronologie) et d'évaluer leur contribution sur la connaissance de la géologie régionale de la ceinture Panafricaine mise à l'affleurement dans le massif du Mayo Kebbi ainsi que leurs implications plus générales sur les processus impliqués dans la formation et la remobilisation de la croûte continentale lors de cette orogénèse.

I. EVOLUTION DU MASSIF DU MAYO KEBBI AU COURS DE L'OROGENESE PANAFRICAINE

A. Les ensembles lithotectoniques et les empreintes de la déformation fine

Les travaux de cartographie, utilisant les documents antérieurs et de nouvelles données spatiales et de terrain, permettent de distinguer plusieurs unités lithotectoniques et complexes magmatiques dans le massif du Mayo Kebbi. Ces travaux ont également permis de caractériser les empreintes de la déformation finie.

1. Les différents ensembles lithotectoniques du massif du Mayo Kebbi

Cinq grands ensembles distincts d'un point de vue lithologique et tectonique sont distingués. Ils comprennent, du plus ancien au plus récent, (i) les ceintures de roches vertes de Zalbi et Goueygoudoum; le batholite du Mayo Kebbi constitué du (ii) complexe magmatique des chutes Gauthiot, (iii) le complexe magmatique de Léré et (iv) le complexe magmatique de Figuil; (v) enfin des intrusions post-tectoniques recoupant les ceintures de roches vertes et le batholite du Mayo Kebbi.

a) Les ceintures de roches vertes

Elles comprennent les séries métavolcanosédimentaires de Goueygoudoum et de Zalbi ainsi qu'un Complexe Mafique et Intermédiaire (CMI) constitué de métagabbros, métagabbro-diorites et métadiorites. Les roches constitutives de ces ceintures de roches vertes (ceinture de Goueygoudoum à l'est et ceinture de Zalbi, à l'ouest) sont déformées dans des conditions métamorphiques du faciès des schistes verts et comprennent des métagabbros, des métavolcanites et des roches ultrabasiqes dont des

chloritoschistes et des talcschistes. La composition géochimique de ces derniers indique qu'ils proviennent d'un protolithe de nature péridotitique.

b) Le complexe magmatique des chutes Gauthiot (CMCG)

Le complexe magmatique des chutes Gauthiot affleure dans la partie orientale du batholithe du Mayo Kebbi. Il est représenté par une métadiorite quartzique à structure mylonitique contenant des septas de métagabbros. L'assemblage métamorphique relictuel de ces métagabbros (Px + Ts + Qtz), remplacé par un assemblage à Chl + Pis + Act indique qu'ils ont été métamorphisés dans le faciès des amphibolites puis recristallisés en conditions de métamorphisme de faciès schistes verts. Des tonalites à hornblende-biotite sont intrusives dans les roches précédentes et sont elles-mêmes recoupées par des dykes de dolérite. L'âge de ces dolérites n'étant pas connu, leur appartenance aux manifestations magmatiques d'âge Crétacé, comprenant la mise en place d'importants cortèges doléritiques dans toute la région, n'est pas à exclure.

c) Le complexe magmatique de Léré (CML)

Le complexe magmatique de Léré correspond à la partie centrale du batholithe du Mayo Kebbi et comprend principalement des tonalites à hornblende-biotite (exemple de la tonalite de Guegou) et des tonalites à biotite (exemple de la tonalite de Matangseng).

d) Le complexe magmatique de Figuil (CMF)

Le complexe magmatique de Figuil est dominé par des tonalites et trondhjémites syntectoniques. Les veines tonalitiques transposées dans le CMI permettent de proposer une chronologie relative indiquant le caractère intrusif de ces tonalites dans le CMI pré-tectonique.

e) Les intrusions post-tectoniques

Des intrusions ayant une composition de granodiorite, granite, charnockite recourent les ensembles lithotectoniques et complexes magmatiques précédents. Elles représentent les dernières manifestations magmatiques associées à l'orogénèse panafricaine à l'échelle du massif du Mayo Kebbi.

2. Les empreintes de la déformation finie

a) Les zones de cisaillement

L'analyse des images spatiales et les données de terrain ont permis de mettre en évidence trois zones de cisaillement majeures dans le massif du Mayo Kebbi.

La zone de cisaillement de Figuil, à l'Ouest, est localisée le long du contact entre le complexe magmatique de Figuil et le complexe mafique et intermédiaire. Elle correspond à un aplatissement transpressif et transpose le contact intrusif entre ces deux complexes.

D'ouest en est, on rencontre successivement les zones de cisaillement de Zalbi et de Léré. L'analyse cinématique de ces deux zones de cisaillement est compatible avec un mouvement vers le bas des unités métavolcanosédimentaire de la série de Zalbi limitées par les affleurements du Complexe Mafique et Intermédiaire.

b) Les phases de la déformation finie

Quatre phases de déformation panafricaines se sont succédées dans le massif du Mayo Kebbi au Sud-Ouest du Tchad.

