HAL
open science

Métallogénie de l'or et de l'uranium dans le cadre de la croissance et de la différenciation de la croûte au Néoprotérozoïque : exemple du massif du Mayo-Kebbi (Tchad) dans la Ceinture Orogénique d'Afrique Centrale

Diondoh Mbaguedje

To cite this version:

Diondoh Mbaguedje. Métallogénie de l'or et de l'uranium dans le cadre de la croissance et de la différenciation de la croûte au Néoprotérozoïque : exemple du massif du Mayo-Kebbi (Tchad) dans la Ceinture Orogénique d'Afrique Centrale. Sciences de la Terre. Université de Lorraine, 2015. Français. ⟨NNT : 2015LORR0008⟩. ⟨tel-01751338⟩

HAL Id: tel-01751338

https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01751338v1

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.

Autorisation HAL

HAL Authorization

UNIVERSITÉ DE LORRAINE

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

Université de Lorraine, GeoRessources-CREGU
UMR 7359, Vandœuvre-lès-Nancy, 54506 Nancy, France
Ecole doctorale RP2E (Ressources, Procédés, Produits et Environnement)
Collegium Sciences et Technologies

THESE

Présentée pour l'obtention du titre de
Docteur de l'Université de Lorraine
en **Géosciences**
par

Diondoh MBAGUEDJE

Métallogénie de l'or et de l'uranium dans le cadre de la croissance et de la différenciation de la croûte au Néoprotérozoïque : Exemple du massif du Mayo-Kebbi (Tchad) dans la Ceinture Orogénique d'Afrique Centrale

Soutenance publique le 22 Janvier 2015

Membres du jury :

Président du Jury :	A.-S. André-Mayer	Professeur, Université de Lorraine,
Examinateur:	C. Durand	Maître de conférences, Université de Lille 1
Directeurs de thèse :	O. Vanderhaeghe	Professeur, Université de Lorraine,
	M. Ohnenstetter	Directeur de recherche, CNRS-GeoRessources
Rapporteurs :	M. Dubois	Professeur, Université de Lille 1
	Th. Augé	Ingénieur, BRGM
Invités :	M. Cuney	Directeur de recherche, CNRS-GeoRessources
	P. Barbey	Professeur émérite, Université de Lorraine

DEDICACE

A ma Feu mère **MOLEAL Neguero**, de regrettée mémoire.

A ma fille **RONELYAM YOADNA Sonia** dont je n'ai pas pris soin dès l'âge de 6 mois.

REMERCIEMENTS

Un travail de thèse n'est jamais un travail solitaire, plus encore lorsqu'il s'agit d'une thèse pluridisciplinaire. De ce fait, le nombre de personnes que j'ai à remercier est judicieux, mais avant tout, ces années passées (2010-2014) étaient très enrichissantes tant du point de vue intellectuel qu'humain et je me permets de dire que c'est très dures…car la science n'est pas une chose facile, j'admets que j'ai beaucoup appris.

Mes premiers remerciements vont à l'endroit de mes encadreurs de thèse **Olivier VANDERHAEGHE, Maryse OHNENSTETTER** sans les quels, je ne serais pas là en train d'écrire les dernières lignes de ce manuscrit.

Olivier, je n'ai pas de mots pour définir tous les sacrifices qu'il a consentis (sur le terrain au Tchad et au Laboratoire en France) pour l'encadrement de cette thèse. Sa générosité, sa gentillesse et sa disponibilité me donnent du courage malgré mes insuffisances, à aller de l'avant. Je lui suis infiniment reconnaissant pour sa patience inoxydable.

Maryse m'a fait bénéficier de son expertise en préparation des séances de microsonde et de MEB. Avec beaucoup de gentillesse et de patience, elle m'a initié à la minéralogie et m'a apporté beaucoup d'enseignement à cette discipline. Ses suggestions au cours de nos sciences de travail ont considérablement amélioré la qualité de ce travail. Merci Maryse.

Je remercie de tout cœur **Anne-Sylvie ANDRE-MAYER.** Grâce à elle, j'ai pu trouver un sujet pour ma thèse. Elle m'a été d'un grand soutient en tout (sur le terrain, au laboratoire, sur le plan morale…). Je lui exprime toute ma reconnaissance pour sa gentillesse et sa générosité.

Aurélien EGLINGER : mes sincères remerciements pour le soutien que tu m'as apporté à la finalisation de ce mémoire. Ta gentillesse et le service rendu me laissent perplexes. Je sais que tu n'es pas trop croyant (rires), mais le Dieu Tout-Puissant te payera au centuple.

J'adresse mes sincères remerciements au SCAC de l'Ambassade de France au Tchad, CAMPUS France, l'université de N'djaména et le programme INSU-CNRS NEEDS d'avoir apporté un financement, me permettant d'assurer les différents travaux sur le terrain et de réaliser les différentes parties analytiques de ce travail.

Je remercie les membres du jury qui m'ont fait l'honneur de juger ce travail.

Je remercie le laboratoire GeoRessource et l'école doctorale RP2E de l'Université de Lorraine (Nancy) de m'avoir accueillie pour réaliser cette thèse.

Je remercie Pascal VILLECROIX, Malloum SOULTAN et ANDOSSA Likius d'avoir soutenu mes projets sur le plan financier.

Je remercie mes compagnons de terrain, MOUSSA Isseini, DOUMNANG Jean-claude, Diontar MBAIHOUDOU, BAÏSSEMIA RONANG Gustave, AMARASSOU et LADANGBE Jonas.

Je remercie toutes les personnes qui m'ont aidé dans l'acquisition de mes différentes données: Cédric DEMEURIE , Alexandre FLAMMANG pour avoir réalisé mes lames minces très rapidement et surtout pour avoir toujours été disponible pour les dernières retouches avant les passages au MEB et à la microsonde ; Sandrine MATHIEU, Olivier ROUER, Lise SALSI, Ludovic MOUTON, pour l'acquisition des données MEB et microsondes ; Christophe MORLOT pour la tomographie ; Marc POUJOL, pour la géochronologie ; Patrick LAGRANGE pour les fournitures matériels.

Mes remerciements à tous les membres du laboratoire GeoRessources : les directeurs, les enseignants, les chercheurs, les techniciens et toutes les personnes ressources.

Je remercie de tout cœur ZYRA pour ses multiples aides. Zyra, tu fais partie des bonnes personnes que Dieu a mises sur mon chemin. Une fois de plus, merci pour tout.

Mes remerciements vont bien sûr à tous les thésards et autres personnes du laboratoire GeoRessources que j'ai eu l'occasion de côtoyer pour leur ambiance sympathique.

Christophe BONNETTI, mon co-bureau, je n'ai jamais oublié tes mots d'encouragement « courage Sandrine ».

Merci à mes compatriotes pour leur soutien lorsque je me trouvais dans des moments difficiles. Merci surtout à Elysée et Félicité.

Je remercie la communauté africaine pour leur aide tant spirituelle que matérielle.

Je remercie le Père jean de Dieu pour son immense contribution.

Merci enfin à tous mes amis pour leur soutien malgré la distance pour certains, Alliance Nicaise SAHA FOUOTSA, Issa DIALLO, Niakalé CAMARA, Amina KANICA, Adam MAHAMAT, Léontine TEKOUM, Mohamed TRAORE, Eric FOZING, Sonia LENBE, Brice, Emmanuel NOMO NEGUE. Ne vous inquiétez plus, ça y est, je les ai enfin finis mes études !

Un gros, gros merci à mes parents qui m'ont toujours soutenu et encouragé dans tous mes projets.

Je remercie la famille Yoadna pour leur soutien.

Ces remerciements seraient bien évidemment incomplets sans l'immense reconnaissance que j'ai pour ma sœur Goïdje Diondoh et son époux qui m'ont toujours

soutenu et assuré la garde de ma fille pendant toute la durée de cette thèse.

Enfin, mes remerciements à ceux qui m'ont initié à la recherche : TCHAMENI Rigobert, KAGOU DONGMO Armand, NGUETKAM Jean-Pièrre et DOUMNANG Jean-Claude.

SOMMAIRE

LISTES DES FIGURES 10
LISTE DES TABLEAUX 14
LISTE DES ABREVIATIONS ET ACRONYMES 15
INTRODUCTION 19
PARTIE I : CROISSANCE ET DIFFERENCIATION DE LA CROUTE PRECAMBRIENNE : IMPACT SUR LA GENESE DE MINERALISATIONS 29
PARTIE II : METALLOGENIE DES CEINTURES DE ROCHES VERTES DU MAYO KEBBI (SO DU TCHAD, CEINTURE OROGENIQUE D'AFRIQUE CENTRALE) 51
- **CHAPITRE I** : CONTEXTE GEOLOGIQUE DES CEINTURES DE ROCHES VERTES DU MAYO KEBBI 51
- **CHAPITRE II** : GEOCHIMIE MAJEURS ET TRACES DES ROCHES VERTES 85
- **CHAPITRE III** : LES MINERALISATIONS SULFUREES DES ROCHES BASIQUES DU MAYO KEBBI 107
- **CHAPITRE IV** : MINERALOGIE DE L'OR FILONIEN AU SEIN DES ROCHES BASIQUES DU MAYO KEBBI 121

PARTIE III : MINERALISATION DE L'URANIUM ASSOCIEE AU METASOMATISME DU GRANITE DE TYPE A DE ZABILI 133
- **CHAPITRE I** : CONTEXTE GEOLOGIQUE - PETROGRAPHIE – GEOCHIMIE (ARTICLE LITHOS) 139
- **CHAPITRE II** : DISTRIBUTION ET NATURE DES MINERAUX URANIFERES - RAPPORT AVEC LES ANOMALIES EN PHOSPHORE DES ALBITITES 189
- **CHAPITRE III** : GEOCHRONOLOGIE DES GRANITES ALBITISES DATATIONS TH-U-PB SUR MONAZITE A l'ICP-MS 201

PARTIE IV: DISCUSSION ET CONCLUSION 209
- DISCUSSION 209
- CONCLUSION GENERALE 214
- PERSPECTIVES 216

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 219
ANNEXES 247

LISTES DES FIGURES

Figure 1 : Reconstruction du Gondwana à la fin du Néoprotérozoïque et localisation des grandes ceintures orogéniques panafricaines (modifié, Unrug, 1997). 20
Figure 2 : Ceintures orogénique, métacratons et craton Précambriens africains (Abdelsalam et al., 2011, modifé d'après Meert and Lieberman, 2007). 21
Figure 3: Carte géologique synthétique de la region de Pala (Tchameni et al. 2011). 24
Figure 4: Extrait de l'échelle synthétique des temps géologiques (Gradstein et al. 2012). 29
Figure 5: Répartition géographique des grandes provinces archéennes d'après Condie (1981) et Goodwin, (1991). 30
Figure 6: Répartition des âges de la croûte continentale à la surface de la Terre (Artemieva, 2006)..... 31
Figure 7: Diagramme Pression vs. Température et coupes schématiques dans des zones de subduction montrant les conditions de genèse de la croûte continentale primitive et moderne (Martin, 1986). 32
Figure 8: Evolution temporelle de l'abondance de quelques lithologies (Martin, 2008)..... 35
Figure 9: Modèles d'évolution des taux de croissance crustale au cours du temps (modifiée d'après White, 1998). 36
Figure 10: Contexte tectonique de formation des divers types de minéralisations aurifères épigénétiques, d'après Groves et al., (2003). 38
Figure 11: Diagramme d'incompatibilité des éléments. Rayon ionique en fonction de la charge ionique. Tiré de Rollinson (1993). 42
Figure 12 : Les différents contextes de gisement d'uranium en relation avec les principaux processus de fractionnement au cours d'un cycle géologique, Cuney, 2009. 48
Figure 13: Carte géologique massif du Mayo Kebbi d'après Wacrenier 1962 puis kasser 1995 (Redessinée). 53
Figure 14: Carte géologique de la partie Ouest du massif du Mayo Kebbi. Mesures structurales et localisation des échantillons de la série de Zalbi et du complexe mafique et intermédiaire..... 55
Figure 15: Carte géologique de la partie Est du massif du Mayo Kebbi. Mesures structurales et localisation des échantillons de la série de Goueygoudoum. 55
Figure 16: Photos macroscopiques des gabbros..... 56

Figure 17: Microphotographies en lumière polarisée des gabbros massifs, au sud du Lac Léré. 57
Figure 18: Microphotographies en lumière polarisée des gabbros lités. 58
Figure 19 : Photos macroscopiques des gabbro-diorites. 58
Figure 20 : Microphotographies en lumière polarisée des gabbro-diorites. 59
Figure 21: Aspect macroscopiques d'un échantillon de granodiorite. 60
Figure 22: Microphotographies en lumière polarisée (a-e) et en lumière naturelle (f) deGranodiorite (10MLR72D) - Massif de Goueygoudoum. 62
Figure 23: Photo de lame mince montrant l'aspect d'un filon de quartz recoupant la granodiorite. 63
Figure 24: Aspect macroscopique de l'échantillon de métabasalte 10MLR72A et d'une lame mince d'un échantillon de métabasalte. 64
Figure 25: Microphotographie en lumière polarisée (a-f) et en lumière naturelle (g-f) d'un métabasalte 10MLR72a. 67
Figure 26: Microphotographie en lumière polarisée des basaltes (11MLR02) à texture microlitique porphyrique. 67
Figure 27: Aspect macroscopique d'une dolérite. 68
Figure 28: Microphotographie en lumière polarisée des dolérites montrant des plagioclases en baguettes enchevêtrées définissant des zones interstitielles riches en chlorite, calcite et sphène. 68
Figure 29 : Photos macroscopiques des amphibolites. 69
Figure 30: Microphotographies en lumière polarisée des amphibolites. 70
Figure 31 : Métagrauwacke avec des veines de quartz partiellement transposées par la schistosité. 71
Figure 32: Microphotographie en lumière polarisée du Métagrauwacke (09MKZ12) de la série de zalbi. 72
Figure 33: Microphotographies en lumière polarisée de pyroxénite au sud du Lac. 73
Figure 34: Photos macroscopiques des Schistes. 74
Figure 35: Microphotographie en lumière polarisée des talcschistes. 75
Figure 36: Microphotographie en lumière polarisée de chloritoschistes. 76
Figure 37: Microphotographies en lumière polarisée des micaschistes de la série de zalbi 77
Figure 38 : Microphotographies en lumière polarisée d'amphiboloschistes (10MLR 36) en enclave dans les granitoïdes. 77
Figure 39: Charnière de plis dans les micaschistes à Zalbi avec schéma explicatif. 78

Figure 40: Plis dans les schistes de Goueygoudoum (Gamboké) avec schéma explicatif..... 79
Figure 41: Photos du filon de quartz 80
Figure 42: Stéréogramme des schistosités au sein des formations basiques. 80
Figure 43: Diagramme SiO2-PF. 86
Figure 44: Diagramme Ni vs SiO2 des corrélations dans les schistes. 89
Figure 45: Diagramme Cr vs SiO2 des corrélations dans les schistes. 89
Figure 46: Diagramme Co vs SiO2 des corrélations dans les schistes..... 90
Figure 47: Diagramme de Cox et al. (1979) des gabbros, gabbro-diorites, et granodiorites. . 91
Figure 48: Diagramme MgO-Na2O+K2O-FeOt (Miyashiro, 1974)..... 93
Figure 49: Diagramme TiO2-PF. 95
Figure 50: Diagramme Na2O-PF. 96
Figure 51: Spectres des Terres Rares (REE) normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) des métaplutoniques 97
Figure 52: Spectres multi-éléments normalisées au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des métaplutoniques. 98
Figure 53: Spectres des Terres Rares (REE) normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) des métavolcaniques. 99
Figure 54: Spectres multi-éléments normalisées au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des métavolcaniques. 99
Figure 55: Spectres des Terres Rares (REE) normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) des ultrabasiques. 101
Figure 56: Spectres multi-éléments normalisées au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des pyroxénites..... 101
Figure 57: Spectres multi-éléments normalisées au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des amphiboloschistes. 102
Figure 58: Spectres multi-éléments normalisées au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des schistes. 102
Figure 59: Photos montrant les différents modes de répartition des ilménites et des magnétites. 108
Figure 60: Microphotographies des pyrites. 110
Figure 61: Photomicrographie montrant la répartition des chalcopyrites. 111
Figure 62: Microphotographie montrant la répartition de la pyrrhotite. 112
Figure 63 : Microphotographie montrant la répartition des pentlandites, des sphalérites, cobaltites..... 114

Figure 64: Quartz à pyrite (a), chalcopyrite (b) et Galène (c). 122
Figure 65: Microphotographies du quartz. 123
Figure 66: Microphotographies des minéraux d'altération au sein des quartzs. 124
Figure 67: Assemblage minéralogique à pyrite, chalcopyrite, galène et covellite. 125
Figure 68: Assemblage minéralogique à covellite et chalcopyrite. 126
Figure 69: Différentes associations de l'or dans le filon de quartz. 128
Figure 70: Diagramme Au-Ag (%at) montrant la composition de l'or natif et de l'électrum dans les filons de quartz. 129
Figure 71: Diagrammes de terres rares des albitites normalisés aux chondrites de McDonough, 1989. 190
Figure 72: Images 3D faites sous logicil Avizo resolution 11.11µm /voxelTomographe phoenix nanotom d'un échantillon d'albitite (03MKZ12c). 191
Figure 73 : Modes de distribution des minéraux d'uranium. 192
Figure 74: Apatites dans les fractures des zircons hydrothermaux et autour des monazites déstabilisées. 194
Figure 75: Morphologie des apatites. 195
Figure 76: Les minéraux des veines. 197
Figure 77: Diagrammes U vs PF et U vs P2O5 montrant les corrélations entre les teneurs d'uranium et la perte au feu des albitites les plus riches en U, puis montrant ou non des anomalies en P. 198
Figure 78: composition des phases minérales naturelles associées aux granitoïdes et pegmatites dans le système 2 CePO4-CaTh(PO4)2-2 ThSiO4 d'après les données de la littérature. Synthèse modifiée d'après Förster (1998a). 203
Figure 79: a) Microphotographie MEB de la monazite ; b-d) cartographie de la monazite .. 206
Figure 80 : Modèle métallogénique proposé pour cette étude. 214

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Synthèse des données géochronologiques publiées sur les roches vertes du Mayo-Kebbi. 54
Tableau 2: Liste des échantillons analysés, classés d'après leur pétrographie et la composition chimique de la roche totale..... 253
Tableau 3: Composition chimique en roche totale des roches métaplutoniques..... 255
Tableau 4: Composition chimique en roche totale des roches métavolcanosedimentaires.... 256
Tableau 5: Composition chimique en roche totale des roches ultrabasiques 257
Tableau 6: Composition chimique en roche totale des roches ultrabasiques (suite)..... 258
Tableau 7 : Composition des pyrites (MEB JEOL)..... 259
Tableau 8 : Composition des chalcopyrites (MEB JEOL) 259
Tableau 9: Composition des pentlandites (MEB JEOL) 260
Tableau 10: Composition des cobaltites (MEB JEOL) 260
Tableau 11: Composition des sphalérites (MEB JEOL)..... 261
Tableau 12: Composition chimique de la pyrite (Microsonde électronique) 262
Tableau 13: Composition chimique de la chalcopyrite (Microsonde électronique)..... 263
Tableau 14: Composition chimique de la Galène (Microsonde électronique) 264
Tableau 15: Composition chimique de la Covellite (Microsonde électronique)..... 265
Tableau 16: Composition chimique de l'or (Microsonde électronique) 266
Tableau 17: Composition des apatites 267
Tableau 18: Minéraux du groupe de la monazite, modifié d'après Fleischer & Mandarino (2004) 268

LISTE DES ABREVIATIONS ET ACRONYMES

(**Minerals Abbreviations:** Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07, Jaakko Siivola and Rolf Schmid.

Ab = Albite

Act = Actinolite

Am = Amphibole

An = Anorthite

Ap =Apatite

Au : or

BRGM = Bureau de Recherches Géologiques et Minières

Bt =Biotite

Cal = Calcite

Ccp = Chalcopyrite

Chl = Chlorite

CMI = complexe mafique à intermédiaire

Cpx = Clinopyroxène

Di= Diopside

Ek = Ekanite

En = Enstate

Ep = Epidote

Fo = Forsterite

Fsp = Feldspath

Grt = Grenat

Hem = Hématite

Ka = Kasolite

Mag = Magnetite

Mca = Mica

Mnz = Monazite

Ms = Muscovite

Ol = Olivine

Opx = Orthopyroxène

Pist = Pistachite

PF = Perte aux feu

Pl = Plagioclase

Pn = Pentlandite

Pn-Co = Pentlandite cobaltifère

PNUD = Programme des Nations Unies pour le Développement

Po = Pyrrhotite

Px = Pyroxène

Qtz = Quartz

Rt = Rutile

Ser = Séricite

SGG = Série de Goueygoudoum

Sp = Sphalérite

SZ = Série de Zalbi

Tlc = Talc

Ttn = Titanite

Urp = Uranophane

Xtm = Xénotime

Zo = Zoisite

Zrn = Zircon

INTRODUCTION GENERALE

PREAMBULE

Cette thèse s'inscrit dans le cadre de la formation par et à la recherche des enseignants du département des sciences de la Terre de l'Université de N'djamena et de l'Institut Universitaire Polytechnique de Mongo. Elle a bénéficié du soutien financier de ces institutions et de la coopération scientifique française de l'Ambassade du Tchad.

En outre, ces travaux ont pour objectif de contribuer à l'amélioration de la connaissance géologique et de la gestion des ressources naturelles au Tchad. Plus particulièrement, cette thèse vient en complément des travaux de thèse effectués par Moussa Isseini (Isseini, 2011, Isseini et al. 2012) sur le thème « Croissance et différenciation crustales au Néoprotérozoïque : Exemple du domaine panafricain du massif du Mayo Kebbi au Sud-Ouest du Tchad ». Le présent travail consiste donc à identifier les processus impliqués dans la mise en place des minéralisations de sulfures, d'or et d'uranium de ce segment de croûte continentale. Cette étude porte spécifiquement sur les sulfures et veines de quartz aurifères encaissées dans les roches basiques du massif du Mayo Kebbi et des processus métasomatiques du pluton de Zabili associés à des minéralisations uranifères, dans le cadre de la croissance et de la différenciation de la croûte continentale au Néoprotérozoique , dans la Ceinture Orogénique d'Afrique Centrale.

INTRODUCTION

Les ceintures orogéniques panafricaines constituent les principaux segments d'une vaste ceinture orogénique Néoprotérozoïque, associée à la formation du supercontinent Gondwana entre 725 et 550-500 Ma (Figure1 ; Unrug, 1997).

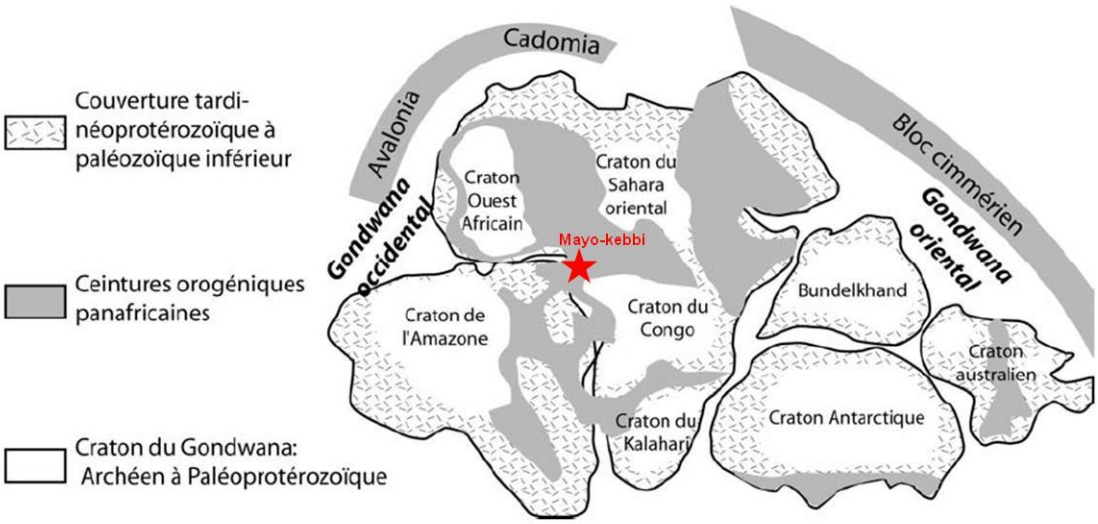


Figure 1 : Reconstruction du Gondwana à la fin du Néoprotérozoïque et localisation des grandes ceintures orogéniques panafricaines (modifié, Unrug, 1997).

Elles s'étendent du Nord-Ouest de l'Afrique jusqu'au bouclier Arabo-Nubien et du Brésil jusqu'en Afrique centrale. Des témoins sont également signalés en Europe et en Amérique du Nord (Black et al., 1979; Caby, 2003; Caby et Leblanc, 1973; Caby et Monie, 2003; Choubert et Faure-Muret, 1980 ; Dalziel, 1997; Ennih et Liégeois, 2001; Hefferan et al., 2002; Hefferan et al., 2000; Leblanc et Lancelot, 1980; Liegeois et al., 2003; Nance et Murphy, 1994; Nance et al., 2002; Rogers et al., 1995; Saquaque et al., 1989b ; Trompette, 1997; Unrug, 1997).

Le socle Précambrien d'Afrique centrale comprend des témoins de croissance crustale qui s'étendent de l'Archéen au Néoprotérorozoique. La conception ancienne d'un vaste bouclier pérenne pendant toute l'histoire des temps précambriens a été remplacée par celle des cratons multiples séparés par des ceintures orogéniques plissées qualifiées de ceintures mobiles (Rocci, 1965 et Clifford, 1970, Black and Liégeois, 1993). La succession des orogénèses a eu pour effet d'aboutir à une cratonisation progressive du continent à partir de noyaux primitifs d'âge Archéen comme celui du craton de Léo-Man et celui du craton du Congo. Les études ultérieures, et en particulier les données de géochronologie, ont permis de mettre en évidence l'importance de "l'événement thermotectonique panafricain" de Kennedy (1964) qui allait très vite être considéré comme un cycle orogénique avec sédimentation, métamorphisme et granitisation (Black, 1966, 1967, Gray et al., 2006) aboutissant à la formation de la ceinture panafricaine (Figure 2).

La zone mobile d'Afrique centrale s'étend alors de la bordure nord du craton de Congo jusqu'à l'Est du Nigéria, englobant le Cameroun, le Tchad, la République Centrafricaine. Elle

se poursuit vers l'Est au Soudan et en Ouganda (Theunissen et al., 1992), et vers l'Ouest jusqu'au Brésil (craton de São Francisco, ceinture transamazonienne) (Caby et al., 1981 ; Teixeira et Figueiredo, 1991).

Le massif du Mayo Kebbi au sud-ouest du Tchad, objet de notre étude, est localisé entre le craton du Congo au Sud, le craton Ouest Africain à l'Ouest et le Métacraton du Sahara à l'Est, et a été formé au cours de l'orogenèse panafricaine, entre 800 et 570 Ma (Figure 2). Ces cratons sont délimités par des zones de sutures à l'échelle lithosphérique, résultant des collisions néoprotérozoïques.

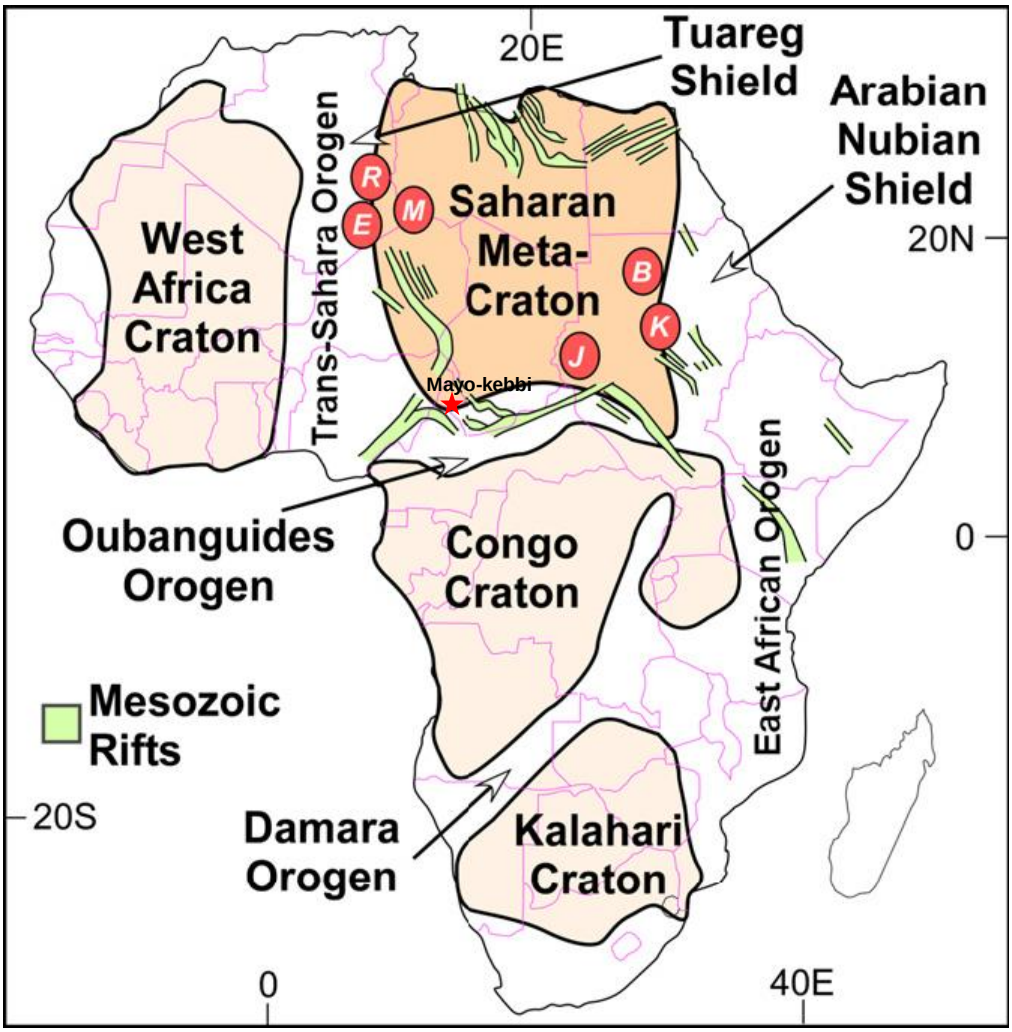


Figure 2 : Ceintures orogénique, métacratons et craton Précambriens africains (Abdelsalam et al., 2011, modifé d'après Meert and Lieberman, 2007).
B = Bayuda; J = Jebel Mara; R = Raghane Shear Zone; K = Keraf-Kabus–Sekerr Suture; U = Uweinat; M = Murzuq Craton; E = Eastern Hoggar.

Au Tchad la ceinture panafricaine reste encore assez mal connue. Cependant, les travaux menés au Cameroun (Penaye *et al.,* 1989 ; Pinna *et al.,* 1994 ; Toteu *et al.,* 1991 ; 2001 ; 2004), dans le cadre du programme international de corrélation géologique sur la litho-stratigraphie (Kasser, 1998 ; Doumnang, 2006 ; Pouclet et al., 2006 ; Vidal *et al*., 2004), sur la géochronologie (Penaye *et al*., 2006) au Sud-Ouest du Tchad ainsi que les travaux récents dans le cadre des travaux de thèse de Moussa Isseini ont permis de caractériser l'évolution géodynamique du massif du Mayo-Kebbi. Cette évolution comprend les phases suivantes:

- Mise en place d'un complexe mafique et intermédiaire (CMI) dont la métadiorite de Boloro datée à 748 ± 4 Ma par la methode U-Pb sur zircon (Isseini, 2011). Cette métadiorite, riche en terres rares, se caractérise par LaN/YbN ~ 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 aux interactions des magmas produits avec le coin mantellique au cours de leur ascension.

- Mise en place des métagabbros et métabasaltes (700 ± 10 Ma: U-Pb sur zircon, Isseini 2011) 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 LaN/YbN 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. Le complexe mafique et intermédiaire (CMI) et la série métavolcano-sédimentaire, forment des ceintures de roches vertes et représentent ainsi une accrétion juvénile Néoprotérozoïque en contexte de convergence de plaques associées à la formation d'arcs insulaires et de bassins arrière-arc.

- 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 épaississement crustal.

- L'épaississement est responsable de la différentiation intracrustale par fusion partielle des roches tectoniquement accrétées lors de l'orogénèse panafricaine. 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, Isseini 2011). Les magmas produits ont des caractères de magmas TTG et laissent potentiellement un résidu à grenat à la base de la croûte continentale.

- La mise en place du granite de type A de Zabili à 567 ± 10 Ma (âge U-Pb sur zircon, Isseini et al., 2012) 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 sont compatibles avec une origine par cristallisation fractionnée poussée d'un magma issu d'une source juvénile Néoprotérozoique.

Les différents âges obtenus dans la région du Mayo-Kebbi sont comparables à ceux obtenus dans la ceinture panafricaine affleurant au Cameroun ou les études sont beaucoup plus poussées. Les plutons granitiques de Kaélé et Sima, qui constituent le prolongement du batholite du Mayo Kebbi dans le territoire Camerounais dans les régions de Garoua et de Maroua ont donnés des âges respectivement de 626 ± 15 Ma et 677 ± 40 Ma par la méthode Rb-Sr (Bessoles et Trompette, 1980). Ensuite, Pina et al., 1994, ont obtenus des âges de 639 ± 20 Ma sur le pluton granitique syntectonique de Landou par la méthode Pb-Pb sur monozircon, et 557 ± 17 Ma sur le pluton granitique post-tectonique de Vaimba.

En dehors de ces travaux qui ont permis de comprendre l'évolution géodynamique de la région du Mayo-Kebbi au sein de la ceinture panafricaine d'Afrique centrale, les travaux concernant les ressources minérales de cette région sont peu nombreux, notamment sur les minéralisations encaissées (i) par les ceinture de roches vertes, et (ii) par les granitoïdes. La région de Pala est connue pour ces indices aurifères décrits depuis les années 1970 (Chaussier, 1970), avec ces indices identifiés et listés dans les présentations du potentiel minier tchadien (Djekoundam, 1995 ; Kusnir, 1997). Les travaux récents de Mahamat Boka (2010), Deudibaye (2011) et Tchameni et al. (2013) ont permis de réactualiser le potentiel aurifère de ce secteur et de discuter du caractère orogénique de ces indices aurifères de la région de Pala. De nombreux travaux d'orpaillage sont observables dans la région encore actuellement (Figure 3) et les premiers travaux de prospection aurifères datent des années 90 et ont été menés par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) et le Programme des Nations Unies pour le Développement (PNUD) (CHD/87/010 and CHD/91/0007projects, Schneider, 1989; JIPROMIT, 1995). Une junior coréenne a également effectué des travaux d'exploration au début des années 2000 montrant des teneurs locales à 33g/t à Kambogé (Soo-

Young and Se-Jung, 2001). Des campagnes de reconnaissances minières et d'études de gisements (uranium et or) sont également menées dans le Mayo-Kébi, (Agel et al., 2010, 2011). Ce travail de compilation, de synthèse et de visites de terrain, ont permis de dégager plusieurs pistes pour la prospection de substances minérales au Tchad dont la recherche de gisements aurifères disséminés et à basse teneur, sans préjuger d'un potentiel Sn/W de ces mêmes provinces.

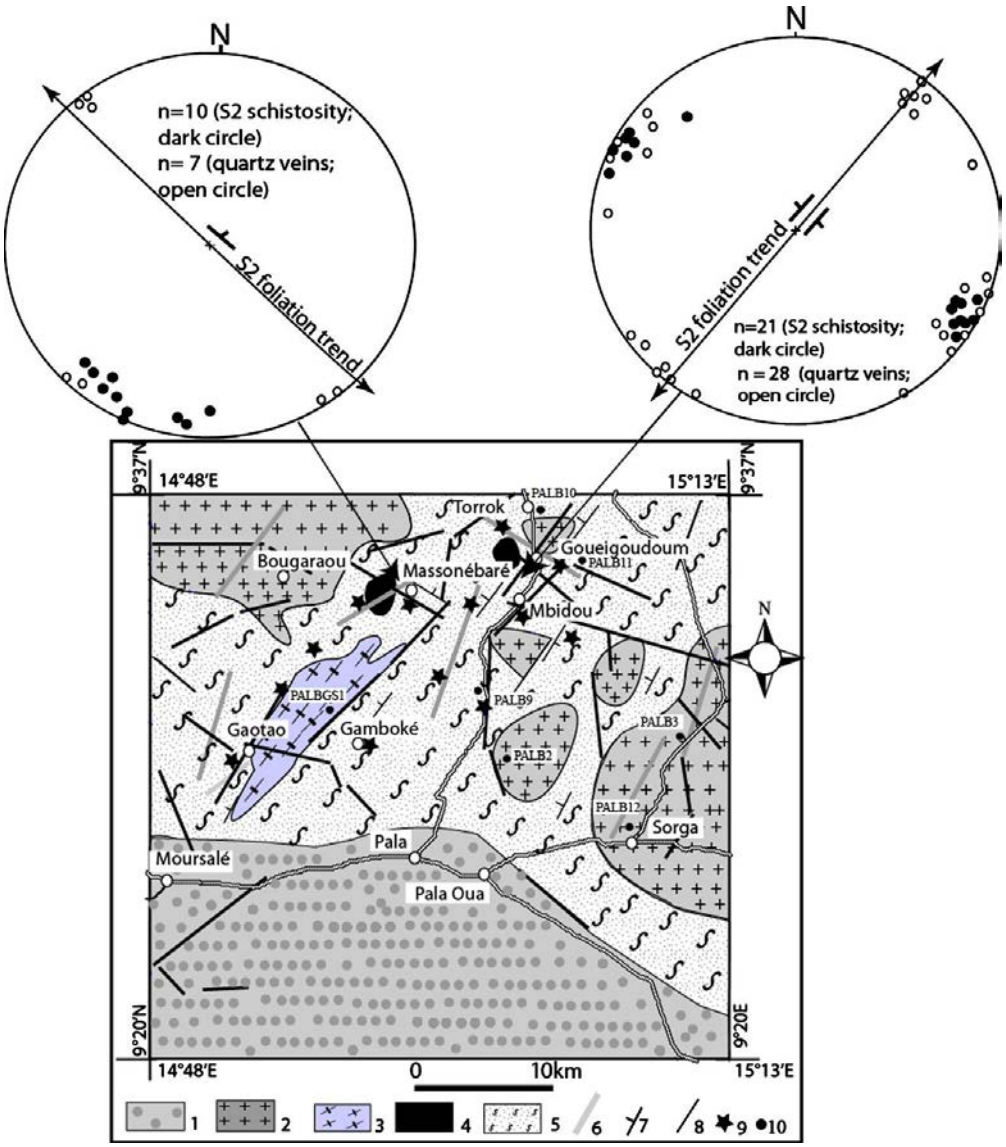


Figure 3: Carte géologique synthétique de la region de Pala (Tchameni et al. 2011).

(1) Cretaceous Lamé series; (2) Late- and Post-collisionnal plutonic rocks (granite, syenite, trondhjemite, diorite); (3) Metagabbro; (4) Amphibolo pyroxenite; (5) Goueigoudoum Series (chloritoschiste, sericitoschiste, talcschiste); (6) Quartz dykes; (7) S2 Schistosity; (8) Faults; (9) artisanal gold site exploitations; (10) analyzed samples.

L'uranium dans les massifs du Mayo Kebbi et le Massif de Poli voisin au Nord-Ouest Cameroun ont été prospectés par le BRGM depuis les années 50, ainsi que le PNUD en 1979.

Ces travaux d'exploration, cités dans Kusnir (1995) mentionnent des anomalies uranifères associées à des zones de cisaillement dans des granites à syénites du Mayo Kebbi. L'anomalie en uranium de Kitongo, (Massif de Poli, Cameroun) est bien caractérisée et identifiée comme associée à des processus de métasomatose sodique (Kouske et al. 2012 ; Oesterlen and Vetter, 1986 ; Vels and Fritsche, 1988).

Les travaux entrepris dans le cadre de cette thèse sont orientés essentiellement vers la métallogénie, dans le but de proposer un modèle métallogénique de l'or et l'uranium pour la Ceinture Orogénique d'Afrique Centrale à partir de l'étude (i) des minéralisations en sulfures et or au sein des roches vertes et (ii) des minéralisations en uranium au sein du pluton granitique de Zabili.

Pour atteindre ces objectifs, nous allons caractériser (1) les relations structurales des différentes unités lithotectoniques du Mayo-Kebbi, (2) la position structurale et pétrologique des minéralisations, (3) les paragenèses métallogéniques, (4) l'âge des minéralisations.

Ce mémoire comprend quatre parties à la suite de cette introduction.

La première partie présente une synthèse bibliographique sur les modalités de croissance et de différenciation de la croûte continentale au cours du Précambrien afin d'introduire la problématique de cette thèse.

La deuxième partie est focalisée sur les ceintures de roches vertes du massif du Mayo Kebbi et est composée de quatre chapitres. Cette partie débute par une présentation des ensembles lithologiques constituants les ceintures de roches vertes (chapitre 1) suivie d'une caractérisation de la pétrographie des roches de la géochimie en éléments majeurs et traces des roches basiques (chapitre 2), des minéralisations sulfurées des roches basiques (chapitre 3), et de la minéralogie de l'or filonien au sein des roches basiques (chapitre 4).

La troisième partie concerne les plutons granitiques calco-alcalins hyperpotassiques et est subdivisée en trois chapitres. Le premier chapitre présentera, sous la forme d'un article scientifique accepté par Lithos (Mbagudje et al. Accepté), les minéralisations uranifères associés à des phénomènes métasomatiques et de déformations ductiles à fragiles qui affectent le granite syntectonique de type A de Zabili, (Partie Ouest du Mayo-Kebi). Il est suivi d'un deuxième chapitre qui focalisera sur la distribution et la nature des minéraux uranifères et leur rapport avec les anomalies en phosphore d'albitites. Le chapitre troisième traitera la géochronologie des granites albitisés par la méthode de datation Th-U-Pb sur monazite à l'ICP-MS

Ce mémoire se termine par une discussion des données géologiques, pétrologiques, géochimiques, minéralogiques présentées servant à l'élaboration d'un modèle de genèse des minéralisations.

PARTIE I

CROISSANCE ET DIFFERENCIATION DE LA CROUTE PRECAMBRIENNE : IMPACT SUR LA GENESE DE MINERALISATIONS

PARTIE I : CROISSANCE ET DIFFERENCIATION DE LA CROUTE PRECAMBRIENNE : IMPACT SUR LA GENESE DE MINERALISATIONS

L'objectif de cette partie est de présenter les principales caractéristiques des roches du Précambrien et des minéralisations associées, élaborer la problématique de cette thèse portant sur la métallogénie du socle Précambrien du massif du Mayo-Kebbi (SW Tchad).

I.1. LES ROCHES DU PRECAMBRIEN

Les roches du Précambrien sont assez largement réparties à la surface du globe formant des cratons comprenant des boucliers, vastes régions stables de roches magmatiques et métamorphiques, et des plateformes où les roches cristallines sont recouvertes par une couverture sédimentaire plus récente.

Le Précambrien (Figure 4) est la division des temps géologiques correspondant à l'intervalle écoulé entre l'apparition de la Terre, il y a environ 4,6 milliards d'années, et le début du Paléozoïque ou ère Primaire, il y a 545 millions d'années (Ma). Il comprend: l'Hadéen, l'Archéen et le Protérozoïque (Gradstein et al. 2012).

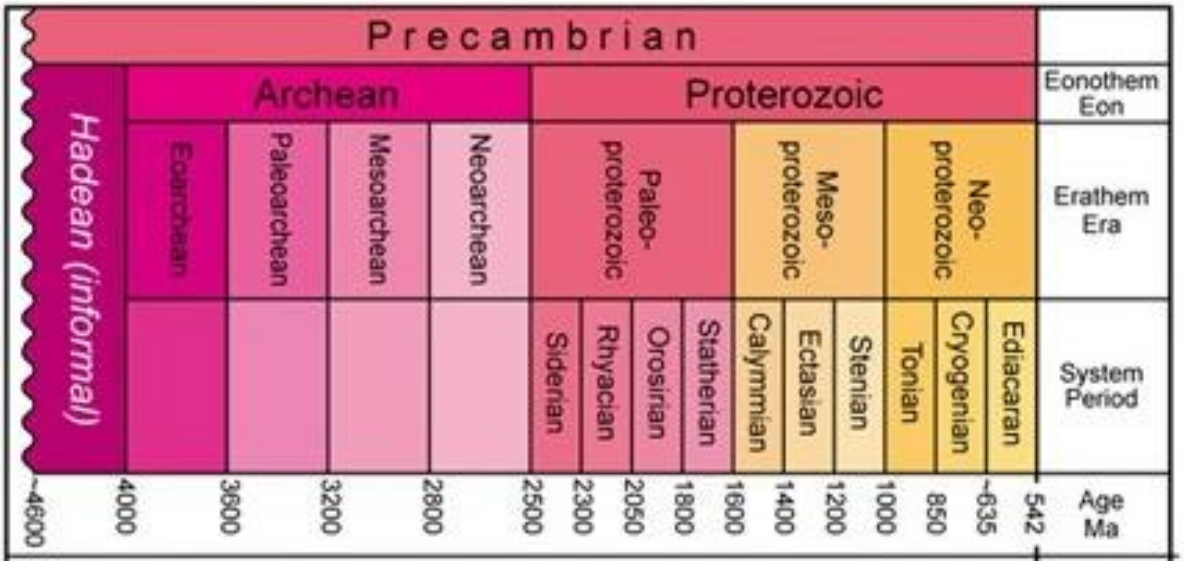


Figure 4: Extrait de l'échelle synthétique des temps géologiques (Gradstein et al. 2012).

L'Hadéen n'est pas une période géologique en tant que telle. Il représente la partie de l'histoire de la planète depuis sa naissance jusqu'à l'apparition des premiers formes de vie.

L'Archéen correspond aux terrains dont l'âge est antérieur à 2,5 milliards d'années. Ces terrains archéens existent dans tous les continents (Figure 5).

Le Protérozoïque est une période des temps géologiques comprise entre la fin de l'Archéen (- 2,5 milliards d'années [Ga]) et le début du Phanérozoïque. Durant cette longue période, le volume de la croûte continentale terrestre s'accroît (Bertrand-Safari et Caby, encyclopedie Universelle en ligne) et un grand nombre de chaînes de montagnes s'édifient. Ces dernières ont depuis lors été arasées ou remobilisées au cours d'orogénèses plus récentes. Les analyses isotopiques (méthodes Rb-Sr, Nd-Sm et plus récemment Lu-Hf) ont permis de distinguer la « croûte juvénile » (c'est-à-dire une croûte qui est directement issue de la fusion partielle du manteau (+/- enrichi) et la croûte plus ancienne « remobilisée » (c'est-à-dire incorporée dans une ceinture orogénique plus jeune). Les fragments de croûte archéenne des cratons sont presque toujours ceinturés par des formations paléoprotérozoïques.