La première phase (D_1) est enregistrée par la série de Zalbi et accomode un raccourcissement E-W, résultant en un épaissement exprimé par des plis isoclinaux P_1 à axes subhorizontaux associés à une schistosité de plan axial S_1 verticale et des linéations d'étirement ou minérales caractérisées par des plongements supérieurs à 50° vers le Nord ou vers le Sud. Cette première phase transpose les surfaces de stratification S_0 et donne surfaces S_1/S_0 subverticales.

La deuxième phase de déformation (D_2) est contemporaine des principales zones de cisaillement et correspond à un raccourcissement E-W donnant dans le complexe magmatique de Figuil et le complexe mafique et intermédiaire des structures comprenant (i) des plis isoclinaux P_2 à axes verticaux, (ii) des boudins dont la forme indique un allongement dans deux directions perpendiculaires (NNE-SSW et WNW-SSE) et donc un ellipsoïde de déformation finie en forme de galette traduisant une déformation dans le domaine de l'aplatissement, (iii) une schistosité S_2 subverticale d'azimuth NNE-SSW, portant des linéations L_2 à forts plongements. La déformation D_2 s'exprime dans le complexe magmatique de Figuil par des structures reflétant une déformation pénétrative. Elle est non pénétrative dans le complexe mafique et intermédiaire, à l'exception des ses affleurements au voisinage des zones de cisaillement décrites ci-dessus. Dans la série de Zalbi, cette phase de déformation, marquée par des critères de cisaillement indiquant un mouvement vers le haut du bloc Ouest dans la Zone de Cisaillement de Zalbi à

l'Ouest et un mouvement du bloc Est vers le haut dans la zone de cisaillement de Léré à l'Est, est associée à un enfouissement des formations métasédimentaires.

Les troisième (D3) et quatrième (D4) phases de déformation sont représentées par des décrochements dextres et sénestres respectivement. Les décrochements dextres C₃ sont contemporains de la mise en place des intrusions post-tectoniques dans lesquels elles sont associées à des couloirs mylonitiques.

B. Evolution géodynamique du massif du Mayo Kebbi au cours de l'orogénèse panafricaine

1. Les contextes tectoniques

L'évolution géodynamique du Mayo Kebbi débute par la mise en place des roches du complexe mafique et intermédiaire (gabbro, gabbro-diorites et diorites) auquel appartient la métadiorite de Boloro sur laquelle un âge U-Pb sur zircon de 748 ± 4 Ma est obtenu par LA-ICPMS interprété comme l'âge de cristallisation du magma. Elle est suivie par celle des unités volcanosédimentaires de la série de Zalbi. Un échantillon de metabasalte appartenant à cette série a livré un âge U-Pb sur zircon de 700 ± 10 Ma obtenu par LA-ICPMS et interprété comme l'âge de cristallisation du magma. Le batholithe du Mayo Kebbi, dont la construction se fait principalement par la mise en place de magmas felsiques entre 665 et 610 Ma (exemples: métadiorite quartzique des chutes Gauthiot: âge U-Pb sur zircon de 665 ± 1 Ma, Penaye et al., 2006; tonalite de Guegou: âge U-Pb sur zircon de 647 ± 5 Ma; tonalite syntectonique de Figuil: âge U-Pb sur zircon: 618 ± 6 Ma; métadiorite syntectonique de Badjouma, à une cinquantaine de kilomètres au sud de Figuil: âge U-Pb sur zircon: 612 ± 1 Ma, Penaye et al., 2006) précède la mise en place des intrusions post-tectoniques autour de 570 Ma (chapitre 6; Doumnang, 2006; Penaye et al., 2006). La composition géochimique des roches associées à ces différents stades d'activités magmatiques et l'enregistrement structural de la déformation indiquent une évolution du contexte tectonique qui leur est associé comme indiqué ci-dessous.

La métadiorite de Boloro se caractérise par des profils des terres rares enrichis ($\Sigma TR = 129 - 135$ ppm) et marqués par un fractionnement des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes ($La_N/Yb_N = 11-12$). Le spectre multiéléments en traces normalisé au manteau primitif de cette métadiorite montre des anomalies négatives en Nb, Ta et un enrichissement en éléments incompatibles de type LILE (Rb, K, Sr, Ba...) par rapport aux éléments incompatibles de type HFSE (Zr, Nb). Ces

caractéristiques sont associées aux magmas calco-alcalins qui sont formés dans des zones de subduction et résultent de l'enrichissement du manteau source de ces magmas par les fluides issus du slab. Cependant, contrairement aux magmas calco-alcalins classiques, produits par la fusion partielle du manteau chimiquement modifié par des fluides aqueux provenant de la déshydratation du slab, la métadiorite de Boloro possède des spectres des terres rares très fractionnés, des rapports Sr/Y élevés (> 32) ainsi que des fortes teneurs en Cr (> 110 ppm) et Ni (> 46 ppm) qui la rapprochent des adakites dont la formation fait appel à la fusion du slab et une interaction des magmas ainsi produits avec le coin mantellique au cours de leur ascension. Les signatures isotopiques de la métadiorite de Boloro (ϵ_{Nd} initial égal à +6 et âge modèle de 760 Ma) excluent une interaction avec une croûte continentale ancienne au moment de la mise en place des magmas. Ces arguments favorisent une mise en place dans un contexte tectonique de type arc insulaire.

Les métagabbros de la série de Zalbi sont recoupés par les metabasaltes de la même série et sont donc précoces par rapport à ces derniers. Ils se caractérisent par un enrichissement préférentiel en LILE par rapport aux HFSE et des anomalies négatives en Nb-Ta. Ces caractères sont attribués à la fusion partielle du coin mantellique modifié par des fluides aqueux issus de la déshydratation de la plaque océanique plongeante (Frey et al., 1968; Kay et al., 1970; Kay et Hubbard, 1978; Dupuy et al., 1982; Varne et Foden, 1989). Comparés aux MORB de type N (Sun et al., 1979; Hofmann, 1988; Sun et McDonough, 1989), ils sont plus pauvres en éléments compatibles et en HFSE, ce qui permet de les rapprocher des tholéiites d'arcs insulaires et des bassins arrière-arcs modernes (Volpe et al., 1987). Cependant, leurs profils des terres rares sont plus enrichis (11-27 ppm) et fractionnés ($La_N/Yb_N = 1,4 - 3,4$) par rapport aux arcs insulaires mais similaires à ceux des bassins arrière arc naissants tels que celui d'Isu-Ogasawara au Japon (Ikeda et Yuasa, 1989), le bassin de Tonga-Lau (Ewart *et al.*, 1973; Gill, 1976) et celui des îles Sandwich méridionales (Hawkesworth et al., 1979; Saunders et Tarney, 1979). Les metabasaltes de la série de Zalbi, plus enrichis ($\sum REE = 28-127$ ppm) et fractionnés ($La_N/Yb_N = 3.6-5.5$) en terres rares, ont aussi des teneurs plus élevées en LILE, HFSE, Cr et Ni comparés aux métagabbros de la même série. Ils possèdent des anomalies négatives en Nb-Ta moins prononcées. En particulier, leurs teneurs en éléments compatibles (Cr, Ni, V, etc.) et en HFSE sont similaires à celles des bassins arrière-arcs matures modernes tels que le bassin arrière-arc des Mariannes (Hart et al., 1972) et le bassin arrière-arc de la mer East Scotia (Tarney et al., 1977; Saunders et Tarney, 1979). Aucune contribution de la part d'une croûte continentale ancienne aux magmas des métagabbros et metabasaltes de la série de la Zalbi n'est suggérée par leurs signatures isotopiques en Sr et Nd (ϵ_{Nd} initial à 700 Ma entre +5,5 et +7; $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial entre 0,7022 et 0,7033). Ainsi, l'arc insulaire représenté par le complexe

mafique et intermédiaire est suivi de l'ouverture d'un bassin arrière-arc dont le stade initial correspond aux métagabbros et le stade mature aux metabasaltes de la série de Zalbi.

La métadiorite quartzique des chutes Gauthiot, à l'ouest de la zone de cisaillement de Tcholliré Banyo, correspond à une mise en place syntectonique des magmas à 665 ± 1 Ma responsable de sa structure mylonitique pénétrative. L'âge de mise en place de cette métadiorite est similaire à celui de la tonalite syntectonique de Sinassi au Cameroun (677 ± 40 Ma, méthode Rb/Sr: Pinna et al., 1994) à une centaine de kilomètres au sud des chutes Gauthiot, également à l'Ouest de la même zone de cisaillement, dont la mise en place est contemporaine de la collision entre le domaine de l'Adamaoua Yadé et le massif du Mayo Kebbi (Pinna et al., 1994; Toteu et al., 2001; Penaye et al., 2006). Les compositions géochimiques de la métadiorite quartzique et des métagabbros des chutes Gauthiot, sont compatibles avec une origine par fusion partielle du manteau métasomatisé par des fluides issus de la déshydratation du slab, avec des spectres des terres rares appauvris et peu fractionnés ainsi qu'un enrichissement relatif en LILE par rapport aux HFSE et des spectres d'éléments incompatibles normalisés au manteau primitif globalement plats, qui les rapprochent des tholéiites d'arcs. Les signatures isotopiques du Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial à 650 Ma = $0,7027 - 0,7029$) et du Nd (ϵNd initial = $+2,8$ à $+6$; $T_{\text{DM}} = 810$ à 1220 Ma) obtenus sur la métadiorite quartzique et les métagabbros des chutes Gauthiot suggèrent cependant une implication de croûte continentale ancienne, probablement appauvrie en Rb, ayant le potentiel d'affecter la signature isotopique en Nd préférentiellement à la signature en Sr (croûte continentale inférieure?). La contamination des magmas par une composante crustale de ce type pourrait se faire au moment de la mise en place ou pourrait refléter l'incorporation par subduction dans le manteau source de sédiments issus de l'érosion d'un socle plus ancien, voire par subduction d'une croûte continentale pré-Néoprptérozoïque. Nos données ne nous permettent pas de choisir entre ces modèles. Alternativement, ces signatures pourraient théoriquement refléter la contamination d'un magma issu d'un manteau chondritique par un pôle représenté par le manteau appauvri. Cependant, dans ce cas, le magma issu du mélange devrait avoir une signature parallèle au "mantle array" alors que dans le cas des roches étudiées, seule la signature isotopique du Nd est affectée de manière significative. Enfin, nous notons que pour répondre à cette question, une datation U-Pb sur zircon des métagabbros des chutes Gauthiot est nécessaire.