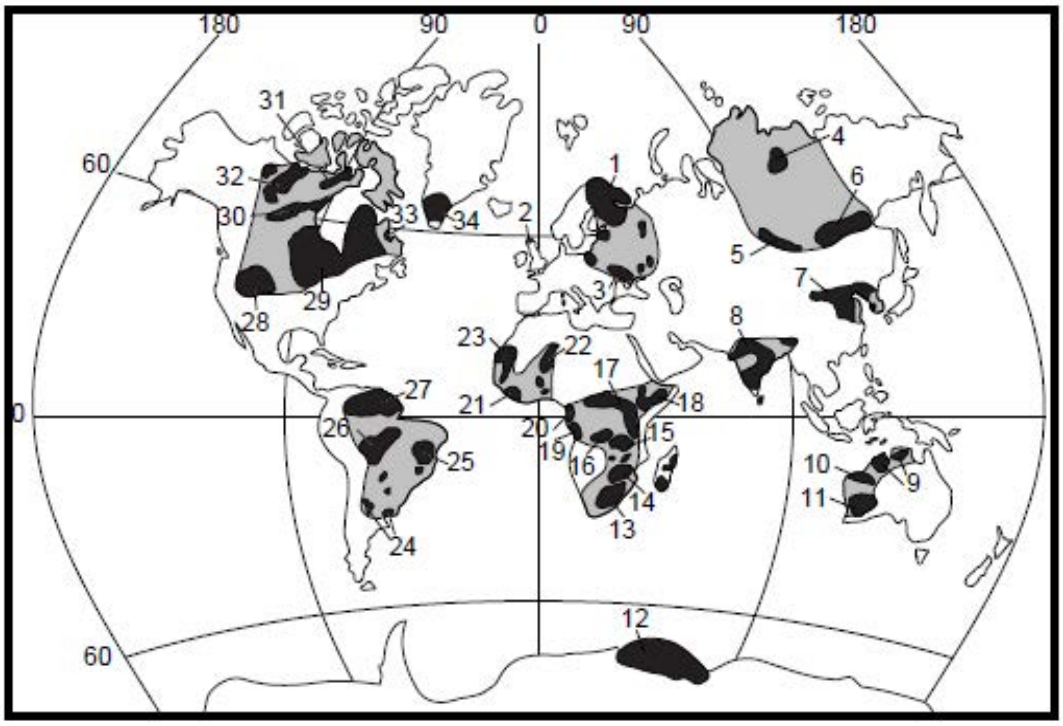


Figure 5: Répartition géographique des grandes provinces archéennes d'après Condie (1981) et Goodwin, (1991).

Les terrains archéens affleurant sont en noir alors que ceux recouverts par des formations sédimentaires, ou encore déformés au Protérozoïque, sont figurés en gris. (1) Bouclier baltique ; (2) Bouclier écossais ; (3) Bouclier ukrainien ; (4) Bouclier d'Anabar ; (5) Ceintures baïkale du Sayan et du Yienisei ; (6) Bouclier d'Aldan ; (7) Cratons Sino-coréen, du Tarim et du Yangtze ; (8) Bouclier indien ; (9) Complexes de Litchfield, Rul Jungle and Nanambu ; (10) Bloc de Pilbara ; (11) Bloc de Yilgarn ; (12) Complexe de Napier ; (13) Craton du Kaapvaal ; (14) Craton du Zimbabwe ; (15) Bloc de Zambie ; (16) Craton kasaï ; (17) Craton centre africain ; (18) Bloc éthiopien ; (19) Craton du Chaillu ; (20) Complexe Camerounais du N'tem; (21) Bouclier de Man ; (22) Bouclier touareg ; (23) Bouclier de Reguibat ; (24) Massifs du Rio de la Plata et de Luis Alves ; (25) Craton du Sã o Francisco ; (26) Craton de Guapore ; (27) Bouclier guyanais ; (28) Province du Wyoming ; (29) Province du Supérieur ; (30) Groupe de Kaminak ; (31) Bloc de Committe Bay ; (32) Province de l'Esclave ; (33) Bouclier du Labrador ; (34) Bouclier groenlandais. (Martin, 1994)

La croûte continentale archéenne et protérozoïque

Les principaux continents, dans leur configuration actuelle, sont constitués de noyaux cratoniques d'âge essentiellement archéen autour desquels sont disposés de manière concentrique des ceintures orogéniques datées depuis le Protérozoïque (Hoffman, 1978 ; Artemieva, 2006 ; Condie, 1998; Figure 6).

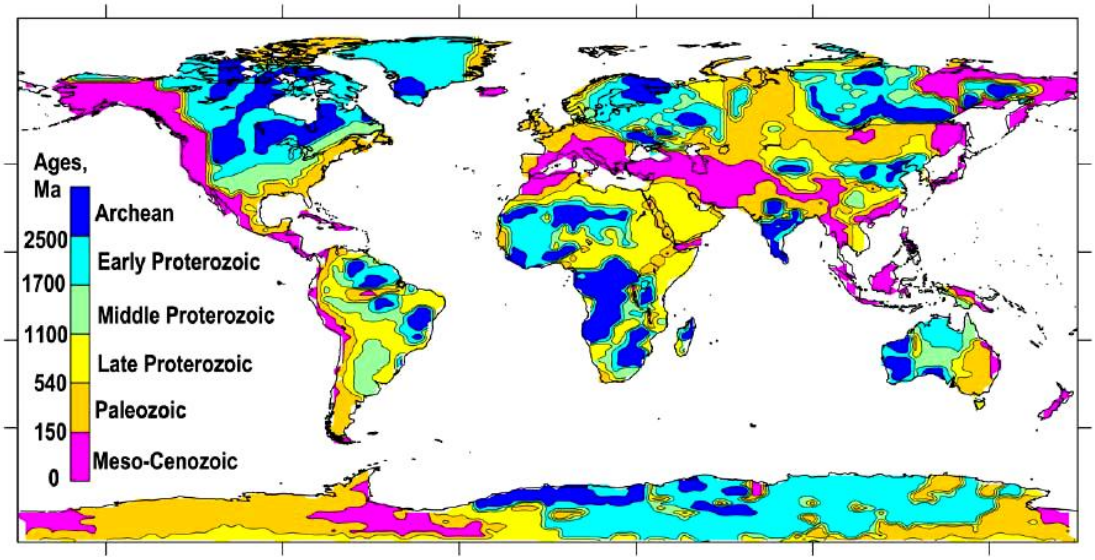


Figure 6: Répartition des âges de la croûte continentale à la surface de la Terre (Artemieva, 2006).

Les cratons archéens sont des blocs continentaux dont leur partie plus ancienne forme les boucliers. Ils représentent 15% des terrains précambriens (Goodwin, 1981) et constituent les nucleus des continents actuels. Le terme de craton définit donc une croûte continentale qui, après de longues périodes actives, a atteint un état stable. La cratonisation est donc un stade tardif de l'évolution des terrains archéens, qui permet la préservation (partielle) des épisodes tectoniques, magmatiques et métamorphiques majeurs (Pollack, 1986) ainsi que l'accumulation de grandes couvertures sédimentaires peu déformées.

Les noyaux cratoniques sont dominés par des complexes magmatiques (90% de la surface des cratons Archéens) constitués de Tonalite, Trondhjémite et Granodiorite (TTG). Ce sont des roches cristallines grenues, riches en quartz, feldspaths plagioclases, biotite et parfois amphiboles mais pauvres en feldspath potassique (Condie, 1998; Moyen and Van Hunen, 2012). Ces roches se distinguent des granites par leur très faible teneur (voire même l'absence) en feldspath potassique. Toutes ont une texture grenue qui atteste de leur lente cristallisation en profondeur. Ces roches omniprésentes à l'Archéen deviennent très rares après 2,5 Ga. Le magma qui en cristallisant a donné les TTG résulte de la fusion à haute pression d'une roche de composition basaltique. En effet, lorsque la pression augmente, un

basalte va se transformer en amphibolite (roche à amphibole ± grenat ± feldspath plagioclase) puis en éclogite (roche à pyroxène + grenat). L'environnement géodynamique dans lequel une telle fusion a pu avoir lieu a été longtemps l'objet de débats passionnés. Pour certains auteurs ce sont les basaltes entraînés en profondeur par la subduction qui subissent la fusion partielle à l'origine de la genèse des TTG (Martin, 1986). D'autres invoquent une fusion partielle de basalte à la base de complexes magmatiques accumulés à l'apex de panaches mantelliques (Kröner & Layer, 1992 ; Bédard, 2006).

De nos jours, la croûte continentale juvénile est essentiellement engendrée dans les zones de subduction, mais sa composition typiquement granitique diffère de celle des TTG et ses caractéristiques géochimiques suggèrent qu'elle provient de la fusion du coin du manteau (Martin, 2008). Dans cet environnement, le comportement de l'eau va jouer un rôle primordial, en effet celle-ci abaisse considérablement la température de fusion d'une roche. Par exemple à 45 km de profondeur un basalte pourra fondre à 750°C en présence d'eau alors qu'il ne fondra qu'à 1250°C s'il est anhydre (Martin, 2008). En d'autres termes, dans les conditions d'une subduction il est possible de fondre un basalte hydraté alors que cela est impossible si celui-ci est anhydre. Aujourd'hui, la croûte océanique subductée est relativement vieille et froide et en conséquence le gradient géothermique le long du plan de subduction est faible. Là, la croûte subductée se déshydrate totalement avant d'atteindre 750°C, la température du solidus des amphibolites. Les fluides issus de sa déshydratation, en remontant vers la surface, recoupent le coin de manteau sus-jacent, le réhydratent et en induisent la fusion. Selon ce modèle, la source de la croûte continentale moderne est le coin de manteau réhydraté ((Martin, 2008, Figure 7).

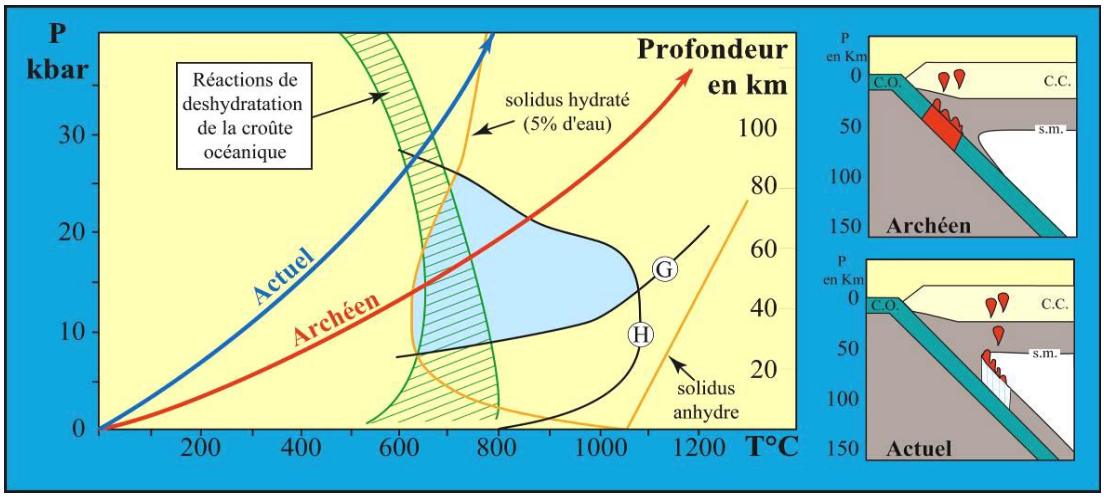


Figure 7: Diagramme Pression vs. Température et coupes schématiques dans des zones de subduction montrant les conditions de genèse de la croûte continentale primitive et moderne (Martin, 1986).

Pendant l'Archéen, les gradients géothermiques le long du plan de subduction étaient

élevés (flèche rouge) de telle manière que la croûte océanique subductée atteignait la température de son solidus avant de se déshydrater, elle pouvait alors fondre à relativement faible profondeur dans le domaine de stabilité de la hornblende et du grenat (en bleuté). Aujourd'hui, les gradients géothermiques le long du plan de subduction sont faibles (flèche bleue), la croûte subductée se déshydrate avant de pouvoir fondre. Les fluides issus de la déshydratation, remontent à travers le coin du manteau dont ils modifient la composition et le réhydratent. Celui-ci fond alors et donne naissance aux magmas calco-alcalins typiques de la croûte continentale moderne. Le diagramme montre les courbes des solidus anhydre et hydraté (5% eau) d'une tholéiite. Le domaine des réactions de déshydratation de la croûte océanique est figuré en hachures. Le domaine de coexistence d'un magma avec un résidu de fusion à grenat (G) et hornblende (H) est représenté en bleuté. Sur les coupes synthétiques : C.O. = croûte océanique ; C.C. = croûte continentale ; s.m. = solidus du manteau hydraté ; les zones en rouge sont celles où l'on rencontre du magma et le domaine bleu pâle en hachures verticales corresponde au domaine de circulation des fluides.

Les noyaux cratoniques comprennent également des ceintures de roches vertes (5 à 10 % de la surface des cratons Archéens). Il s'agit de roches volcaniques et de sédiments c'est-à-dire de roches mises en place à la surface de la planète en général sur le socle granito-gneissique. Elles forment le plus souvent des structures synformes allongées (>100 km de long pour ~20 km de large) d'où leur nom de ceinture (Martin, 2008). Typiquement ces ceintures débutent par des laves ultrabasiques (komatiites) auxquelles succèdent des laves basiques intercalées avec des sédiments qui deviennent prépondérants dans la partie supérieure de la série (Martin, 2008). Les komatiites sont des laves ultrabasiques très abondantes à l'Archéen et qui ont quasiment disparu dès le Protérozoïque. Alors que les basaltes actuels ont des températures de mise en place de l'ordre de 1250 à 1350 °C, les komatiites elles faisaient éruption entre 1600 et 1650 °C (Nisbet, 1987). Les laves basiques sont essentiellement basaltiques à affinité tholéïtique alors que les roches calco-alcalines sont beaucoup plus rares, contrairement à ce que l'on observe aujourd'hui sur Terre, les andésites sont relativement peu abondantes. Dans la partie supérieure du cycle volcanique et parfois en alternance avec les cycles sédimentaires, se mettent aussi en places de petits volumes de laves intermédiaires à acides (dacites et rhyolites). Les cycles sédimentaires débutent en général par une sédimentation détritique grossière, immature (conglomérats et grauwackes) contenant le plus souvent des éléments volcaniques, puis ils évoluent progressivement vers des shales et des dépôts chimiques (cherts, BIF = Banded Iron Formations = Formations Ferrifères Rubanées). Les cherts sont souvent très abondants et attestent d'une très grande activité hydrothermale. Les BIFs quant à elles sont des sédiments constitués d'une alternance de bancs centimétriques de quartz et de magnétite, ils proviennent d'une précipitation chimique de la silice et du fer dissout dans l'eau témoignant par là même du caractère non oxydant de

l'atmosphère terrestre (Martin, 2008).

La structure interne de ces noyaux cratoniques souligne des alternances de dômes à cœur de roches cristallines et de bassins comprenant les roches vertes (Van Kranendonk et al., 2004). Bien que des éclogites aient été reconnues localement dans les noyaux cratoniques (Moyen et al., 2006), le métamorphisme est essentiellement dans le faciès des schistes verts pour les ceintures de roches vertes mais peut atteindre le faciès des granulites impliquant un gradient géothermique élevé.

Les ceintures orogéniques accrétées autour de ces noyaux cratoniques comprennent :

- Des complexes magmatiques aux caractéristiques pétrologiques et géochimiques allant de calco-alcalin à peralumineux en passant par alcalin.
- Des séries sédimentaires à dominante silicoclastique mais aussi des carbonates.

Ces ceintures comprennent également des successions de dômes et bassins mais avec un alignement préférentiel qui suggère l'influence d'un raccourcissement horizontal plus important en bordure du craton (Cagnard et al., 2007). Le métamorphisme des séries métasédimentaires couvre un spectre plus large que celui des roches des noyaux cratoniques avec d'une part des assemblages minéraux traduisant un métamorphisme de Haute-Température allant du faciès des schistes verts à celui des granulites mais aussi des reliques de métamorphisme de Haute-Pression/Basse-Température dans le faciès des éclogites (Brown, 2008).

I.2. LA TRANSITION ARCHEEN PROTEROZOÏQUE

Aux alentours de 2,5 Ga, le passage de l'Archéen au Protérozoïque a été une période de changement majeur pour la planète Terre. Certaines roches, comme par exemple les komatiites, dont la température de mise en place allait de 1 600°C à 1 650 °C, les formations ferrifères rubanées, et les TTG, très abondantes à l'Archéen sont devenues rares ou ont disparu après 2,5 Ga, ((Martin, 2008)Figure 8).

En revanche, d'autres roches sont très abondantes après 2,5 Ga alors qu'elles étaient rares ou inexistantes à l'Archéen, il s'agit des andésites, des roches magmatique peralcalines et des éclogites. Ces changements lithologiques reflètent des modifications plus profondes des mécanismes pétrogénétiques.

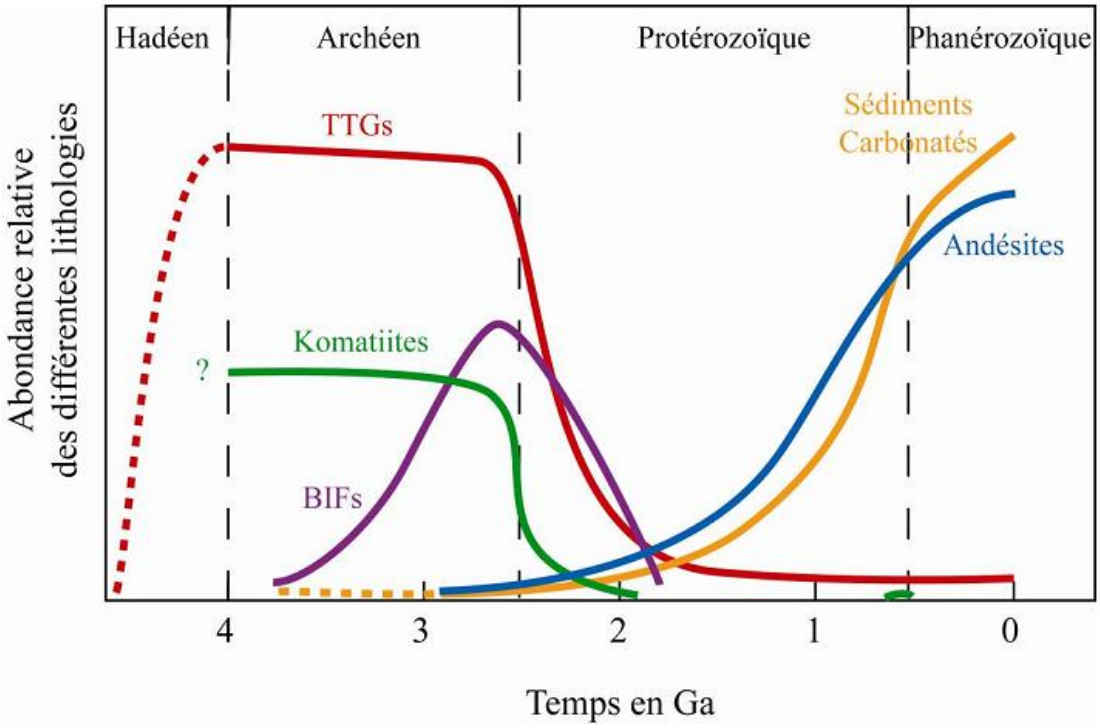


Figure 8: Evolution temporelle de l'abondance de quelques lithologies (Martin, 2008).

I.3. MODELES DE CROISSANCE ET D'EVOLUTION DE LA CROUTE CONTINENTALE

De nombreux modèles ont été proposés pour la chronologie de la croissance de la croûte continentale au cours de l'histoire de la Terre (Fyfe, 1978 ; Amstrong,1968 ; Reymer and Schubert, 1986 ; Taylor et McLennan ,1985 ; (Figure 9). Parmi ceux-ci, certains proposent une croûte de volume constant depuis 4 Ga, d'autres une croissance linéaire, d'autres enfin ont même envisagé un volume de croûte plus important dans le passé. Selon Amstrong (1968), la quasi-totalité de la croûte continentale s'est formée avant 3,5 milliards d'année. Cette hypothèse a été soutenue par l'absence d'une importante composante détritique hadéenne dans les sédiments archéens. McCulloch et Bennett (1993) ainsi que Taylor et McLennan (1985) considèrent quant à eux une formation progressive de la croûte continentale avec 60% de cette croûte créée avant 2 milliards d'années (Belousova et al., 2010 ; Kemp et al., 2006 ; Griffin, 2004). L'hypothèse de ces derniers est basée sur les données isotopiques Nd et aussi Sr et Pb. Ils supposent que le volume du manteau appauvri augmente avec le temps d'une manière progressive, qui est lié à des épisodes majeurs de la formation de la croûte. Il faut noter que toutes ces hypothèses sont basées sur les données géochimiques et

isotopiques. Condie, 1982 et Anderson, 1994, proposent quant à eux une croissance de la croûte continentale en relation avec l'activité cyclique de superplumes mantelliques dont le corollaire serait la formation de supercontinents. Pour Arculus, 1981 ; Martin,1986, 1993 ; Drummond and Defant, 1990, la croissance crustale est en relation avec le fonctionnement des zones de subduction avec comme argument la contribution de la plaque plongeante en termes de protolithes (basaltes, sédiments) et de fluides par rapport à celle du manteau suprasubduction.

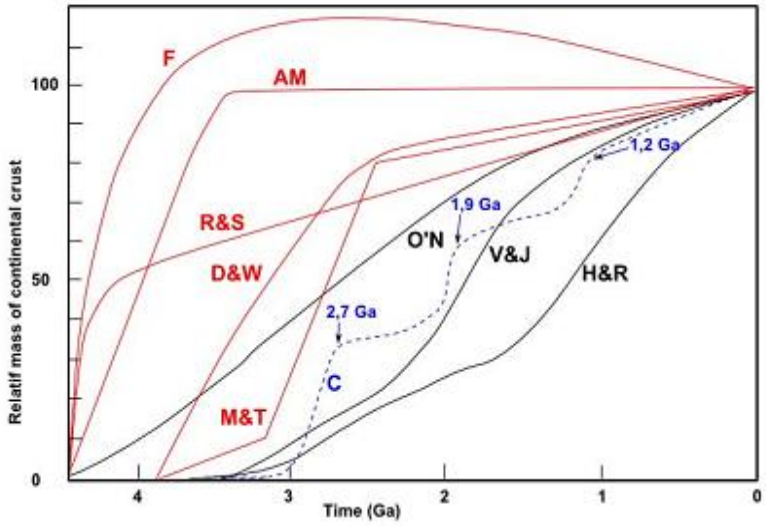


Figure 9: Modèles d'évolution des taux de croissance crustale au cours du temps (modifiée d'après White, 1998).
La courbe C est proposée d'après les estimations de Condie (2000). F = Fyfe (1978) ; AM = Armstrong (1968; 1981) ; R&S = Reymer et Schubert (1984) ; D&W = De Paolo et Wasserburg (1979); M&T = 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 (1969).

Étant donné que l'essentiel de la croûte continentale a été créée à l'Archéen ou au Protérozoïque, il semble intéressant de se focaliser sur ces périodes géologiques pour comprendre les processus primaires de fractionnement conduisant aux sulfures, aux minéralisations aurifères et uranifères dans la croûte continentale. De plus, les principaux gisements primaires d'uranium, de cuivre et d'or sont situées dans les segments de croûte continentale formée à l'Archéen et au Protérozoïque (notamment le Witwatersrand en Afrique Australe), mais également étroitement associés aux orogènes Paléoprotérozoïques datées de 2.1 Ga à 1.8 Ga (Eburnéen, Transamazonien, Transhudsonien, Svécofenien, Kola Orogen, Birimien) ainsi que les orogènes Néoprotérozoïques (700 à 530 Ma).

I.4. MINERALISATIONS SULFUREES ASSOCIEES AUX ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES

Les processus de minéralisation sont le résultat d'un ensemble de facteurs interagissant les uns avec les autres. Les mécanismes principaux incluent : la déformation tectonique, les écoulements de fluides, les transports thermiques, les réactions chimiques comprenant la dissolution minérale, le transport des ions et la précipitation.

Les minéralisations associées des roches basiques à ultrabasiques sont classées comme suit :

Les minéralisations riches en Ni, Cu et éléments du groupe du platine (EGP). Ces minéralisations peuvent être divisées en deux catégories (Naldrett, 1989):

- (i) Les minéralisations riches en Ni et Cu et dans lesquelles les EGP sont des sous-produits (exemples : Nkomati en Afrique du Sud, Noril'sk en Russie, Voisey's Bay au Labrador, Kabanga en Tanzanie);
- (ii) Les minéralisations où les EGP sont les ressources principales et le Ni et Cu sont des sous-produits (exemples : Merensky Reef dans le Complexe du Bushveld en Afrique du Sud, John Manville Reef et Picket Pin Reef dans le Complexe de Stillwater dans le Montana aux Etats-Unis).

Les EGP sont en général étroitement associés à des minéraux sulfurés : pentlandite ($(Fe, Ni)_9S_8$)); pyrrhotite ($(Fe_{(1-x)}S)$ (x=0-0.17));chalcopyrite ($CuFeS_2$) essentiellement.

I.5. LES MINERALISATIONS AURIFERES OROGENIQUES ET LEUR CONTEXTE GEODYNAMIQUE

Les minéralisations aurifères sont de plusieurs types : porphyre, épithermal, skarn, amas volcanique sulfuré massif, des minéralisations aurifères à quartz-carbonates se présentant sous forme de veines. Concernant les veines, il s'agit de minéralisations épigénétiques pauvres en sulfures à la fois quantitativement et qualitativement, que l'on trouve depuis des âges Archéen à Oligocène (veines dans les alpes italiennes, Curti, 1987). Ces veines ont été dénommées de très nombreuses manières différentes (mesothermal gold, mother lode gold, homestake type, low-sulfide quartz gold, gold-only deposits, quartz-carbonate lode gold, synorogenic gold, turbidite hosted gold, structurally hosted vein systems in metamorphic terranes) puis reconnues comme étant différents sous-types d'un type de veines épigénétiques contrôlées structuralement et formées dans des terrains métamorphiques

(Kerrich, 1993). Les anciennes dénominations seront ensuite discréditées par Groves et al. (1998) pour être regroupées sous le terme de gisements d'or orogénique.

Les gisements d'or orogénique se forment majoritairement aux frontières ou paléo-frontières de plaques tectoniques (Goldfarb et al., 2001 ; Groves et al., 1998, 2003 ; Figure 10).

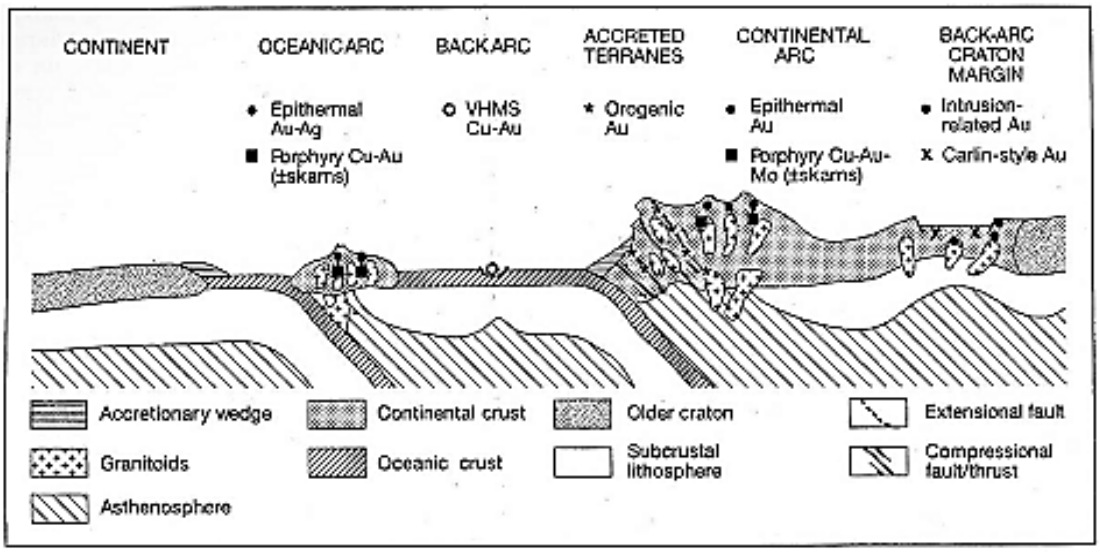


Figure 10: Contexte tectonique de formation des divers types de minéralisations aurifères épigénétiques, d'après Groves et al., (2003).
Les gisements d'or orogénique se sont formés dans des régimes tectoniques compressifs à transpressifs à différentes profondeurs de la croûte continentale supérieure dans des ensembles de terrains accrétés, très déformés et adjacents à des zones d'arcs magmatiques continentaux.

Ce schéma a été proposé car de nombreux gisements de ce type sont présents dans des ensembles de terrains qui ont été accrétés lors des processus de subduction collision (anciens prismes d'accrétion). Ces terrains présentent un lien spatial - à cette échelle - avec les zones de subductions ou les paléozones de subductions, la présence à leur aplomb d'une partie subductée de croûte océanique (ou slab), représentant la zone source potentielle pour les fluides et les métaux. Toutefois, ces auteurs s'adressent le plus souvent à des gisements archéens ou paléoprotérozoïques. Les orogènes et la géodynamique de ces époques géologiques sont encore loin d'être bien compris et établis. Pour les gisements archéens au moins, il apparaît donc délicat d'appliquer des notions modernes de tectonique des plaques.

Dans les orogènes modernes, comme l'Hercynien ou l'Alpin, il existe également des gisements d'or orogénique formés en contexte tectonique collisionnel à tardi-collisionnel.

I.5.1. ENCAISSANT, METAMORPHISME ET ASSOCIATION AVEC LES INTRUSIONS

Le modèle proposé par Goldfarb et al., 2005, s'applique aux minéralisations aurifères orogéniques qui se trouvent dans les ceintures de roches vertes et les TTG archéens, les couvertures et les socles métamorphiques paléozoïques et dans les séquences sédimentaires du Phanérozoïque (répartition mondiale des gisements les plus importants). La nature des roches encaissantes est très variable. Le grade métamorphique des encaissants est typiquement dans le faciès schiste verts même si des minéralisations sont localisées dans des encaissants du faciès granulite (Groves et al., 1998). Les minéralisations, épigénétiques, se forment essentiellement après le pic de métamorphisme et postérieurement aux épisodes de déformation majeure de compression et/ou de transpression (Groves et al., 2003). Elles sont donc tardi- à post-orogénique. Ces minéralisations, toujours proches dans le temps d'épisodes magmatiques, ne sont jamais considérées comme spatialement associées à un groupe de granitoïdes en particulier (Groves et al., 2003). C'est une différence majeure avec les gisements aurifères hercyniens où le lien spatial avec des granitoïdes est invoqué (Charonnat et al., 1999 ; Lerouge et al., 2000 ; Neiva, 2002).

I.5.2. CONTROLE STRUCTURAL

Les minéralisations sont contrôlées par d'importants systèmes faillés d'échelle crustale. Elles s'échelonnent depuis des faciès de grande profondeur (amphibolite, plus rarement granulite) jusqu'au faciès pumpellyite-prehnite. La puissance, la géométrie et le type de déformation des veines aurifères sont très variables et fonctions de la profondeur. Le contrôle tectonique régional influence également leur géométrie et leur état de déformation.

L'intervention de pressions de fluide lithostatiques est requise pour ouvrir et/ou réactiver de telles fractures. Des circulations très importantes de fluides minéralisés d'origine métamorphique s'effectuent grâce à ces grands systèmes faillés.

Les fortes fluctuations de la pression des fluides dans ces systèmes permettent le fonctionnement de systèmes hydrothermaux cycliques grâce au mécanisme de valve sismique (Sibson et al., 1988). Des ensembles de veines minéralisées se recoupant mutuellement sont ainsi symptomatiques de ce type de gisement aurifère orogénique (Robert & Brown, 1986). Il faut noter qu'aucune minéralisation développée en contexte extensif n'a été décrite dans les plus récentes compilations même si quelques travaux récents en soulignent l'importance (Charonnat et al., 1999; Chauvet et al., 2001).

I.5.3. PARAGENESE, FLUIDES ET ALTERATIONS

La paragenèse typique des veines aurifères de ce type se compose essentiellement de quartz, de moins de 3 à 5 % de sulfures (surtout des sulfures de fer) et de moins de 5 à 15 % de carbonates (Groves et al., 1998). Elle varie relativement peu avec la profondeur de formation. On trouve par contre, très fréquemment dans ces veines, des quantités variables de silicates (albite, mica blanc, fuschite, chlorite et tourmaline) et de tungstates (scheelite). Les proportions relatives en sulfures ou sulfo-arséniures de fer (pyrite, pyrrhotite, arsénopyrite) semblent être fonction de la géochimie de l'encaissant. Ainsi il semble exister une corrélation entre la proportion d'arsénopyrite et la proportion de métasédiments dans les roches encaissantes (Robert, 1990). L'or se présente sous la forme d'électrum (généralement à 90 % Au – 10 % Ag) à des teneurs moyennes historiquement exploitée de 5 à 30 g/t (Groves et al., 1998).

Les fluides responsables des minéralisations sont caractérisés par des compositions à H_2O-CO_2-H_2S ($\pm$ CH_4 $\pm$ N_2) de faible salinité et acidité (Böhlke, 1989). La température estimée de ces fluides lors du dépôt de la minéralisation est de l'ordre de 350°C et l'or serait transporté sous forme de complexes sulfurés réduits de type $AuHS(H_2S)_3$ (Loucks & Mavrogenes, 1999). Ces fluides sont d'origine profonde, interprétés comme d'origine métamorphique, et drainés par les grandes zones de cisaillement d'échelle crustale qui contrôlent ces gisements. Ces fluides pourraient être issus, pour partie, de processus de granulitisation et/ou de la fusion du slab subducté (Groves et al., 2005).

A l'échelle du gisement, les fluides hydrothermaux produisent une très forte altération de l'encaissant. On en reconnaît différents types qui sont fonction de la physico-chimie de l'encaissant (chimie, porosité, perméabilité), et de la température et la profondeur à laquelle s'effectuent ces modifications (Goldfarb et al., 2005). Les différentes altérations reconnues sont les suivantes :

- Carbonatation : métasomatisme marqué par la cristallisation de magnésite ou ankérite-dolomite-calcite,
- Sulfuration : métasomatisme marqué par la cristallisation de pyrite, pyrrhotite et/ou arsénopyrite,
- Métasomatisme sodique marqué par la cristallisation de mica blanc ou de biotite ou de feldspath potassique et d'albite,
- Silicification : métasomatisme associé à la cristallisation de quartz dans l'encaissant à proximité immédiate des veines,

- Chloritisation : métasomatisme typique des encaissants mafiques.

Les échelles auxquelles peuvent respectivement se produire ces altérations sont variables, de l'ordre du centimètre au kilomètre. L'altération peut être particulièrement spectaculaire lorsque l'encaissant est en très fort déséquilibre chimique avec le fluide minéralisateur comme c'est le cas dans les formations de minerais de fer rubanées, affectées secondairement par une minéralisation filonienne aurifère (« BIF hosted gold deposit », Phillips et al., 1984).

I.6. MINERALISATION URANIFERE ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE

L'uranium se concentre dans le liquide résiduel au cours de la cristallisation magmatique et on le trouve dans les roches très différenciées. Sa distribution peut être modifiée par les phénomènes hydrothermaux ou l'altération. Les gisements d'uranium sont généralement détectés par radiométrie. La désintégration des isotopes de l'uranium est utilisée dans la datation des roches

Dans la lithosphère, la teneur en uranium est de l'ordre de 3 à 4 ppm : c'est un élément chimique relativement rare. On le trouve essentiellement sous forme d'inclusions dans certains minéraux. Les réserves sont situées principalement en Australie, aux États-Unis, au Canada et en Afrique du Sud.

I.6.1. LES PROPRIETES PHYSICO-CHIMIQUES DE L'URANIUM

L'Uranium est fortement incompatible du fait de sa forte valence de charges (Figure 11). Son enrichissement originel dans la croute provient de la cristallisation fractionnée de magmas ascendants provenant de la fusion partielle du manteau sous-jacent (Shaw and Sturchio, 1992).

L'uranium, élément chimique de numéro atomique 92, fait partie de la famille des actinides. Métal gris pyrophorique très dense à l'état pur, l'uranium se retrouve toujours en combinaison avec d'autres éléments et notamment l'oxygène. Il possède quatre valences possibles (+III à +VI), les valences 4 et 6 étant les plus répandues dans les minerais. Les conditions de passage de la valence 4 à la valence 6 dépendent du potentiel d'oxydoréduction du milieu; elles sont voisines des conditions de passage du fer ferreux au fer ferrique. L'uranium hexavalent est beaucoup plus soluble que l'uranium tétravalent ; il forme des complexes, les plus fréquents étant les uranylcarbonates et les uranylsulfates.

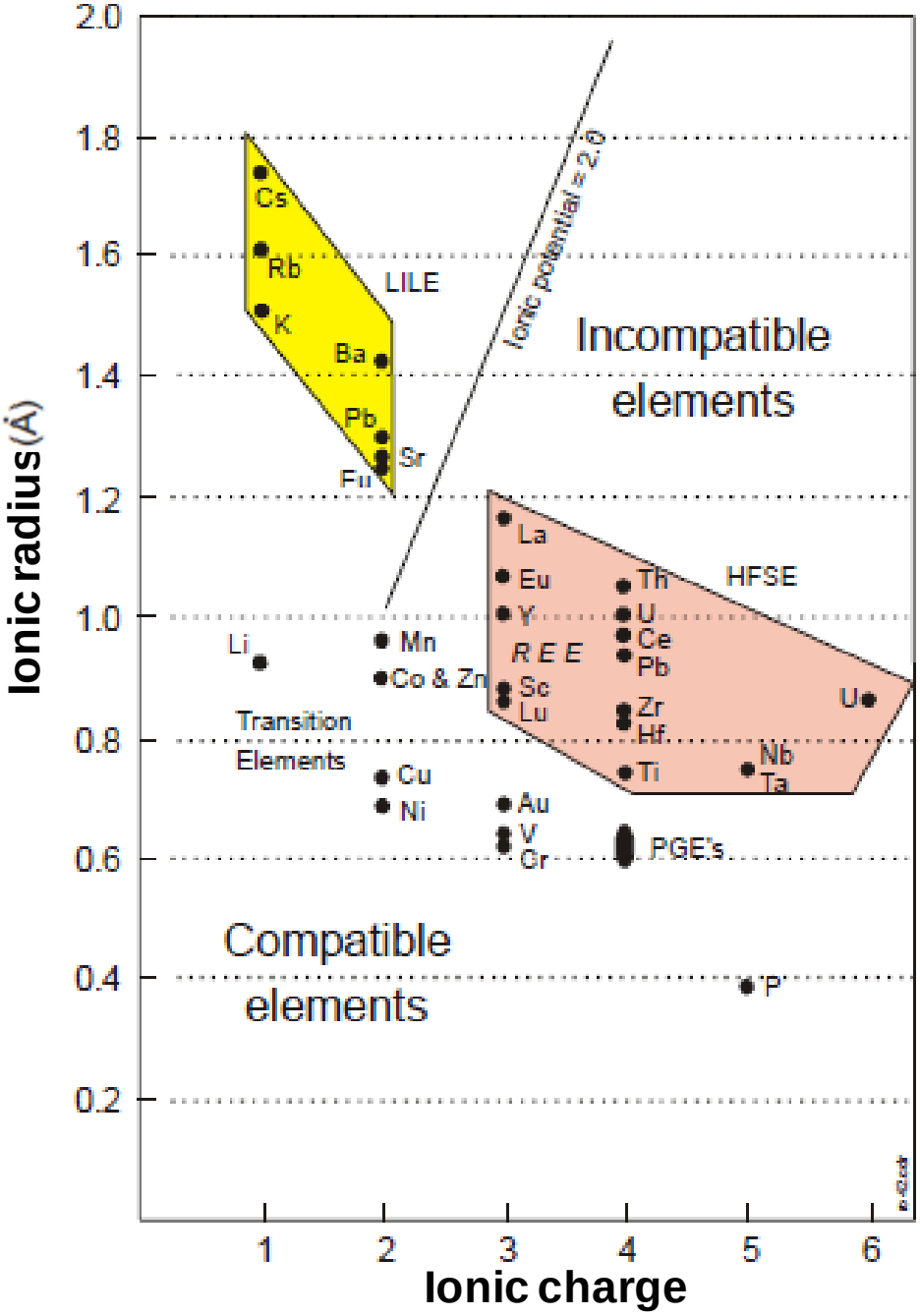


Figure 11: Diagramme d'incompatibilité des éléments. Rayon ionique en fonction de la charge ionique. Tiré de Rollinson (1993).

I.6.2.FRACTIONNEMENT DE L'URANIUM AU COURS DES PROCESSUS GEOLOGIQUES

L'évolution au cours de l'Archéen et du Paléoprotérozoïque est le résultat de la combinaison de plusieurs processus entraînant des modifications importantes des différentes composantes de la Terre. La croissance crustale, la cratonisation, le développement de vastes

plateformes carbonatées riches en matière organique et l'assemblage de la Nuna associés à de grands domaines orogéniques sont les processus de l'évolution du cycle de l'uranium.

Le comportement de l'uranium se focalise sur une période de croissance crustale forte, avec la formation des premières croûtes océaniques puis continentales. L'uranium est essentiellement fractionné par des processus magmatiques liés à la production des premiers granites capables de cristalliser l'uraninite.

I.6.2.1. DEPOTS LIES A LA FUSION PARTIELLE

Ces dépôts concernent les minéralisations à uraninites disséminées dans des granitoïdes et des petits corps plutoniques. On les trouve généralement dans les séquences métasédimentaires provenant du métamorphisme du faciès amphibolite supérieur (et localement du faciès granulite) associé à la fusion partielle de séries sédimentaires comprenant des arkoses, quartzites, schistes noirs, marnes, calcaires. Le plus grand type est celui de Rössing en Namibie (Berning et al., 1976). Lentz (1996) propose que ces dépôts résultent soit de l'extrême fractionnement d'un corps granitique comme c'est le cas des pegmatites minéralisées de la ceinture de Grenville au Québec. Plusieurs autres occurrences de pegmatite et granite, liées à la fusion partielle de métasédiments sont décrit dans le monde, à savoir: les minéralisations de Charlebois (Mawdsley 1957), de Steward Lake, de l'île de Baffin (Maurice, 1977), au Canada ; du bassin de Wheeler au Colorado (Young & Hauff, 1975) ; d'Orrefjell en Norvège (Lindahl et al,. 1985) ; du sud de la Finlande (Lauri et al., 2007) y compris le gisement de Palmottu (Räisänen, 1989) ; du district de Litsa de la Pénisule de Kola en Russie ; de Crocker Well (Campana, 1958 & Thompson, 1965), de la province d'Olary et de Flinders Range en Australie du Sud ; du district de Six Kangaroos et Cloncurry-Mt., Isa dans le Queensland en Australie (Brooks 1960; Carter et al. 1961) ; de Nanambu, Nimbuwah, et le complexe de Rum Jungle dans le district de Katherine-Darwin en Australie, (Dodson et al. 1974 & Ayers, 1975).

I.6.2.2. DEPOTS LIES A LA CRISTALLISATION FRACTIONNEE

Ce style de dépôt n'est connu que dans les complexes hyperalcalins. La grande solubilité de l'U, du Th, Zr et des terres rares dans de telles masses fondues conduit à leur enrichissement en continu au cours du fractionnement magmatique, et enfin à la cristallisation de substances minérales complexes qui incorporent l'uranium avec ces éléments. Le plus grand gisement d'U lié à la cristallisation fractionnée des magmas hyperalcalines est le dépôt

de Kvanefjeld à Ilimaussaq, Groenland où l'U est hébergé dans un complexe silicophosphate à U-Th-REE, diffusé dans les syénites hyperalcalines (lujavrite) (Sorensen et al., 1974).

I.6.3. GRANDS TYPES DE GISEMENT ASSOCIES AUX MAGMATISME ET AUX CIRCULATIONS HYDROTHERMALES.

I.6.3.1. GISEMENT D'URANIUM DANS LES GRANITES.

De l'Archéen jusqu'à nos jours, trois grands types de granites peuvent être suffisamment enrichis en uranium:

(i) les granites métalumineux fortement fractionnés et enrichis en K, ainsi que les pegmatites liées à ces processus (Sarangi & Singh, 2006 ; Jayayanda et al., 1995),

(ii) les leucogranites peralumineux fortement fractionnés et leurs pegmatites associées,

(iii) les pegmatoïdes peralumineux résultant de la fusion partielle des métasédiments au cours du métamorphisme de faible degré (Cuney & Friedrich 1987; Cuney, 2009).

La présence d'uranium dans les granites métalumineux a été mise en évidence par plusieurs chercheurs :

- Sarangi & Singh, 2006, dans les granites potassiques (3,0-2,9 Ga) en Inde de Singhbum et Closepet daté à 2515 ± 8 Ma dans le craton Dharwar ;

- Santosh et al., 2004), dans les gneiss archéens potassiques charnockitiques de la ceinture de granulite Karimnagar, en Inde centrale ;

- Tallarico et al., 2005, dans les granites calco-alcalins riches en potassium à Salobo (2573 ± 2 Ma) et d'Itacaiúnas (2560 ± 37 Ma) ou au sein du complexe de l'Estrela (2527 ± 34 Ma) localisés à proximité des gisements d'or et cuivre (± U) du craton amazonien Carajas, Brésil.

Les leucogranites et pegmatoides peralumineux sont également très enrichis en U, mais sont généralement appauvris en éléments incompatibles (principalement Th, ETR, Zr) en raison de la faible solubilité des minéraux accessoires porteurs de Th-ETR-Zr dans les magmas peralumineux à basse température (Cuney & Friedrich, 1987). Pendant cette période, les degrés les plus élevés de fractionnement magmatique sont atteints, comme pour les pegmatites peralumineuses à ETR, de Tanco dans le Manitoba, qui ont réussi à cristalliser une uraninite magmatique pauvre en Th-Y-ETR (Duhamel et al., 2009). Il est intéressant de souligner que le fractionnement des magmas très peralumineux offre l'unique mécanisme capable de produire un enrichissement en U par rapport au Th (à l'exception des processus de remobilisation).

I.6.3.2. GISEMENTS D'URANIUM SYNMETAMORPHIQUES

Ces gisements sont formés au cours de la circulation des fluides métamorphiques en association avec la déformation ductile à fragile des roches. Les conditions les plus favorables sont le métamorphisme de basse température dans les sédiments de plateforme épicontinentaux. Les exemples typiques sont les veines Mistamisk du Labrador, Canada (Kish et Cuney 1981), le dépôt de Kansanshi en Zambie (Kribek et al. 2005), qui tous deux sont formés à 350 ± 50 ° C, et le dépôt au sein de la ceinture orogénique du Lufilien en Zambie (Eglinger, 2013).

I.6.3.3. GISEMENTS D'URANIUM LIES A LA METASOMATOSE SODIQUE

La métasomatose sodique est un processus hydrothermal de haute température (550 à 350 °C) qui se développe le long de structures « crustales » sur plusieurs dizaines voire centaines de kilomètres.