La tonalite syntectonique de Figuil datée à 618 ± 6 Ma possède une signature isotopique en Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ à 600 Ma = $0,7073$) et en Nd (ϵNd à 600 Ma = -3 ; $T_{\text{DM}} = 1320$ Ma) qui sont compatibles avec l'implication d'une croûte Pré-Néoprotérozoïque. Sur la base des données U-Pb sur zircon actuellement disponibles sur ce domaine, qui indiquent des phases d'accrétion juvénile de croûte continentale au cours

des orogénèses Eburnéenne (~2100 Ma) et Panafricaine (Toteu et al., 2004), la meilleure interprétation de l'âge modèle Nd livré par la tonalite syntectonique de Figuil est celle d'une contamination de magmas juvéniles d'âge Néoprotérozoïque (618 Ma) par une croûte Paléoprotérozoïque. Ces magmas se mettent en place probablement au cours de la collision entre le massif du Mayo Kebbi et le domaine Occidental de la Ceinture Orogénique d'Afrique Centrale. Un âge similaire à celui de la tonalite de Figuil (612 ± 1 Ma: U-Pb sur zircon; Penaye et al., 2006) a été obtenu sur la métadiorite syntectonique de Badjouma, située à une cinquantaine de kilomètres au sud de Figuil et appartenant au Complexe Magmatique de Figuil. Bien qu'une interprétation similaire à la nôtre est proposée par ces auteurs, la mise en évidence d'une implication de croûte continentale pre-Neoprotérozoïque à l'aide de nos données isotopiques Nd relative à la tonalite syntectonique de Figuil constitue une importante contribution à cette interprétation.

Le pluton granitique de Zabali, daté par la méthode U-Pb sur zircon à 567 ± 10 Ma, est enrichi en HFSE, terres rares lourdes, mais relativement appauvri en LILE comparé à la plupart des roches de composition similaire ($\text{SiO}_2 > 70\%$). Il se caractérise par des rapports $10000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ élevés ($>2,5$) et un appauvrissement extrême en Mg. Ces caractères sont typiques des magmas de type A. Ce granite résulte de la cristallisation fractionnée extrême d'un magma d'origine mantellique qui se met en place dans la croûte supérieure, où il intrude des métasédiments de la série de Zalbi. La présence, dans ce granite, de zircons détritiques hérités, indiquant des âges pré-Néoprotérozoïque, contraste fortement avec la signature exclusivement juvénile issue de l'étude des métavolcanites de la série de Zalbi et pose des problèmes relatifs au contexte tectonique marquant la fin de l'évolution de l'orogénèse Panafricaine dans l'arc nouvellement accrété du Mayo Kebbi. Comme hypothèse, on peut faire appel au passage d'un contexte en compression au cours de la collision contemporaine de la mise en place des tonalites syntectoniques du complexe magmatique de Figuil, à un contexte extensif à la fin du cycle panafricain (retrait du slab?) où la formation de nouveaux bassins sédimentaires (taille? Nature et signification tectonique?) favorise la sédimentation des produits d'érosion de la marge continentale pré-Néoprotérozoïque. Les sédiments issus de cette érosion sont responsables de la variation de la signature isotopique en Nd du faciès fin à la bordure du pluton granitique de Zabali.

Il découle de la synthèse précédente que l'enregistrement pétrologique, structural et géochimique des roches exposées dans le massif du Mayo Kebbi reflète une évolution géodynamique qui commence autour de 750 Ma dans un contexte tectonique de type arc insulaire suivi de l'ouverture d'un bassin arrière arc vers 700 Ma. Autour de 670 Ma, une première collision intervient à l'est, entre l'arc magmatique nouvellement formé (séries de Zalbi et CMI) et le domaine de l'Adamaoua Yadé. Les résultats géochronologiques disponibles dans ce domaine (âges U-Pb sur zircon; âges modèles Nd),

montrent qu'il comprend des héritages Archéen et Paléoproterozoïque. Aucun âge U-Pb Mésoproterozoïque n'est signalé à ce jour dans ce domaine (Toteu et al., 2004). Ainsi, entre la période s'écoulant depuis le Paléoproterozoïque jusqu'au Néoproterozoïque, ce domaine continental a pu subir une subsidence thermique et développer une racine lithosphérique épaisse favorisant un bon couplage entre la croûte et le manteau. La collision de ce bloc continental rigide avec l'arc magmatique nouvellement formé marque le début d'un épaissement crustal dans ce dernier. Cet épaissement est responsable de la fusion partielle de la croûte continentale nouvellement accrétée et favorise une différenciation intracrustale représentée par des tonalites à hornblende-biotite, dont des exemples sont indiqués par les tonalites intrusives dans le complexe magmatique des chutes Gauthiot et la tonalite de Guegou, intrusive dans la série de Zalbi. La tonalite syntectonique de Figuil (U-Pb sur zircon: 618 ± 6 Ma) et la métadiorite syntectonique de Badjouma (U-Pb sur zircon: 612 ± 1 Ma, Penaye et al., 2006), toutes deux attribuées au Complexe Magmatique de Figuil, sont contemporaines d'une deuxième collision qui fait intervenir le domaine occidental de la Ceinture Orogénique d'Afrique Centrale d'une part et l'ensemble Adamaoua-Yadé/Mayo Kebbi d'autre part. Vers 570 Ma, la mise en place de nombreuses intrusions post-tectoniques pourrait être associée à un contexte non compressif, éventuellement associé au retrait du slab. Cependant, ce point reste à l'état d'hypothèse compte tenu de nos données actuelles.

2. Croissance crustale et différenciation de la croûte juvénile au cours de l'évolution géodynamique du massif Panafricain du Mayo Kebbi

a) Eléments en faveur d'une croissance crustale par apport de magmas juvéniles

La composition en éléments majeurs et en trace des métagabbros de la série de Zalbi ($\text{SiO}_2 = 46-49\%$; $\text{MgO} = 6-9\%$; $\text{Ni} = 48-131$ ppm; $\text{Cr} = 150-327$ ppm), des metabasalts de la série de Zalbi ($\text{SiO}_2 = 47-53\%$; $\text{MgO} = 3-20\%$; $\text{Ni} = 38-450$ ppm), des métagabbros des chutes Gauthiot ($\text{SiO}_2 = 44-49\%$; $\text{MgO} = 6-8\%$; $\text{Ni} = 35-50$ ppm; $\text{Cr} = 91-158$ ppm) sont compatibles avec une origine par fusion partielle du manteau. Les âges modèles calculés pour l'ensemble de ces roches (730-1220 Ma) et l'âge U-Pb sur zircon obtenu sur un échantillon de metabasalte de la série de Zalbi (700 ± 10 Ma) permettent d'attribuer à cette phase d'accrétion juvénile de croûte continentale un âge Néoproterozoïque. En outre, les caractères géochimiques, isotopiques et les données géochronologiques obtenus sur la métadiorite de Boloro (complexe mafique et intermédiaire) présentés ci-dessus montrent qu'en plus de la fusion

partielle du manteau, la croissance crustale au Néoprotérozoïque dans le massif du Mayo Kebbi implique aussi des processus comprenant la fusion partielle d'une plaque océanique plongeante.

b) Éléments en faveur d'une différenciation intra-crustale

Les tonalites à hornblende-biotite, intrusives dans la métadiorite quartzique des chutes Gauthiot, se caractérisent par $3 < \text{Na}_2\text{O} < 7\%$; $\text{K/Na} < 0.5$; $\text{A/CNK} \sim 1$; $\text{Mg\#} \sim 0.43$; $\text{Sr} > 300 \text{ ppm}$; $\text{Yb} < 1.8 \text{ ppm}$; $\text{Y} < 20 \text{ ppm}$; $\text{La}_N/\text{Yb}_N \sim 10$; $\text{Sr/Y} = 80 - 100$. Ce sont des roches riches en CaO , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 et ne possédant pas d'anomalie négative en Europium. Elles ne sont donc pas le produit de la cristallisation fractionnée d'un précurseur basaltique, processus dominant de la mise en place des magmas calco-alcalins possédant des teneurs en SiO_2 similaires (60-65%) dans les zones de subduction actuelles. Leur composition permet de les associer aux magmas de type TTG, dont les modèles de formation comprennent la fusion partielle de la plaque océanique en subduction ou la fusion de protolithes mafiques à la base d'une croûte continentale épaissie (Martin, 1987; Drumont et Defant, 1990; Martin, 1993; Martin, 1994; Condie, 2005; Martin *et al.*, 2005; Bédard et al., 2006; Moyen, 2009). Cependant, elles sont également pauvres en éléments compatibles, comprenant le Cr (7-8 ppm) et le Ni (5-6 ppm). Ces arguments ne favorisent pas une interaction des magmas produits par la fusion partielle de la plaque plongeante avec le manteau au cours de leur ascension. Ainsi, le modèle le plus vraisemblable permettant de rendre compte de l'origine des magmas tonalitiques du Complexe Magmatique des Chutes Gauthiot sur la base des arguments présentés ci-dessus est celui de la fusion partielle de la croûte continentale inférieure mafique, dans des conditions de pression stabilisant le grenat dans le résidu. L'âge modèle Néodyme obtenu sur ces roches étant de 800-900 Ma, ces tonalites sont l'expression de la fusion partielle des matériaux crustaux juvéniles accrétés au Néoprotérozoïque. La même conclusion peut-être faite, sur la base d'arguments similaires, pour les tonalites à biotite du Complexe Magmatique de Léré.