D'après Cathelineau (1986), la métasomatose sodique se définit suivant deux phénomènes :

(i) la transformation chimique des feldspaths K et Na - Ca en albite par simple échange entre K+ - Ca2+

et Na+, sans modification de la structure interne du minéral tel que :

KAlSi308 (Microcline) + Na+ = NaAlSi3O8 (Albite) + K+

CaAl2Si2O8 (Anorthite) + 4 SiO2 + 2 Na+ = 2 NaAlSi3O8 (Albite) + Ca2+

(ii) la néoformation de cristaux d'albite pure dans les cavités laissées par la dissolution du quartz.

On peut également observés des minéraux calciques (les carbonates, pyroxènes, grenats, épidotes…) dans les cavités.

Un épisode majeur de métasomatose sodique associé à la minéralisation uranifère a eu lieu au Paléoprotérozoïque Supérieur (1,9-1,7 Ga) dans le district de Krivoï-Rog en Ukraine (Belevtsev et al., 1983) ; le gisement de Beaverlodge au Canada (Beck et al., 1971) ; le bassin d'Otish au Québec (Ruhlmann et al., 1986) ; à Mistamisk et d'autres occurrences dans le Labrador au Québec (Kish & Cuney, 1981) ; le district de Kurupung en Guyane (Cinelu, 2008) ; Skuppesavon (Smellie & Laurikko, 1984) ; Bjorkramyran (Kullman ,1989) et Duobblon dans le nord de la Suède (Smelie, 1982) ; et à Liangshanguan dans le NE de la Chine (Jiarong & Zhutian ,1984). Le district de Lagoa Real au Brésil est un homologue plus jeune (~ 1,4 Ga, Turpin et al., 1988; ~ 1,5 Ga, Cordani et al., 1992) de ces gisements, repris pendant l'événement Brésilien (500 Ma). Toutefois, le gisement de Valhalla dans le

Queensland (Polito et al., 2009) avec des âges similaires à celui de Lagoa Real, suggèrent qu'un épisode de métasomatose sodique associé à la minéralisation uranifère ait pu se produire à 1,4-1,5 Ga. Ces gisements présentent un synchronisme entre la phase tectono-métamorphique, la métasomatose alcaline et la minéralisation uranifère ; et les minéralisations sont liées à des zones de cisaillement marquées par des mylonites et des cataclasites (Lagoa Real ; Mistamisk, Skuppesavon, Krivoï-Rog, Beaverlodge ; Liangshanguan, Beaverlodge, Valhalla).

La métasomatose sodique est en général précoce (albite et/ou pyroxène et amphibole sodique), oxydante (hématite stable), suivie par une chloritisation souvent associée à une métasomatose calcique. Une hématisation synchrone (Mistamisk) ou tardive (Krivoï-Rog, Liangshanguan, Beaverlodge, Valhalla), est parfois associée à la métasomatose. La circulation de fluide responsable du métasomatisme et la minéralisation en U-Th est synchrone avec le métamorphisme granulitique. Bien que le CO_2 fût un élément majeur de fluide dans les réactions métasomatiques, le fluor a joué un rôle majeur dans la complexation et le transport simultané de Th, U, REE, et Zr dans les skarns.

I.6.3.4. DEPOTS DE TYPE VEINE

Les gîtes d'uranium associés à des granites sont le meilleur exemple de ces gisements : exemple de l'uranium qui s'étend sur plus de 2000 km de l'Espagne au Massif de Bohême. Ces gisements d'uranium sont essentiellement liés à la fin de leucogranites hyperalumineux carbonifère. On en trouve dans les granites français (Massif Central) ou dans leurs roches encaissantes métamorphiques (Erzgebirge). Le dépôt d'uranium primaire à l'échelle de la ceinture varisque a eu lieu de 30 à 50 Ma après la mise en place des granites, à la transition Stephanien - Permien (270-280 Ma) (Holliger et Cathelineau 1986) lors d'un événement d'extension régionale. Les fluides formant ces minerais sont de faible salinité et basse température (Dubessy et al., 1987).

I.7 CYCLE DE L'URANIUM

Cuney (2009) propose une classification des différents types de gisements d'uranium en fonction des conditions de formation à travers le cycle géologique. Son travail est regroupé sous quatre grandes période qui prend en compte tous ces types précités et ceux qui ne sont pas décrits ici :

i) La première période correspond à l'accrétion terrestre (ca. 4,5 Ga) jusqu'à 3,2 Ga où le mécanisme de concentration de l'uranium dans la croûte est la fusion partielle du manteau ;

ii) Cette deuxième période s'étale de 3,2 à 2,2 Ga, caractéristique de la période de forte croissance crustale. Cette période est caractérisée d'une part, par le fractionnement de l'uranium suite à des processus magmatiques (granites fortement potassiques et peralumineux qui concentrent l'uranium sous forme d'uraninite (UO2) et d'autre part par les premières concentrations uranifères dans les bassins sédimentaires clastiques sous forme de conglomérats à galets de quartz à or-uranium (Witswatersrand en Afrique du Sud où la minéralisation est datée à 2970 ± 3 Ma, Robb and Meyer, 1995) ;

iii) La troisième période s'étale entre 2,2 Ga et 0,4 Ga et correspond au profond changement de chimie de l'atmosphère (oxygène) et des océans (sulfures) correspond à l'événement nommé « Great Oxidation Event » (GOE) entre 2,4 et 2,3 Ga (Holland, 2002). Les causes du GOE restent encore obscures, toutefois, elles sont argumentées par le développement de cyanobactéries associé à la photosynthèse (Kirschvink & Koop, 2008) ou à l'augmentation des taux d'enfouissement de carbone organique liée à ce processus (Karhu & Holland, 1996). Des causes non biogéniques ont aussi été proposées comme la dissociation du méthane atmosphérique couplé à l'expulsion d'H2 (Catling & Claire, 2005) ou le changement d'état d'oxydation du manteau combiné à l'altération hydrothermale du plancher océanique (Holland, 2002). Il faut tout de même noter que l'accroissement de la teneur en Oxygène de l'atmosphère rend possible le changement d'état de l'U depuis sa forme réduite (U4+) à sa forme oxydée (U6+) en fonction des conditions redox ambiantes ;

iv) La dernière période est celle qui s'étend depuis l'Ordovicien (Silurien) jusqu'à nos jours où la métallogénie de l'uranium est lié à l'apparition des plantes vasculaires. c'est une période pendant laquelle les séquences sédimentaires sont les lieux de piégeage de l'Uranium. Ces pièges peuvent fournir des concentrations actuellement économiques tels que les bassins intracontinentaux Mésozoïque à Cénozoïque au Niger (Pagel et al., 2005) ou encore en Asie Centrale (Munara, 2012 ; Bonnetti, 2013).

En résumé, la distribution de l'uranium à la surface de la Terre est fonction de son comportement géochimique durant les processus d'extraction depuis le manteau puis de mobilisation, transport et dépôt au sein de la croûte continentale. Selon Cuney (2009), l'uranium se concentre dans la croûte continentale par fusion partielle du manteau de par ses propriétés lithophiles et son incompatiblité du fait de sa forte valence et de son rayon atomique.

La formation et l'enrichissement de la croûte continentale en éléments incompatibles tels que l'uranium est donc contrôlé par des processus de remobilisation en relation avec les processus de surface (altération, sédimentation) et les processus métamorphiques, métasomatiques et magmatiques lors d'orogenèses successives (Figure12).

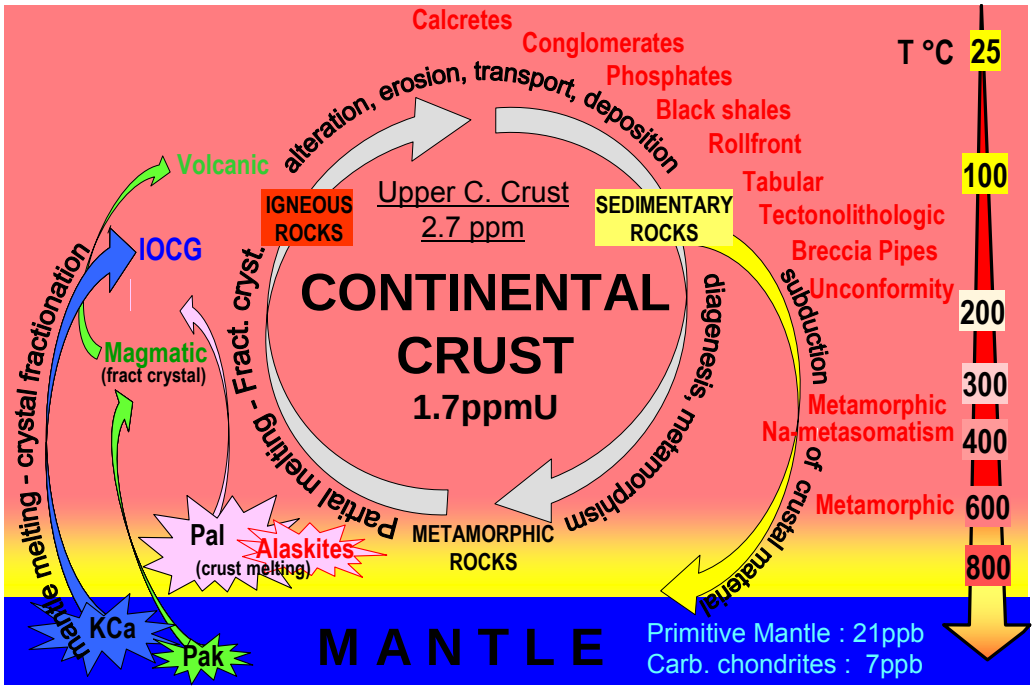


Figure 12 : Les différents contextes de gisement d'uranium en relation avec les principaux processus de fractionnement au cours d'un cycle géologique, Cuney, 2009.
Les réservoirs représentés sont le manteau et la croute continentale. Les types de gisements sont en caractères rouges gras ; les mécanismes sont en caractères noirs gras. Kca = magma calco-alcalin potassique ; Pak = magma peralcalin ; Pal = magma peralumineux.

PARTIE II

METALLOGENIE DES CEINTURES DE ROCHES VERTES DU MAYO KEBBI

PARTIE II : METALLOGENIE DES CEINTURES DE ROCHES VERTES DU MAYO KEBBI (SO DU TCHAD, CEINTURE OROGENIQUE D'AFRIQUE CENTRALE)

INTRODUCTION

Les ceintures de roches vertes archéennes à protérozoïques renferment localement des indices de minéralisations en sulfures et en or (Goldfarb et al., 2001 ; Dubé et al., 2007). La genèse de ces minéralisations implique en (i) une première étape d'extraction de ces éléments par des processus magmatiques, liée à la formation de la croûte mafique (Dubé et al., 2007) puis (ii) une étape de concentration lors de la remobilisation de cette croûte (Kerrich et al., 2000 ; Goldfarb et al., 2001).

Dans cette deuxième partie de la thèse, nos travaux portent sur l'étude des sulfures et des veines de quartz aurifères présent dans les ceintures de roches vertes du massif du Mayo Kebbi. L'objectif de cette étude est de présenter un modèle métallogénique pour la mise en place des sulfures et de l'or du Mayo-kebbi intégrant le contexte géodynamique. Ce modèle s'appuie sur une synthèse des données existantes sur la géologie régionale augmentée de données nouvelles sur la pétrologie et la géochimie des différentes roches basiques du Mayo Kebbi. L'intérêt de cette étude porte en particulier sur la caractérisation d'une croûte basique juvénile néoprotérozoïque directement impliquée dans l'orogénèse Pan-Africaine, ce qui offre ainsi l'opportunité d'évaluer la contribution relative des processus magmatiques et hydrothermaux et de la déformation sur le dépôt des sulfures et de l'or.

CHAPITRE I : CONTEXTE GEOLOGIQUE DES CEINTURES DE ROCHES VERTES DU MAYO KEBBI

Le massif du Mayo Kebbi (Figure 13) est constitué de deux séries de roches qui sont la série de Zalbi (SZ) et la série de Goueygoudoum (SGG), du complexe mafique à intermédiaire (CMI). Ces séries bordent le batholite du Mayo Kebbi respectivement à l'est et à l'ouest Le batholite est composé d'une série de tonalite-granodiorite-trondjhémite (Roch, 1953 ; Wacrenier 1950 ; 1953 ; Kasser 1995; Doumnang 2006 ; Isseini 2011). Vers le nord, au Cameroun, la série de Zalbi se poursuit par la série de Bibémi-Maroua (Pinna *et al*, 1994). Vers le sud, la série de Zalbi rejoindrait celle de Goueygoudoum au niveau de la série de Poli, (Schwoerer, 1965 ; Contri, 1975).

La série de Zalbi, la série de Goueygoudoum et le complexe mafique à intermédiaire constituent les ceintures des roches vertes. Ces ceintures de roches vertes du Mayo Kebbi sont constituées :

(i) d'un complexe métaplutonique de composition mafique à intermédiaire, constitué d'amphibolites de métagabbros et de métadiorites. Ce complexe affleure à la base de la série de Zalbi; il se présente sous forme d'enclaves dans l'ouest du batholite du Mayo Kebbi;

(ii) de formations métavolcano-sédimentaires comportant des métabasaltes, métadolérites, métagrauwackes, chloritoschistes, metacherts et métacarbonates affectés par un métamorphisme de faible degré. Les métavolcanites dominées par des termes basiques à intermédiaires comprennent également quelques faciès acides. La signature tholeïtique à calco-alcaline de ces roches magmatiques est compatible avec une genèse en contexte d'arc insulaire (Pouclet et al. 2006).

(iii) de roches ultrabasiques sous la forme de talcschistes et de serpentinite (Black, 1992 ; Kasser, 1995 ; Isseini, 2011).

Les formations de la série de Zalbi et de Goueygoudoum sont marquées par une foliation d'orientation N-S à NNE-SSW avec un pendage supérieur à 50° vers l'Ouest (Penaye *et al,* 2006) et une linéation minérale d'étirement de direction E-W. Localement, la foliation et la linéation s'intensifient et s'accompagnent de bandes de cisaillement traduisant un mouvement inverse vers l'Est (Isseini, 2011). Le degré de métamorphisme de la série de Zalbi, qui a atteint un faciès amphibolite à plagioclase suivi d'une rétromorphose dans le faciès schistes verts est légèrement supérieur à celui de la série de Goueygoudoum, (Kasser, 1995) équilibrée dans le faciès schistes verts.

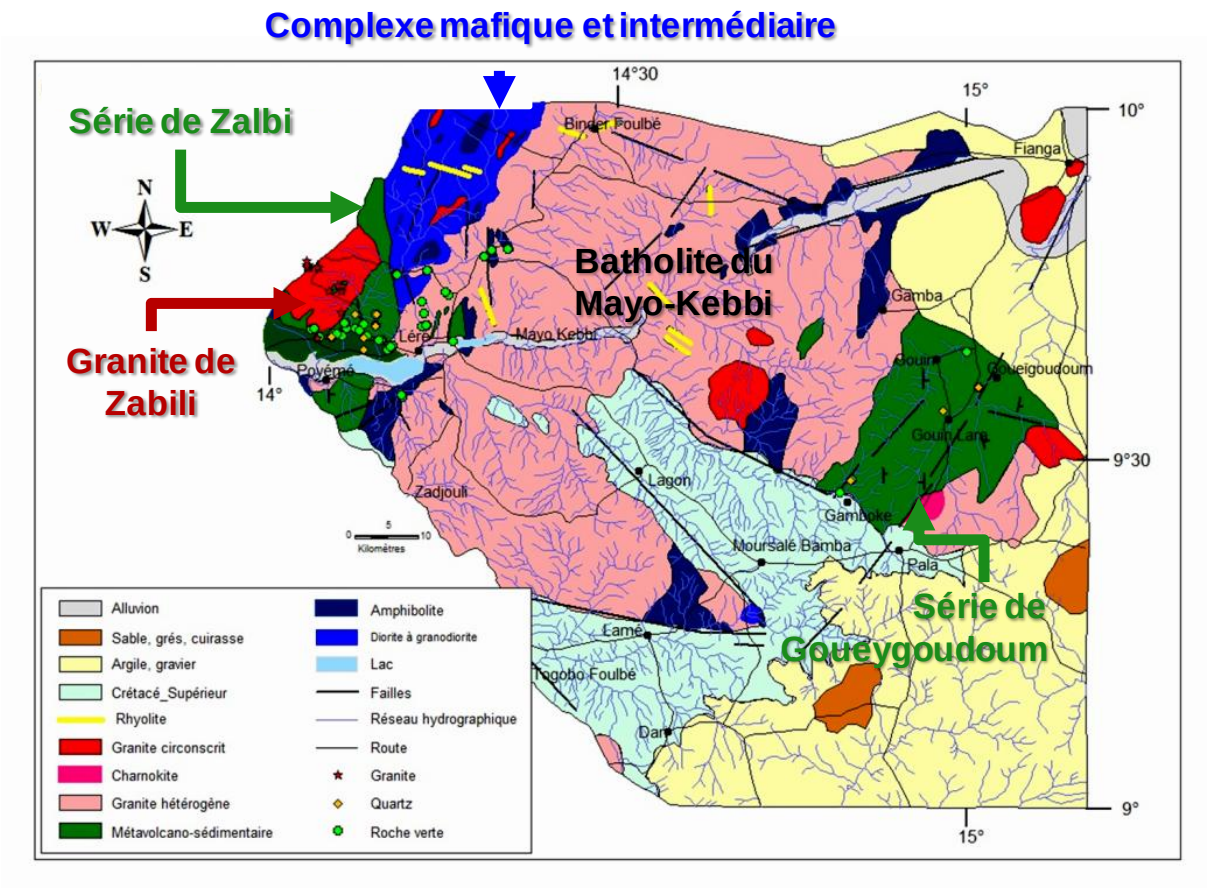


Figure 13: Carte géologique massif du Mayo Kebbi d'après Wacrenier 1962 puis kasser 1995 (Redessinée).

Les âges obtenus sur zircon, par les méthodes U-Pb et Pb-Pb, dans les métavolcanites, les gabbros et les diorites sont compris entre 700 et 780Ma (Tableau 1). Ces valeurs extrêmes ont été obtenues à partir des métavolcanites de la série de Zalbi qui ont été datées en deux endroits et ont donné un âge concordant de 777±5 Ma (Doumnang, 2006) et un âge de 700±10Ma (Isseini 2011). Ceci témoignerait d'une activité volcanique dans une fourchette s'étalant sur 80 Ma (Isseni, 2011). Des âges intermédiaires ont été obtenus pour les gabbros et diorites du complexe plutonique. La méthode Pb-Pb a donné un âge de 737 ± 0,9 sur des grains de zircon d'une diorite et des âges de 723.2 ± 0.9 et de 725.6 ± 0.9 Ma sur des grains de zircon de gabbros (Doumnang, 2006 ; Penaye et al., 2006). Par ailleurs, un âge U/Pb sur zircon de 748 ± 4 Ma a été obtenu sur des zircons d'une diorite affleurant au Sud du Lac Léré (Isseini, 2011).

Série	Roche	Nombre de zircon/Mesures	Méthode	Age	Auteur
Zalbi	Métavolcanite	17 points ont été analysés sur 16 grains de zircon différents	U-Pb	777±5Ma	Doumnang 2006
		Neuf grains de zircon	U-Pb	700±10Ma	Isseini 2011
CMI	Gabbro	Cinq grains de zircon	Pb-Pb	723.2±0.9Ma	Penaye et al., 2006 ; Doumnang 2006
		Cinq grains de zircon	207Pb-206Pb	725.6±0.9Ma	Penaye et al., 2006 ;
	Diorite	Six grains de zircon	Pb-Pb	737±0.9Ma	Doumnang 2006
		Dix huit grains de zircon	U-Pb	748±4 Ma	Isseini 2011

Tableau 1: Synthèse des données géochronologiques publiées sur les roches vertes du Mayo-Kebbi.

I.1. ANALYSE PETROLOGIQUE ET STRUCTURALE DES CEINTURES DE ROCHES VERTES DU MAYO KEBBI

Durant nos missions (20-27 Octobre 2010 ; 10-15 Février 2011 ; 19-25 Février 2012), supervisées par les professeurs Olivier VANDERHAEGHE et Anne-Sylvie ANDRE MAYER de l'Université de Lorraine, 38 échantillons des roches basiques et ultrabasiques ont été prélevées dans les roches des séries de Zalbi (SZ) et Complexe Mafique et Intermédiaire (CMI), 7 échantillons dans la série Goueygoudoum (SGG) (Tableau 2, Annexe). Par ailleurs des échantillons ont été prélevés dans les veines de quartz minéralisées de la série de Goueygoudoum. La localisation des échantillons (Figures 14 et 15) est reportée sur la carte géologique du Mayo-Kebbi avec les mesures structurales.

Quarante-cinq (45) analyses chimiques sur roche totale ont été effectuées dans les séries de Zalbi et Goueygoudoum, ainsi que dans le complexe plutonique. La déformation et l'intensité du faciès schiste vert à amphibolite ne permettant pas toujours de définir de façon certaine l'origine volcanique à plutonique des échantillons, la nomenclature de ces derniers a été vérifiée en étudiant la répartition des éléments majeurs et traces (voir Chap 2).

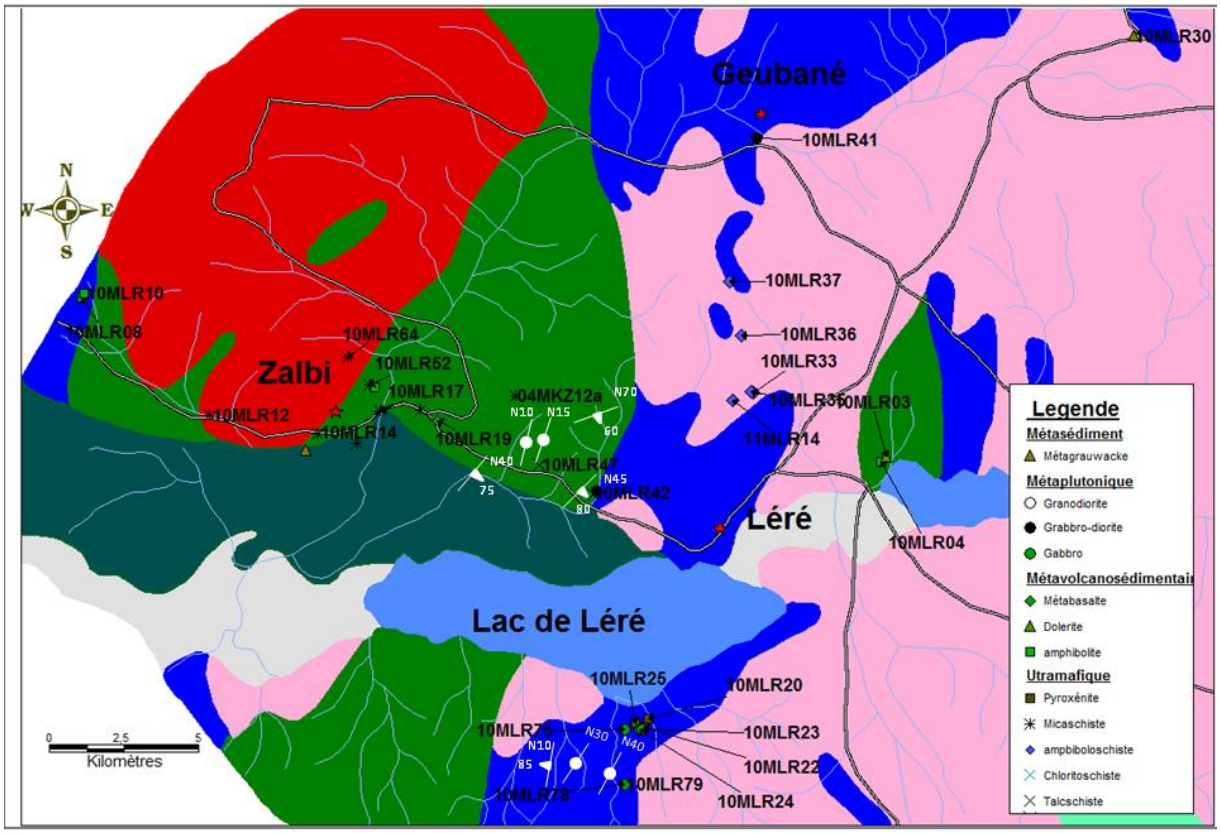


Figure 14: Carte géologique de la partie Ouest du massif du Mayo Kebbi. Mesures structurales et localisation des échantillons de la série de Zalbi et du complexe mafique et intermédiaire.

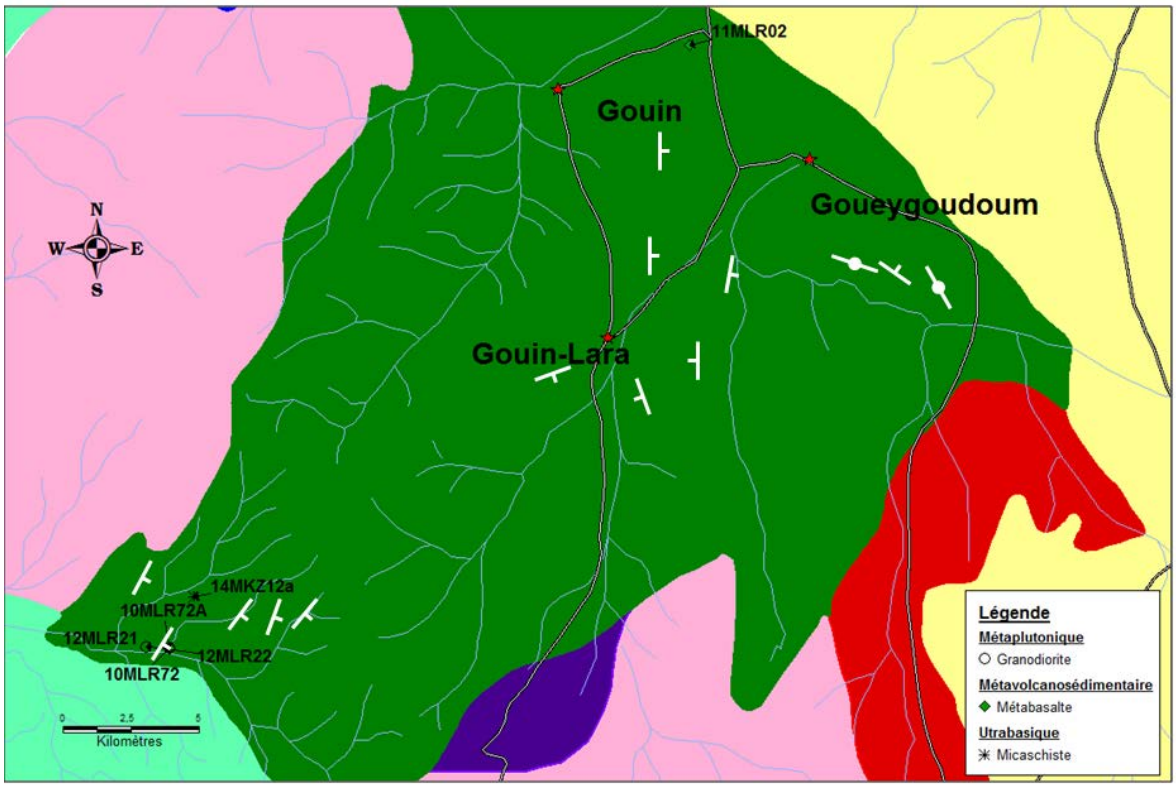


Figure 15: Carte géologique de la partie Est du massif du Mayo Kebbi. Mesures structurales et localisation des échantillons de la série de Goueygoudoum.

I.1.1. ROCHES METAPLUTONIQUES

I.1.1.1. LES GABBROS DU CMI AU SUD DU LAC

Les roches du complexe métaplutonique sont dominées par des gabbros massifs localement associés à des gabbros lités (Figure 16).

Figure 16: Photos macroscopiques des gabbros
a)Gabbro lité avec lits clairs de plagioclases et lits sombres de minéraux ferromagnesiens; b) Gabbro massif.

Du point de vue microscopique, les gabbros massifs présentent une texture grenue et (Figure 17) sont constitués d'amphibole, de taille variant entre 100 à 800µm de long et de 20 à 400µm de large, de plagioclase allant jusqu'à 1500µm de long à 360µm de large, et de pyroxène. Ils contiennent également des minéraux opaques (magnétites) et renferment localement des reliques d'olivine. Les plagioclases sont en lattes automorphes à subautomorphes. Ils sont souvent altérés et parfois interstitiels. Les amphiboles se présentent en grande plage subautomorphes. Les pyroxènes sont en inclusion dans les plagioclases. Les olivines se présentent sous forme de cristaux lobés subautomorphes, généralement formant des agrégats avec les pyroxènes. Comme les pyroxènes, on trouve des olivines en inclusion dans les plagioclases.

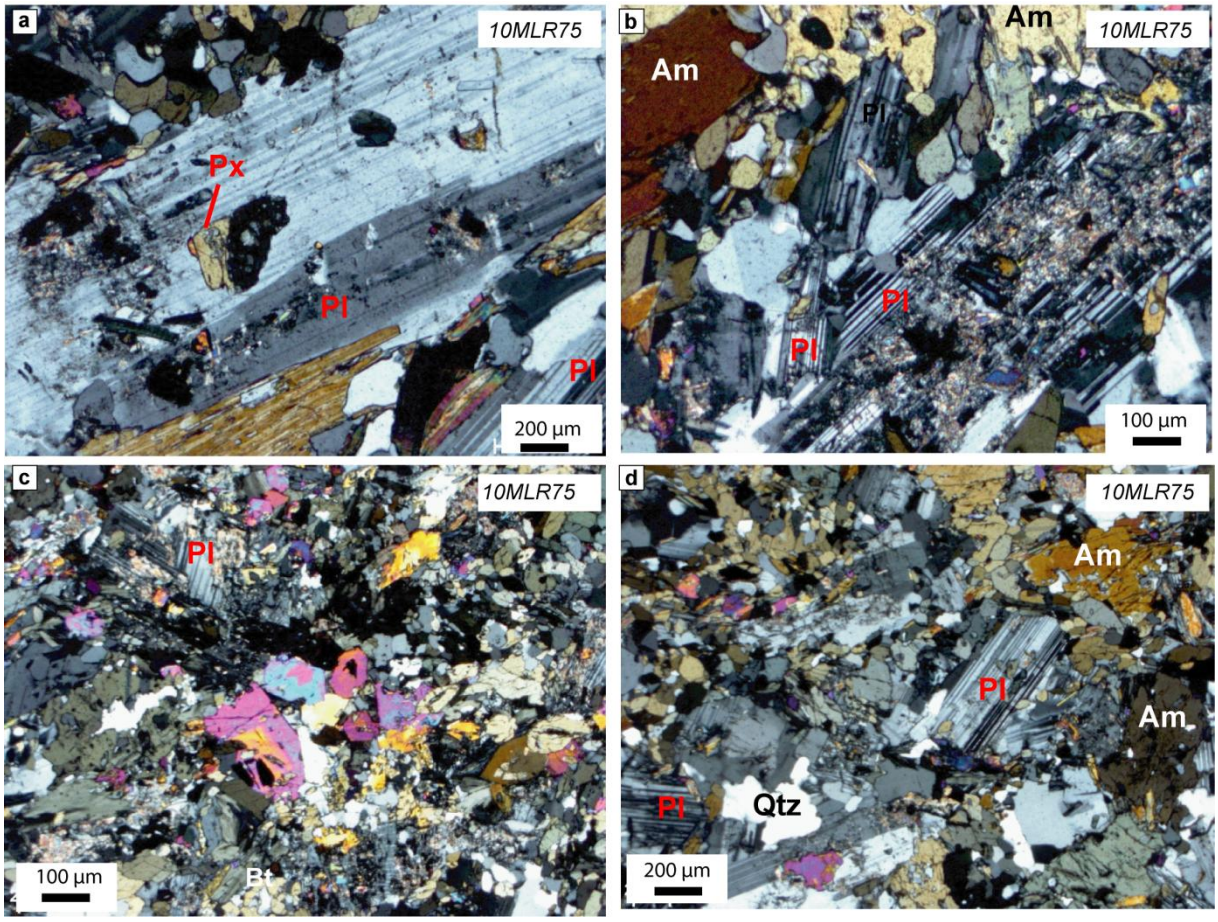


Figure 17: Microphotographies en lumière polarisée des gabbros massifs, au sud du Lac Léré. a) Plagioclase automorphe poecilitique renfermant des micros phénocristaux de clinopyroxènes; des hornblendes poecilitiques occupent l'espace interstitiel ; b) Les phénocristaux de plagioclase sont en partie saussuritisés. c) Agrégats de microcristaux ; d) Quartz et plagioclases sodiques en position interstitielle.

Le rubanement des métagabbros lités (Figure 18) est marqué par l'alternance de lits de plagioclases et d'amphiboles. Les métagabbros lités présentent la même composition minéralogique que les métagabbros massifs. Cependant, les gabbros lités présentent des amas de lattes de plagioclases alignés qui soulignent le rubanement. Cette orientation préférentielle des plagioclases souligne une foliation magmatique qui résulte de l'action de courants lors du refroidissement de l'intrusion.

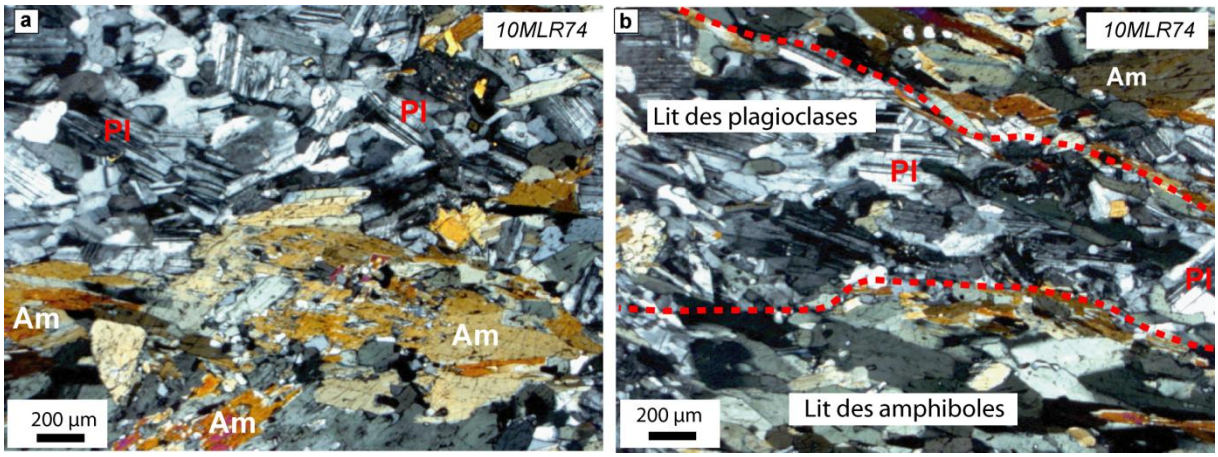


Figure 18: Microphotographies en lumière polarisée des gabbros lités.

I.1.1.2. GABBRO-DIORITES

Les gabbro-diorites affleurent principalement à la bordure Est de la série volcano-sédimentaire de Zalbi. En cassure fraîche, les gabbro-diorites ont une couleur gris-clair ou gris-sombre suivant la proportion de feldspath (Figure 19).

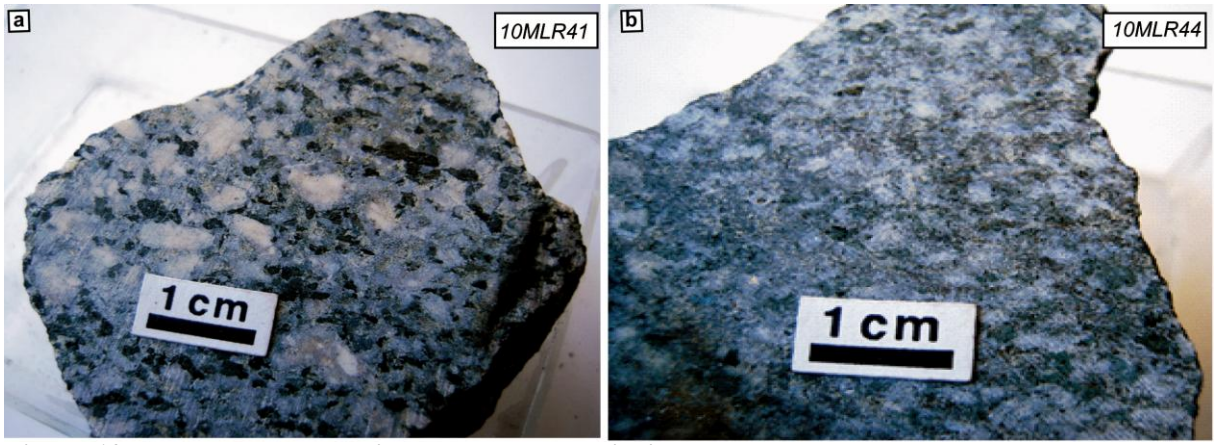


Figure 19 : Photos macroscopiques des gabbro-diorites.
a : noter la présence de phénocristaux de plagioclase, le plus souvent automorphes. b: Amphiboles et oxydes sont présents en amas discontinus autour des plagioclases.

Les gabbro-diorites (Figure 20) présentent une texture grenue. Les minéraux essentiels sont l'amphibole, le plagioclase et le quartz. Les plagioclases se présentent en phénocristaux subautomorphes à xénomorphes et sont localement altérés en séricite. L'amphibole est poecilitique contenant du quartz et des oxydes de fer et titane. Les minéraux secondaires sont la séricite et l'épidote.

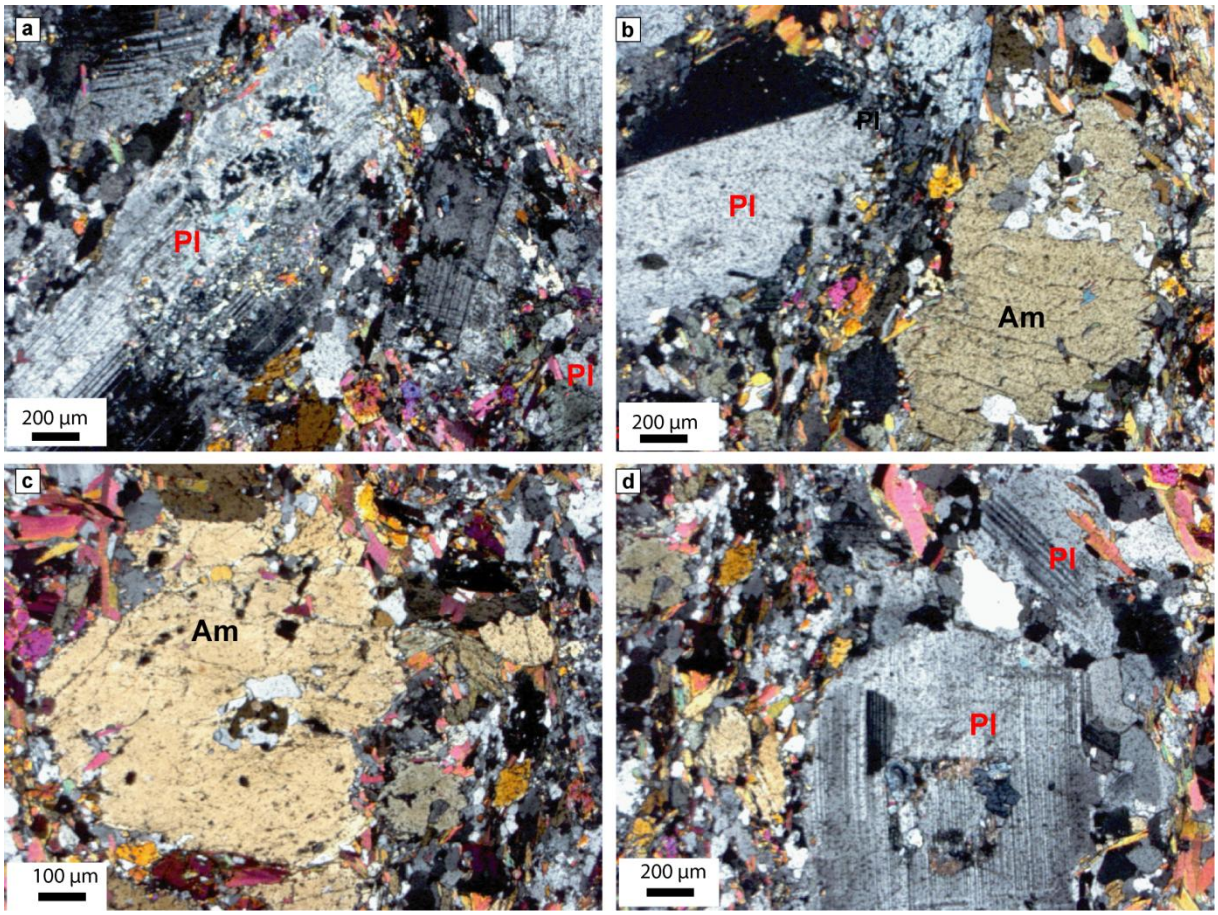


Figure 20 : Microphotographies en lumière polarisée des gabbro-diorites.
a) Plagioclase en voie de séricitisation ; b-c) Amphiboles poecilitiques en partie déstabilisées; d) Phénocristal de plagioclase avec des inclusions de quartz et d'amphibole. Les minéraux secondaires sont en agrégats autour des phénocristaux relictuels.

I.1.1.3. GRANODIORITES.

Les carottes photographiées (Figure 21) proviennent d'une réserve de l'usine de traitement d'or AFKO à Gamboké. De teinte verdâtre, elles présentent une structure grenue hétérogranulaire, marquée par les plages blanchâtres de feldspath. Elles sont parcourues par de petits filons riches en quartz.

Figure 21: Aspect macroscopiques d'un échantillon de granodiorite.

L'étude microscopique révèle une texture granoblastique, constituée de reliques de minéraux magmatiques, essentiellement des plagioclases, et de minéraux secondaires comme le quartz, la chlorite, la calcite et l'épidote (Figure 22). Les plagioclases sont généralement subautomorphes à automorphes et représentent environ 60% de la roche. La morphologie des plagioclases en latte, la texture grenue à microgenue, ou localement trachytique soulignée par de l'accolement des lattes de plagioclase, sont d'origine magmatique. Dans les faciès les plus fins (texture microgrenue), de fines baguettes d'apatite sont incluses dans le plagioclase, ce qui pourrait suggérer une saturation du magma en phosphore déjà au moment de la cristallisation des phénocristaux de plagioclase. Le quartz (< 40%) forme des plages de cristaux xénomorphes entre les lattes de plagioclase. Ce quartz peut être pour une large part d'origine magmatique tout comme les petits oxydes et les zircons. L'amphibole est très peu abondante (<1%) mais est présente entre les plagioclases ou au sein des plagioclases sous forme de petites aiguilles.

Les minéraux secondaires comprennent quartz, albite, séricite, chlorite, carbonates, sulfures et magnétites qui sont distribués de façon hétérogène dans les plagioclase albitisés ainsi que le long de fractures cicatrisées et de veines associées qui sont millimétriques (jusqu'à 0.5cm) à inframillimétriques (Figure 23). Les nombreuses veines millimétriques qui recoupent la roche se sont souvent insinuées aux joints des grains des plagioclases et du quartz. Les veines peuvent être associées à des fractures parfois rectilignes parfois situées dans des zones de cisaillement plus anciennes. Les veines sont donc associées à un processus de fracturation de la roche. Des cisaillements sont localement visibles aux parois des veines. Dans ces filons, les minéraux secondaires se présentent souvent en amas monominéraux, plutôt qu'en agrégats composites. On observe ainsi des amas constitués soit de chlorite, de séricite et ou de calcite.

Chlorite et séricite peuvent aussi montrer des extinctions roulantes. La séricitisation représente l'étape d'altération hydrothermale des roches felsiques.

Les minéraux accessoires : sulfures (pyrite, chalcopyrite, galène…NB : Ils seront plus détaillés dans la partie minéralogie) et magnétites forment des amas distincts, qui peuvent se présenter sous forme de chapelets dans les veines, ou isolément, à l'extérieur des veines et/ou de fractures, étant situés à quelques microns et ou centaine de microns des veines. La taille des amas et des grains de sulfures dans les amas est très variable. Les cristaux de pyrite sont souvent automorphes et peuvent atteindre le centimètre. La répartition des minéraux secondaires dans les veines montrent plusieurs dépôts successifs de minéraux secondaires. Ainsi des microveines remplies de minéraux secondaires peuvent juxtaposer une veine principale plus large avec les grains de sulfures. Cette disposition des minéraux secondaires illustre un processus hydrothermal associé à une importante fracturation de la roche.

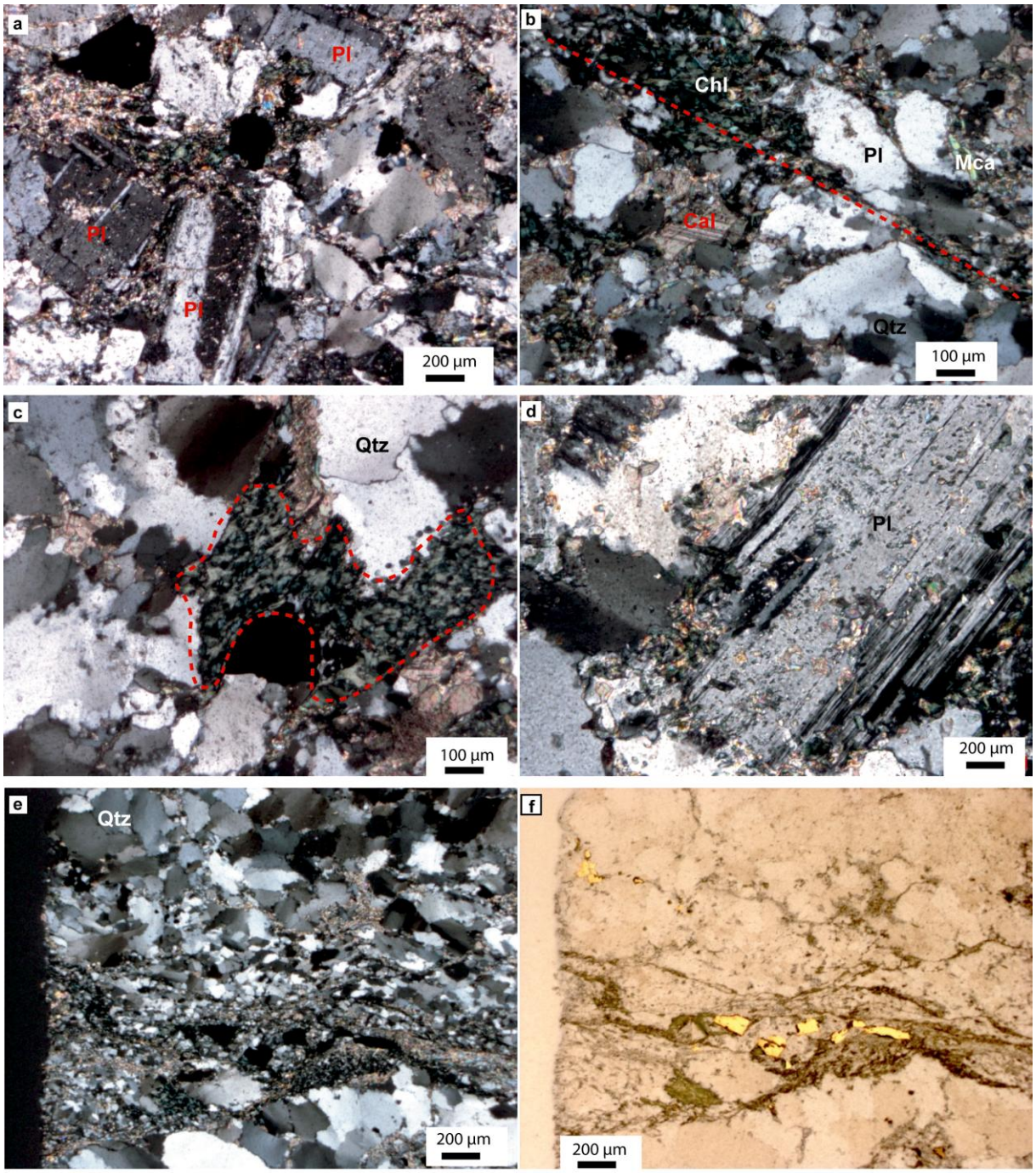


Figure 22: Microphotographies en lumière polarisée (a-e) et en lumière naturelle (f) deGranodiorite (10MLR72D) - Massif de Goueygoudoum.
a) Plagioclase en lattes de taille variable, avec aux joints de grains et dans des veines des minéraux secondaires, ici essentiellement de la séricite; les veines forment un réseau superposé à la texture de la diorite. b) zone de fracture cicatrisée remplie par de la calcite et la chlorite dont la proportion varie d'un endroit à un autre et qui forme des amas; c) Amas de chlorite dans les zones interstitielles. Noter aussi la présence de quartz en échiquier, à extinction roulante ; d) Altération du plagioclase en séricite. On peut voir localement que les concentrations de séricite suivent aussi le contour des grains ainsi que des microveines et/ou fractures dans les plagioclases ; e et f) Zone de cisaillement associé à des veines riches en quartz. On note la taille variable et l'extinction roulante des grains de quartz, ainsi que leur aspect suturé; des pyrites sont localisées en amas disséminés où elles sont associées plus spécifiquement aux chlorites dans les veines associées aux bandes de déformation.