II. IMPLICATIONS POUR L'OROGENESE PANAFRICAIN

Les données pétrologiques, géochimiques (majeurs et traces), isotopiques (Sr, Nd) et géochronologiques (U-Pb sur zircon) présentées dans le cadre de cette thèse montrent que la construction du massif du Mayo Kebbi correspond à la fermeture d'un bassin océanique qui débute autour de 800 Ma (héritages de zircon âgés de $799 \pm 10 \text{ Ma}$ dans le complexe mafique et intermédiaire; zircons détritiques datés à $777 \pm 5 \text{ Ma}$ dans la série de Zalbi: Doumnang, 2006). L'anomalie

gravimétrique positive de Louis, en prolongement de la zone de cisaillement de Tcholliré-Banyo, a été proposée comme une potentielle zone de suture entre le domaine de l'Adamaoua Yadé et le massif du Mayo Kebbi (Toteu et al., 2001; Toteu et al., 2006; Penaye et al., 2006). Cependant, l'hypothèse d'une zone de suture associée à cette anomalie n'est pas supportée par des arguments directs et la nature géologique de cette anomalie n'était pas clarifiée. Les talcschistes des ceintures de roches vertes du Mayo Kebbi, qui sont associés à un protolithe de type péridotite sur la base de leur composition géochimique, s'alignent dans la continuité de cette anomalie. Cette observation favorise l'argument selon lequel l'anomalie de Louis (1970) représente une zone de suture correspondant à la fermeture d'un bassin océanique au Néoprotérozoïque.

L'orogénèse panafricaine s'achève dans le massif du Mayo Kebbi par la mise en place de granites de type A à 567 ± 10 Ma. Cet âge est similaire à celui obtenu sur de nombreuses intrusions à l'échelle de la chaîne panafricaine au nord du craton du Congo et à l'est du craton Ouest africain. Ces intrusions, qui comprennent des granites de type A et des charnockites (Lassere et Soba, 1979; Penaye et al., 1993; Dada, 1998; Ekwueme et Kröner, 1998), suivent la mise en place de granitoïdes syntectoniques et la formation de granulites autour de 620 Ma (nappes granulitiques de Yaoundé: Nzenti et al., 1988; Barbey et al., 1990; et de Bangui: Pin et Poidevin, 1987; les granulites du massif d'Akuse, au sud-est du Ghana: Attoh, 1998; les granulites d'Obudu, au Nigéria: Affaton, 2000). Ces intrusions de type A, d'origine contrastée (mantellique, crustale ou mixte) sont à la fois représenté à l'est et à l'ouest de l'anomalie gravimétrique de Louis (1970) tandis que la mise en place des granitoïdes syntectoniques et la formation de granulites autour de 620 Ma ne représentent pas un évènement majeur à l'est de la même anomalie, qui pourrait ainsi représenter une structure clef, dont une meilleure compréhension permettrait de proposer un modèle globale de la chaîne panafricaine prenant en compte les cratons du Congo, de l'Afrique de l'Ouest et le métacraton du Sahara. Cette anomalie, qui traverse le massif du Guéra au centre du Tchad, où des ceintures de roches vertes (série de Lélé Dolko) ont été signalées (Kasser, 1995) donne un intérêt particulier à ce dernier massif qui est l'un des moins connus de la chaîne panafricaine.

Perspectives

L'évolution de la croûte continentale dans le massif du Mayo-Kebbi, au sud-ouest du Tchad, correspond à des phases d'accrétion et de différenciation de matériaux crustaux au Néoprotérozoïque. Les arguments géochronologiques permettent de rattacher cette évolution à l'orogénèse panafricaine. Les données géochimiques et isotopiques montrent que cette évolution est associée à une zone de subduction ayant évolué d'un contexte tectonique de type arc insulaire (800-700 Ma) à une collision entre le massif du Mayo Kebbi et le domaine de l'Adamaoua Yadé à l'est (~670 Ma) suivie d'une collision avec le domaine occidental de la Ceinture Orogénique d'Afrique Centrale vers 620 Ma. Cette collision est suivie vers 570 Ma de la mise en place de magmas de type A, d'origine mantellique, qui pourraient être associés au passage d'un régime compressif à un régime extensif (retrait et/ou rupture du slab?). L'anomalie gravimétrique positive de Louis (1970) est un bon candidat pour une potentielle zone de suture correspondant à la fermeture de l'océan responsable de cette évolution.

Les perspectives principales qui se dégagent des résultats obtenus dans le cadre de ce travail peuvent être regroupées en deux niveaux: un niveau local et un niveau global.

Au niveau local, Une étude détaillée des métasédiments et des métavolcanites de la série de Zalbi pourrait permettre la mise en évidence des diverses contributions, sous la forme de remobilisations de sources Pré-Néoprotérozoïque, Néoprotérozoïque et d'apports juvéniles Néoprotérozoïque. Une datation précise des différentes phases de la déformation finie est souhaitable. D'un autre côté, la nature et l'âge de la croûte continentale pré-Néoprotérozoïque impliquée dans des réactivations et dont la fusion partielle est responsable des orthogneiss syntectoniques de Figuil, à l'ouest de la zone d'étude, reste une question ouverte. De nouvelles données géochronologiques U-Pb sur zircon et isotopiques (Sr-Nd) sont nécessaires afin de fournir des réponses.