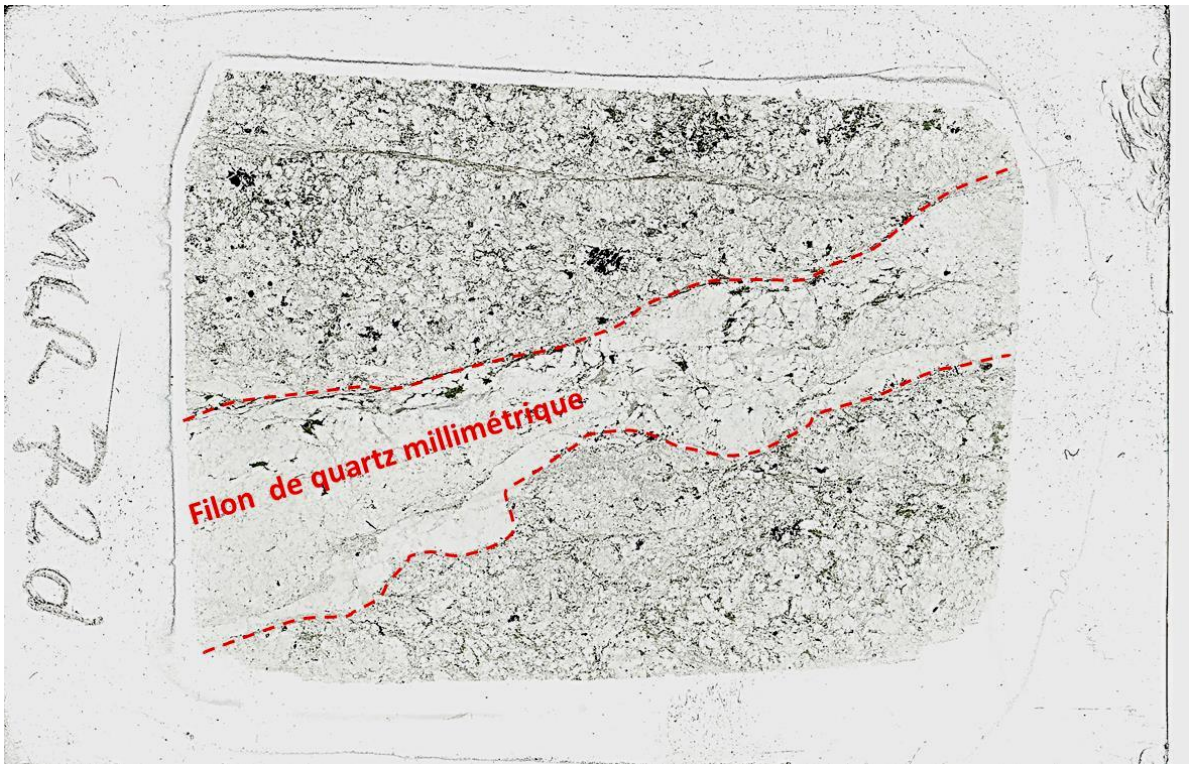


Figure 23: Photo de lame mince montrant l'aspect d'un filon de quartz recoupant la granodiorite.

I.1.2. LES ROCHES METAVOLCANOSEDIMENTAIRES

I.1.2.1. METABASALTES

Un échantillon provient de la ceinture de Zalbi (10MLR19) et deux échantillons proviennent de la réserve de l'usine de traitement d'or AFKO à Gamboké au sein de la ceinture de Goueygoudoum [échantillons 10MLR72a (Figure 24), 11MLR02]. Les métabasaltes issus de la réserve ont une couleur verte et sont recoupés par de nombreuses veinules de quartz millimétriques à inframillimétriques (Figure 24). Des cristaux de sulfures automorphes de taille approchant le demi mm sont visibles sur l'échantillon.

Figure 24: Aspect macroscopique de l'échantillon de métabasalte 10MLR72A et d'une lame mince d'un échantillon de métabasalte.

Les métabasaltes (Figure 25) présentent sous le microscope une texture intersertale, porphyrique, ou localement trachytique. Les phénocristaux sont constitués de feldspath plurimillimétriques (<5%), transformés en albite, chlorite et quartz.

En lame mince, la transparence de ces minéraux relictuels tranche sur le fond sombre de la matrice du métabasalte constitué de minéraux secondaires caractéristiques du faciès schistes verts. On distingue en particulier des taches diffuses de leucoxène qui pourraient dériver de la transformation d'oxydes magmatiques de fer et/ou de titane, à côté de plages de chlorite verte parfois accompagnées d'actinote, et/ou carbonates en îlots, ou encore avec du quartz. La matrice comprend de rares cristaux prismatiques de feldspath à double macle, accompagnant de nombreux prismes d'actinotes accompagnées de biotites en partie chloritisée. On observe aussi des microlites de plagioclase plus ou moins trapus subautomorphes et transformés en albite, séricite, chlorite, quartz et parfois en calcite. Le remplissage des zones de fracture se présentent sous forme d'amas polycristallins bordés de microlites de plagioclase associées à la hornblende, l'épidote et la magnétite.

Des amas secondaires occupant la forme relictuelle de phénocristaux de plagioclase peuvent contenir des cristaux de sulfures comportant essentiellement de la chalcopyrite accompagnée de la pyrrhotite et de pentlandite argentifère (détail au chapitre suivant). Les

amas de sulfures constitués de petits minéraux accolés ou isolés, sont situés le plus souvent au sein de plages de quartz.

Plusieurs générations de petits filons à quartz et calcite, rectilignes à courbes, peuvent être mises en évidence. Les filonnets rectilignes sont très étroits, avec un contact franc, tranchant sur la matrice et la schistosité. D'autres filonnets plus larges sont considérés comme les plus anciens car leur bordure est plus diffuse avec la matrice. Il en résulte que le dessin d'une génération ancienne de filons est plus difficile à suivre car ils apparaissent contournés, interrompus et d'épaisseur variable, tantôt parallèle à la schistosité, tantôt sécant sur elle. Ils sont constitués d'amas de quartz et ou de calcite, chlorite, séricite avec des épidotes, et du rutile automorphe en proportion variable. Ces minéraux constituent des amas de minéraux secondaires dont la répartition tranche avec celle de la matrice du métabasalte. Les petits filons plus récents comportent le plus souvent calcite, chlorite et/ou quartz. Les calcites représentent environ 30% des produits de recristallisation, sous forme de veinules.

Les transformations minéralogiques des basaltes résultent du métamorphisme régional en faciès schiste vert. A cela, s'ajoutent les transformations dues aux circulations des fluides bien caractérisées par le remplissage de silicates secondaires associés à des sulfures essentiellement le long de filons. Dans d'autres échantillons des métabasaltes ne provenant pas de la cartothèque (Figure 26), la texture des basaltes peut être microlitique porphyrique. La paragenèse magmatique est constituée de forme relictuelle de feldspath et pyroxène. Le feldspath est sub-automorphe. La paragenèse métamorphique en faciès schiste vert, comporte des chlorites, biotites, épidotse et oxydes de fer.

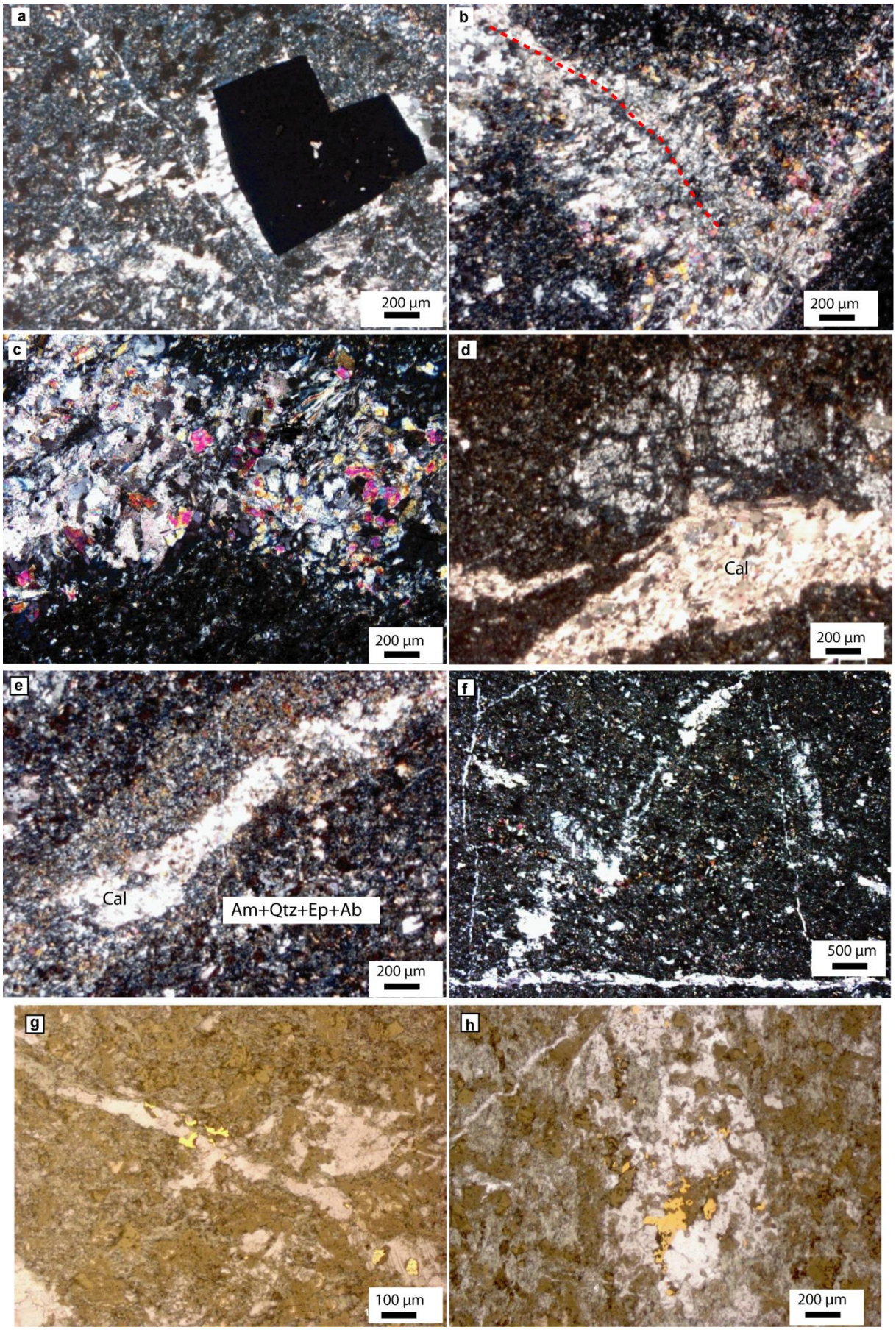

a
200 µm
b
200 µm
c
200 µm
d
Cal
200 µm
e
Cal
Am+Qtz+Ep+Ab
200 µm
f
500 µm
g
100 µm
h
200 µm

Figure 25: Microphotographie en lumière polarisée (a-f) et en lumière naturelle (g-f) d'un métabasalte 10MLR72a.
a)Grain isolé de sulfure. Noter les halos de quartz développés à partir de deux faces témoignant de recristallisations syntectoniques; b) Plagioclase magmatique déstabilisé en chlorite, quartz et épidote. Le trait rouge souligne une micro fracture plus riche en magnétite qui se prolonge dans la matrice ; c) Plagioclase destabilisé en un agrégat avec albite, chlorite, epidote et carbonate ; la taille des minéraux secondaires dans la forme relictuelle de plagioclase est plus grande que celle des minéraux de la matrice; d) Zone de fracture remplie de calcite au contact avec des phénocristaux de plagioclase relictuels, très fracturés. De petit grains de sulfures disséminés sont présents à l'intérieur de ce plagioclase,; e) Veine de calcite discontinue dans une zone foliée marquée par l'association de microcristaux de hornblende, quartz, épidote et albite ; f) Réseau de veinules discontinues de quartz, et/ou de calcite; g) Cristaux de pyrite localisés le long d'une veine de quartz ; h) Amas de pyrites disséminées dans une forme relictuelle de plagioclase remplacé par un assemblage à quartz, chlorite, séricite, calcite et sphène.

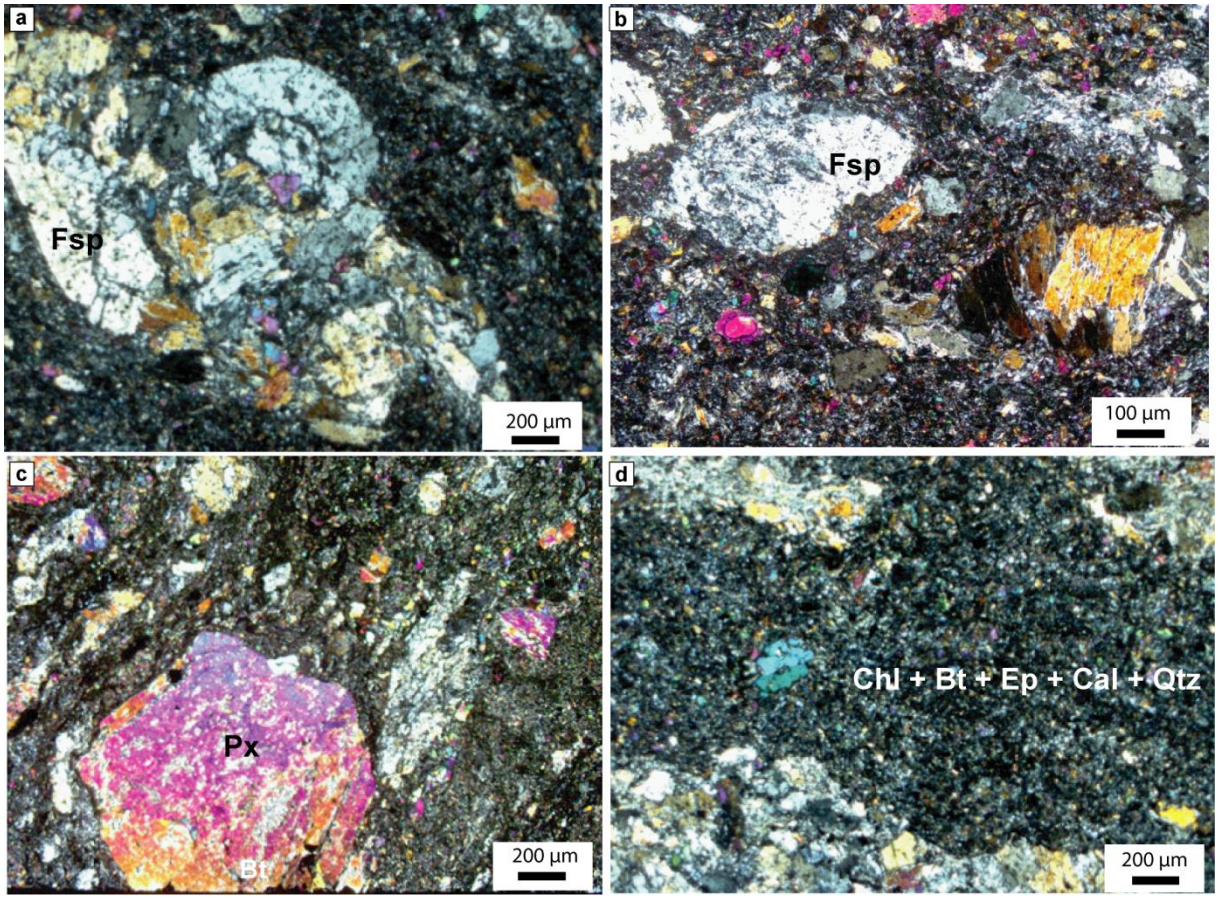


Figure 26: Microphotographie en lumière polarisée des basaltes (11MLR02) à texture microlitique porphyrique.
Les phénocristaux sont surtout des feldspaths et du pyroxène. La matrice est à chlorite-biotite-actinote-épidote-calcite-quartz.

I.1.2.2. METADOLERITES

Les dolérites affleurent en boudins verdâtres dans les séries métavolcanosedimentaires ainsi que dans le complexe mafique à intermédiaire. Ces dolérites (Figure 27) sont des roches

microgrenues. Elles sont constituées essentiellement de plagioclase en lattes fines dans une matrice plus sombre riche en chlorite.

Figure 27: Aspect macroscopique d'une dolérite.

Cette roche présente une texture intergranulaire (Figure 28). Elle renferme du plagioclase, en baguettes automorphes. Les oxydes magmatiques ont cristallisé entre les lattes de plagioclase, soit en grains automorphes, soit plus fréquemment sous forme de cristaux squelettiques développés à partir des parois des cristaux de plagioclase. Chlorite oxydes et sphène forment ainsi des auréoles autour des cristaux de plagioclase, comblant les interstices entre eux. Epidote, albite et quartz sont issus de la transformation du plagioclase.

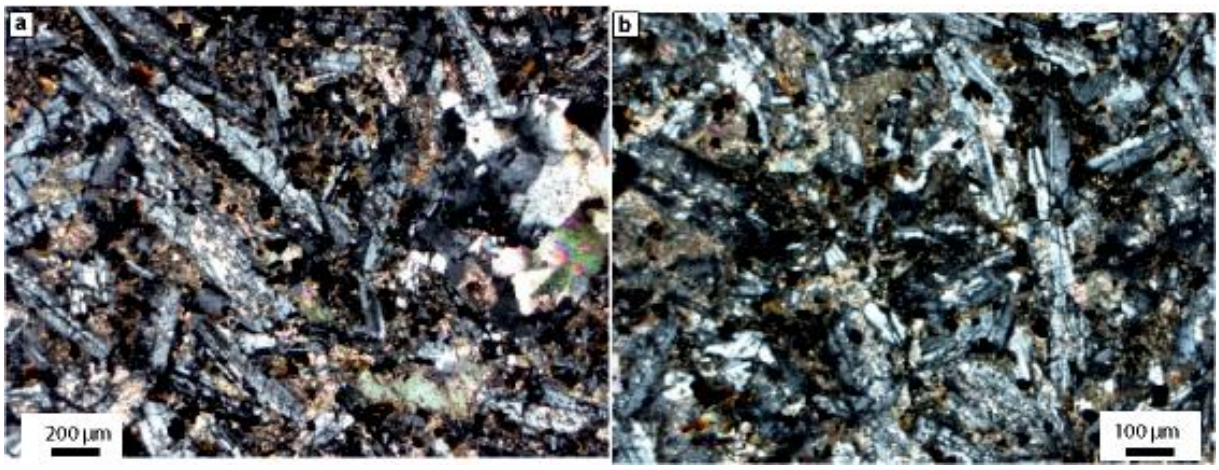


Figure 28: Microphotographie en lumière polarisée des dolérites montrant des plagioclases en baguettes enchevêtrées définissant des zones interstitielles riches en chlorite, calcite et sphène.

I.1.2.3. LES AMPHIBOLITES

Les amphibolites (Figure 29) affleurent sous forme massive et forment des petites collines. On les rencontre aussi en enclaves dans les granitoïdes. Ce sont des roches de

couleur verte pour les plus riches en amphiboles, ou vert-clair à jaunâtre pour celles qui contiennent du quartz, du feldspath et de l'amphibole. Les amphibolites présentent une foliation soulignée par des alternances de niveaux riches en amphibole et de niveaux quartzo-feldspathiques accompagnée d'une linéation soulignée par l'orientation préférentielle des cristaux d'amphibole.

Les amphibolites sont de deux types: les amphibolites rubanées (Figure 29, a-b) et les amphibolites massives (Figure 29, c).

Figure 29 : Photos macroscopiques des amphibolites.
a-b) Amphibolite à l'est de la série de Zalbi faite d'une alternance de lits foncés riches en amphiboles et de lits clairs riches en feldspaths qui pourraient dériver de gabbros. En b, on note la présence de phénocristaux de plagioclase plus ou moins déformés et tronqués qui tranche sur le fond de la matrice. c) Amphibolite massive (série de zalbie et le CMI sous le massif granitique de Zabili) de teinte verdâtre, recoupée de filonnets feldspatiques, microplissés qui pourraient dériver de métabasaltes.

Au microscope (Figure 30, a-b), les amphibolites rubanées sont composées par des amphiboles automorphes, et souvent en prismes allongées. Elles peuvent être polygonales au sein d'amas riches en amphiboles. Elles peuvent être parfois poeciloblastiques et renfermer de petites inclusions de quartz. Les feldspaths sont transformés en produits sériciteux. Le quartz présente des extinctions roulantes. Les minéraux accessoires sont l'épidote et les oxydes de

fer et/ou de titane.

Les amphibolites massives (Figure 30, c-d) présentent une texture typiquement nématogranoblastique, formée à partir des amphiboles et du plagioclase. Dans ce cas, l'amphibole forme de grandes plages poecilitiques. L'amphibole sont souvent associées aux plagioclase, quartz, et minéraux opaques et sphène, ce dernier formant des grains de très petite taille. Il existe aussi des inclusions d'apatite dans les amphiboles. Le plagioclase se présente en sections sub-automorphe ou xénomorphe, disséminées dans la roche. Il renferme souvent des inclusions d'apatite. Les plagioclases sont souvent altérés en albite et épidote. Le quartz est xénomorphe et présente une extinction roulante. Certaines plages de quartz présentent des contacts avec l'amphibole. La calcite remplace localement les amphiboles.

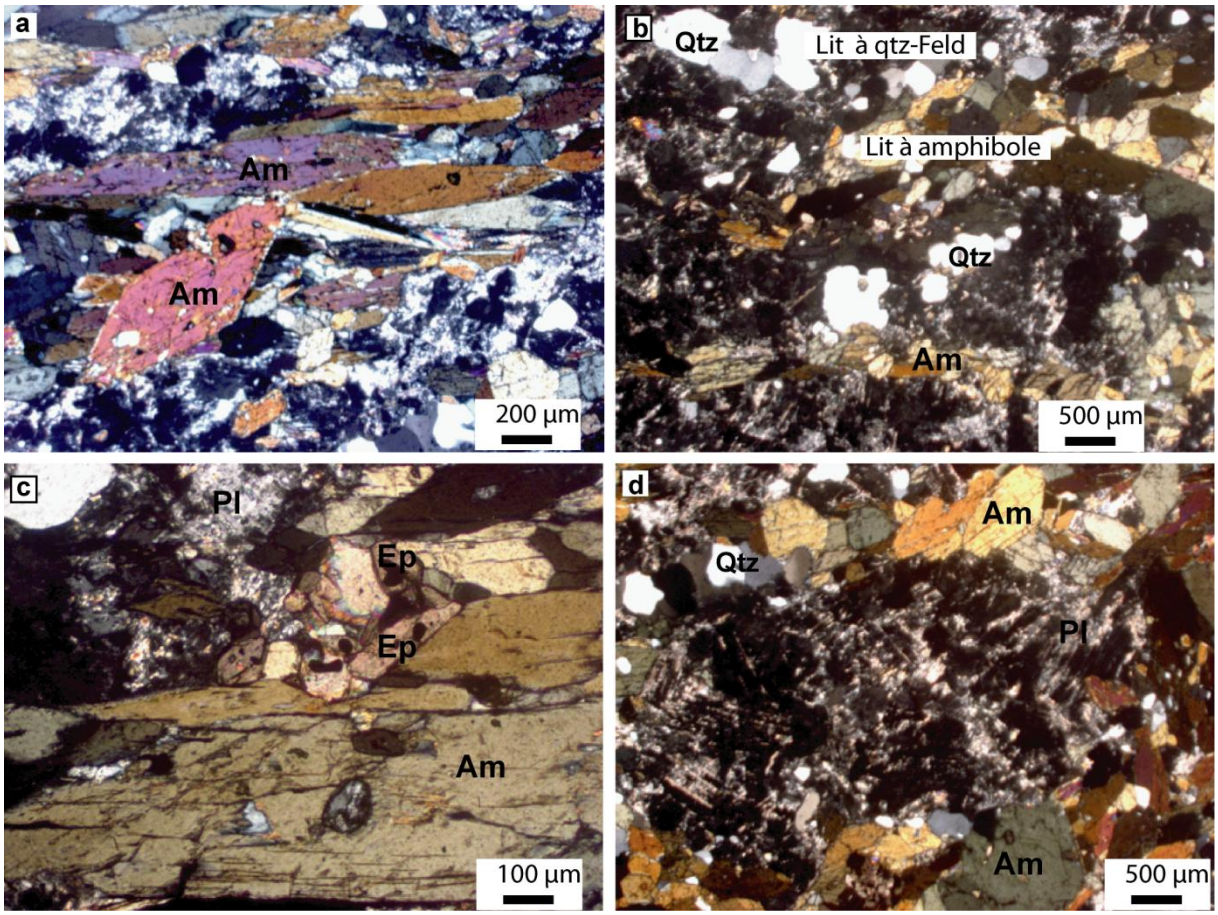


Figure 30: Microphotographies en lumière polarisée des amphibolites.
a) amphiboles automorphes avec des prismes allongés ou des sections losangiques perpendiculaires au prisme, avec de petites inclusions de quartz b) Alternance entre lits quartzeux-feldspatiques et lits riches en amphiboles ;c) Epidote entre un amas d'amphiboles et des plagioclases. d) plagioclase opacifié en voie d'altération.

I.1.3. LES METASEDIMENTS

I.1.3.1. METAGRAUWACKES

Des métagrauwackes affleurent sous la forme d'un niveau de quelques dizaines de

mètres d'épaisseur au sud-est du pluton granitique de Zabili (Figure 31). Ces roches sont caractérisées par des grains de quartz de taille variable associés à des micas et à des plagioclases. Cet assemblage suggère une dérivation des produits d'altération des roches volcaniques. L'âge de ces métagrauwackes n'est pas connu et donc probablement un dépôt relativement tardif par rapport à l'histoire magmatique et tectonique Pan-Africaine.

L'orientation préférentielle des minéraux phylliteux et des grains de quartz définit une schistosité orientée N40°55NW. Les métagrauwackes sont recoupées par un réseau dense de veines de quartz dont une partie est transposée par la schistosité.

Figure 31 : Métagrauwacke avec des veines de quartz partiellement transposées par la schistosité.

A l'échelle microscopique (Figure 32), les métagrauwackes sont constitués d'une matrice microcristalline de quartz et de séricite incluant des porphyroclastes millimétriques de quartz, plagioclase, et grenat. Les plagioclases contiennent des inclusions de calcite. Le quartz et le plagioclase présentent des microstructures: sous-grains, extinction roulante, qui attestent d'une déformation intracristalline. De plus, les métagrauwackes sont localement fracturés. Les porphyroclastes sont moulés dans une matrice schisteuse formée de chlorite, biotite et de muscovite. Cette paragenèse typique du faciès des schistes verts se serait formée autour de 400°C, comme l'indiquent la coexistence de biotite et de grenat et les microstructures de déformation intracristalline.

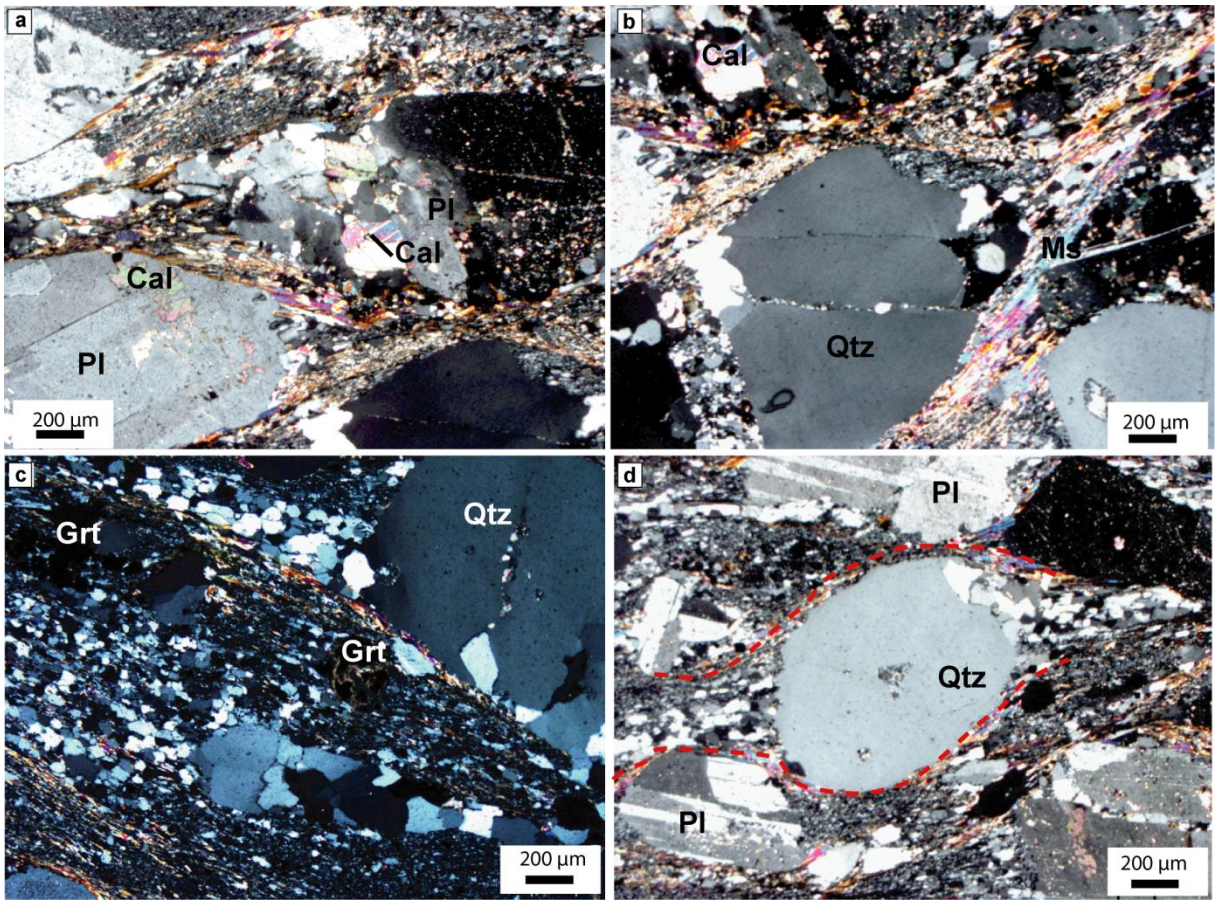


Figure 32: Microphotographie en lumière polarisée du Métagrauwacke (09MKZ12) de la série de zalbi.
Il est constitué de porphyroclastes de quartz et de plagioclase moulés dans une schistosité soulignée par des muscovites et biotites. Les porphyroclastes de quartz et de feldspath montrent une extinction roulante et la présence locale de sous-grains.

I.1.4. ROCHES ULTRAMAFIQUES

I.1.4.1. LES PYROXENITES

Macroscopiquement, les pyroxénites sont vert foncé. Au microscope (Figure 33), la texture est granoblastique hétérogranulaire.

Les minéraux essentiels sont le clinopyroxène, les amphiboles et plagioclases. Les pyroxènes sont résiduels inclus dans de larges hornblendes poeciloblastiques forment des cristaux aciculaires, craquelés et parfois sous forment de baguettes allongées. Le plagioclase est en grande plage relictuelle xénomorphe. Les minéraux accessoires sont rutile, apatite, ilménite, et chlorite qui sont en inclusion ou en bordure des amphiboles et pyroxènes. L' ilménite et l'apatite sont considérées comme magmatiques, les autres minéraux étant liés au métamorphisme.

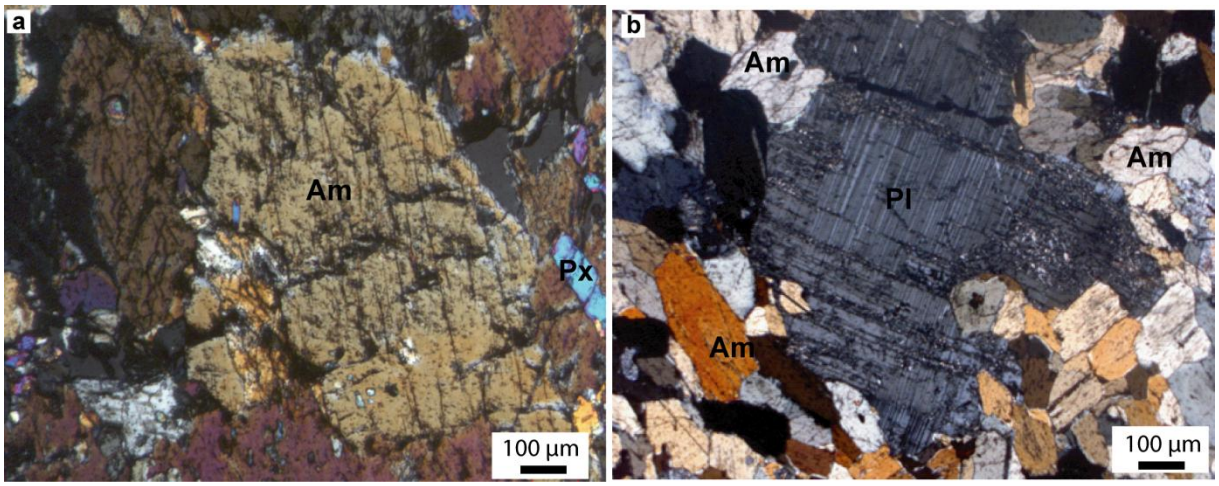


Figure 33: Microphotographies en lumière polarisée de pyroxénite au sud du Lac.
a) Grands cristaux d'hornblende poeciloblastique riches en inclusions de Clinopyroxène ; b) Grande plage de plagioclase dont les contours initiaux magmatiques ont disparu lors du métamorphisme avec la cristallisation d'amphiboles granoblastiques formant entre elles des points triples.

I.1.4.2. LES SCHISTES

Plusieurs variétés ont été distinguées en fonction de la nature et de la proportion des minéraux constitutifs : chlorite, talc, mica et amphibole. Les formations schisteuses comprennent des talschistes, des chloritoschistes, des micaschistes et des amphiboloschistes qui affleurent sous forme de petites buttes (Figure 34, a), orientées N-S à NE-SW, ou en enclave dans les roches plutoniques, à l'est de la série de Zalbi.

Les **talcschistes** (Figure 34, b) affleurent au Nord du Lac de Léré. Ces roches se présentent sous forme de niveaux centimétriques de couleur vert clair à blanchâtre et au toucher savonneux. La roche montre un débit en plaquettes suivant le plan de schistosité. Ces talcschistes à grain fin sont constitués de talc et de chlorite.

Les **chloritoschistes** (Figure 34, c) affleurent au Nord-Ouest de Léré dans le village de Zalbi. Ces roches vertes plus ou moins claires se trouvent sous forme de bancs centimétriques à grain fin à moyen.

Les **micaschistes** (Figure 34, d) affleurent au Nord du lac de Léré, en intercalation avec les amphibolites.

Les **amphiboloschistes** (Figure 34, e-f) se trouvent en enclaves dans le batholite du Mayo-Kebbi.

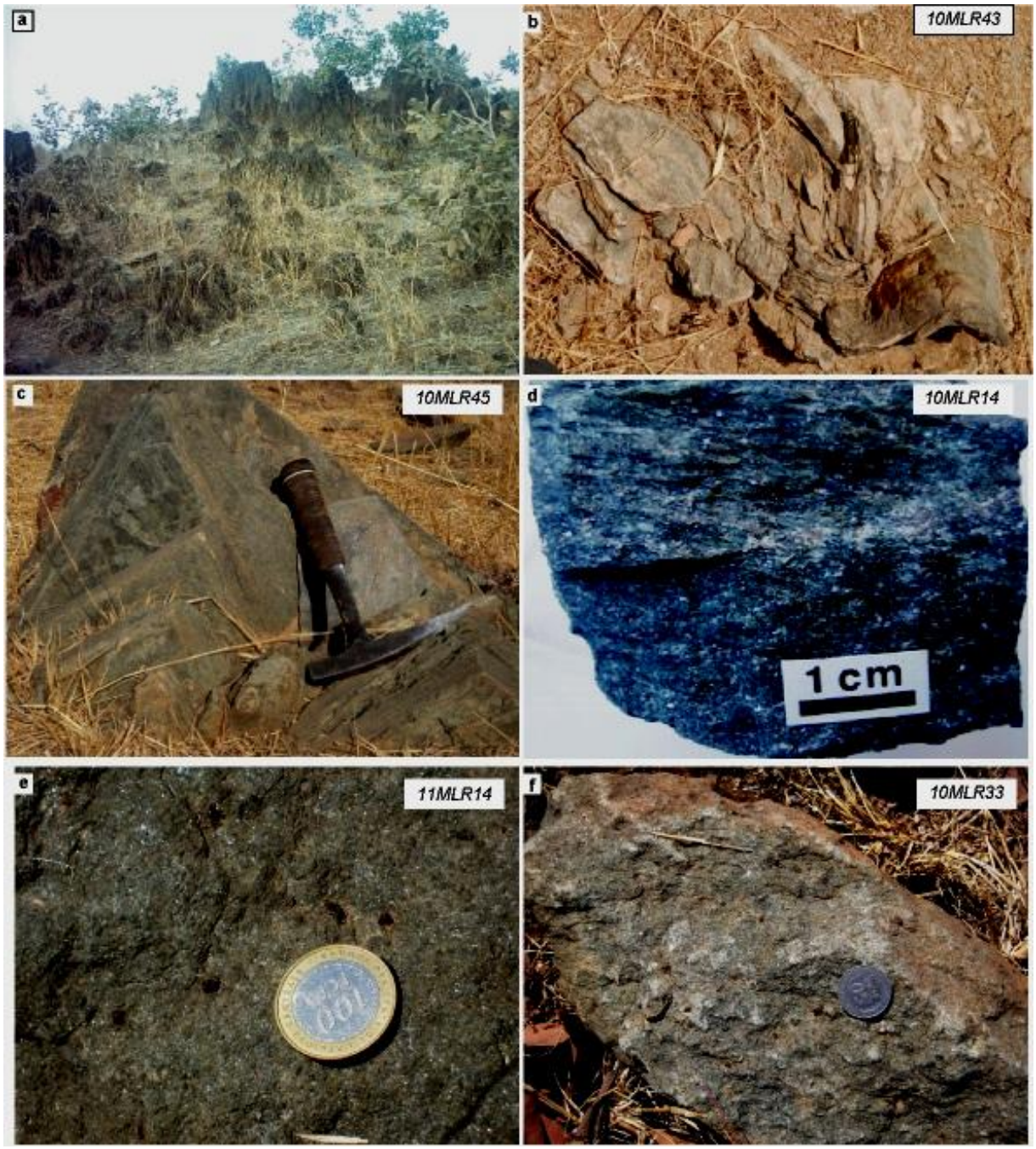


Figure 34: Photos macroscopiques des Schistes.
Schistes a : Affleurement de schistes indifférencié sous forme de petites buttes (série de Zalbi) ; b : Talcschistes (série de Zalbi) replissés caractérisés par une couleur gris verdâtre, avec leur aspect soyeux caractéristique ; c) Chloritoschiste (série de Zalbi) ,de couleur verte; d) Micaschistes (série de zalbi) ; e-f) Amphiboloschistes en enclave dans le batholite du Mayo-Kebbi;. La schistosité est moins nette que pour les talcschistes et chloritoschistes.

Au microscope, les talcschistes montrent une texture lépidoblastique (Figure 35) soulignée par le talc (environ 70-85%) et la chlorite (10 à 15%), accompagnés de magnétite.

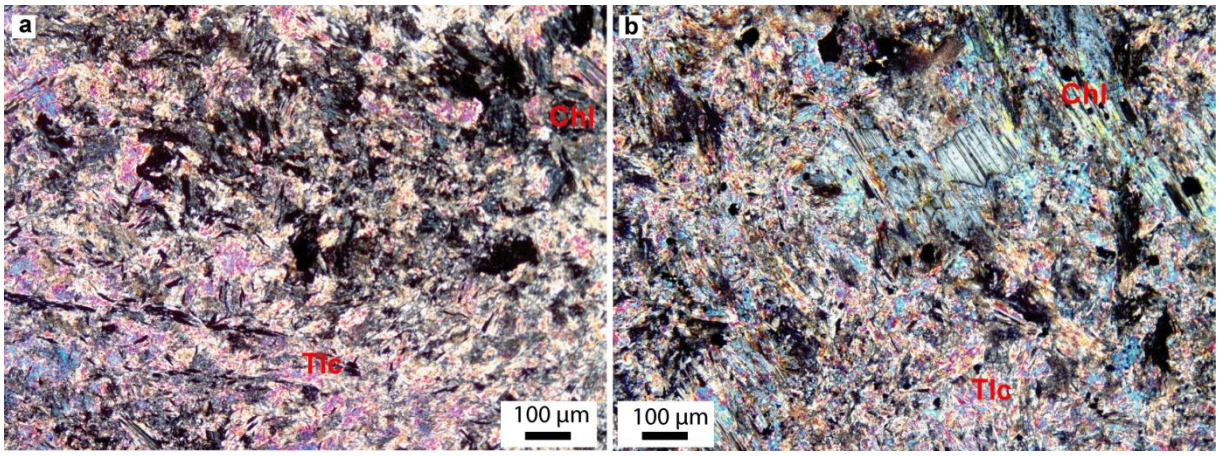


Figure 35: Microphotographie en lumière polarisée des talcschistes.

Les **chloritoschistes** (Figure 36) présentent une texture lépidoblastique. Les minéraux essentiels sont : la chlorite, le quartz, l'épidote. Les minéraux accessoires sont des oxydes de fer. La chlorite, le minéral le plus abondant (>70%) se présente en paillettes orientées, formant parfois de fines bandes, qui résultent de la déformation. Le quartz se trouve sous forme de fines bandes associées dans la matrice chloriteuse. Les épidotes, zoïsite et pistachite, sont rares et souvent cryptocristallines. La taille de la zoïsite est souvent un peu plus grande que celle de la pistachite. Les minéraux opaques (magnétites, pyrites) sont également présents sur ces roches et de forme très variée.

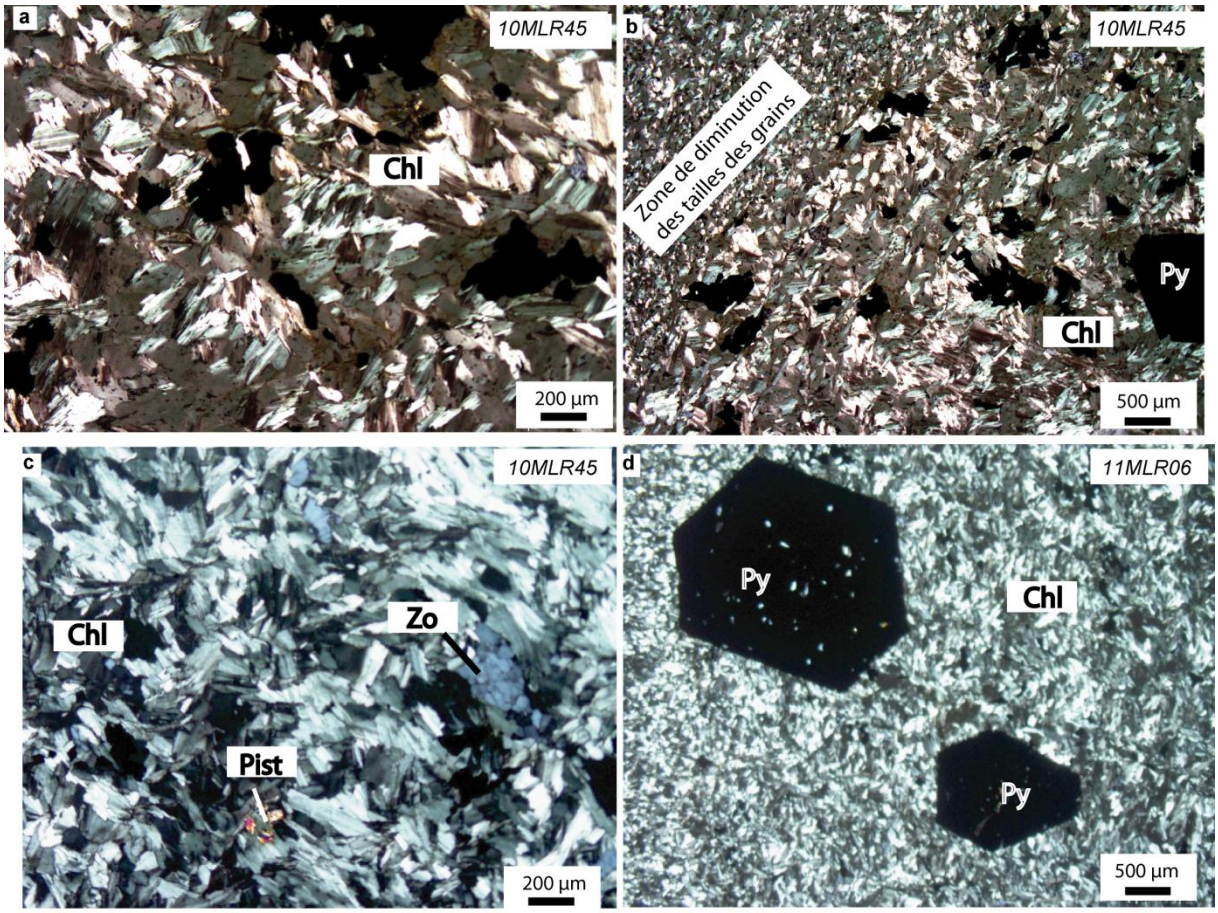


Figure 36: Microphotographie en lumière polarisée de chloritoschistes.

a) Chlorites en amas non orientés; b) Chlorites sous forme de paillettes disposées en bandes montrant des tailles de grain variable ; c) Chlorites accompagnées de rares grains de zoïsite et pistachite ; d) Pyrite automorphes dans une matrice de chlorites.

Les **micaschistes** (Figure 37) comprennent en proportion variable quartz, plagioclase, muscovite, biotite, calcite, épidote, chlorite, et oxydes de fer. Ils présentent une texture hétérogranulaire lépidoblastique à poeciloblastique. La schistosité est soulignée par l'allongement des grains de quartz, des plagioclases et des chlorites. Le quartz se présente en agrégat. Les micas se présentent en lamelles non orientées. Les plagioclases présents dans certains échantillons sont maclés. Certains plagioclases sont partiellement séricitisés. Ils forment parfois des amas dans les zones riches en quartz. La chlorite se présente en rosettes dans quelques échantillons. Elle provient de la rétromorphose des biotites. L'épidote se présente sous forme de gros cristaux xénomorphes.

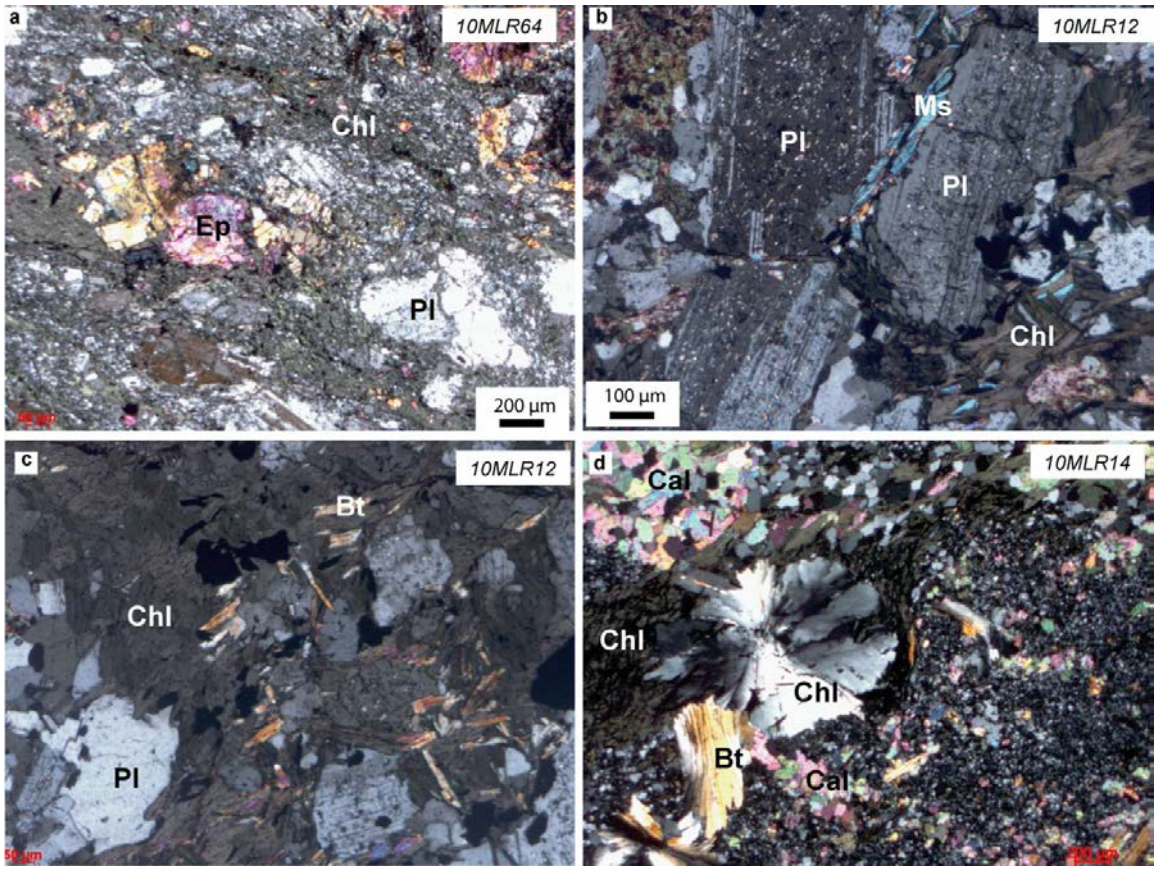


Figure 37: Microphotographies en lumière polarisée des micaschistes de la série de zalbi

Les **amphiboloschistes** (Figure 38) sont marquées par une texture hétérogranulaire lépidoblastique à pœciloblastique. Les minéraux essentiels de ces roches sont amphibole, chlorite, feldspath et quartz. Les minéraux accessoires sont épidote et oxydes. La schistosité est soulignée par l'amphibole et la chlorite.

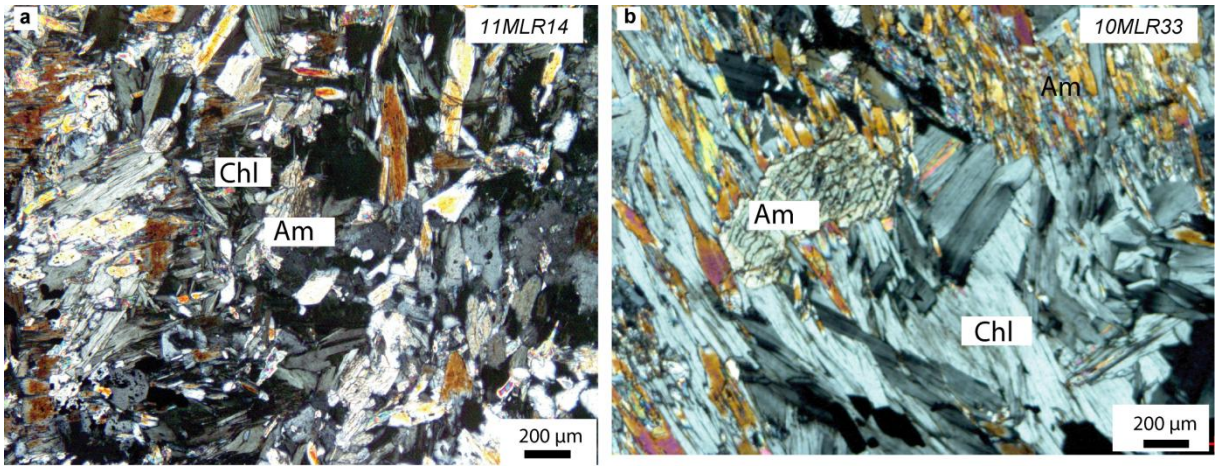


Figure 38 : Microphotographies en lumière polarisée d'amphiboloschistes (10MLR 36) en enclave dans les granitoïdes.
Assemblage intime de chlorite et d'amphibole subautomorphe. De plus larges amphiboles semblent antérieures au feutrage de chlorite et d'amphiboles.

I.2. DESCRIPTION STRUCTURALE

Les roches vertes sont caractérisées par une première foliation S0-1 partiellement à totalement transposée dans une schistosité fortement inclinée subparallèle aux contacts lithologiques.

II.2. 1. PLIS

Les plis sont observés au sein des schistes de Zalbi et au niveau de la zone de sondage et d'exploitation de l'or de Gamboké (Serie de Goueygoudoum).

Dans les schistes de Zalbi, la foliation S0-1 est affectée par des plis asymétriques en flanc long et flanc court avec une schistosité S2 de plan axial (Figure 39).

A Gamboké, la foliation S0-1 est affectée par des plis P1 et P2 aux axes subhorizontaux et associés au développement de schistosité de plan axial S2 et S3 (Figure 40).

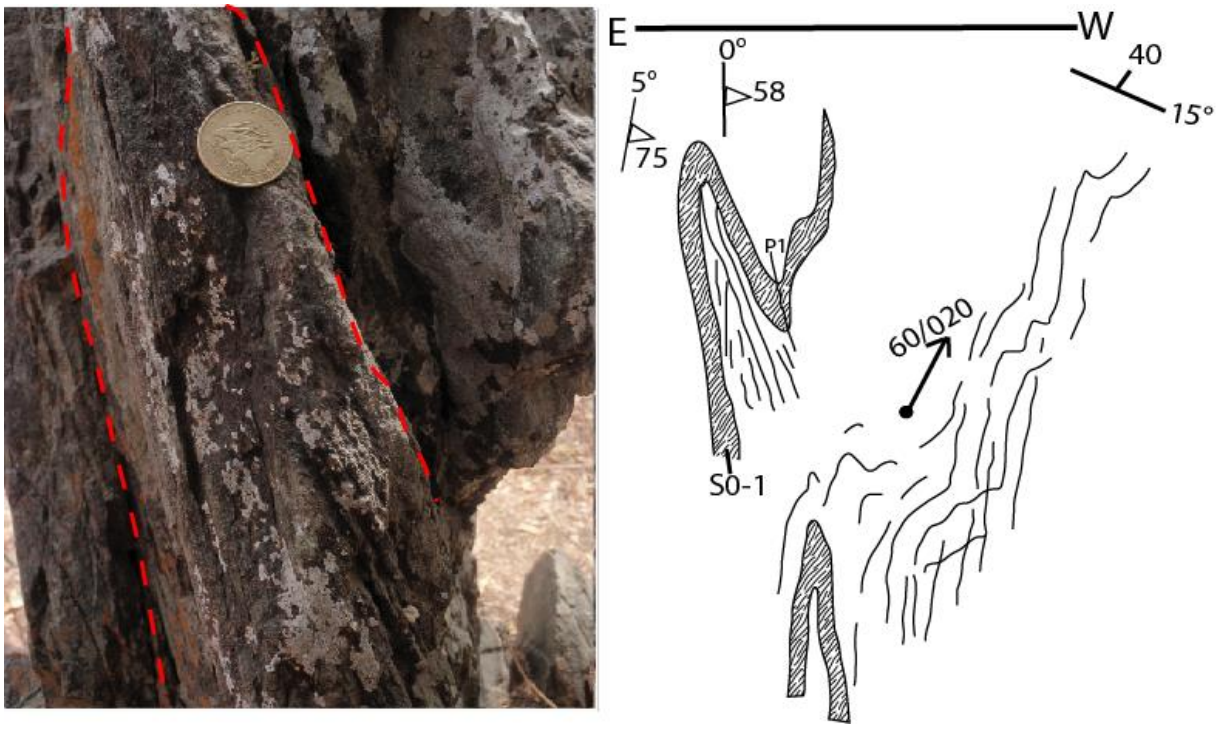


Figure 39: Charnière de plis dans les micaschistes à Zalbi avec schéma explicatif.

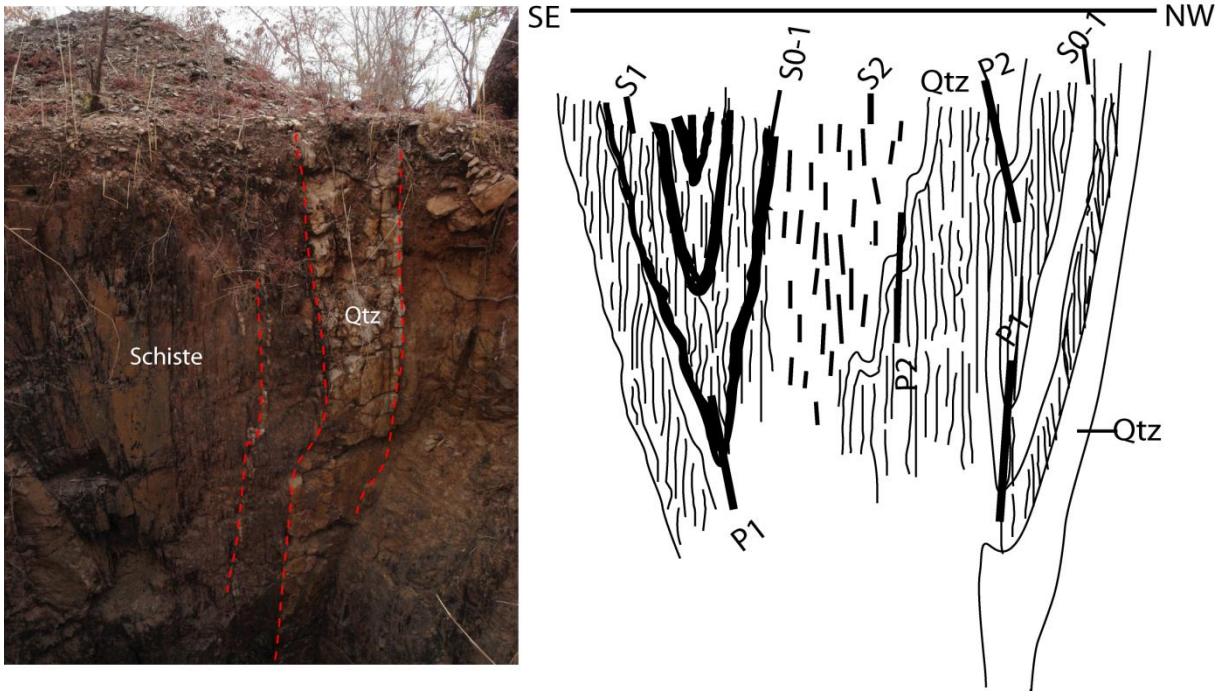


Figure 40: Plis dans les schistes de Goueygoudoum (Gamboké) avec schéma explicatif

II.2. 2. VEINES

Le filon de quartz aurifère de Massonébaré, défini comme une veine de première génération V1, (Figure 41a) est affecté par de nombreuses diaclases et est recoupé par trois générations de veines désignées V2, V3, et V4 (Figures 39 b et c). Ces veines sont constituées de quartz à l'exemption de V4 qui est très riche en carbonate, séricite et sulfures.

Les données structurales (Figure 42) montrent un plan de fracturation d'orientation globale NE-SW. Cette direction correspond bien à la direction observée par les anciens auteurs, au sein des roches basiques de la série de Zalbi et celle de Gouyegoudoum.

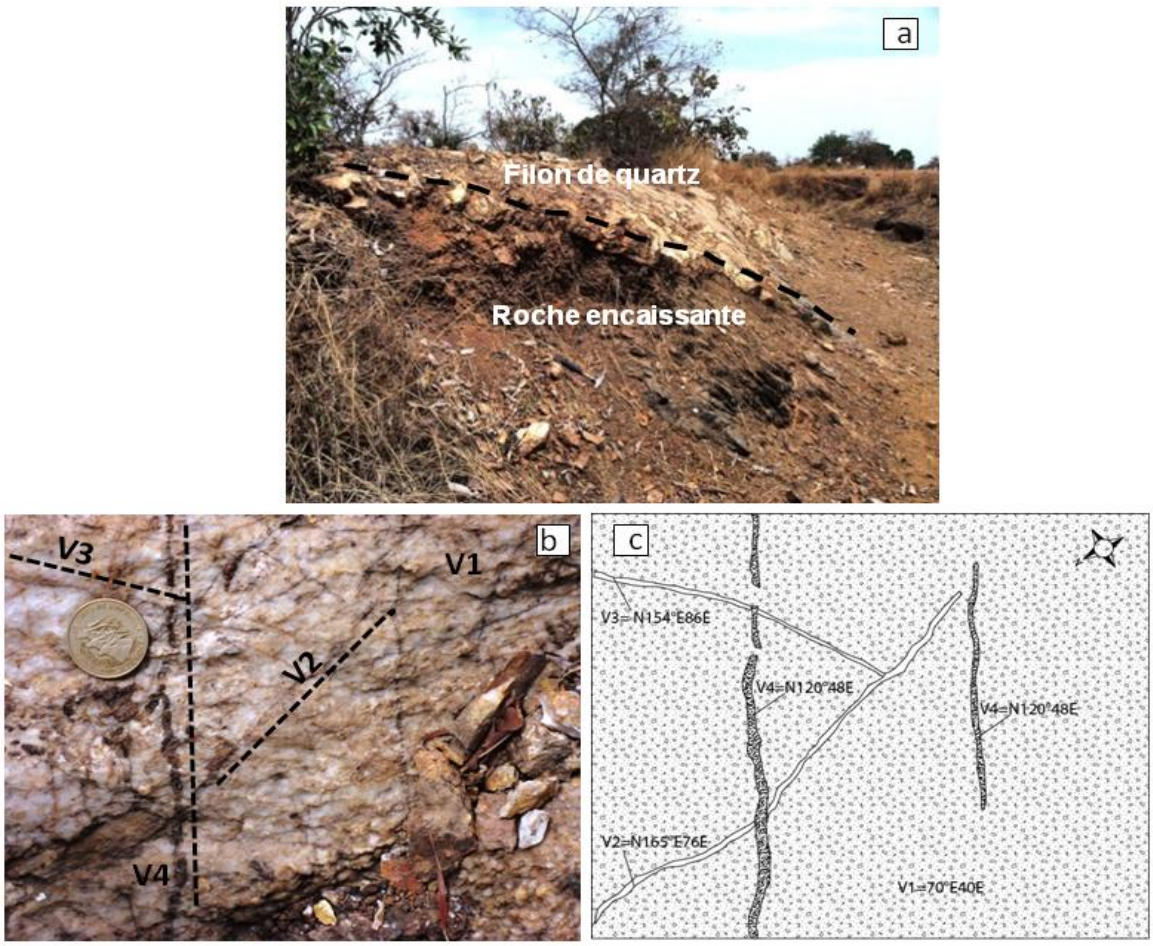


Figure 41: Photos du filon de quartz

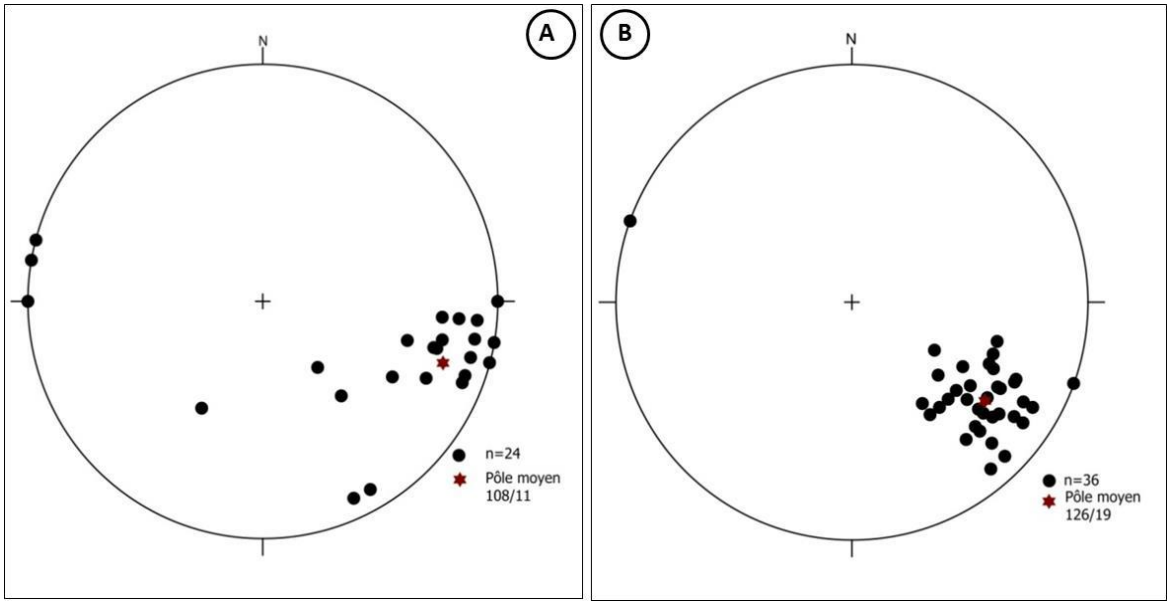


Figure 42: Stéréogramme des schistosités au sein des formations basiques.
A série de Zalbi : la direction de la schistosité varie entre N30 et N65. Le pendage est incliné soit vers le NW, soit vers le SE. Le pôle moyen est de 108/11 ; B = série de Gouyegoudoum : la direction varie entre N40 et N165 avec une moyenne à 126/19. Le pendage est soit vers le NW, soit vers le SE. Le pole moyen est 126/19

CONCLUSION

Les ceintures de roches vertes de Zalbi et de Goueygoudoum sont constituées de roches ultrabasiques, roches métaplutoniques basiques à acides et des roches métavolcano-sédimentaires.

Les roches ultramafiques comprennent des pyroxénites, des chloritoschistes, des talcschistes et des amphiboloschistes. Certaines d'entre elles sont plutoniques et probablement liées aux gabbros. Les talcschistes sont issus de roches ultramafiques riches en olivine mais leur origine magmatique à mantellique ne peut être déduite des observations de terrain ou au laboratoire.

Les roches métaplutoniques basiques à acides comprennent les gabbros, les gabbros dioritiques, et les granodiorites,

Les roches métavolcanosedimentaires comprennent les amphibolites, les métabasaltes, les métadolérites et les métagrauwackes. Les métabasaltes et les diorites contiennent beaucoup de sulfures, dont la description fera l'objet d'un chapitre ultérieur.

Les roches vertes sont marquées par une foliation S0-1 de direction NE-SW à fort pendage vers le sud-est associée à des plis P1 isoclinaux synschisteux, repris ensuite par des plis P2 marqués par une schistosité de plan axial S2.

CHAPITRE II

GEOCHIMIE MAJEURS ET TRACES DES ROCHES VERTES

CHAPITRE II : GEOCHIMIE MAJEURS ET TRACES DES ROCHES VERTES

Ce chapitre sera consacré à l'étude géochimique des éléments majeurs et en traces dans le but de définir leur origine magmatique et mieux contraindre le site géotectonique où elles se sont mises en place. Comme les roches sont transformées dans le faciès schistes verts, et que par ailleurs, nombre d'entre elles sont très schistosées, les textures et les minéraux magmatiques ont pour la plupart disparu. L'étude géochimique peut ainsi conforter la nature et l'origine des principaux groupes lithologiques et mettre en évidence leur lien génétique.

L'analyse des teneurs en ces éléments a été effectuée au CRPG (Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques) de Nancy. Les méthodes analytiques utilisées sont decrit en annexe analytique. Les analyses géochimiques sont présentées en Annexe Tab 3 à 6.

I. LES ELEMENTS MAJEURS

La répartition des éléments majeurs et de quelques éléments mineurs a été illustrée à partir de diagrammes de type Harker pour caractériser les différents groupes lithologiques échantillonnés sur le terrain puis observés en lame mince. Dans ces diagrammes, la projection de la composition des minéraux métamorphiques donne de précieuses indications sur la lithologie actuelle de la roche sur l'assemblage possible des minéraux secondaires. La projection des compositions de l'olivine, des pyroxènes et du plagioclase permet d'apprécier quels ont pu être les principaux minéraux magmatiques qui ont concouru à la lithologie anté-métamorphique. De la distribution des éléments majeurs et mineurs en fonction de la perte au feu, la nature des minéraux hydratés issus des transformations métamorphiques en faciès schistes verts peut être déduite, de même que l'incidence de la présence de ces minéraux sur la composition initiale des roches et son degré d'hydratation. Indiquons aussi qu'une perte au feu élevée peut révéler la présence d'une importante altération supergène.

Dans le diagramme binaire SiO_2-PF (Figure 43), la perte au feu est variable: elle atteint un maximum dans les chloritoschistes (11.65 wt. %) pour de faibles valeurs de SiO_2, ce qui est compatible avec une prédominance de chlorite dans les échantillons. Toutes les roches schisteuses ont une perte au feu élevée, dont les micaschistes ($6.91 < PF < 10.74$ wt. %), les amphiboloschistes (moyenne de la PF: 6.23 ± 0.38 wt. %, avec $n = 5$), et les talcschistes ($PF \approx 6$ wt. %). Les gabbros, les pyroxénites et les diorites sont les roches les

moins hydratées (PF gabbro = 1.57 ± 0.38 wt. %, n= 7; PF pyroxénite = 1.82 ± 0.12 wt. %, n = 3; PF gabbro-diorite = 0.89 et 1.84 wt. %, n = 2). C'est d'ailleurs dans ces roches que les textures sont les mieux préservées. Dans les 3 échantillons de métabasaltes et les deux échantillons de dolérites, la perte au feu, variable, est comprise entre celles des gabbros et des amphiboloschistes, soit entre 2.75 et 5.79 wt. %. Les amphibolites qui correspondent essentiellement à des métabasaltes, et pour un échantillon à un gabbro doléritique, la perte au feu est du même ordre que dans les métabasaltes et dolérites, étant comprise entre 1.49 et 3.81 wt. %).

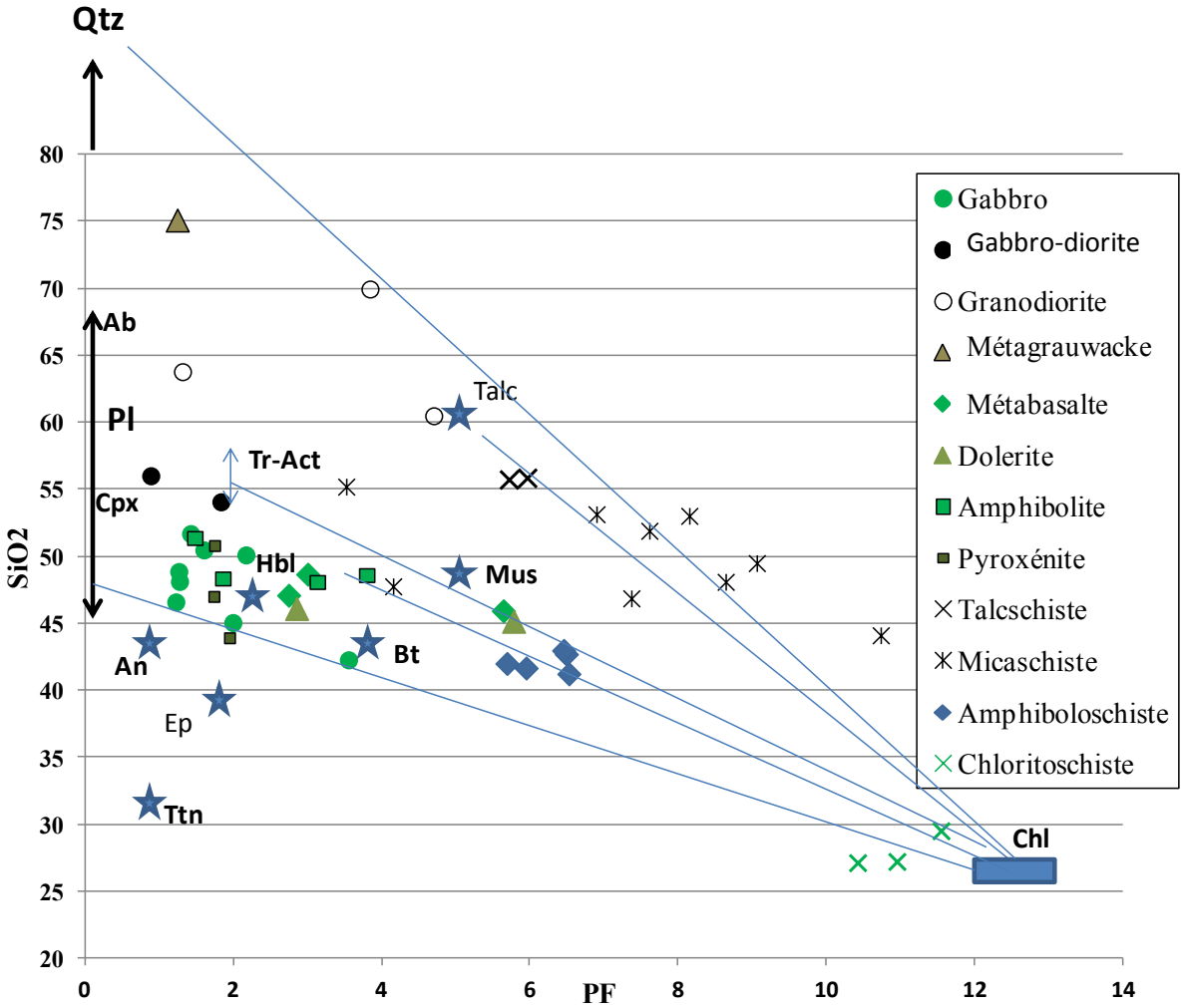


Figure 43: Diagramme SiO2-PF.

Dans le diagramme SiO_2-PF, les talcschistes et de nombreux schistes sont dispersés le long de l'axe quartz-chlorite. Le regroupement de deux talcschistes à proximité du pôle talc indique que ces roches sont probablement issues de roches ultramafiques riches en olivine. La présence de talcschiste dans la zone de contact entre la série de Zalbi et le CMI, est conforme

au gisement des talcschistes que l'on trouve dans la plupart des ceintures de roches vertes au voisinage d'accidents tectoniques, où les roches ultramafiques sont déformées et recristallisées. Ceci suppose d'importants mécanismes de transfert de la plupart des éléments pour augmenter la proportion de silice dans les talcschistes. Un échantillon (10MLR43) correspond très étroitement à la composition d'un talcschiste issu d'une roche ultramafique avec un faible rapport FeO* [$FeO_{tot}/(FeO_{tot}+ MgO) \times 100$] (15.96), de faibles valeurs de Al_2O_3 (1.32 %), de CaO, Na_2O et K_2O, sous la limite de détection, et de fortes valeurs de MgO (30.11 %). Le second échantillon (10MLR47) qui se rapproche du pôle talc dans le diagramme SiO_2-PF, en raison de la forte valeur en SiO_2 (55.69 wt. %), a un rapport FeO* plus élevé (40.00), intermédiaire entre ceux des amphiboloschistes (33.52 ± 1.99; n = 5) et pyroxénites (43.81 ± 4.99; n = 3). Les plus faibles teneurs en MgO (9.67 wt. %), et les valeurs élevées d'Al_2O_3 (9.28 wt. %), de CaO (8.59 wt. %) et Na_2O (3.43 wt. %) différencient nettement cette roche du talcschiste et la rapproche des amphiboloschistes, bien que les teneurs des alcalins et de TiO_2 divergent. La présence de carbonates dans cette roche et dans de nombreux autres talcschistes rend compte en partie des teneurs de CaO élevées.

Dans les chloritoschistes, les teneurs élevées en Al_2O_3 (18.19± 0.68 wt. %), Fe_2O_3 (14.8 ± 2.50 wt. %) et surtout en MgO (26.74 ± 1.31 wt. %), et au contraire les faibles teneurs en CaO (5.25 ± 1.20 wt. %), Na_2O (0.20 ± 0.08 wt. %) et K_2O (0.02 ± 0.01 wt. %), confortent la prédominance de chlorite dans la paragenèse métamorphique et leur origine possible à partir de roches ultramafiques pauvres en clinopyroxène. Le faible rapport FeO* moyen (32.06 ± 4.95 wt. %) peut conforter une telle origine dans l'hypothèse où ces roches dériveraient d'un magma basique.

Les amphiboloschistes, limités au CMI, sont bien regroupés dans la plupart des diagrammes. Dans le diagramme SiO_2-PF, ils sont situés sur l'axe chlorite- hornblende, une disposition en accord avec leur paragenèse métamorphique, ce qui en fait aussi de bons candidats pour une dérivation à partir roches ultramafiques. Cette hypothèse est en accord avec les fortes teneurs de MgO (23.60 ± 0.91 wt. %), toutefois légèrement inférieures à celle des chloritoschistes et du talcschiste, et de Fe_2O_3 (12-14.6 wt. %), ainsi qu'avec la présence de teneurs en traces pour Na_2O et K_2O. Les teneurs d'Al_2O_3 de 7.85 à 10.03 wt. %, jointes à celle de CaO (3.65-6.85 wt. %) pourraient indiquer la présence d'un plagioclase calcique d'origine magmatique. Les amphiboloschistes pourraient ainsi dériver de pyroxénites riches en olivine.

Dans les talcschistes, les chloritoschistes et amphiboloschistes, les teneurs en Cr et Ni sont variables mais en général élevées par rapport aux autres roches mafiques. Le talcschiste a

la teneur la plus forte en Cr 2755 ppm, une teneur voisine de celle rencontrée dans les roches ultramafiques (Yonta, 2010), confortant ainsi l'origine ultramafique de cet échantillon, lié à la présence de spinelle chromifère. La teneur en Ni est aussi forte dans le talcschiste analysé, égale à 1911 ppm, ce qui traduit aussi la présence d'olivine en abondance comme dans les harzburgites ou dunites. La teneur en Co est également élevée, 85 ppm. Ainsi, les teneurs de Cr, Ni et Co confortent la présence d'ultramafites dans le Mayo Kebbi qui par transformation ont donné des talcschistes. Il en est ainsi pour les ultramafites altérées de Timmins, Ontario et plus proche du Mayo Kebbi, pour les péridotites serpentinisées de Lomié, Est du Cameroun (Ndjigui, 2008), et d'une façon générale pour les harzburgites et dunites des massifs ophiolitiques, comme en Turquie (Yonta, 2010).

Les diagrammes Ni et Cr, Co en fonction de SiO_2 (figures 44, 45, 46) illustrent le comportement de ces éléments dans les roches mafiques et ultramafiques du Mayo Kebbi. Les faibles teneurs en SiO_2, jointes aux teneurs, généralement élevées de Cr, Ni et Co, permettent de conforter la présence de roches ultramafiques riches en olivine et ± en spinelle et orthopyroxène. Une bonne corrélation s'observe entre Cr, Ni et SiO_2, qui peut refléter des variations conjointes de l'olivine et du spinelle des talcshsites aux chloritoschistes, en passant par les amphiboloschistes. Toutefois l'augmentation de SiO_2 et de Ni ne cadre pas avec les variations dans la proportion d'olivine: on s'attendrait à ce que Ni, qui entre préférentiellement dans l'olivine, augmente avec la diminution globale de SiO_2 dans la roche, qui reflèterait une augmentation de la proportion d'olivine. On peut alors supposer que les teneurs de Cr, Ni et Co sont plus ou moins relictuelle et que l'augmentation de SiO_2, tout du moins pour le talcschiste est lié à la formation du talc et à sa concentration dans les zones tectonisées. Comme Co n'est pas corrélé aux teneurs de Cr et/ou de Ni, on peut proposer que la teneur voisine en Co dans les talcschistes, chloritoschistes et amphiboloschistes peut traduire une proportion voisine d'orthopyroxène dans ces trois types de roches, comprise entre 85 et 103 ppm, qui diminue ensuite fortement dans la plupart des autres roches mafiques (Co < 40 ppm), excepté pour les pyroxénites (Co = 65 ± 12 ppm).

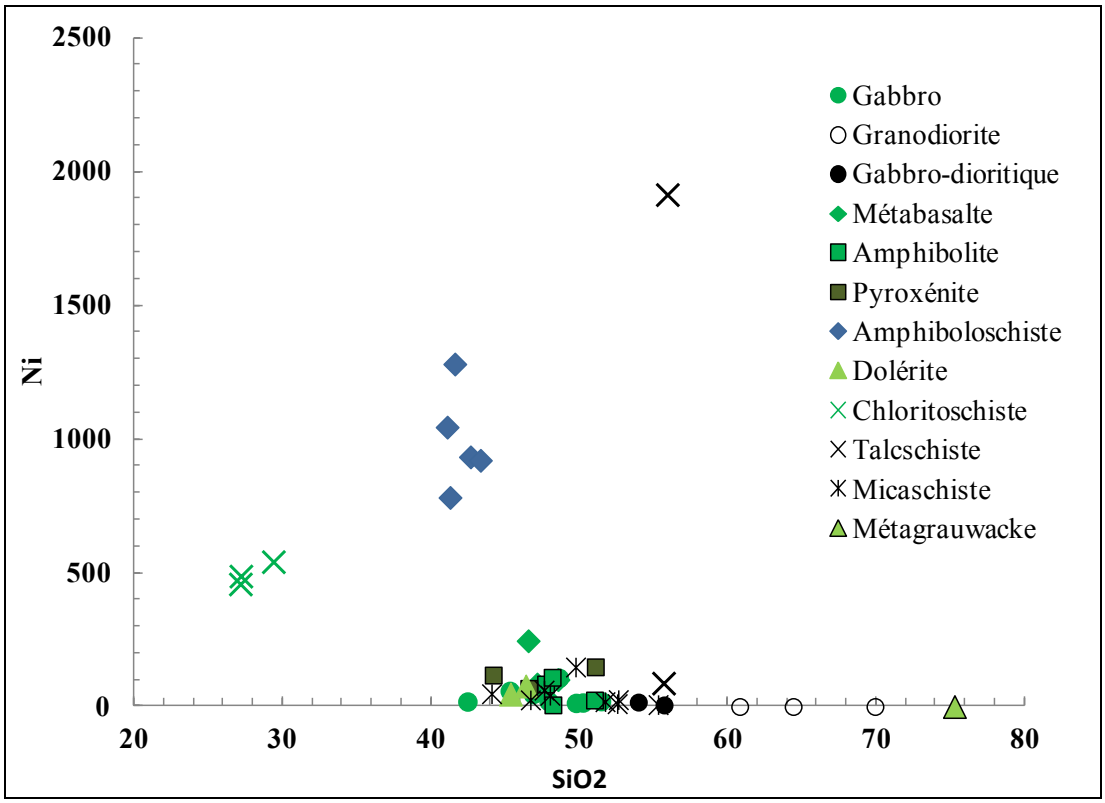


Figure 44: Diagramme Ni vs SiO_2 des corrélations dans les schistes.

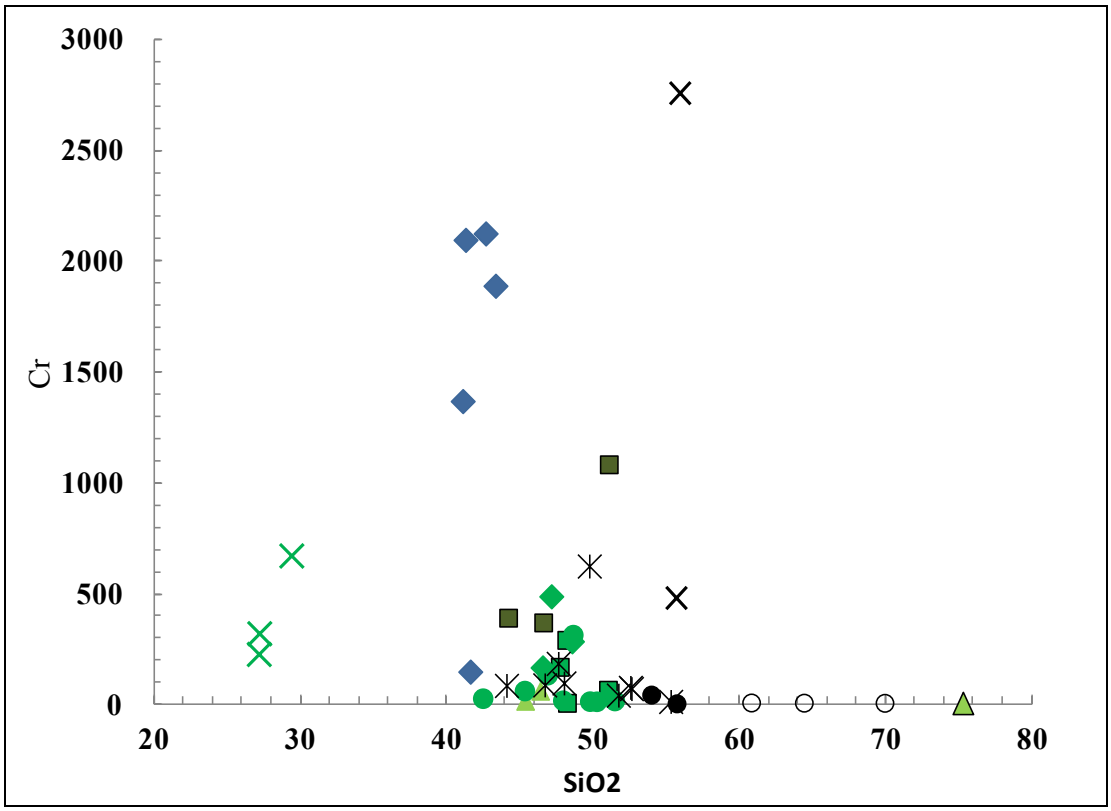


Figure 45: Diagramme Cr vs SiO_2 des corrélations dans les schistes.

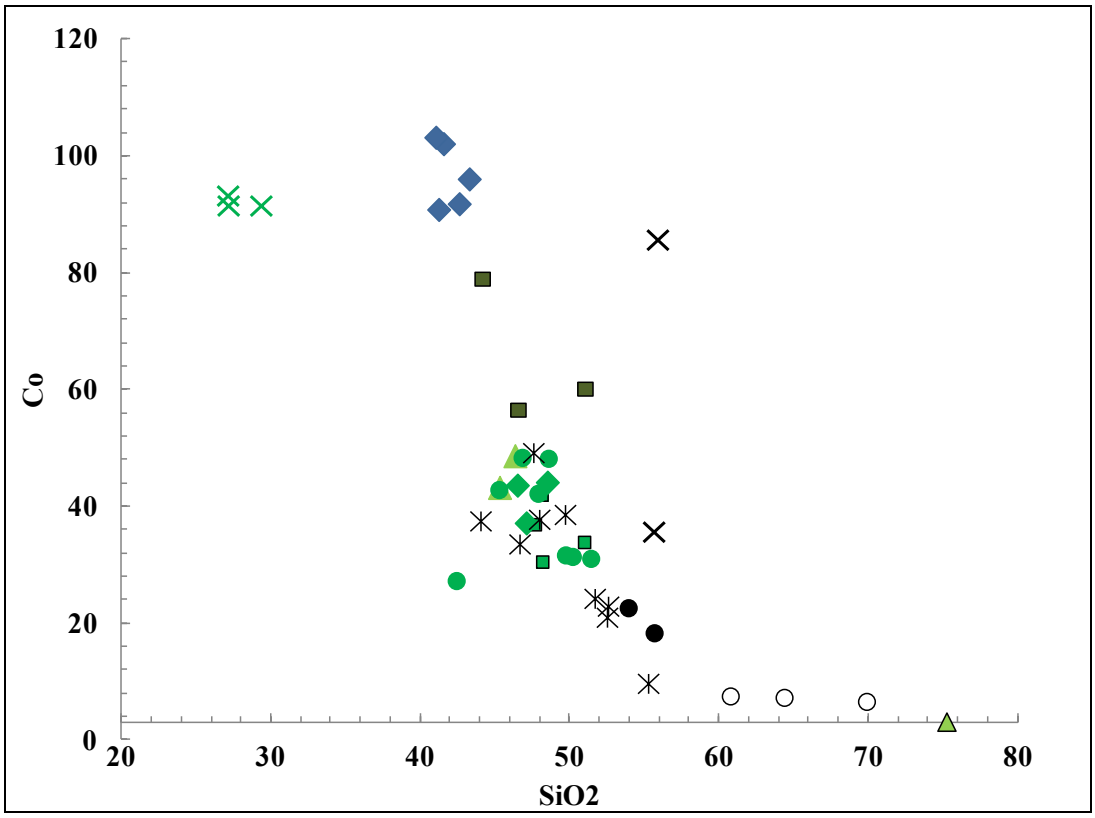


Figure 46: Diagramme Co vs SiO_2 des corrélations dans les schistes.

Avec les pyroxénites, les textures magmatiques sont en partie préservées, et les modifications secondaires sur la composition des roches sont certainement moins importantes que dans les roches autres que les roches ultramafiques, talcschistes, chloritoschistes et amphiboloschistes. Ces roches ont été moins engagées dans le processus d'hydratation que les roches précédentes, que ce soit la chloritisation ou la formation de talc, leur PF ne dépassant pas 2 wt. % (1.82 ±0.12 wt. %). Les pyroxénites, issues du CMI, montrent encore des pyroxènes relictuels, transformés le plus souvent en hornblendes. Compte tenu de la répartition des éléments majeurs, les pyroxénites, à part le clinopyroxène ont pu comporter du plagioclase calcique, la teneur en CaO, étant comprise entre 12.80 et 15,03 wt. %, et celle de Na_2O ne dépassant pas 1.08 wt. %, et quelques olivines, eu égard aux teneurs de SiO2 (43.93 à 50.81 wt. %) et de Ni (111 ± 41 ppp; n=3). Ces pyroxénites ont dû aussi renfermer de l'orthopyroxène, compte tenu des teneurs de SiO_2 et MgO (13.1 à 15.68 wt. %).

Les gabbros (Tableau 3) ont une PF comprise entre 1.23 et 2.18 %, sauf pour un échantillon qui a une PF de 3.46 (Ech. 10MLR76). Cet échantillon avec de faibles teneurs en SiO_2 (42.28 wt. %), MgO (3.82 wt. %) et Fe_2O_3, (8.84 wt. %) et de fortes teneurs d'Al_2O_3 (24.24 wt. %) et CaO (14.43 wt. %), est un leucogabbro, les plagioclases primaires ayant dû

être assez calciques (Na2O = 1.00 %). Dans le diagramme (Figure 47) de Cox et al. (1979), les métagabbros échantillonnés tombent bien dans le domaine des gabbros.

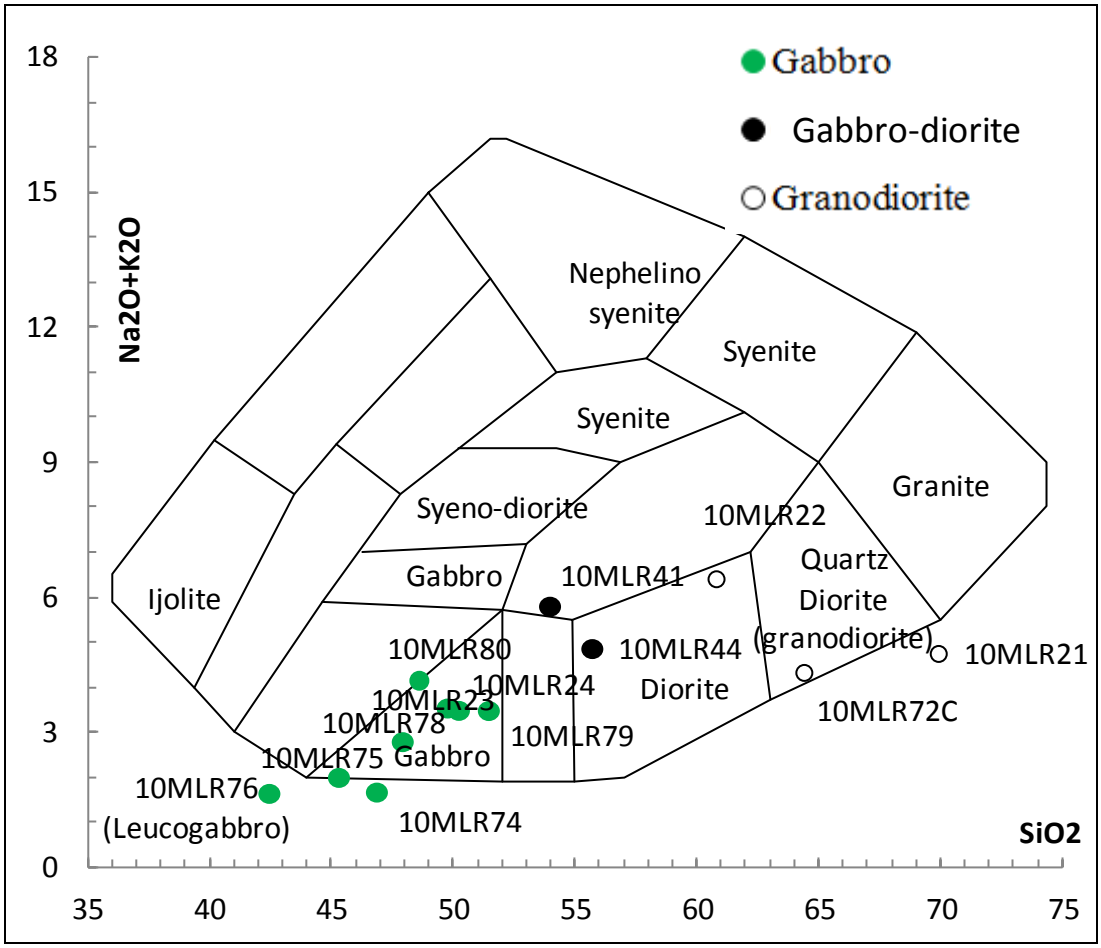


Figure 47: Diagramme de Cox et al. (1979) des gabbros, gabbro-diorites, et granodiorites.