A l'échelle globale, les perspectives concernent notamment la validation de l'anomalie positive de Louis (1970) en tant que zone de suture et la recherche d'un modèle d'évolution géodynamique global pour la chaîne panafricaine. Cela implique que des arguments pétrologiques, tectoniques géochimiques et géochronologiques supplémentaires devront être recherchés.

Enfin, le massif du Guéra à travers lequel passe l'anomalie de Louis (1970) occupe une position très intéressante pour la compréhension de l'évolution géodynamique et des liens entre les différents domaines de la chaîne Panafricaine au nord du craton du Congo et à l'est du craton Ouest-Africain.

ANNEXE

CARTE GEOLOGIQUE DU MAYO KEBBI

**DRESSEE SUR LA BASE DES DOCUMENTS ANTERIEURS,
DONNEES SPATIALES ET DONNEES DE TERRAIN**

nd

Rivers

Lakes

Quaternary

Recent alluviums

Quaternary

Ancient dune

Tertiary I

Tertiary II

Impact crater

Tertiary basalts

Upper Cretaceous

Lower Cretaceous

Cretaceous dolerite

Precambrian (Mayo Kebbi massif)

Post-Tectonic granites

Mayo Kebbi batholith

CML (Tonalites)

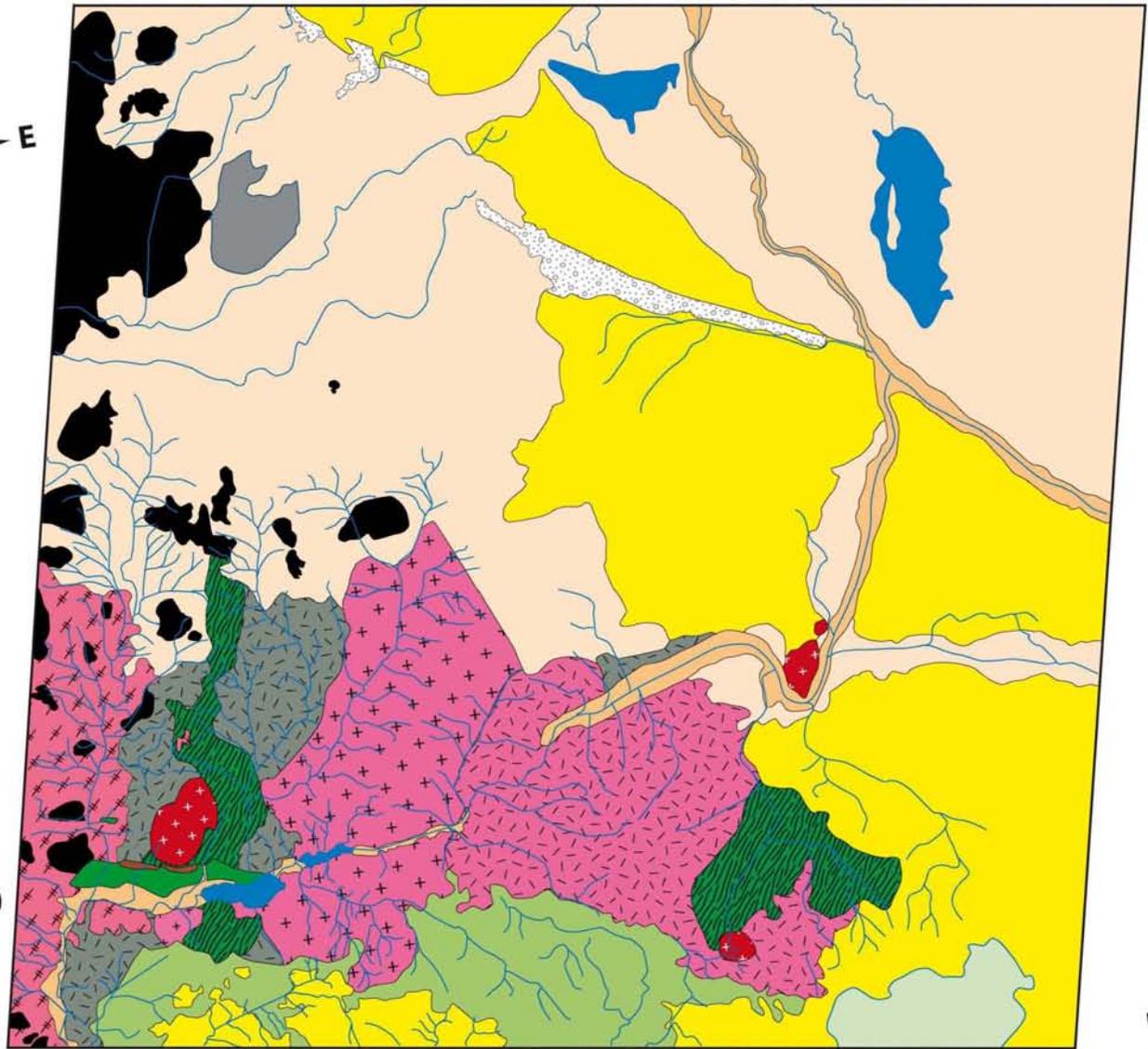
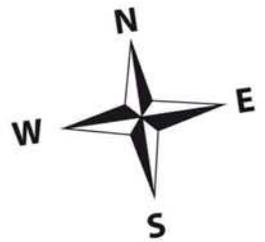
CMF (TTG)