Dans le diagramme SiO_2 avec la perte au feu, les gabbros se placent sur un axe clinopyroxène-chlorite pour des valeurs de SiO_2 comprises entre 45.06 wt. % et 51.7 wt. %, mais à proximité du clinopyroxène. Dans les gabbros, les variations des teneurs sont sensibles d'un échantillon à l'autre pour Fe_2O_3, (10.27 à 14.90 wt. %) MnO (0.19-0.27 wt. %), TiO_2 (0.61-1.41 wt. %) et MgO (3.82-8.51 wt. %) laissant ainsi supposer l'existence d'un processus de cristallisation fractionnée qui se serait déroulé au sein de chambres magmatiques. Si un tel processus a bien eu lieu, il a conduit en fin de différenciation à la précipitation de magnétite et ilménite qui sont effectivement présents dans les gabbros les plus différenciés, riches en Fe_2O_3 et TiO_2. Les variations négativement corrélées entre Na_2O (1 wt. % à 3.35 wt. %), et CaO (9.22-12.19 wt. %), peuvent refléter le même processus magmatique et/ou un processus d'albitisation secondaire lié au métamorphisme schiste vert. Par ailleurs, la teneur très variable en Cr, toutefois inférieure à 314 ppm dans les échantillons analysés, témoigne de la

disparition progressive de la précipitation du spinelle chromifère. Comparé aux pyroxénites, la concentration moyenne de Ni a chuté, Ni est en général inférieur à 58 ppm (seul un échantillon atteint 107 ppm), ce qui indique la disparition de la précipitation d'olivine dans cet ensemble gabbroïque, ainsi que celle de l'opx, si l'on relie exclusivement les teneurs de Co à celle de l'orthopyroxène (Co = 40 ± 8 ppm). Toutefois dans les gabbros évolués, on ne peut pas exclure que Co ait pu rentrer dans les oxydes de fer et titane.

Les deux gabbro-diorites (Tableau 3) du CMI, avec une teneur de SiO_2 voisine de 55 wt. % (54.08 wt. % et 56.02 wt. %) tombent dans le domaine des diorites dans le diagramme de Cox et al. (1979). Les gabbro-diorites ont des teneurs plus faibles en MgO (2.65 - 4.05 wt. %), Fe_2O_3 (8.46 - 9.85 wt. %) et TiO_2 (0.69 - 1.57 wt. %) que les gabbros, ce qui traduit une plus grande proportion de feldspaths dans ces roches, en accord avec une teneur moyenne d'Al_2O_3 élevée de 17 wt. %. Les teneurs plus faibles en CaO (6.41 - 7.99 wt. %) et plus fortes en Na_2O (3.19 - 4.01 wt. %) indiquent la présence de plagioclases plus sodiques. Par ailleurs ces gabbro-diorites ont des teneurs élevées en K_2O, comparé aux gabbros, ce qui peut être lié à la présence de feldspath potassique ou de biotite (4.90 wt. % < $Na_2O + K_2O$ < 5.83 wt. %; 1.87 wt. % < Na_2O/K_2O < 2.20 wt. %). Ces gabbro-diorites peuvent être a priori issu d'un processus de fractionnement d'un magma basique ayant donné les gabbros. Ils peuvent aussi être liés à un autre épisode magmatique, plus potassique.

Les trois roches acides de série de Goueygoudoum (Tableau 3), sont regroupées sous le terme de granodiorite, eu égard à leur teneur respective en SiO_2 (60.5 à 69.96 wt. %), à leur projection dans le diagramme de Cox et al. (1979), et à l'abondance des plagioclases déduite de leur teneur en Al_2O_3, et alcalins (4.30 wt. % < $Na_2O + K_2O$ < 6.40 wt. %). La PF est variable (1 à 5 wt. %). Comme les gabbro-diorites du CMI, les granodiorites ont des teneurs en K_2O voisines (1.59-1.75 wt. %) à l'exception d'un échantillon pauvre en K_2O (0.31 wt. %) (1.73 wt. % < Na_2O/K_2O <12.71 wt. %). Les teneurs en Al_2O_3, de même que celle de CaO, sont plus faibles que dans les gabbro-diorites, en liaison avec des teneurs plus élevées en SiO_2. Le fort degré d'évolution de ces roches est aussi attesté par les faibles teneurs de MgO (0.51 à 0.63 wt. %). Les valeurs de Fe_2O_3 et TiO_2 (0.59 à 0.80 wt. %) indiquent la présence d'oxydes de fer et titane, de même que dans les gabbro-diorites de CMI.

Les deux échantillons de dolérites (Tableau 4) du CMI ont des pertes au feu distinctes, respectivement 2.86 wt. % et 5.79 wt. %, ce dernier échantillon étant plus altéré. La principale

caractéristique des dolérites, c'est la forte teneur en TiO_2 (2.50 et 2.51 wt. %), pour des valeurs de SiO_2 faibles (46.11 et 45.16 wt. %). La répartition des éléments majeurs, et les teneurs de TiO_2 indiquent que ces dolérites dériveraient d'un magma basique alcalin ou d'un magma transitionnel entre alcalin et tholéïtique.

Trois métabasaltes ont été analysés (46.55 wt. % < SiO_2 < 48.56 wt. %), un dans la série de Zalbi et les deux autres dans la série de Gouyegoudoum (Tableau 4). Il s'agit de basaltes tholéïtiques avec des valeurs modérées en Al_2O_3 (12.99 wt. % à 14.52 wt. %), faibles en Na_2O (0.87 à 1.81 wt. %) et très faibles en K_2O (≈ 0.6 wt. %). Le caractère calco-alcalin de ces basaltes est écarté par le diagramme de Miyashiro (1974) MgO-Na_2O+K_2O-FeOt (Figure 48). La composition d'un basalte de Zalbi est proche de celle de l'un des basaltes de la série de Goueygoudoum (11MLR02), ayant des teneurs faibles en TiO_2, proche de 1 wt. %. A l'opposé, le deuxième basalte de série de Goueygoudoum a des teneurs en TiO_2 plus fortes, proches de celles des dolérites, et pourraient donc avec une source magmatique plus alcaline que les autres basaltes prélevés. Les deux basaltes pauvres en TiO_2, ont moins de Fe_2O_3, de Na_2O, de K_2O que les dolérites mais plus de SiO_2 et de CaO.

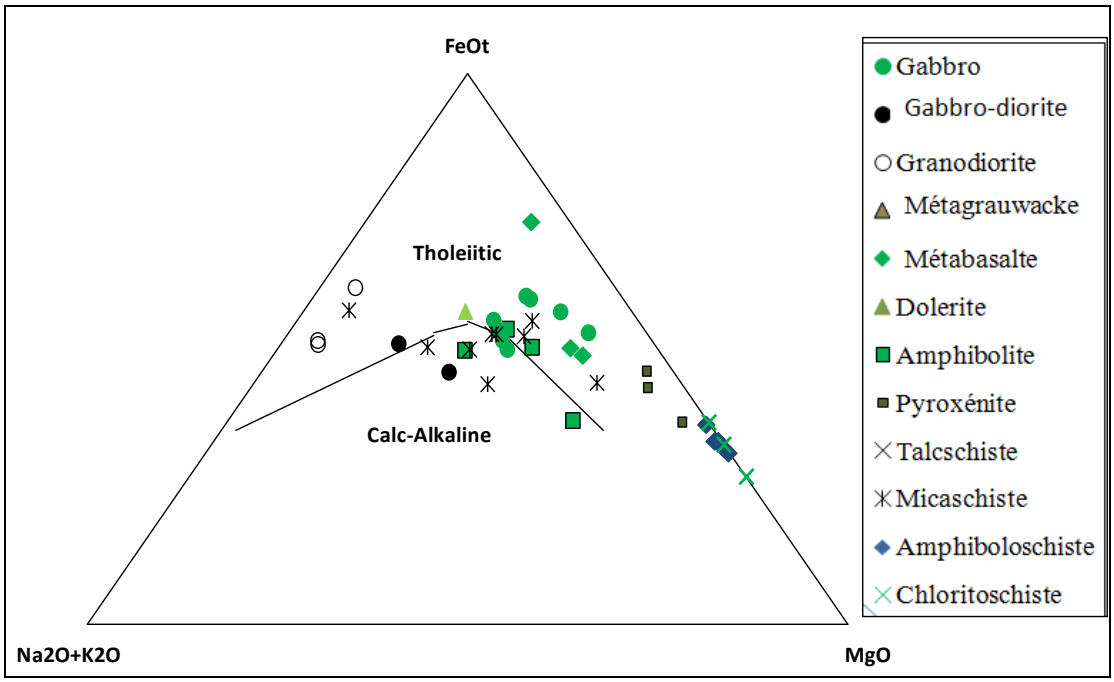


Figure 48: Diagramme MgO-Na_2O+K_2O-FeOt (Miyashiro, 1974).

Sur le terrain, une amphibolite à gros grain ressemble à un métagabbro doléritique, avec des phénocristaux abondants de plagioclase, tandis que les trois autres amphibolites analysées sont aphyriques et pourraient être ainsi des métabasaltes (Tableau 4). L'amphibolite à gros grain tombe toujours dans le domaine des gabbros, mais la répartition des éléments

traces indiquent qu'une partie non négligeable de liquide a été piégé au cours de la cristallisation du gabbro. La teneur de TiO_2 égale à 1, s'apparente aux valeurs trouvées dans les gabbros parmi les plus différenciés, et est inférieure aux teneurs en TiO_2 des autres amphibolites ($1.29<TiO_2<1.73$). Un échantillon de métabasalte amphibolitisé tombe dans le champ des gabbros ou à proximité, en raison de sa faible perte au feu.

Dans le diagramme SiO_2-PF, les schistes sont situés à proximité de l'axe talc-chlorite, ce qui témoigne comme pour les roches ultramafiques, de l'importance des transformations métamorphiques impliquant une chloritisation. A la différence des roches ultramafiques, les schistes ont des teneurs plus élevées en CaO, Na_2O et TiO_2. Le domaine de composition des schistes, en dehors de la perte au feu, est voisin de celui des gabbros ou des laves, excepté pour CaO, plus faibles dans les schistes, voire en traces dans trois échantillons. Ces schistes pourraient témoigner d'un lessivage extrêmement important du CaO accompagnant la chloritisation.

La répartition des éléments majeurs et mineurs en fonction de la perte au feu permet de mettre en évidence :

1) l'existence d'ultramafites riches en olivine, maintenant représentées surtout par des talcschistes, puis par les chloritoschistes et amphiboloschistes

2) la présence d'une intrusion mafique à ultramafique qui renfermerait:

- des roches ultramafiques riches en pyroxènes, olivine et plagioclase, en proportion variable. Il s'agirait de pyroxénites ± plagifères avec de l'olivine (amphiboloschistes)

- des gabbros plus ou moins évolués. Les moins évolués comportent des plagioclases très calciques, comme dans les leucogabbros, les plus évolués sont porteurs d'oxydes de fer et titane, responsables des teneurs élevées de TiO_2

- des gabbro-diorites, eux aussi porteurs d'oxydes, qui pourraient être génétiquement liés aux gabbros. Ces gabbro-diorites pourraient se poursuivre par des granodiorites, les granodiorites montrant un enrichissement en K_2O. Des gabbros aux granodiorites, la teneur en SiO_2 augmente, soulignant l'évolution magmatique possible des gabbros aux granodiorites avec la diminution de la basicité du plagioclase.

3) La transformation extrême des ultramafites, avec olivine ± orthopyroxène et spinelle chromifère, en talcschiste, ne permet pas de dire si ces roches dérivent d'une portion de manteau, ou de la base d'un complexe lité à massif dont les principaux termes sont pyroxénites plagifères, leucogabbros, gabbros, et granodiorites.

4) la présence de dolérites et de laves avec des signatures géochimiques différentes : les dolérites très riches en TiO_2 mais aussi en Na_2O et les métabasaltes. Les amphibolites issues de métabasaltes se placent en position intermédiaire entre les dolérites et les métabasaltes (Figure 49 et 50 respectivement). Pour ce qui concerne TiO_2 et Na_2O, ceci dans l'hypothèse où le métamorphisme schistes verts à amphibolites n'a pas totalement altéré les caractéristiques magmatiques initiales. Dans ce cas, la gradation de composition eu égard au titane et au sodium entre dolérites, amphibolites et métabasaltes illustrerait trois types de liquides, allant de tholéïtes relativement pauvre en titane à des basaltes transitionnels à alcalins. Les amphibolites ou les métabasaltes pourraient être génétiquement associées ou non à l'épisode plutonique. Compte tenu de la distribution respective de ces roches sur le terrain, ce serait les amphibolites, qui comme les gabbros et les pyroxénites appartiennent au CMI, qui pourraient avoir été en équilibre avec le complexe plutonique.

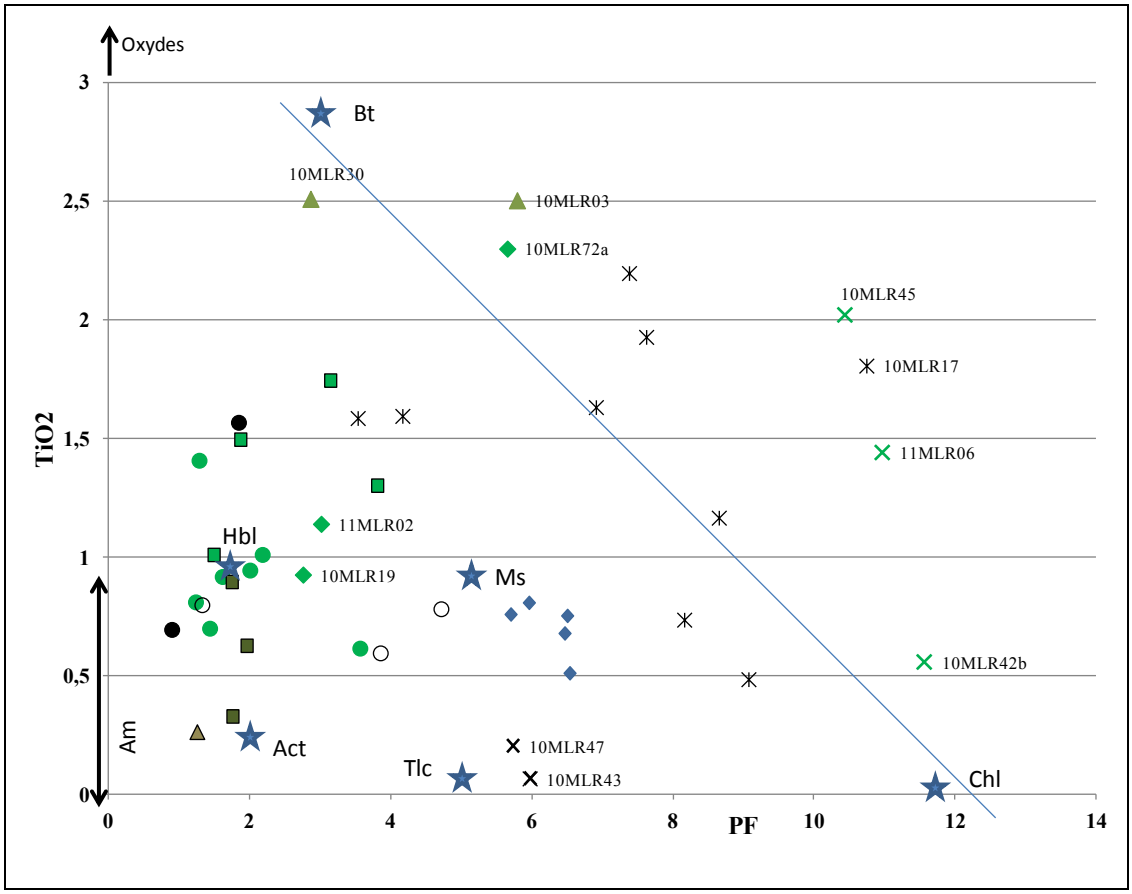


Figure 49: Diagramme TiO_2-PF.

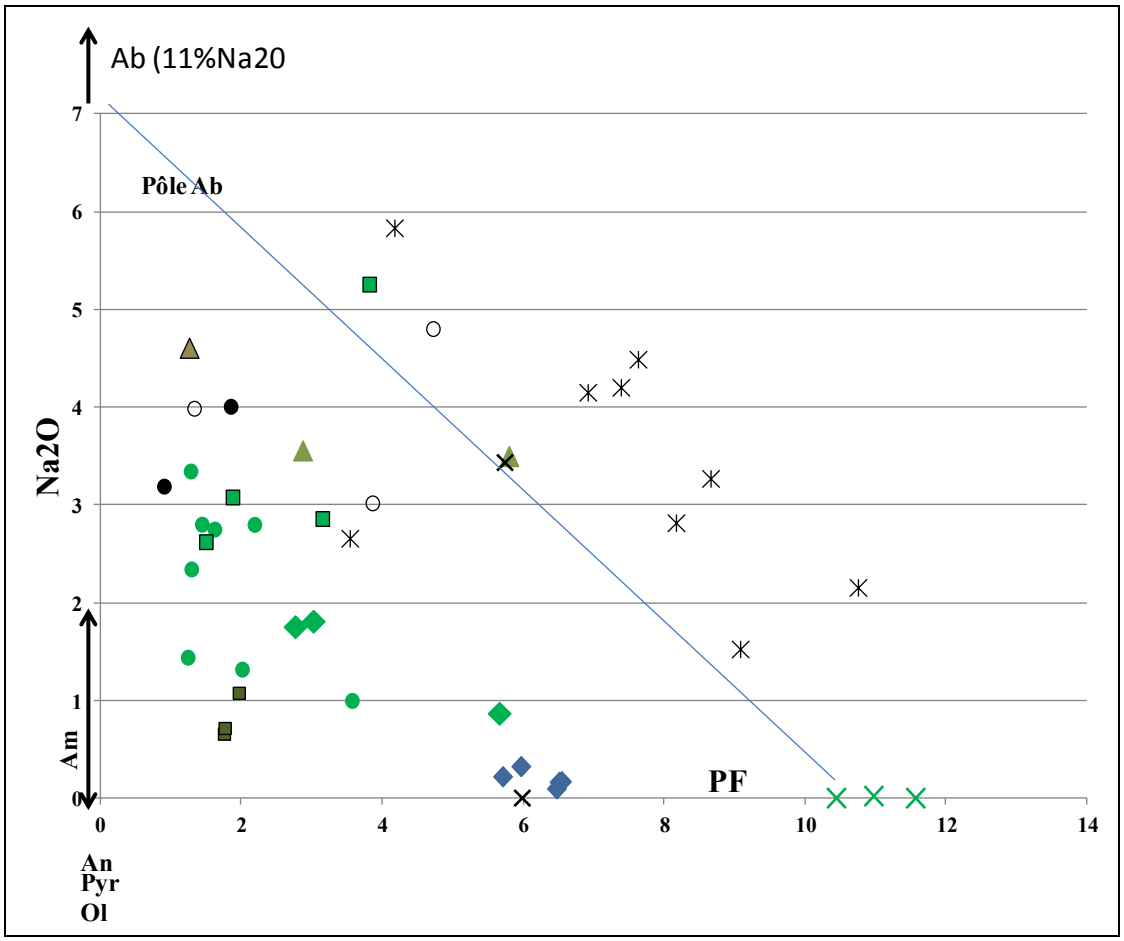


Figure 50: Diagramme Na_2O-PF.

5) un épisode métamorphique responsable de la formation d'amphibolites.

6) un épisode majeur de chloritisation avec lessivage du CaO, qui conduit à la formation de chloritoschiste, d'amphiboloschiste issus d'ultamafites ± plagifères, et de divers schistes dont certains pourraient dériver de gabbros et de laves, compte tenu de leur composition assez proche. Les roches grenues, gabbros et grano-diorites massives (PF <2.2 wt. %) ont été moins hydratés que certaines roches à grain fin parmi les basaltes et dolérite (2 wt. % <PF < 4%; PF jusqu'à 6 wt. %). La transformation métamorphique, et/ou supergène, semble avoir été plus forte dans les faciès initialement à grain fin, voire aphyrique.

II. LES ELEMENTS EN TRACES

Les spectres des terres rares normalisées aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) montrent que les roches métaplutoniques (Figure 51) sont plates avec des terres rares très peu fractionné : 0,93 ≤ LaN/YbN ≤ 2,03 pour les gabbros, 2,73 ≤ LaN/YbN ≤ 3, 84 pour les gabbro-diorites et 1,45 ≤LaN/YbN ≤ 1,64 pour les granodiorites. Les gabbros présentent une anomalie positive en Eu (Eu/Eu* = 1,18 – 2,74), dû à l'accumulation des plagioclases. Les

granodiorites présentent une anomalie négative en Eu (Eu/Eu* = 9,78 à 11,79). Le parallélisme de ces profils indique que ces roches ont une même origine magmatique.

Les spectres multiéléments normalisées au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989 (Figure 52) des gabbros montrent une forte anomalie négative en Nb-Ta, Pr et Th et une anomalie positive en U, Pb et Sr. Les gabbro- diorites (Figure 52) montrent une anomalie négative en Th, Nb-Ta, Zr-Hf, puis, une anomalie positive en Ba, U, Pb et Sm. On note également une légère anomalie positive en Sr pour l'échantillon 10MLR44. Ce léger enrichissement en Sr serait dû à l'accumulation des plagioclases dans cette roche. Les granodiorites (Figure 52) montrent une anomalie négative en Nb, Sr, Eu et une anomalie positive en Pb, U et Zr (assez faible).

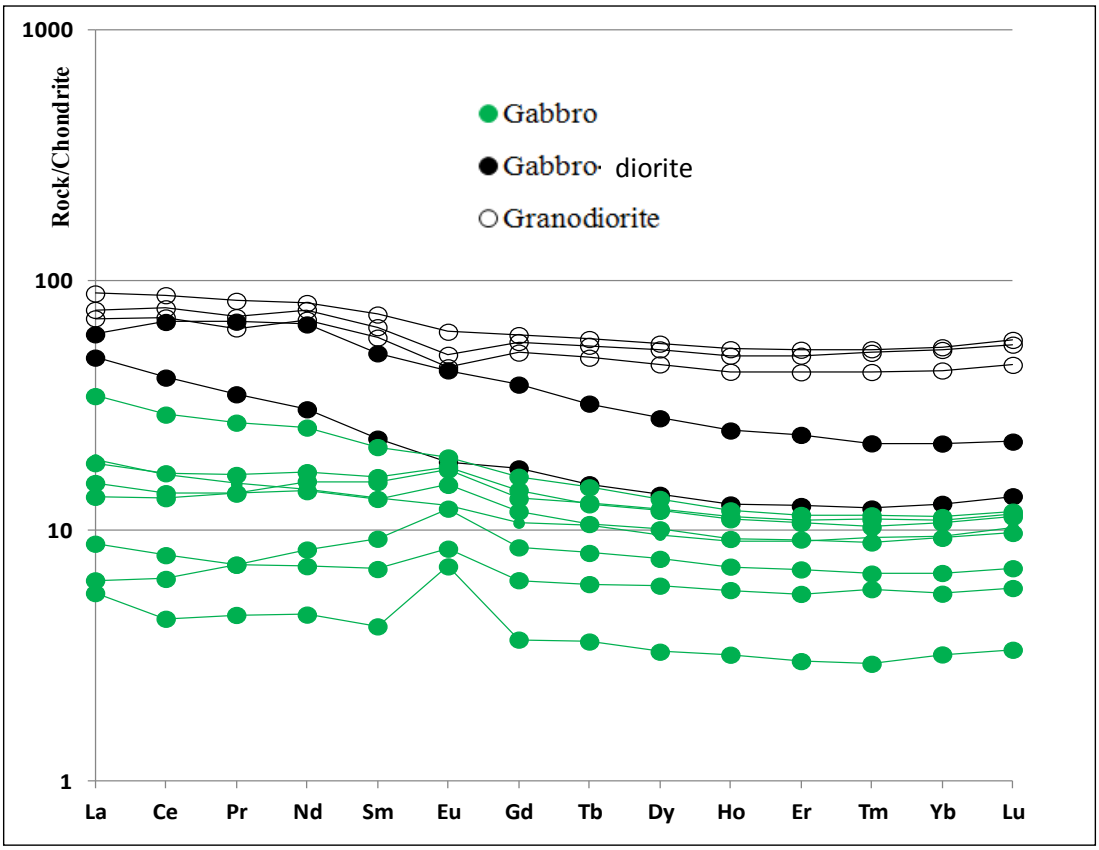


Figure 51: Spectres des Terres Rares (REE) normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) des métaplutoniques

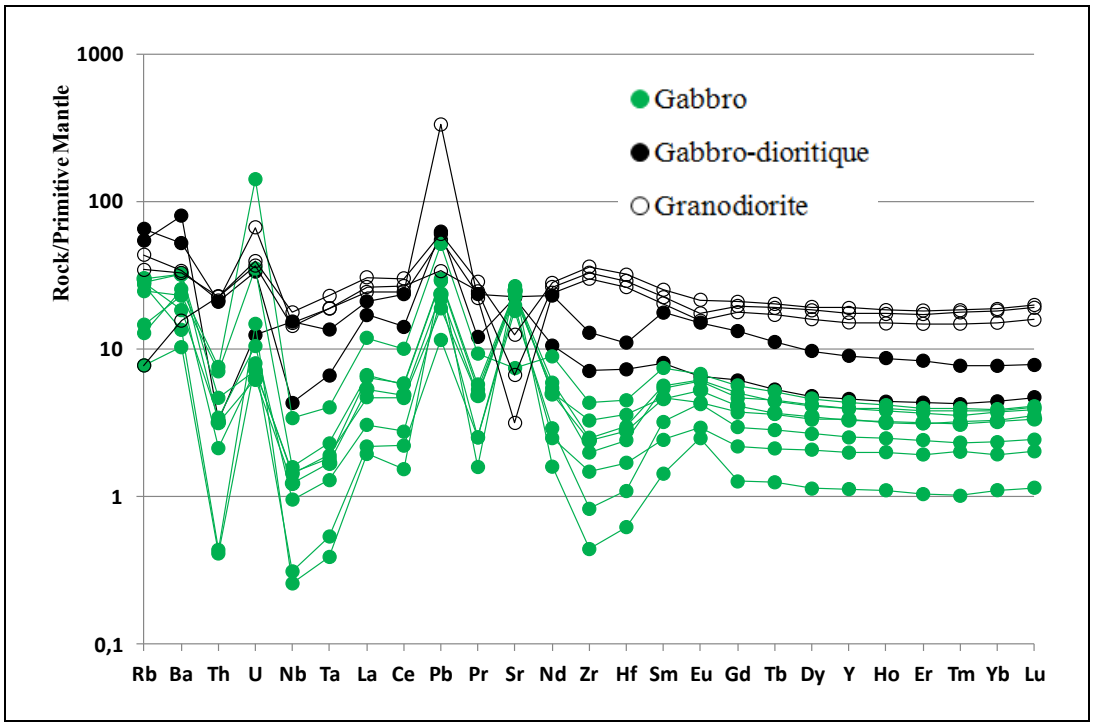


Figure 52: Spectres multi-éléments normalisées au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des métaplutoniques.

Les spectres des terres rares des roches métavolcaniques (Figure 53) sont comparables à ceux des roches métaplutoniques pour les métabasaltes et les amphibolites. Par contre les métadolérites sont légèrement pentés avec un fractionnement élevé en terres rares légères (8,07 ≤ (La/Yb)N ≤ 8,42) par rapport aux terres rares lourdes 2,42 ≤ (Gd/Yb)N ≤ 2,45. Ces caractéristiques sont comparables à celles relevées chez les tholéiites continentales, comme par exemples celles du Decca (La/Yb : 3 à 12 ; Mahoney et al., 1982 ; Dupuy et Dostal, 1984).

Les spectres multiéléments des roches métavolcaniques (Figure 54) normalisées au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) montrent au sein des métabasaltes une anomalie négative en Nb, Zr-Hf et une anomalie positive en Pb, Sr et U pour toutes ces roches. Cependant, l'échantillon 10MLR72a présente une anomalie positive en Ta et l'échantillon 11MLR02, une anomalie positive en Ba. Les métadolérites montrent une légère anomalie positive en Ba et Pb et les amphibolites montrent une anomalie positive en Ba, en U, Pb, et Sr et négative en Th, Nb-Ta et Zr.

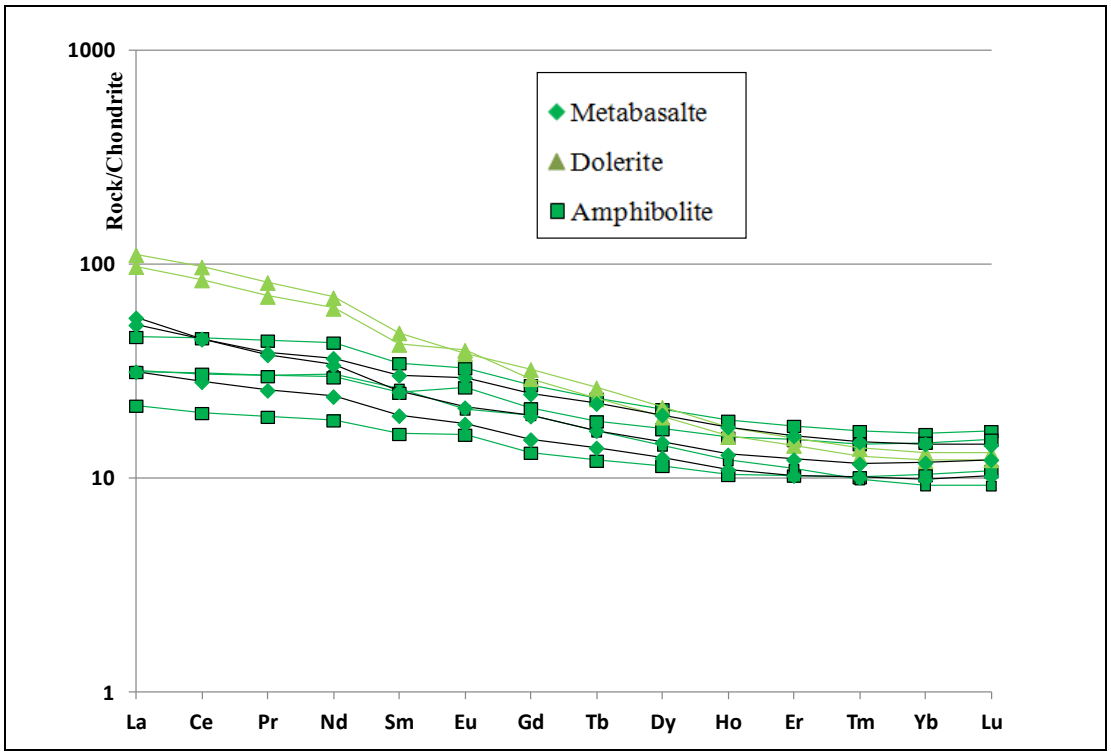


Figure 53: Spectres des Terres Rares (REE) normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) des métavolcaniques.

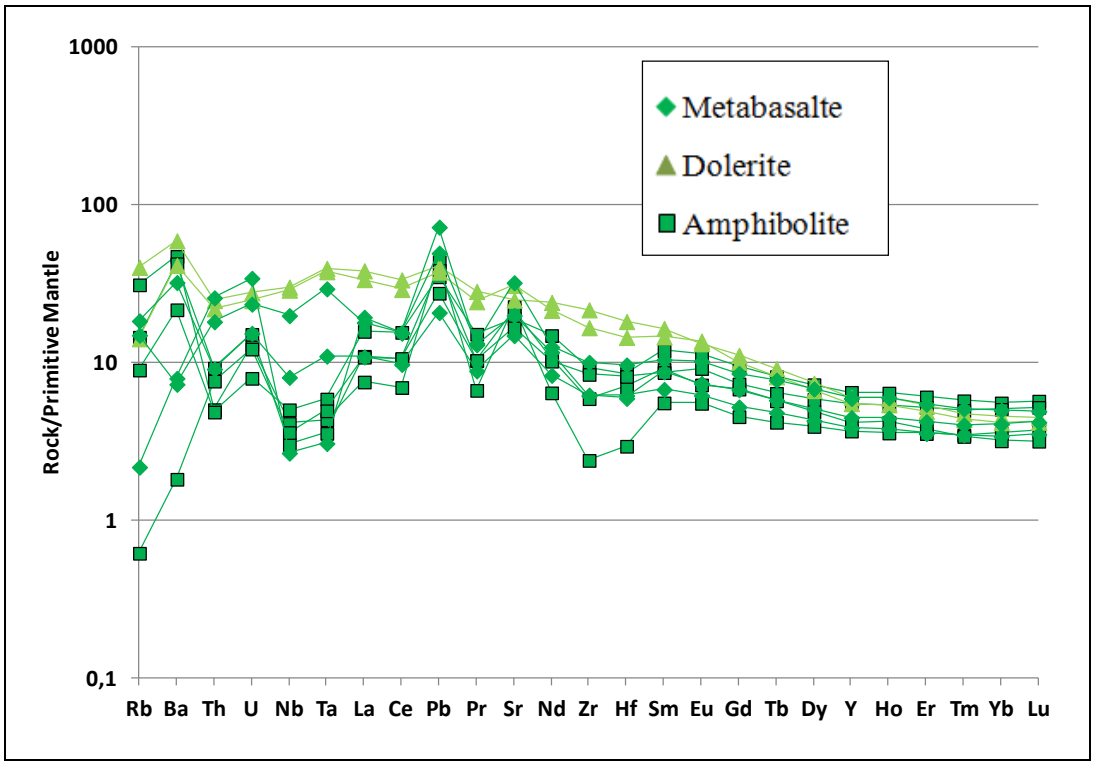


Figure 54: Spectres multi-éléments normalisées au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des métavolcaniques.

Les spectres des terres rares normalisées aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) des ultrabasiques (Figure 55) présentent au sein des micaschistes que les terres rares légeres

sont plus fractionnés (1,29 ≤ LaN/YbN ≤ 4,16) que les terres rares lourdes (1,32≤ GdN/YbN ≤ 1,55). Ils présentent une légère anomalie négative en Ce (Ce/Ce* = 2.42 pour l'échantillon 14MKZ12a et Ce/Ce* = 4.97 et pour l'échantillon 10MKZ12a), une anomalie négatives en Eu pour les échantillons 04MKZ12a (Eu/Eu* = 1.69) et 10MKZ12a (Eu/Eu* = 3.40). L'ensemble semble présenter une anomalie positive en Nd. Deux échantillons des amphiboloschiste (10MLR14, 10MLR33) sont caractérisés par une anomalie négative en Ce et Eu et les trois autres (10MLR 35, 36, 37), par une anomalie négative en Ce et positive en Eu. L'ensemble du spectre est très peu fractionné (1,80 ≤ (La/Yb)N ≤ 3,81). Les pyroxénites montrent une légère anomalie négative en Ce et Eu. Les talcschistes sont plats et montrent une anomalie négative en Ce (Ce/Ce* = 0,12) pour l'échantillon 10MLR43. Les chloritoschistes montre un enrichissement en terres rares légères et des terres rares lourdes très peu fractionnées et présente une anomalie négatives en Eu (0,95 ≤ Eu/Eu* ≤ 6,17).

Les spectres multiéléments normalisées au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des ultrabasiques montrent que les pyroxénites (Figure 56) présentent des anomalies négatives en Th, Zr-Hf Nb et Ta, et des anomalies positives en Pb, Sr. Les anomalies en Sr sont dues à la cumulation des feldspaths. L'anomalie négative en Zr observée serait due à la cumulation des pyroxènes. Les amphiboloschistes (Figure 57) présentent des anomalies négative en Nb, Th, Sr, Eu et positive en U, le plomb est complètement dissous. Certains micaschistes (Figure 58) présentent une anomalie positive en Ba, U, Pb et Sr, mais l'ensemble présente une anomalie négative en Nb-Ta.

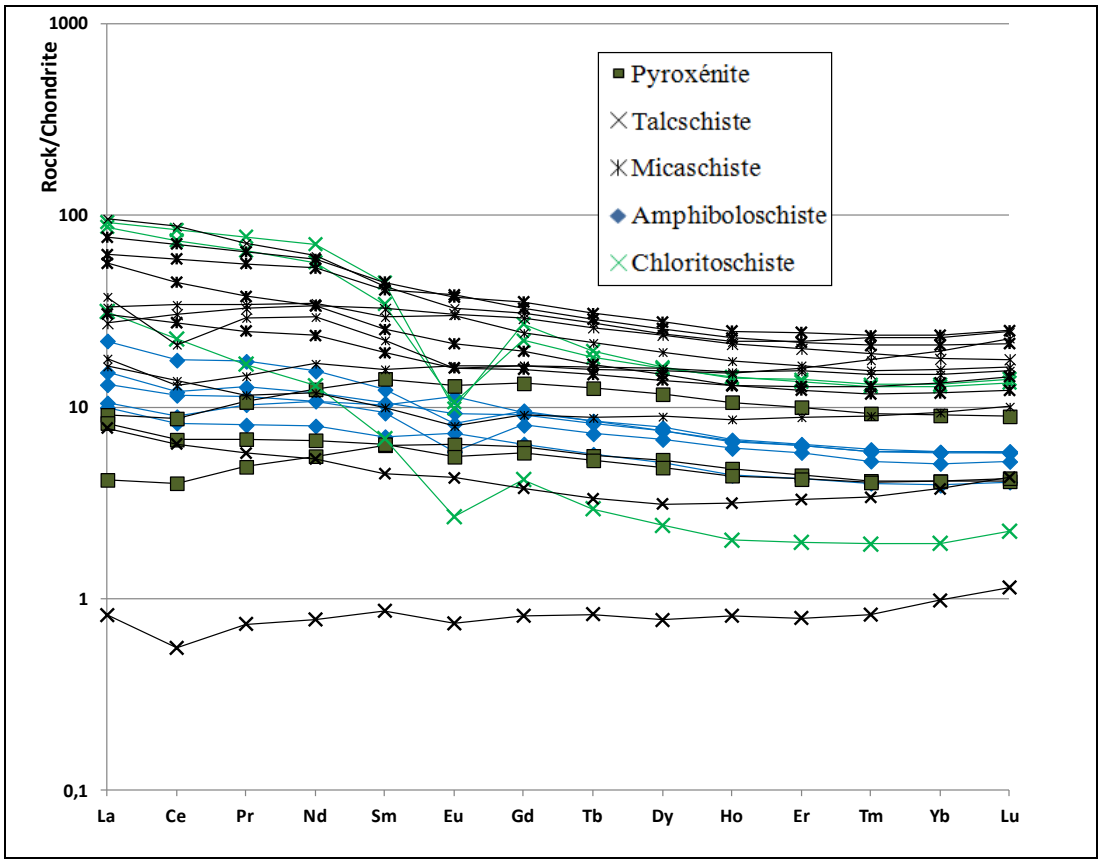


Figure 55: Spectres des Terres Rares (REE) normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) des ultrabasiques.

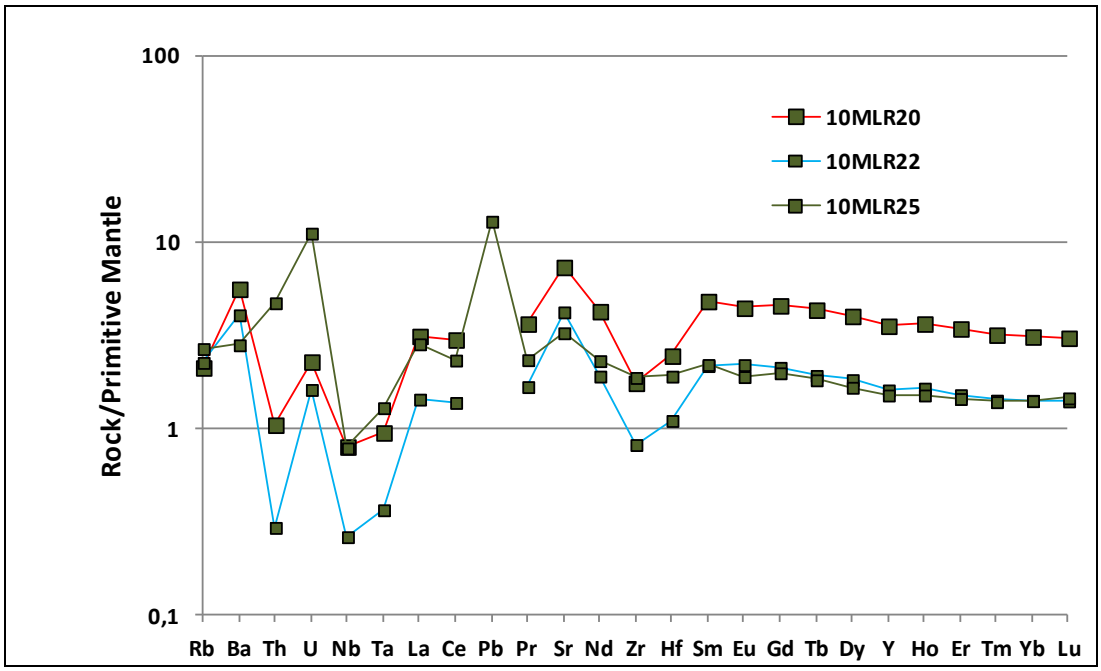


Figure 56: Spectres multi-éléments normalisées au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des pyroxénites.

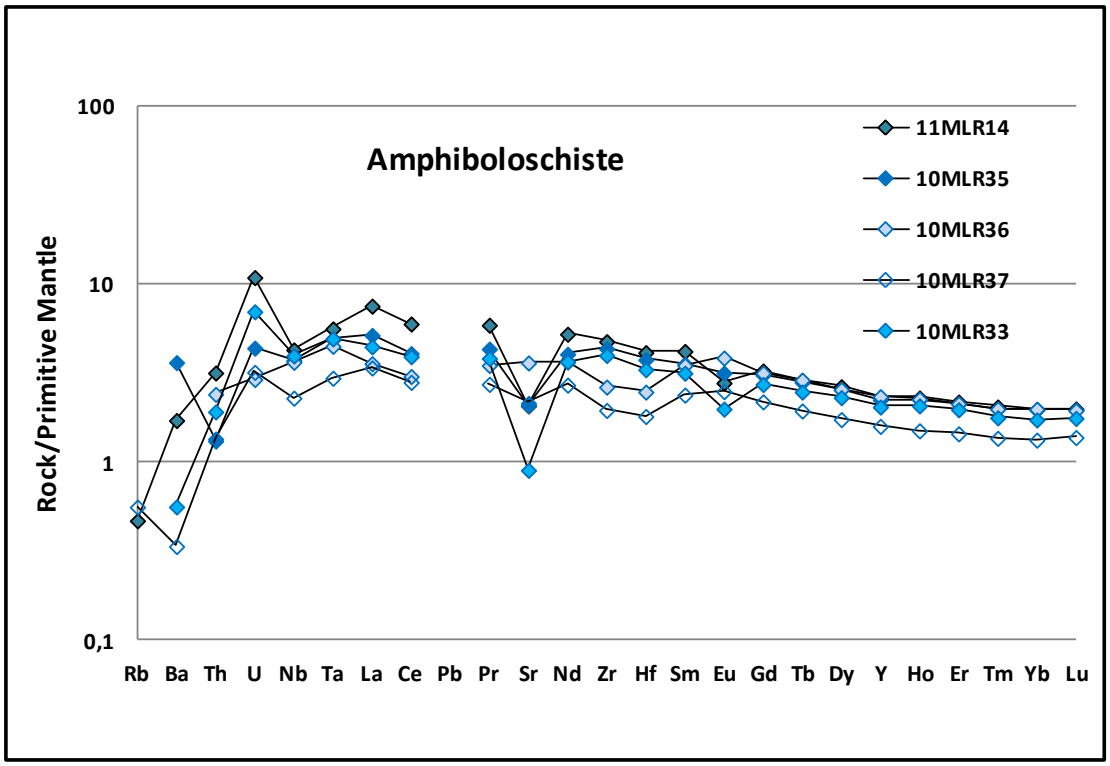


Figure 57: Spectres multi-éléments normalisées au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des amphiboloschistes.

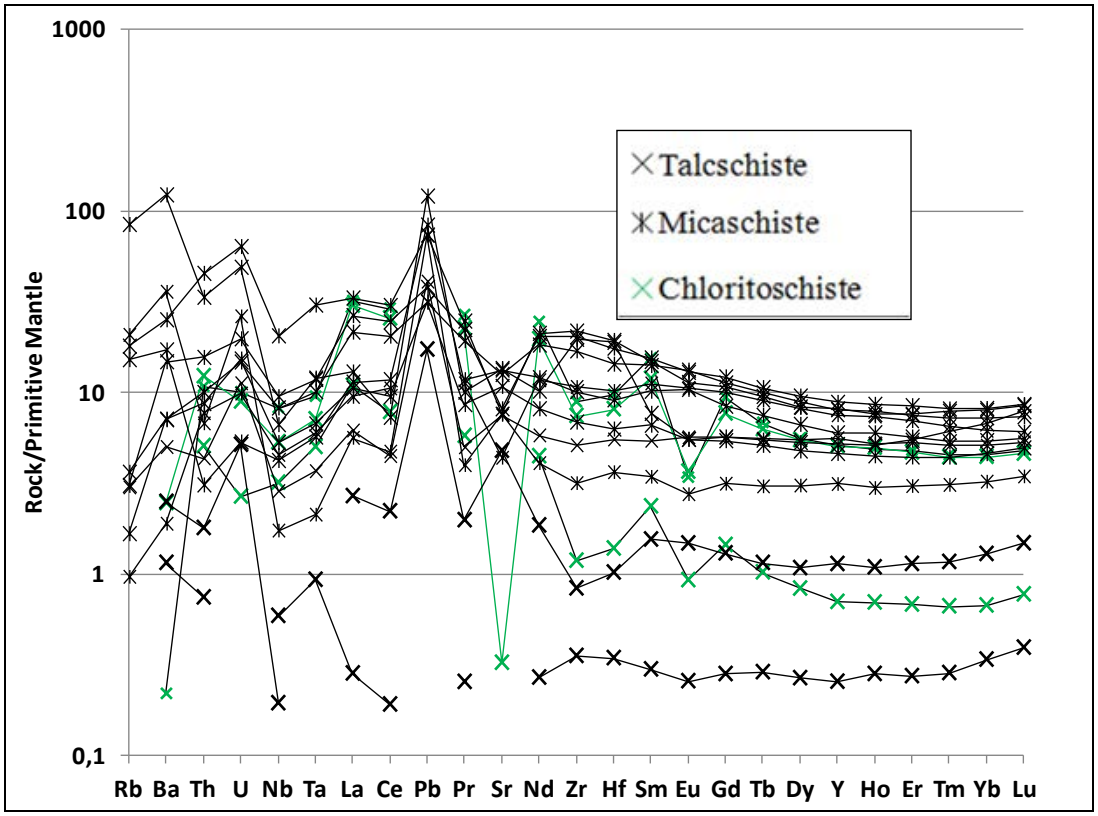


Figure 58: Spectres multi-éléments normalisées au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des schistes.