CMCG (gabbros-tonalites)

Greenstone belts

Metavocanosediments

Gabbro/Gabbro-diorites



— 10°30'N

— 10°00'N

— 09°30'N

15°30'E

15°00'E

14°30'E



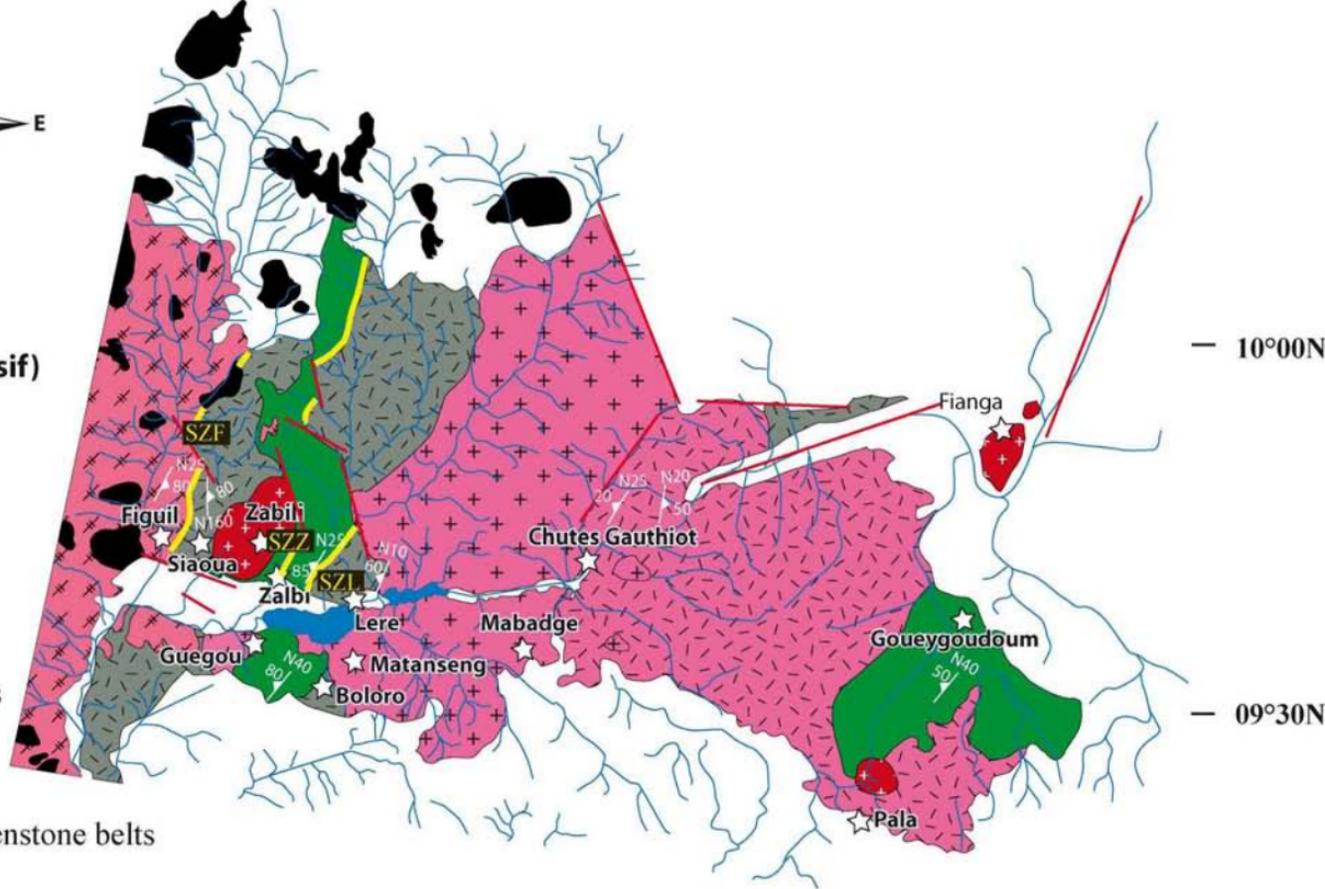
Legend

- Rivers
- Lakes
- Cenozoic basalts
- Faults



Precambrian (Mayo Kebbi massif)

- Post-tectonic intrusions
 - Shear zones (SZ)
 - Tonalites
 - TTG orthogneisses
 - Gabbros, diorites, tonalites
 - Volcanosediments
 - Gabbro-diorites
- Greenstone belts



0 50 km

14°00'E

14°30'E

15°00'E

10°00'N

09°30'N