CONCLUSION : L'étude géochimique donne des indications sur la nature des roches basiques du massif du Mayo-kebbi. Elle met en évidence la présence d'un complexe plutonique avec des pyroxénites et gabbros associés à des laves. Les anomalies en Nb-Ta et Zr-Hf observées dans les gabbros et les amphibolites montrent que ces roches sont liées aux zones de subduction et sont formées par la déshydratation de la plaque plongeante, provoquant la fusion partielle du manteau sub-arc. Les dolérites sont issus du magmatisme alcalin. Les métabasaltes quant à eux, présentent une évolution graduelle des magmas tholéïtiques depuis un arc immature jusqu'à un bassin marginal.

Nous pouvons alors dire que le site géotectonique pour le complexe mafique-ultramafique et les laves associés est celui d'un bassin arrière-arc.

CHAPITRE III

LES MINERALISATIONS SULFUREES DES ROCHES BASIQUES DU MAYO KEBBI

CHAPITRE III : LES MINERALISATIONS SULFUREES DES ROCHES BASIQUES DU MAYO KEBBI

Dans cette partie, nous décrirons les différentes paragenèses et la composition chimique de différentes phases minéralisées de deux échantillons de granodiorites (12MLR21 et 10MLR70d) et un échantillon de métabasalte (10MLR72a provenant de la réserve de l'usine de traitement d'or AFKO à Gamboké (série de Gouyegoudoum). Cette paragenèse minéralogique comprend les oxydes, les phosphates, et les sulfures. Ces échantillons ont été décrits dans la partie pétrographique (Partie II, chapitre II). Les analyses des minéraux ont été faites au Service Commun de Microscopies Electroniques et de Microanalyses X (SCMEM) de l'Université de Lorraine à l'aide du Microscope Electronique à Balayage (MEB) à effet de champ JEOL J7600F. La limte de détection est de 0,5µm. Les données sont présentées en annexe, tableaux 7 à 11.

I.1. MINERALISATIONS AU SEIN DES METABASALTES

II.1.1. DESCRIPTION DES OXYDES

Les oxydes sont représentés par l'ilménite et la magnétite.

L'ilménite (Figure 59) est l'oxyde le moins abondant. Il est sous forme de bâtonnet avec en bordure, du titane.

La magnétite (Figure 59) est aussi le minéral le moins abondant. Il est souvent sous forme de grains xénomorphes associés à l'ilménite. On le rencontre également en inclusion dans le titane. Des grandes plages xénomorphes sont présents à l'intérieur et interstitiels aux silicates.

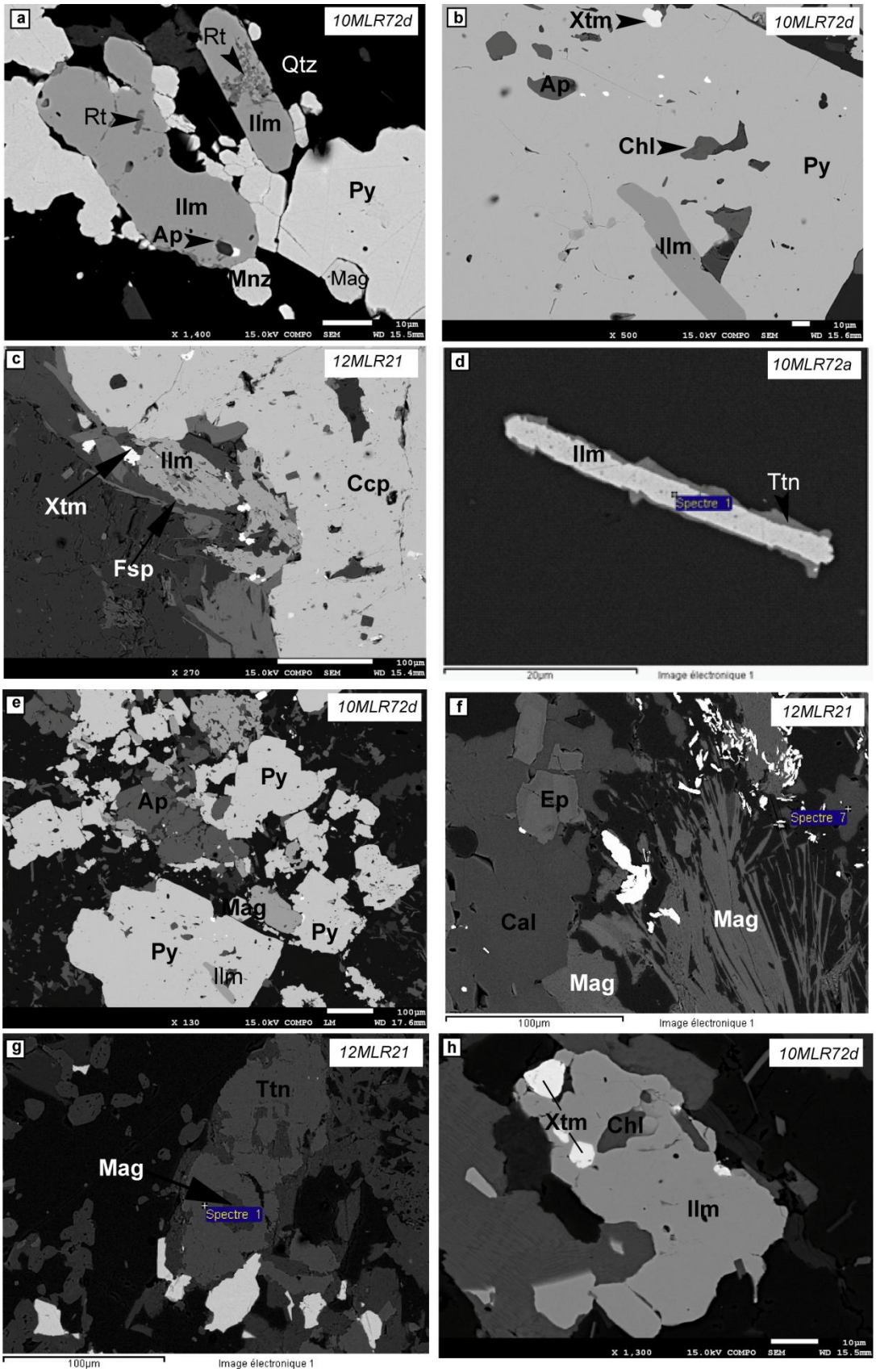


Figure 59: Photos montrant les différents modes de répartition des ilménites et des magnétites.

Les ilménites contiennent de nombreuses inclusions en rutile, apatite, monazite. La forme en baguette allongé montre la croissance de la titanite.

I.1.2. MINERALISATION DE SULFURES

L'assemblage métallique est composé de pyrite, pyrrhotite, arsénopyrite, chalcopyrite, pentlandite, pentlandite argentifère, pentlandite cobaltifère, sphalérite, cobaltite. La minéralogie métallique est très diversifiée et les relations texturales reflètent les réactions minérales et la chronologie des paragenèses minérales. Ces sulfures se trouvent à l'état disséminé ou sous forme de remplissage des fissures ou de lits formés d'agrégats plus ou moins continus.

La pyrite (FeS_2) est en cristaux subautomorphes disséminés ou automorphes grossiers. Il est le minéral sulfuré dominant dans les mébasaltes. La pyrite se distribue comme suit (Figure 60):

- en amas de sulfures en association avec la cobaltite, la chalcopyrite, la pentlandite, la sphalérite ;
- en gros cristaux automorphes ou xénomorphes.

Quelques grains de ces pyrites contiennent des inclusions de pyrrhotite, de pentlandite, de chalcopyrite, de tellure de plomb (Pb-Te sous forme de petite baguette), de la petzite (AuAgTe), d'altaïte et de cobaltite. L'analyse des cristaux de pyrite (n= 8, Tableau 7) montre une composition variant entre : S = 52,84 wt. % à 53,22 wt. % ; Fe = 46,88 wt. % à 47,77 wt. %, n = 6. La formule structurale moyenne est $Fe_{1.01}\ S_{1.99}$.

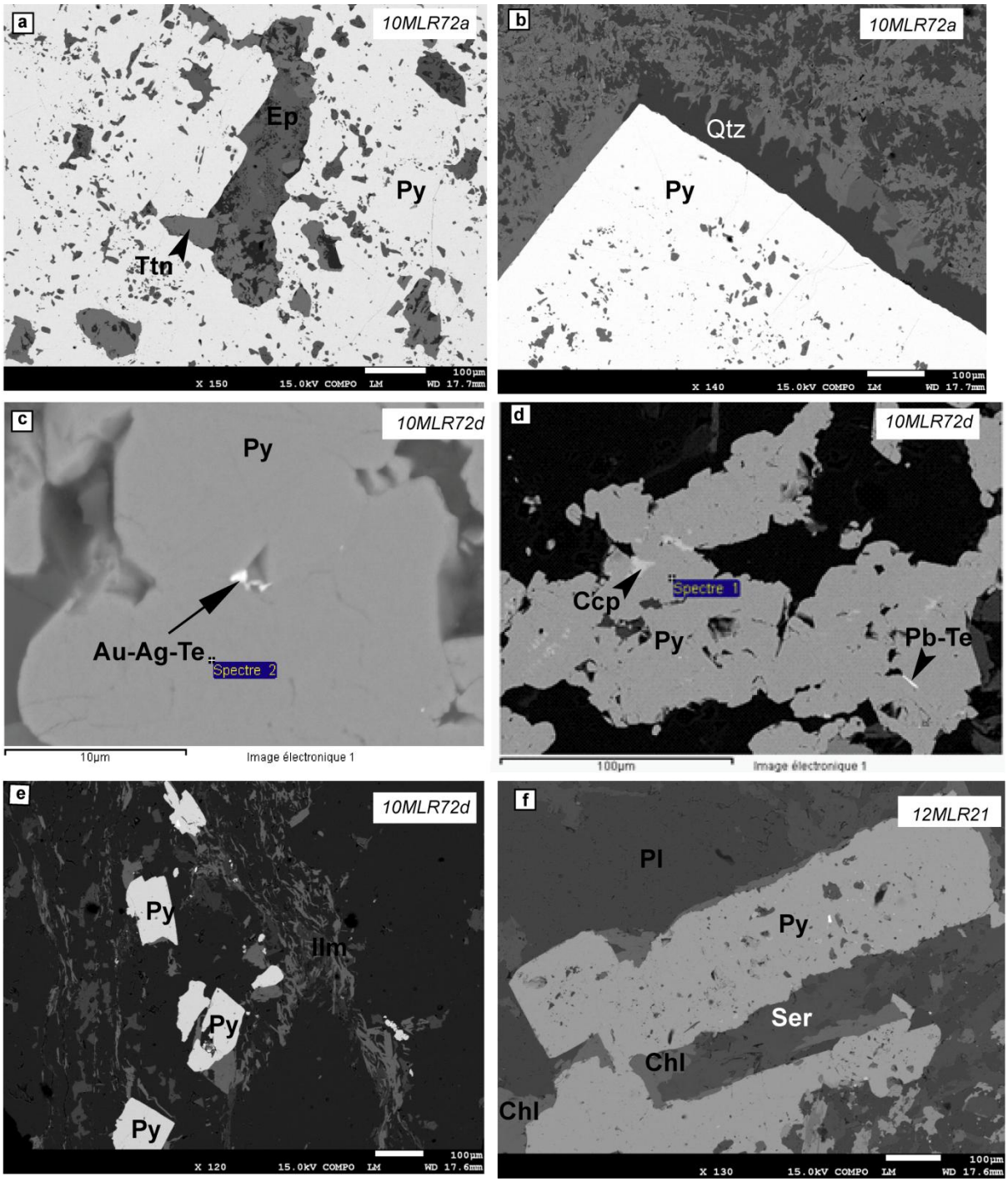


Figure 60: Microphotographies des pyrites.

(a) Pyrite contenant des inclusion d'epidote et de sphène, (b) pyrite automorphe (c) Pyrite avec des inclusions de Petzite (Au-Ag-Te), (d) grain grossier de pyrite avec des inclusions de tellure de plomb et de la chalcopyrite; (e) Pyrite subautomorphe (f) Pyrite en grosse plage allongée dans les plagioclases.

La chalcopyrite ($CuFeS_2$) forme des cristaux xénomorphes allongés ou des cristaux grossiers amiboïdes rarement subautomorphes (Figure 61). Elle est juxtaposée à la pyrite et à la pentlandite cobaltifère. Elle apparaît également en association avec la sphalérite ou la

pentlandite argentifère. L'analyse de cette phase (Tableau 8) montre une parfaite homogénéité et composition varie de (Cu = 25,09 wt. % à 26,82 wt. % ; Fe = 24,38 wt. % à 25,34 wt. % ; S = 48,26 wt. % à 50,17 wt. %, n = 7). La formule structurale moyenne est $Cu_{0.68}Fe_{0.75}S_{2.53}$.

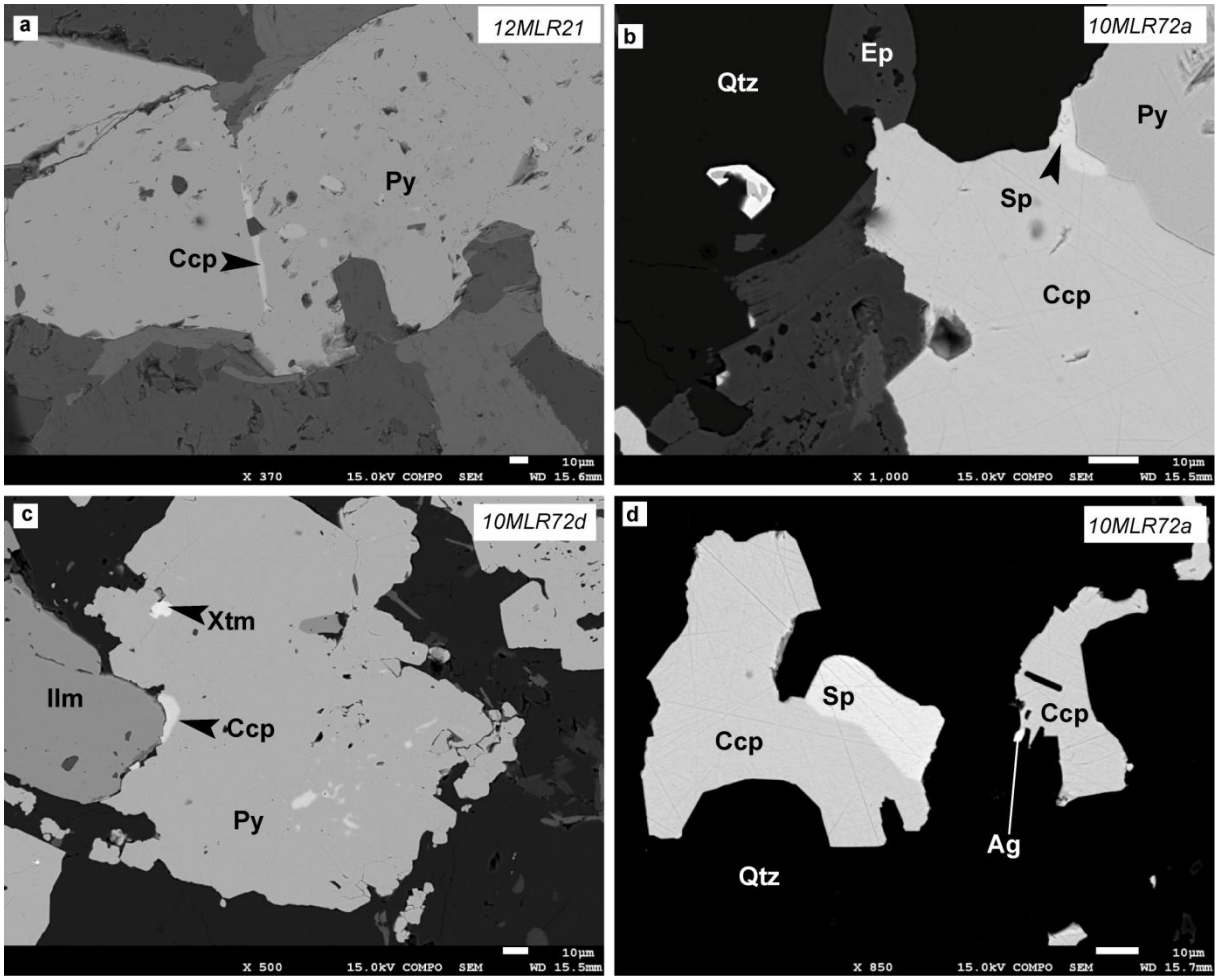


Figure 61: Photomicrographie montrant la répartition des chalcopyrites.

a) pyrite fracturée avec la remobilisation de la chalcopyrite dans les fractures. b) Association chalcopyrite-pyrite et sphalérite ;c) Intersection de la chalcopyrite avec la pyrite et ilménite ; d) Association chalcopyrite- sphalérite et chalcopyrite-argent.

La pyrrhotite (Figure 62) est en faible proportion dans les métabasaltes. Elle se présente en gros cristaux subautomorphes dans la calcite comportant des inclusions d'épidote de forme hexagonale.

L'analyse de cette pyrrhotite montre une composition de Fe = 46.77 wt. %; S = 53.23 wt. %, n = 1.

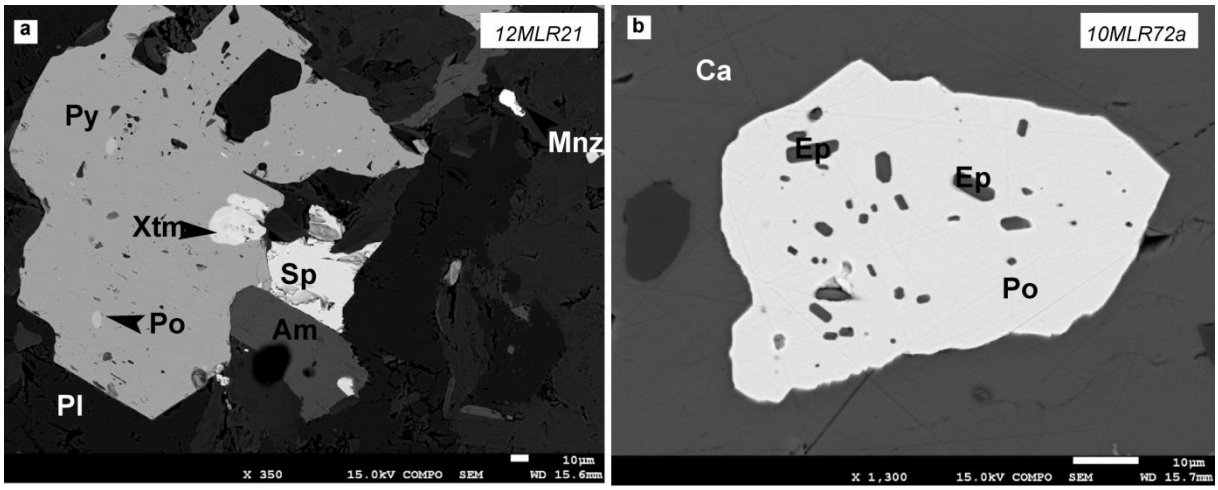


Figure 62: Microphotographie montrant la répartition de la pyrrhotite.
a) la pyrrhotite est en inclusion dans la pyrite ; b) cristal subautomorphe dans la calcite et qui comporte des inclusions d'épidote.

Pentlandite (Figure 63) **:** Ce minéral s'observe au sein des métabasaltes et se distribue comme suit :

- en baguette dans la pyrite;
- en association avec le cobaltite;
- en exsolutions dans la chalcopyrite.

Les analyses minéralogiques (Tableau 9) montrent une composition moyenne en S = 46,36 wt. % ; Fe = 24,62 wt. % ; Ni = 25,85 wt. %, n = 6. La formule structurale moyenne est $Fe_{0.89}S_{2.11}$. Les pentlandites comportent également en proportion non négligeable des teneurs en cobalt et en argent.

Cobaltite (Figure 63): Ce minéral se distribue comme suit :

- en filament au sein du quartz ;
- en association avec le quartz;
- en association avec la sphalérite.

La composition minéralogiques de ces minéraux (Tableau 10) est comme suit : S = 35,2 wt. % ; Fe = 5,53 wt. % ; Co = 24,27 wt. % ; As = 31,26 wt. %, n = 8. La formule structurale moyenne est $Co_{0.53}As_{0.53}S_{1.61}$. Il faut noter également que ces cobaltites contiennent également de teneur en Ni.

Sphalérite (Figure 63): Ce minéral se présente principalement comme suit:

- en association spatiale avec le cobaltite, ou se distribuant le long des limites de grains ou à proximité de celui-ci ;

- en intersection et en inclusion dans la pyrite ou chalcopyrite.

La composition minéralogique de ce sphalérite (Tableau 11) est de : S = 49,5 wt. % ; Fe = 4,5 wt. % ; Zn = 45,11 wt. %, n = 6. La formule structurale moyenne est $Zn_{0.58}S_{1.32}$.Ces sphalérites contiennent également des proportions en Cu qui varie de 0,78 à 1,71 wt. % et en Cd de 0,31 à 0,67 wt. %.

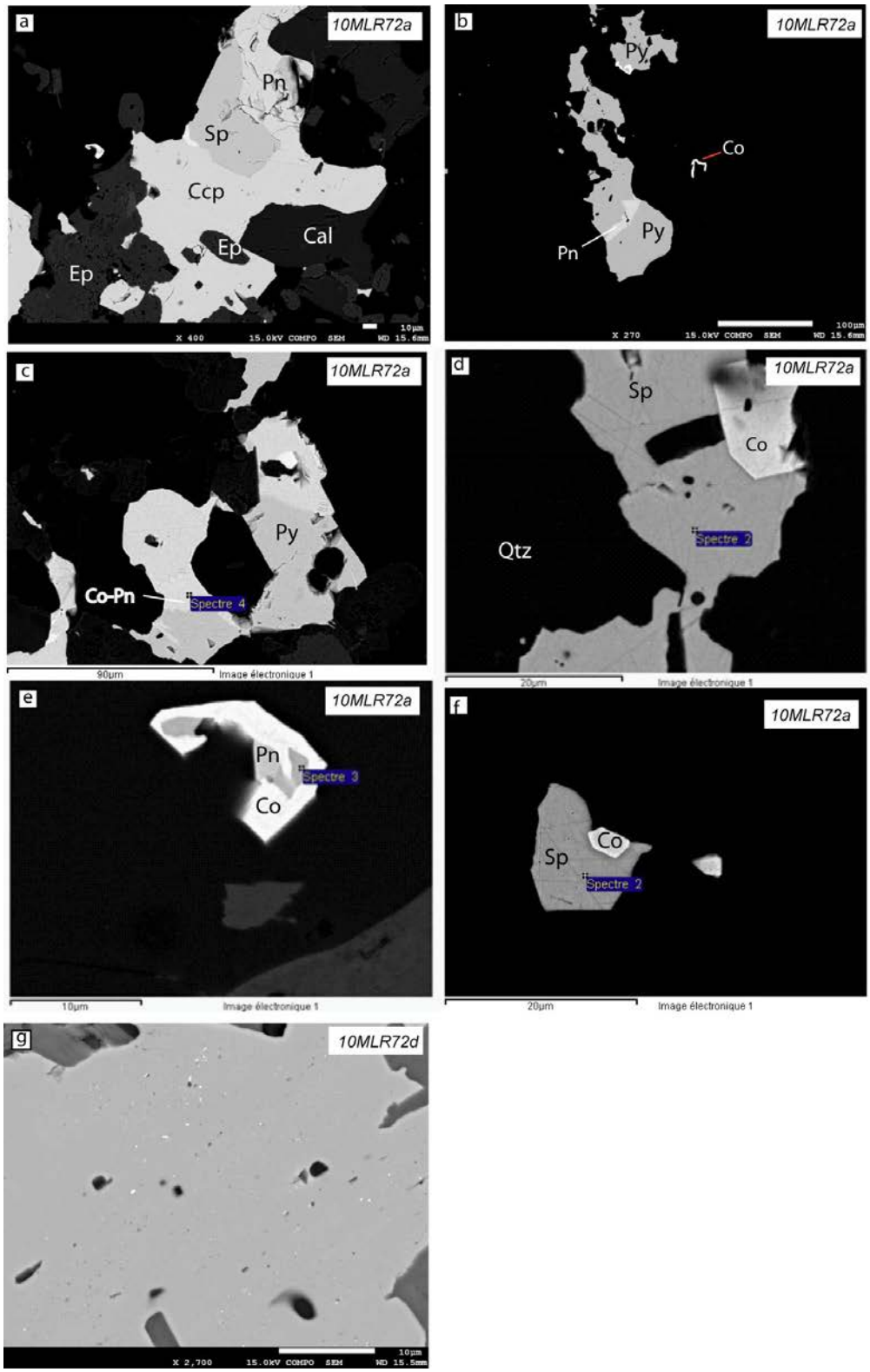


Figure 63 : Microphotographie montrant la répartition des pentlandites, des sphalérites, cobaltites.
a) Exsolutions de pentlandites dans la chalcopyrite ; b) Pentlantite en baguette dans la pyrite ; c) Pentlandite-cobaltifère dans la pyrite ; d et f) Association cobaltite-sphalérite ; e) grains de pentlandite dans le cobalt ; g) Grains de cobaltite disséminés dans la pyrite.

I.2. MINERALISATIONS DANS LES GRANODIORITES

I.2.1. DESCRIPTION DES OXYDES

Comme pour les métabasaltes, les granodiorites contiennent des oxydes représentés par l'ilménite et la magnétite.

L'ilménite (Figure 59) est l'oxyde le plus abondant et se présente en cristaux automorphes ou xénomorphes associés aux sulfures et à la magnétite ou sous forme de cristaux allongés de forme irrégulière localement interstitiels entre les silicates. L'ilménite contient des inclusions d'apatite, de monazite, et de rutile.

La magnétite (Figure 59) est le minéral le moins abondant et se présente sous forme de grains arrondis.

I.2.2. LES PHOSPHATES

Les phosphates sont représentés par l'apatite, le xénotime, la monazite.

L'apatite (Figure 59) est sous forme de petits cristaux xénomorphes à idiomorphes inclus dans les sulfures (pyrite) ou l'ilménite ou encore le zircon.

Le xénotime (Figure 59) est présent en inclusion dans le zircon et la chalcopyrite ou sous forme de veinules dans le zircon.

La monazite (Figure 59) est très rare et se trouve uniquement dans les granodiorites, sous forme de grains isolés dans la paragenèse à sulfures, ou en inclusion dans l'ilménite.

I.2.3. MINERALISATION DE SULFURES

L'assemblage métallique est composé de pyrite, pyrrotite, chalcopyrite, sphalérite, cobaltite, altaïte (PbTe) et petzite (Ag3AuTe). Ces sulfures se trouvent à l'état disséminé formant localement des agrégats en lits plus ou moins continus ou sous forme de remplissage de fissures.

La pyrite(FeS_2), sulfure dominant des granodiorites, est en cristaux automorphes de grande taille ou en cristaux subautomorphes disséminés (Figure 60). La pyrite est présente sous forme de grandes plages, ou en association avec la sphalérite ou encore avec la magnétite et l'ilménite.

Quelques grains de ces pyrites contiennent des inclusions d'ilménite, de chlorite, de xénotime, d'apatite, de cobaltite, de tellure de plomb (Pb-Te sous forme de petite baguette),

de petzite (AuAgTe). L'analyse des pyrites (Tableau 7) montre une composition moyenne: S = 52,24 wt. % à 52,92 wt. %, et Fe = 47,07 wt. % à 47,76 wt. %, n = 3 et concerne l'échantillon 12MLR21. La formule structurale moyenne est $Fe_{1.03}S_{1.97}$.

La chalcopyrite ($CuFeS_2$) forme des cristaux fins, xénomorphes allongés ou des cristaux grossiers subautomorphes (Figure 61) en remplissage des fractures affectant de la pyrite ou en association avec cette dernière et l'ilménite. La présence de chalcopyrite dans des veines au sein de la pyrite confirme une remobilisation des sulfures. L'analyse de cette phase (Tableau 8) montre une composition de (Cu = 23,88 wt. % à 24,67 wt. % ; Fe = 25,04 wt. % à 25,41 wt. % ; S = 49, 92 wt. % à 51,08 wt. %, n = 3). La formule structurale moyenne est $Cu_{0.64}Fe_{0.75}S_{2.61}$.

La pyrrhotite (Figure 62) montre une composition moyenne : S = 63,22 wt. % à 67,18 wt. % et Fe = 32,4 wt. % à33, 83 wt. %, n = 5 et concerne l'échantillon 10MLR70d, (Tableau 7).

Cobaltite (Figure 63): Ce minéral s'observe aussi bien dans les granodiorites. Il se présente sous forme disséminée dans la chalcopyrite.

Sphalérite (Figure 63): Ce minéral se présente en association spatiale avec la pyrite et l'amphibole. La composition minéralogique de ce sphalérite (Tableau 11) est de : S = 49,66 wt. % ; Zn = 49,43 wt. %, n = 1. La formule structurale moyenne est $Zn_{0.65}S_{1.34}$.Cette sphalérite contient également des proportions en Cd de 0,91 %. Contrairement aux sphalérites dans les métabasaltes, celui-ci ne contient pas de Fer.

Galène : Elle est peu fréquente et on constate qu'elle a tendance à se développer davantage au niveau du toit de la minéralisation. Elle est sous forme d'inclusion dans quelques grains de pyrite dans les diorites. La composition minéralogique de l'unique point analysé donne S = 49,82 wt. % ; Pb = 50,18 wt. %.

CONLUSION:

L'étude des minéralisations sulfurées associées aux roches basiques montre que la minéralisation est essentiellement composé pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, galène, blende, cobaltine, pentlandite et de l'arsénopyrite. Quelques grains de pyrites contiennent en inclusion du tellure de plomb (PbTe) et de petzite (Ag3AuTe). Ces sulfures se trouvent à l'état

disséminé formant localement des agrégats en lits plus ou moins continus ou sous forme de remplissage de fissures. Les minéraux d'altérations associées à cette phase de minéralisation sulfurées sont la séricite, la calcite, la silice et l'albite. Cette enveloppe d'altération épouse les contours des veines de quartz très abondants dans ces roches ou sont transposées dans la zone de cisaillement.

La difficulté d'un échantillonnage sommaire et non systématique rend toute fois un peu difficile une reconstitution des phénomènes minéralisateurs. Cependant, l'étude pétro métallographique a permis de mettre en évidences les conclusions suivantes :

- Une minéralisation dite « syngénétique » constituée d'oxydes de fer (magnétite et ilménites;
- Une minéralisation « épigénitique liée à l'altération hydrothermale associée à une déformation fragile affectant les roches vertes. Cette phase comprend des sulfures et de l'or.

Selon les observations pétrographiques, la majorité des phases métalliques ont commencé à précipiter simultanément. Toutefois, comme la pyrite contient des inclusions de toutes les autres phases métalliques, elle semble avoir continuée à se développer après la formation des autres phases métalliques qu'elle a incorporées tout comme de nombreux cristaux de gangue.

CHAPITRE VI

MINERALOGIE DE L'OR FILONIEN AU SEIN DES ROCHES BASIQUES DU MAYO KEBBI

CHAPITRE IV : MINERALOGIE DE L'OR FILONIEN AU SEIN DES ROCHES BASIQUES DU MAYO KEBBI

Ce chapitre est consacré à l'étude de veines minéralisées encaissées dans un filon de quartz affleurant à Gamboké, site exploité artisanalement. Nous allons décrire le quartz qui constitue la matrice des corps minéralisés, ensuite les phases métalliques proprement dites.

Sur le site de Gamboké, une tentative d'ouverture de mine d'or a eu lieu, près de Pala, à 300 km au sud de N'Djaména (Gamboké Nord, Goïn, Massonébaré, Goïgoudoum). La minéralisation se situe au sein de petits filons de quartz (< 0,60 m) associés à des stockworks, en relation avec une zone de cisaillement (N30°-45°E). L'or est sous forme de micro-grains libres (inférieurs à 0,5 mm de diamètre) dans un quartz gris-blanc imprégnés de sulfures disséminés. La teneur en Au du quartz atteint 2,95 ppm. Le projet a brutalement été abandonné en juillet 2003.

Depuis lors, des sociétés privées tchadiennes exploitent avec des moyens artisanaux les gîtes alluvionnaires, à proximité. Il y a eu également un afflux d'orpailleurs et de populations. On estime actuellement entre 500 et un millier de personnes, au maximum, le nombre de chercheurs d'or qui travaillent dans les alluvions.

L'objectif de cette partie est de déterminer la paragenèse minérale des filons de quartz et la typologie de l'or.

I. PETROGRAPHIE DU FILON DE QUARTZ MINERALISE

Ce filon (Figure 41) de quartz affleure à Massonébaré, dans la zone de sondage et d'exploitation artisanale d'or et est encaissé dans des schistes d'orientation globale N70°E40E. On y observe des minéraux visibles à l'œil nu comme la pyrite (Figure 64, a), la chalcopyrite (Figure 64, b), la galène (Figure 64, c) et l'or.

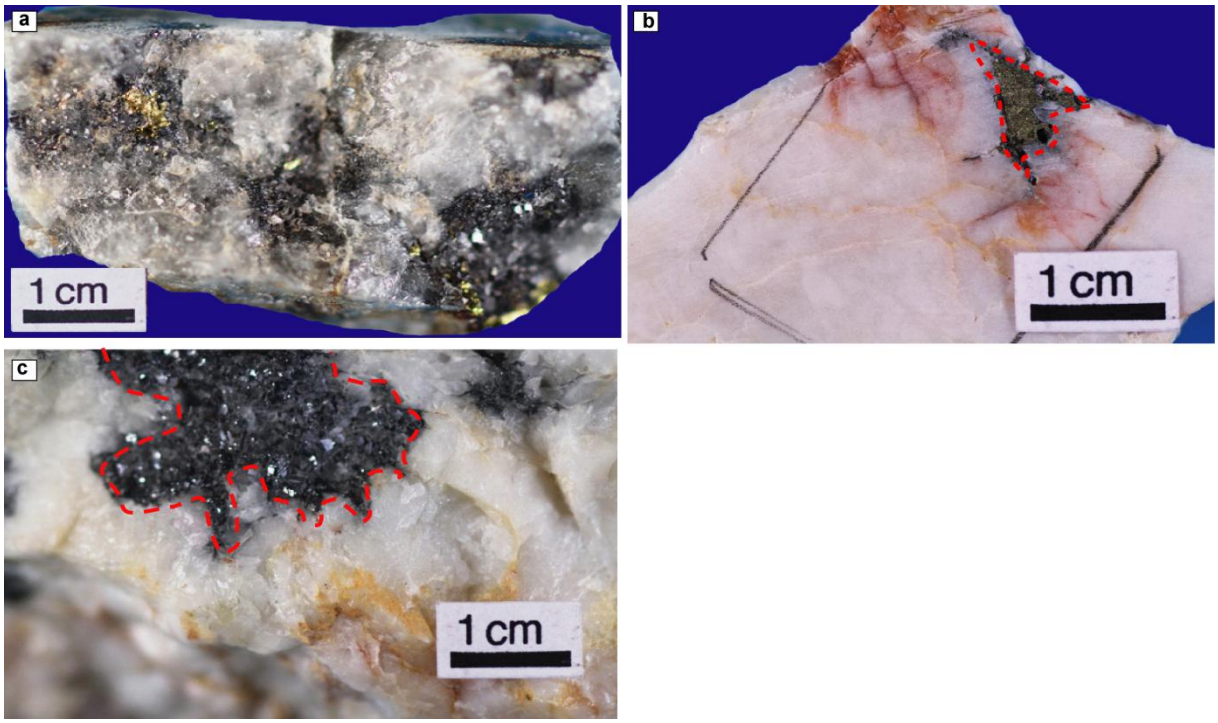


Figure 64: Quartz à pyrite (a), chalcopyrite (b) et Galène (c).

La minéralisation est principalement exprimée sous forme de veines de quartz constitué macroscopiquement de quartz blanc à gris, d'aspect laiteux, à pyrite et chalcopyrite. Du point de vue microscopique, l'assemblage minéralogique est pauvre. On observe que toutes ces veines sont principalement constituées de quartz, de chlorite, séricite, hématite et des sulfures (pyrite, chalcopyrite, galène, covellite) et de l'or.

II. ETUDE TEXTURALE DES ECHANTILLONS DE QUARTZ

Les échantillons de quartz prelévés sont constituées (Figure 65) par des cristaux de grande taille, pluri millimétriques. La déformation intracristalline se traduit par une extinction ondulante, des bandes de déformation, des joints de grains lobés, des petits grains autour des gros grains, et des zones mylonitiques à grains fins et localement des zones de cataclase.

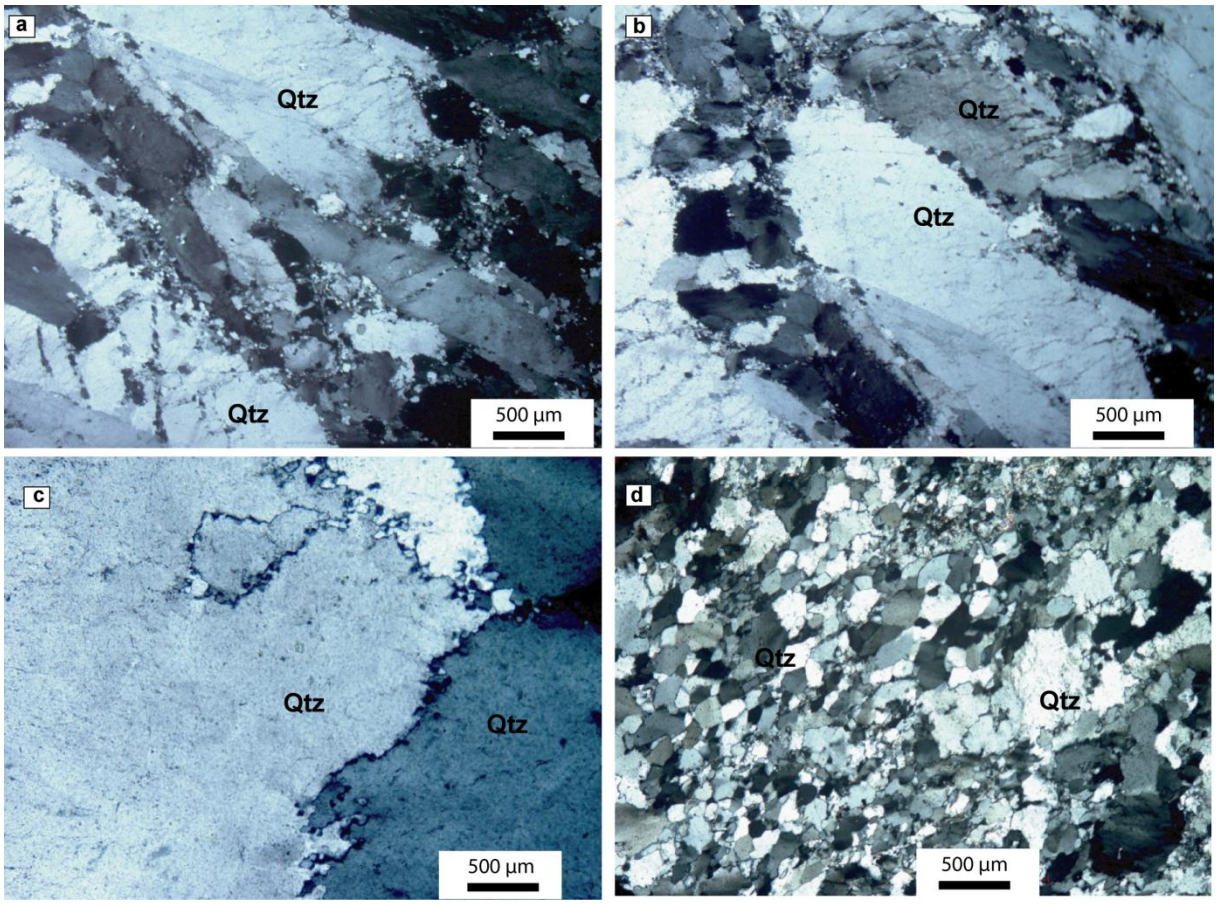


Figure 65: Microphotographies du quartz.
a et b) Quartz constitué de grands cristaux, séparés par des bordures de très petits grains hétéro dimensionnels ; C) Quartz présentant des structures lobés ;d) Zones cataclasées plus ou moins mylonitisées.

D'une manière générale, les différentes structures observés au sein des échantillons de quartz sont affectées par des bandes de cisaillement et des microfractures plus ou moins ouvertes, marquant l'évolution du régime de déformation au cours du temps depuis un mode ductile jusqu'à un mode ductile-fragile (Sibson et *al.,* 1988 ; Sibson, 1990). Les minéraux accessoires comme la chlorite, l'hématite, la séricite sont observés dans ces échantillons. Ce qui nous amène à dire que ces zones de fractures sont les lieux privilégiés pour le passage des fluides minéralisateurs.

La chlorite cristallise dans les interstices du quartz en association avec la pyrite et la muscovite (Figure 66, a-b).

La muscovite est observée en cristaux allongés en inter-croissance avec la chlorite (Figure 66, d).

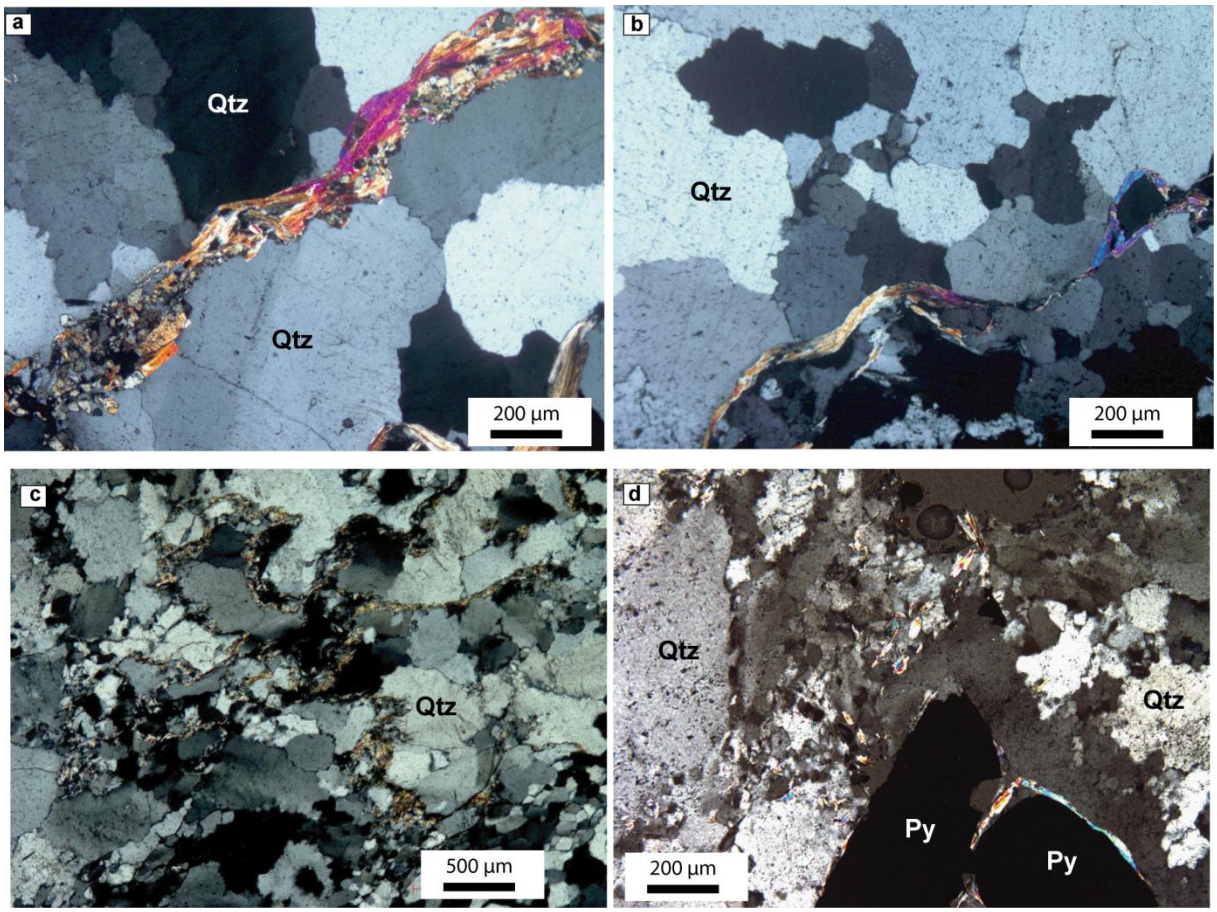


Figure 66: Microphotographies des minéraux d'altération au sein des quartzs.
a-c) Fracture contenant de la chlorite, de la séricite et des carbonates. d) Chlorite dans les interstices du quartz et aussi en association avec la pyrite.

III. PETROGRAPHIE DE LA MINERALISATION

L'identification des minéraux métalliques a été réalisée à la loupe binoculaire, au microscope métallographique, en lumière transmise et en lumière réfléchie, puis par des analyses au MEB et à la microsonde électronique.

Les phases minérales métalliques reconnues sont essentiellement : l'or, la pyrite, la chalcopyrite, la galène, la covellite. Ces sulfures se trouvent à l'état disséminé ou sous forme de remplissage des fissures. La pyrite est le minéral dominant, associé à la chalcopyrite et la galène.

La pyrite (FeS_2), se présente sous forme de plage automorphes et subautomorphe (Figure 67). Elle est massive, souvent fracturée en bordure, montrant une structure cataclastique. Les éléments Se, Co, Ag sont les éléments qui sont le plus fréquemment rencontrés lors des analyses faites au MEB. L'analyse à la microsonde de cette pyrite (Tableau 12) a montré son

remarquable homogénéité et une composition moyenne (Fe = 45,78 wt. %; S = 52,90 wt. %).

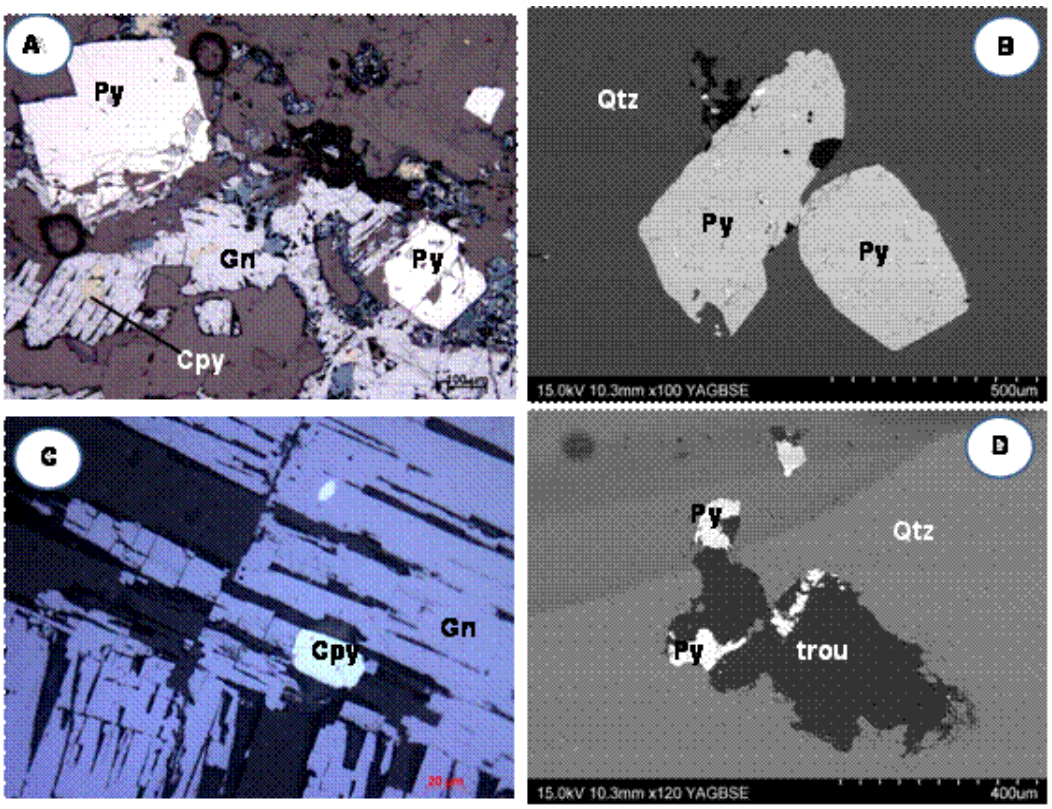


Figure 67: Assemblage minéralogique à pyrite, chalcopyrite, galène et covellite.
A) Assemblage pyrite (Py), chalcopyrite (Cpy) et galène (Gn); B) Pyrite automorphe plus ou moins fracturé ; C) Galène avec en inclusion, la chalcopyrite ; D) Pyrite xénomorphe

La chalcopyrite ($CuFeS_2$), d'une taille de quelques centaines de µm, s'exprime en association avec la galène (Figure 68C) et aussi bien en inclusion dans celle-ci (Figure 67C). Elle se manifeste également sous forme des petits cristaux dispersés dans la matrice quartzeuse. Elle développe par déstabilisation des couronnes minces de phases minérales bleutées, la covellite (Cov) (Figure 68 A, B, C). Les analyses à la microsonde électronique (Tableau 13) révèlent la présence de 0,01-0,18 % pds Ag, 0,01-0,28 % pds Au, 0,01-0,25 % pds Te et 0,01-0,03 % pds Zn. L'analyse de cette phase montre une composition moyenne en Cu = 36,46 wt. % ; Fe = 34,77 wt. % ; S = 50,77 wt. %.

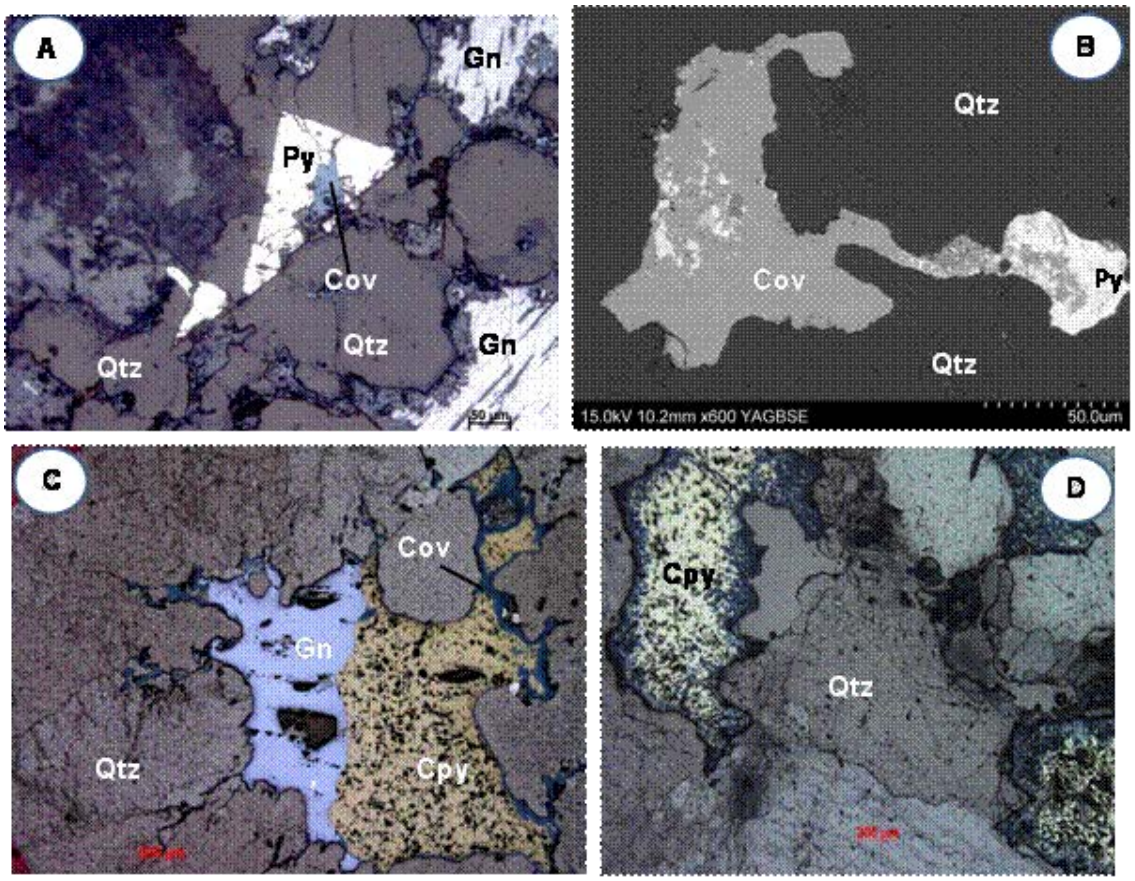


Figure 68: Assemblage minéralogique à covellite et chalcopyrite.
A) Covellite en inclusion dans la pyrite subautomorphe ; B) Covellite formé suite à la déstabilisation de la chalcopyrite ; C) Galène et chalcopyrite avec en bordure, le développement de la covellite ; D) Chalcopyrite en voie de déstabilisation au profit de la covellite.

La galène (PbS) est associée avec la pyrite (Figure 68A) ou la chalcopyrite (Figure 68 C). Elle contient également dans certains endroits des inclusions de chalcopyrite. Les analyses à la microsonde électronique montrent qu'elle contient 0.04-1.46% pds Ag, 0.02-0.66% pds Au, 0.02-0.13% pds Te. La galène est pratiquement pure. Les analyses à la microsonde (Tableau 14) donnent une composition moyenne en Pb = 86,00 wt. % ; S = 13,55 wt. % ..

La covellite (CuS) (Figure 68A, B, C est également présente dans les sulfures. On la trouve soit en inclusion dans la pyrite, soit elle se développe aux dépens de la chalcopyrite. Les analyses microsondes révèlent la présence de quelques traces de fer, d'or, de plomb. La moyenne donnée par les analyses microsondes (Tableau 15) est de S = 33,22 wt. % ; CU = 66,75 wt. %.

L'or (Au).

Dans ce filon de quartz, l'or est présent dans trois sites structuraux-texturaux distincts :

- Or en inclusion (disséminé) dans le quartz (Figure 69, A);
- Or associé à la chalcopyrite (Figure 69, B);
- Or dans les microfissures affectant le quartz (Figure 69 C.).

Les travaux bibliographiques montrent qu'il existe dans la nature 26 minéraux d'or (phases minérales officiellement reconnues par l'IMA) et plus d'une quinzaine d'espèces non nommées (Harris, 1990). Parmi ces phases, l'or natif est la plus abondante. L'or est rarement pur, dépourvu d'éléments-traces, il est souvent allié avec l'argent, en solution solide. La taille de la maille cristalline de ces phases montre un minimum à 20 % pds Ag correspondant à l'or natif. L'électrum a une composition qui varie entre 20 et 40 % pds Ag. Au-dessus de 40 % pds Ag, le minéral est nommé argent aurifère (Harris, 1990).

Un autre terme souvent utilisé pour caractériser la composition de l'or est sa pureté «fineness ». La pureté est calculée sur la base des teneurs en % pds des deux éléments Au et Ag, sans tenir compte des concentrations des autres éléments-traces possibles (Henley, 1975), suivant la formule proposée par Harris (1990): Pureté = 1000 x Au % pds / (Au % pds + Ag% pds).

Notons qu'à l'observation microscopique métallographique, on n'a pas constaté une hétérogénéité de l'or des différents stades. Cependant, les analyses à la microsonde électronique montrent que l'or est présent sous forme native (< 20 % pds Ag) et également sous forme d'électrum (20-27 % pds Ag). Les éléments S, fe, Te Pb, et Cu sont en général en traces. Le diagramme Au-Ag (%at) montre la composition de l'or natif et de l'électrum dans les échantillons étudiés (Figure 70). Le calcul effectué sur la pureté de l'or et de l'électrum (Tableau16), présente un intervalle de 733-801 pour l'or natif et de 812-922 pour l'électrum. Selon la classification de Morrison et al. (1991) sur la pureté de l'or, cette valeur correspond à la fois à celle des épithermaux neutres et acides.

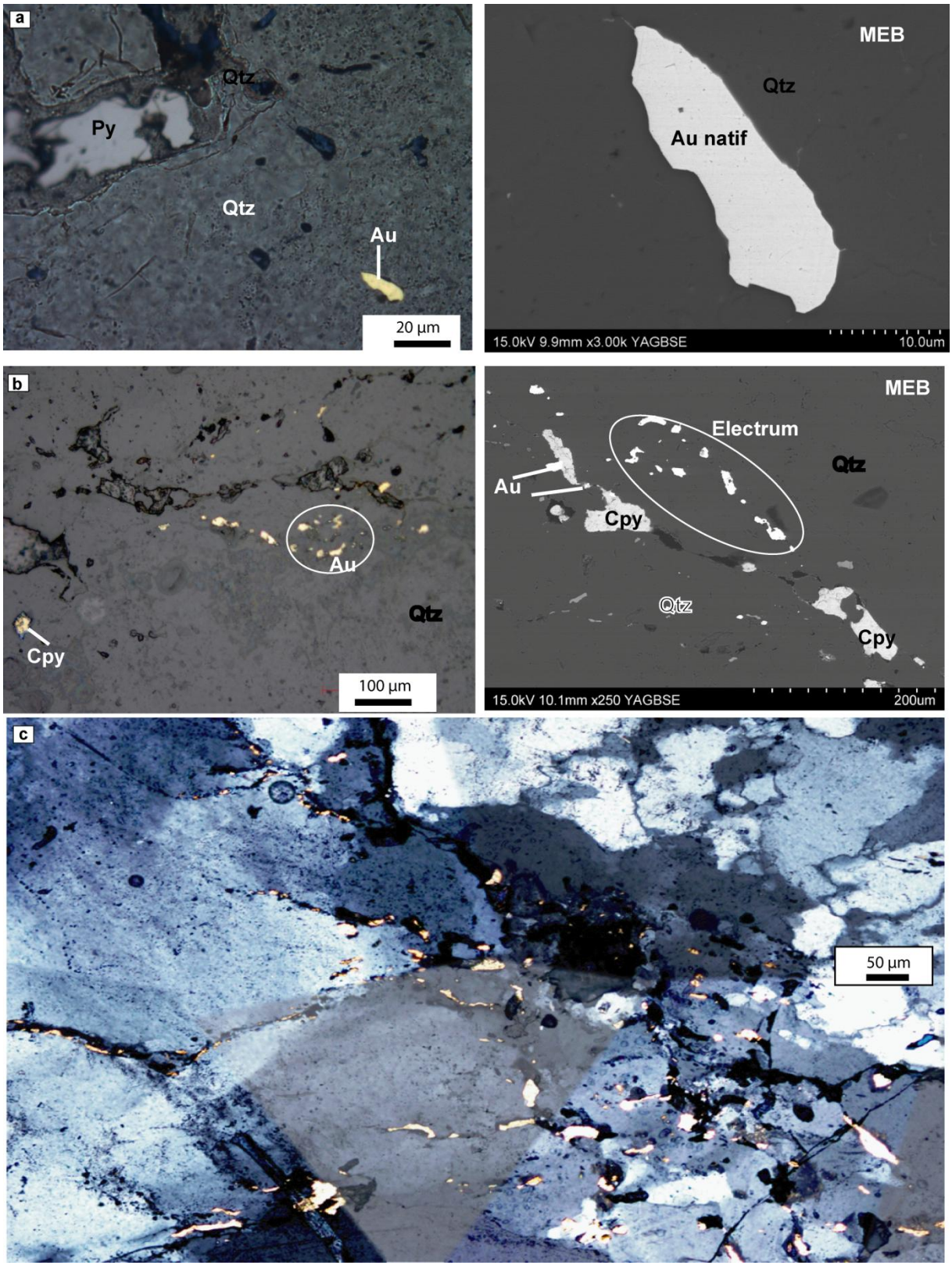


Figure 69: Différentes associations de l'or dans le filon de quartz.
a) Or en inclusion dans le quartz ; b) Or en association avec la chalcopyrite ; c) Réseau de distribution de l'Or dans les fissures.

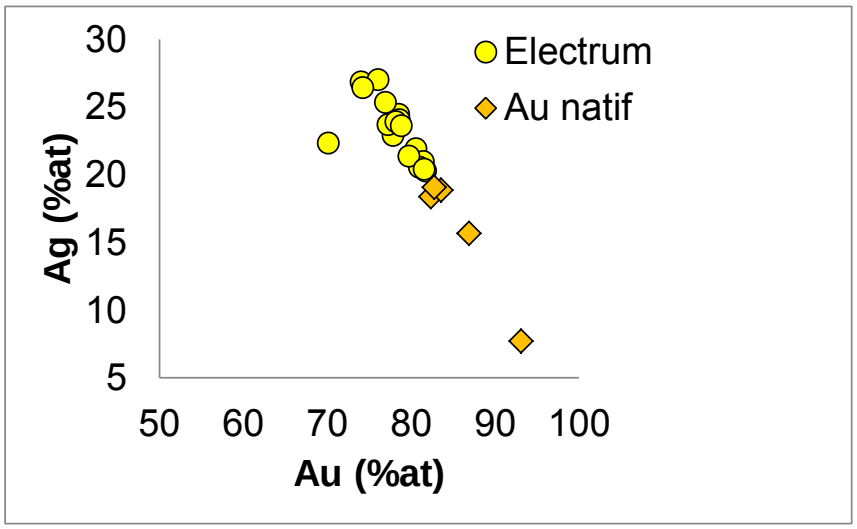


Figure 70: Diagramme Au-Ag (%at) montrant la composition de l'or natif et de l'électrum dans les filons de quartz.
L'or natif se trouve en inclusion dans le quartz et est moins riche en argent par rapport à l'électrum dans les fissures, associés parfois aux chalcopyrites.

CONCLUSION

Les résultats obtenus à l'issue de nos travaux montrent que le filon comporte le quartz comme le minéral principal. Puis, viennent les sulfures et les métaux. Cette texture suggère que ces minéraux se sont formés par remplissage d'une ouverture dans un milieu en tension ("open-space filling"). Ces fractures se situent toutefois généralement dans des zones de cisaillement ductile-fragile plus ou moins bien développées. La présence de zone de cataclase subie par ces filons aurait engendré une néoformation de petits grains de quartz (2e génération) et créé des ouvertures permettant la mise en place et/ou la redistribution des sulfures et de l'or et possiblement, localement, d'une nouvelle injection de calcite. Ces résultats suggèrent que la mise de place de l'or au sein du filon est le résultat de la circulation de fluides dans des fissures engendré par la tectonique intense.

L'association des sulfures, de l'or, des chlorites avec des niveaux de quartz et des calcites confirme que la phase de minéralisation est génétiquement liée à un processus hydrothermal qui affecte l'encaissant. Il s'agit des minéralisations épigénétiques pauvres en sulfures que l'on trouve depuis des âges Archéen à Oligocène comme le cas des veines dans les alpes italiennes (Curti, 1978), puis reconnues par Kerrich (1993) comme étant formées dans des terrains métamorphiques. Ces anciennes dénominations seront appélées plutard par Groves et al., 1998 sous le terme de giséments d'or orogéniques.

PARTIE III

MINERALISATION DE L'URANIUM ASSOCIEE AU METASOMATISME DU GRANITE DE TYPE A DE ZABILI

PARTIE III : MINERALISATION DE L'URANIUM ASSOCIEE AU METASOMATISME DU GRANITE DE TYPE A DE ZABILI

INTRODUCTION

Le métasomatisme est un phénomène d'altération ou de transformation des roches qui implique leur enrichissement en certaines substances apportées de l'extérieur. Cet enrichissement peut être accompagné d'une perte de plusieurs autres substances présentes initialement dans les roches. Ces échanges d'éléments se produisent grâce à la présence d'une phase fluide, gazeuse ou liquide, qui imprègne les roches. Durant ces phénomènes, qui aboutissent à un changement des compositions minéralogique et chimique des roches ainsi qu'à la substitution partielle ou complète d'une roche par une autre. Plusieurs études ont mis en évidence cette théorie de gain et de pertes des éléments : (i) Maruéjol (1989) a montré des gains en Na, Ca, Fe, Sr, U, Zr et Nb mais une perte en Si, Ba et Rb. Th, Y sur les albitites de Lagoa Real. Selon cet auteur, Ces variations seraient dues à l'albitisation des feldspaths, la néoformation d'albite, l'altération d'amphibole en pyroxène et grenat, et à la néoformation de phases calciques lors de la métasomatose sodique et calcique des granites. (ii) Baker (1985), a montré l'augmentation des teneurs en Na, Si, Mg, Ni, Zn et Ga dans les roches albitisées et la perte en Fe, Mn, K, Sc, Rb, Cs, Ba, Pb, U, P, F lors de l'étude du granite Protérozoïque de Svecokarelian Bastfallshöjden (W. Bergslagen, Suède). (iii) Petersson et Eliasson (1997), montrent sur le granite de Bohus (Suède), la diminution de la teneur en Si des roches ayant subi la métasomatose sodique et l'augmentations de celles en Na, HREE ± Y, Li, Rb et Sr. (iv) Polito et al. (2007) pour les albitites de Valhalla (Australie), montrent une augmentation des teneurs en Na, Ca, U, V, Zr, P, Sr, F et Y et pour une perte en K, Ba, Rb et Si. Ces variations sont dues à la « destruction » du feldspath K et de la muscovite, et à la formation d'albite et de riebeckite.

Depuis l'origine de la pétrographie, certains auteurs tiennent la métasomatose pour un processus fondamental de la genèse des roches métamorphiques, en particulier des gneiss et des migmatites, les schistes à glaucophane, etc. (métasomatose régionale). La tendance actuelle, à la suite de la découverte des lois de la métasomatose par D. S. Korjinskii et de nombreuses études pétrologiques sur le terrain et au laboratoire, considère que le métamorphisme régional est avant tout isochimique pour les constituants non volatils et que la métasomatose peut jouer un rôle important, mais local, surtout manifesté dans les processus endogènes hydrothermaux responsables de la formation de nombreux gisements métallifères

et de l'altération non supergène des roches.

La métasomatose sodique s'observent dans plusieurs environnements à travers le monde, à savoir depuis les domaines sédimentaires jusqu'aux complexes plutoniques (Smellie and Laurikko 1984), en passant par les domaines métamorphiques (Mistamisk (Kish and Cuney, 1981), Monts Otish (Ruhlmann et al., 1986 ; Smirnov, 1977 ; Polito et al., 2007). Dans certains cas, ce processus d'altération hydrothermale est associé aux processus de formation des gisements métalliques et plus particulièrement à la mise en place de minéralisations uranifères.

Plusieurs auteurs ont mis en évidence l'épisode majeur de métasomatose sodique associé à la minéralisation uranifère. Cet épisode a eu lieu au Paléoprotérozoïque Supérieur (1,9-1,7 Ga) dans le district de Krivoï-Rog en Ukraine (Belevtsev et al., 1983) ; le gisement de Beaverlodge au Canada (Beck et al., 1971) ; le bassin d'Otish au Québec (Ruhlmann et al., 1986) ; à Mistamisk et d'autres occurrences dans le Labrador au Québec (Kish & Cuney, 1981) ; le district de Kurupung en Guyane (Cinelu, 2008) ; Skuppesavon (Smellie & Laurikko, 1984) ; Bjorkramyran (Kullman ,1989) et Duobblon dans le nord de la Suède (Smelie, 1982) ; et à Liangshanguan dans le NE de la Chine (Jiarong & Zhutian ,1984).
Un exemple type du métasomatisme est celui du district de Lagoa Real au Brésil (~ 1,4 Ga, Turpin et al., 1988; ~ 1,5 Ga, Cordani et al., 1992). Dans ce district de Lagoa Real, Maruéjol (1989) montre que la métasomatose sodique se développe selon les deux étapes suivantes :
(1) une albitisation à quartz constant où les albitites formées sont à albite, quartz, amphibole et biotite (avec ± pyroxène et grenat)
(2) une déquartzification avec néoformation d'albite, puis de minéraux calciques.

La minéralisation uranifère est localisée dans des corps albitiques de forme sigmoïdale encaissées dans des orthogneiss dérivant d'un granitoïde calcoalcalin fortement potassique à pyroxène relictuel, amphibole, biotite et titanite. La minéralisation est présente sous forme de cristaux d'uraninite dépourvue de thorium dispersés dans une matrice principalement constituée d'albite avec plus ou moins de pyroxène et de grenat mais dépourvues de quartz. L'uranium est aussi présent sous forme d'uranophane disséminé dans le granite albitisé à proximité de la surface. Toutefois, il est un peu difficile d'évoquer l'origine pour ces minéralisations. Cependant, Lobato et al., 1983a et b ; Lobato et Fyfe, 1990 proposent que les fluides responsables de la métasomatose sodique et de la minéralisation uranifère dériveraient de la déshydratation des formations sédimentaires et volcaniques d'Espinhaço lors de leur

métamorphisme provoqué par le chevauchement de l'Est vers l'Ouest de la nappe renfermant les orthogneiss de Lagoa Real lors de l'orogenèse Braziliano (~ 500 Ma). Ensuite, Maruéjol et al., (1987) ; Maruéjol, (1989) ; Turpin et al., (1988) proposent que l'uranium serait issu des granites Paléoprotérozoïques (1730 Ma) calco-alcalins fortement potassiques, riches en U et Th) et serait remobilisé et concentré lors de circulations de fluides dérivant d'eaux de formation provenant du bassin Espinhaço qui recouvrait la région de Lagoa Real vers 1500 Ma. Les zones minéralisées correspondraient alors à d'anciennes zones épisyénitisées (granites déquartzifiés et albitisés) qui ont été ensuite déformées.

Un autre exemple est celui de d'Espinharas au Brésil (Porto da Silveira et al. 1991) et celui de Kitongo au Cameroun (Oesterlen and Vetter, 1986 ; Kouske et al., 2011) ou les occurrences uranifères associées à la métasomatose sodique sont présentent dans les albites épisyénitisées. A Espinharas, la minéralisation uranifère est associée à la métasomatose sodique et à l'épisyénitisation de gneiss à amphibole et de microgranites intrusifs. Les zones albitisées et épisyénitisées sont discordantes à la foliation des gneiss (Porto da Silveira et al., 1991). Ces zones résultent du cisaillement et de la fracturation qui contrôlent les intrusions de microgranite ainsi que la percolation tardive du fluide minéralisateur (Porto da Silveira et al., 1991). La métasomatose sodique est associée aux transformations minéralogiques suivantes : (i) une complète dissolution du quartz, (ii) une albitisation des plagioclases et microcline, (iii) une chloritisation et dissolution partielle de la biotite, (iv) une précipitation de coffinite, pyrite, chlorite, albite, carbonates et xénotime. A kitongo, la minéralisation d'uranium est associée génétiquement et spatialement avec Na-métasomatisme d'un pluton granitique. Le métasomatisme sodique est affectée par deux phases: une première albitisation conduit au remplacement du plagioclase par albite, l'altération de l'amphibole à Na - Ca amphibole, la deuxième phase d'albitisation conduit aux remplacements du feldspath potassique alcalin et du quartz par l'albite.

Un troisème exemple type est celui lié à un métamorphisme de très faible degré (anchizonal) et relégué à des fractures telles que les veines à albite et uraninite de Mistamisk (Canada) développées dans des siltites (Kish et Cuney, 1981) et ceux des Monts Otish développées dans des grès au voisinage de filons de gabbros (Ruhlmann et al., 1986). La mise en place de ces veines à albite et uraninite se ferait au cours de l'orogenèse hudsonienne. Les fluides hydrothermaux, contenant du NaCl, N_2 et du CO_2, seraient des saumures oxydantes (avec un maximum de 40 % poids équivalent NaCl, une température autour de 300 - 350°C et

une pression de 2,5 kbar) provenant de niveaux évaporitiques qui auraient été présents dans la partie supérieure de la série. Ces fluides auraient alors transporté l'uranium et se seraient mélangés avec des fluides réducteurs qui dériveraient du métamorphisme des schistes noirs (présence de N_2 dans les inclusions fluides et de matière organique dans les albites). Ces fluides seraient donc responsables de la mobilité des certains éléments tels que Na, Mg, U, Y, Te, Ni, Pb, Cu, et Au. (Kish et Cuney, 1981)

La synthèse bibliographiques sur les occurrences de métasomatisme sodique dans le monde, montre que ce processus s'opère dans un grand nombre d'environnements géologiques depuis les domaines sédimentaires jusqu'aux complexes plutoniques. Cependant, le ou les contextes géodynamiques propices au développement de tels processus et les conditions particulières conduisant au dépôt de minéralisations uranifères font toujours l'objet des débats scientifiques. Si dans certains cas, une origine évaporitique des saumures sodiques peut être proposée (Mistamisk au Canada, Kish et Cuney, 1981 ; Kuusamo area Nord de la Finlande, Pankka et Vanhanen, 1992), il faut tout de même noter qu'ils peuvent être produites par des fluides très peu salés et fortement minéralisés.

Le but de cette partie est alors de faire une étude pétrographique, géochimiques et géochronologiques sur le granite alcalin du massif de zabili afin de répondre à différentes questions capitales telles que:

(i) les sources favorables pour ce type de minéralisation ;

(ii) les mécanismes à l'origine de la remobilisation de l'U pendant le métamorphisme lié aux orogènes paléoprotérozoïques (type de fluide, type de magma).

CHAPITRE I

CONTEXTE GEOLOGIQUE - PETROGRAPHIE – GEOCHIMIE

CHAPITRE I : CONTEXTE GEOLOGIQUE - PETROGRAPHIE – GEOCHIMIE (ARTICLE LITHOS)

Magmatic/Na-metasomatic Uranium mineralization associated with ductile to brittle deformation of the Pan-African A-type Zabili syntectonic pluton (Mayo-Kebbi massif, SW Chad)

MBAGUEDJE Diondoh[a,b], VANDERHAEGHE Olivier[b], ANDRE-MAYER Anne-Sylvie[b], OHNENSTETTER Maryse[b], EGLINGER Aurélien[b], ISSEINI Moussa[c], CUNEY Michel[b] , POUJOL Marc [d].

a Département de Géologie, Faculté des Sciences exactes et appliquées, B.P. 1027, N'djamena, Tchad.

b GeoRessources, UMR 7359 GeoRessources, Université de Lorraine-CNRS-CREGU, BP 239, F-54506 Vandœuvre-lès-Nancy, Cedex, France

c Institut Universitaire Polytechnique de Mongo, BP 4377, N'djaména, Tchad

d Géosciences, UMR CNRS 6118, Université de Rennes 1, 35072 Rennes Cedex, France

Accepted for publication, after minor revisions, in Lithos

ABSTRACT

Located in southwestern Chad, the Mayo-Kebbi massif exposes a Neoproterozoic juvenile crustal segment that has been tectonically accreted in the Central African Orogenic Belt and reworked during the Pan-African orogeny. It comprises a syntectonic alkaline magmatic suite including the Zabili A-type granite emplaced in dilational jogs related to regional-scale sinistral shear zones. This granite has been interpreted as a highly differentiated magma generated by partial melting of a Neoproterozoic juvenile protolith containing traces of an older continental basement and that has been affected by fractional crystallization. Syn- to post-magmatic ductile to brittle deformation of the Zabili pluton is associated with

metasomatism and locally with the deposition of uranium mineralization. In this paper, we present new petrological, geochemical, and geochronological data in order to indentify the processe(es) leading to U-mineralization.

Primary magmatic U-bearing minerals are zircon, monazite, and probably uranothorite. Late-magmatic deformation is marked by the development of R' antithetic shear zones characterized by high-temperature dynamic recrystallization of K-feldspar and plagioclase coeval with crystallization of albite along deformation bands and grain boundaries and with replacement of quartz, amphibole and biotite, by secondary albite, calcite and epidote that are also affected by intracristalline deformation. This high-temperature ductile deformation-metasomatic event is associated with the crystallization of U-bearing minerals represented by hydrothermal monazite, uraninite (pseudomorphosed in ekanite at high temperature), brannerite, and uranium-silicates such as coffinite. U-Th-Pb dating of these monazite grains, yields an age of 599 +/- 4 Ma. Cooling of the granite and late-tectonic deformation below the ductile/brittle transition is expressed by cataclastic zones and veins associated with the precipitation of albite, epidote, calcite, chlorite, apatite, zircon, and iron-oxides. Brittle deformation is also associated with remobilization of uranium-bearing minerals retrogressed in kasolite and with the crystallization of pechblende (altered in uranophane under supergene conditions) in hydrothermal veins.

These data suggest that uranium mineralization in the syntectonic Zabili A-type granite is related to a superposition of processes starting with (1) ductile deformation and metasomatic alteration implying the interaction between magmatic minerals with a Na-rich fluid, of potential magmatic origin, coeval to the main deposition of uranium oxides, followed by (2) brittle deformation and deposition of secondary hydrated uranium silicates involving a Na-Ca-rich fluid. We propose that these uranium mineralizations represent the extreme expression

of crustal differentiation as a result of Pan-African reworking of a Neoproterozoic juvenile crustal segment.

Keywords: Chad, Mayo-Kebbi, granite, uranium, mineralization, Na-metasomatism

Research highlights:

- Structural, petrological, mineralogical, geochemical and geochronological characterization of the A-type Zabili granite, Chad.
- Pan-African Uranium mineralization formed in a Neoproterozoic juvenile crust
- Uranium associated with magmatic differentiation, Na-metasomatism and alteration
- Uranium deposits in shear zones characterized by ductile to brittle deformation.

1. Introduction

One of the expressions of Na-metasomatism is the formation of albitites, characterized by the transformation of K-feldspar and/or plagioclase in albite (albitization) by dissolution-precipitation associated with cationic exchange between K^+ and Na^+ and/or between Ca^{2+} and $2Na^+$ and generally associated with quartz dissolution (Cathelineau, 1986; Hövelmann et al., 2010). Na-metasomatism is a common geological process that has been invoked in distinct geological settings affecting a variety of rock types from the hydrothermal alteration of granite (Petersson and Eliasson, 1997, Boulvais et al. 2007) to diagenesis of feldspar-rich sandstones (Perez and Boles, 2005; Morad et al., 1990; Baccar et al., 1993). Moreover, albitites are hosting a diversity of ore minerals (Frietsch et al., 1997; Mark, 1998; Kent et al., 2000; Oliver et al., 2004; Clark et al., 2005) including large U-deposits (Cuney and Kyser, 2008). These U-mineralized albitites are generally developed at the expense of granitoids and gneisses as exemplified by the Paleoproterozic Central Ukrainian Uranium Province (Smirnov, 1977; Belevtsev et al., 1983, Emetz et al,. 2007, Cinelu, 2008, Cuney et al., 2012), the Paleoproterozoic deposit in the Kurupung batholith of the Guyana Shield (Cinelu, 2008;

Alexandre, 2010), the Lagoa Real deposit within the Sao Fransisco craton in NE Brazil; (Turpin et al., 1988; Maruéjol et al., 1987, Lobato and Fyfe, 1990), and several deposits exposed in the pre-Mesozoic basement of western Europe (Cathelineau, 1986; 1987; Dempsey et al., 1990; Hecht et al. 1999; Leroy, 1978; 1984). Albitites mineralized in U developed on other protolith than granitoids are more seldom but there are some examples such as the sandstone Valhalla U-deposits in Australia (Polito et al., 2009).

This close spatial relationship between albitites and U-deposits suggests that fluid circulations responsible for Na-metasomatism might play a role in the mobilization, transfer and deposition of U and other associated elements. Questions arising from this assumption concern (i) the source of the fluids, of Na, and of U, as well as (ii) the respective roles of magmatism, hydrothermalism, and deformation on U-mineralization development.

Uranium in the Mayo-Kebbi and Poli massifs, respectively in Chad and Cameroun (Fig. 1a), has been prospected by the BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières, i.e. the French Geological Survey) since the 1950's followed by the UNPD (United Nations Program for Development) project in 1979. These exploration studies, cited in Kusnir (1995), report uranium anomalies into shear zones cross-cutting plutons described as granitic and syenitic in the Mayo Kebbi massif. Moreover, the Kitongo uranium occurrence of the Poli granitic massif has been identified as being related to Na-metasomatism (Kouske et al., 2012; Oesterlen and Vetter, 1986; Vels and Fritsche, 1988). The Poli and Mayo-Kebbi massifs are part of an alkaline granitic suite emplaced in the Central Africa Orogenic Belt (Fig. 1) at the end of the Pan-African orogeny within a reworked juvenile Neoproterozoic crust made of greenstone belts and batholiths dominated by tonalites and diorites (Penaye et al., 2006, Pouclet et al., 2006, Isseini et al., 2012). Additional uranium occurrences are likely to be found in these large under-explored domains of the Pan-African orogenic belt and also on the

other side of the Atlantic, in the Braziliano Orogenic Belt comprising the Espinharas and Itataia uranium deposits in Brazil, (Porto da Silveira et al., 1991, Cinelu, 2008).

The first goal of this study is to depict the uranium occurrences of the Zabili pluton (Isseini, 2011; Isseini et al., 2012), which represents an example of the alkaline magmatic suite of the poorly known Mayo-Kebbi massif (southwestern Chad), based on new structural, petrographic, mineralogical, geochemical and geochronological data. These uranium occurrences are then used as tracers of the geological processes involved in the growth and reworking of this Neoproterozoic juvenile crustal segment affected by Pan-African reworking. More specifically, we discuss the relative roles of (i) magmatic processes, (ii) deformation, (iii) fluid circulations and associated metasomatism, in mobilization/transfer/deposition of uranium integrated in the tectonic context of the Central Africa Orogenic Belt recorded in the Mayo-Kebbi massif. The originality of this study is to document uranium mineralization hosted in an albitized A-type granite emplaced during the Pan-African orogeny just after reworking of a Neoproterozoic juvenile crust.

2. Geology of the Mayo-Kebbi massif in the Central Africa Orogenic Belt

The Precambrian basement exposed in the Mayo-Kebbi massif in southwestern Chad is part of the Pan-African Central Africa Orogenic Belt (Fig. 1) separating the Congo craton to the south, the West African craton to the west and the Sahara metacraton to the north (Bessoles et Trompette, 1980; Black et Liégeois, 1993; Abdelsalam et al., 2002, Liégeois et al., 2013). It is made of Neoproterozoic juvenile crust composed of granitoids and greenstone belts (Kasser, 1995; Doumnang, 2006; Penaye et al., 2006; Isseini, 2011). The greenstone belts trend NNE-SSW. They comprise the Zalbi serie to the west and the Goueygoudoum serie to the east. The Zalbi serie includes metagabbro, metabasalt, chlorite-schist, talc-schist and serpentinite, while the Goueygoudoum serie consist of metabasalt associated with metacarbonatite and metacherts (Kasser, 1995; Doumnang, 2006; Pouclet et al., 2006; Isseini, 2011).

Metamorphism recorded by these greenstone belts ranges from the lower greenschist facies in the Goueygoudoum serie to the upper greenschist/amphibolite facies in the Zalbi serie. To the west, close to the Chad-Cameroun border, the Zalbi serie grades into tonalitic gneisses of the Figuil complex.

The Zalbi and Goueygoudoum greenstone belts are intruded by plutons related of the Mayo-Kebbi batholith comprising diorite, tonalite and granodiorite, thus defining a calc-alkaline magmatic suite (Wacrenier et al., 1962; Kasser, 1998; Doumnang 2006; Penaye et al., 2006; Pouclet et al., 2006). U-Pb geochronology on zircon from granitoids of the Mayo-Kebbi calc-alkaline batholith has yielded ages ranging from ca. 737 to 638 Ma (Penaye et al., 2004; 2006; Isseini, 2011). The greenstone belts and the Mayo-Kebbi batholith are in turn intruded by syn- to late tectonic plutons forming an alkaline magmatic suite characterized by biotite-granite, biotite-muscovite-granite and syenite, locally associated with charnockite (Kasser, 1995). This syn- to late-tectonic alkaline suite is exemplified by the Zabili pluton which has been the target of a recent study (Isseini et al., 2012). Its petrological and geochemical characteristics (i) indicate an origin by partial melting of a Neoproterozoic juvenile crust as attested by its Nd model age, (ii) imply the contribution of an older crustal component as evidenced by the presence of pre-Neoproterozoic zircon cores, (iii) are consistent with crystal fractionation as suggested by the high-K signature and the deep Eu anomaly (Isseini et al., 2012). U/Pb dating of magmatic zircon yield ages ranging from about 670 to 560 (Isseini et al., 2012). A crystallization temperature ranging from 744°C to 923°C has been estimated by apatite and zircon saturation temperatures (Isseini et al., 2012).

It may be mentionned that the NW margin of the Congo craton has been reactivated during the Cretaceous opening of the Atlantic Ocean resulting in the emplacement of mafic volcanics and the deposition of clastic sediments in extensional basins (Giraud, 1991).

3. Materials and methods

This study is based on twenty three samples representative of the different magmatic facies of the Zabili pluton located on Figure 2.

3.1 Geochemical analyses of whole rocks

Bulk compositions (major and trace elements) were obtained by ICP-OES and ICP-MS spectrometry ($LiBO_2$ fusion) at the CRPG-CNRS laboratory (Nancy; France) (Table 1). Sample preparation, analytical conditions and limits of detection are detailed in Carignan et al. (2001).

3.2 Petrographical observations and geochemical analyses of minerals

Petrographical and textural observations have been performed in the GeoRessources laboratory (Nancy, France) using an Olympus optical microscopy and a JEOL J7600F scanning electron microscopy (SEM). Major and trace elements for silicates were obtained by the EMP method using a Cameca PC-controlled SX-100 machine (GeoRessources laboratory, Nancy). An accelerating voltage of 15 kV, beam current of 12 nA and peak counting time of 10 to 20 s were used during analyses. Quantitative analyses of monazite were carried out using a Cameca PC-controlled-100 type (GeoRessources, Nancy). During analysis of major and trace elements, an accelerating voltage of 20 kV, beam current of 100 nA and peak counting time of 20 to 120 s were used.

3.3 Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS)

Monazite grains from the altered Zabili granite (sample 03MKZ12c) have been dated by the U-Pb-Th method using a LA-ICP-MS in Géosciences Rennes (France). The Excimer 193 nm ESI (NWR193UC) laser system is a computer controlled excimer laser system linked to an Agilent 7700x quadrupole ICP-MS. In the present study, the acquisition time of each analytical spot was set to 80 seconds. Spots diameters of 15 µm associated with repetition rates of 3 Hz with a laser fluency of 7.3 J.cm-² were used. The signal of ^{204}(Pb+Hg) ^{206}Pb,

^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{232}Th and ^{238}U masses are acquired. The ^{235}U signal is calculated from ^{238}U on the basis of the ratio $^{238}U/^{235}U = 137.88$.

Data were corrected for U–Pb and Th–Pb fractionation and for the mass bias by standard bracketing with repeated measurements of the Moacir monazite standard (Gasquet et al., 2010).

Repeated analyses of the Manangoutry monazite (556.1 ± 7 Ma (n=5); Paquette and Tiepolo, 2007) standard treated as unknown were used to control the reproducibility and accuracy of the corrections. Data reduction was carried out with the software package GLITTER® (Van Acheterbergh et al., 2001). After data reduction, U-Pb-Th Concordia plots were constructed with the ISOPLOT/Ex 2.00 software package by Ludwig (2000).

4. Structure of the Zabili granitic pluton

The Zabili pluton is located across the Chad-Cameroun border west of the city of Léré (Figs. 1, 2). It is marked by a distinct topographic high and forms a dome-shaped massif. The Zabili pluton is dominated by coarse-grained hornblende-biotite granite facies grading into a fine-grained biotite – granite facies toward the southern margin of the pluton and is surrounded by a network of aplitic to pegmatitic dikes. Intrusive contacts in the metavolcanic-sedimentary rocks of the Zalbi serie (granitic dikes and granitic pluton discordant on the schistosity of schists) are preserved along the northern and southern margins of the Zabili granitic pluton.

The eastern and western boundaries of the Zabili pluton are marked by regional-scale sinistral shear-zones associated with the transposition of the bedding of the host metavolcanic-sedimentary rocks of the Zalbi serie into a composite steeply dipping S0/1-2 schistosity bearing a stretching lineation with a shallow plunge (Fig. 2). The bedding surface S0 is transposed into S1 and S2 schistosities that are in an axial planar position of superimposed F1 and F2 isoclinal folds with shallow-dipping fold axes. The magmatic fabric of the coarse-grained granitic facies (Fig. 3a) is affected by ductile shear bands (Fig. 3b) reaching locally a

mylonitic fabric (Fig. 3c) grading into cataclasite (Fig. 3d). Subsolidus deformation is particularly localized along a 1 to 4 km wide corridor within the Zabili pluton and trending N110°. This deformation corridor is bordered by dextral shear-zones that correspond to a R' shears antithetic relative to the sinistral shear zones marking the western and eastern boundaries of the pluton (Fig. 2). In this corridor, intracrystalline plastic deformation is evidenced by undulatory extinction of feldspar (Fig. 4a) and quartz grains (Fig. 4b) also displaying deformation bands and chessboard textures or serrated grain boundaries (Fig. 4a, b). Mylonitic zones are characterized by a reduction of the grain size locally associated with the development of a polygonal texture. These shear zones, limited to the Zabili pluton, are interpreted as reflecting localization of deformation at the late stage of magma crystallization when the granitic pluton started to be more competent than the host volcanic-sedimentary rocks dominated by micaschists. Based on these structural characteristics, the Zabili pluton is interpreted as syntectonic.

Brittle deformation is represented by fractures cross-cutting the magmatic and mylonitic fabric of the granite. More advanced stage of brittle deformation is marked by the development of a network of anastomosed fractures (Fig. 3d), breccias and cataclasites, and by multiple generations of cross-cutting quartz veins (Fig. 3d, Fig. 4 c). Metasomatic alteration of the granite is directly correlated to ductile to brittle deformation developed preferentially along the N110° trending deformation corridor cutting across the Zabili pluton (Fig. 2).

5. Petrology and microstructure of of the Zabili pluton

The petrological and mineralogical studies done on the zabili pluton lead to the establishment of the paragenetic sequence and associated U-bearing minerals (Fig. 5). Taking into account the composition of alkali and SiO_2, two rock types were distinguished and illustrated with specific microphotographs: granites(Fig. 6) and albitite (Fig. 7). Within this frame, several

generations of U-bearing minerals have been identified, namely (i) primary magmatic minerals, (ii) high-temperature late-magmatic/metasomatic minerals, and (iii) low-temperature minerals. All of these mineral assemblages have been variously affected by supergene alteration.

5.1. Granites

The Zabili pluton, comprises coarse- to fine-grained granitic rocks (Fig. 6) made of K-feldspar (30-40%), plagioclase (20-30%), quartz (25-35%), biotite (5%) and amphibole (1%). The fine-grained granite (<0.5 mm) is equigranular whereas the coarse-grained granite is characterized by euhedral feldspar phenocrysts locally reaching a centimetric size. Plagioclase is subhedral to euhedral and locally zoned. Microprobe analysis of plagioclase indicates a composition close to the albite end-member (Ab97-99, n = 10) (Table 2). However, when optically determined the plagioclase composition reaches that of andesite (An11-35). Quartz forms irregular amoeboid crystals (from 0.5 to 2 mm) filling the interstitial spaces between the feldspars phenocrysts. Biotite occurs as isolated laths and as polycrystalline lens-shaped aggregates (Fig. 4c). Scarce relictual amphibole is Ca-rich and corresponds to hastingsite ($Na_{0.5}Ca_{1.7}(Fe_2+3.3Fe_3+0.9)Si_6Al_2O_{22}(OH)_2$). Accessory minerals are zircon (generally included in biotite), monazite, xenotime, titanite, apatite, fluorite, uranothorite, and small magnetite and ilmenite grains with angular grain boundaries (Isseini et al., 2012).

Granites of the Zabili pluton display remarkable perthitic, granophyric, and myrmekitic textures (Fig. 6c-d). These textures are interpreted to represent successive coeval crystallization of quartz and feldspar, exsolution within feldspar before quartz and feldspar. The later process occurred in the presence of a silicate melt and/or a magmatic fluid during cooling at the end of magmatic differentiation and was favored by intracristalline deformation (Barker, 1970; Hanmer, 1982; Harlow and Wirth, 2000; La Tour and Barnett, 1987; Menegon et al., 2006; Lee and Parsons, 1997).

Intracristalline deformation of quartz is evidenced by undulatory extinction, serrated grain boundaries, deformation bands, and by the development of a polygonal texture (Fig. 4b). According to experimental work, these microstructures attest for recrystallization at a temperature ranging from 500 to 300°C (Passchier and Trouw, 2005 and references therein). Feldspar phenocrysts also display undulatory extinction and subgrain boundaries pointing to even higher temperature intracristalline deformation of more than 600°C (Passchier and Trouw, 2005; Saha and Chakraborti, 2007; Bakhtiari and Hajabolfath, 2014).

5.2. Albitites

The mineralogical, textural and microstructural analysis of albititic facies of the Zabili pluton (Fig.3a-b and Fig.7) constrains the link between metasomatism and ductile to brittle deformation. The metasomatic alteration is subdivided into two main stages, namely a high-temperature followed by a low-temperature metasomatic alteration stage. These two distinct stages of metasomatic alteration are respectively associated with the development of Na- and Na-Ca-metasomatites identified on the basis of their geochemical signatures.

During the high-temperature metasomatic alteration stage, which led to the formation of Na-metasomatites, corresponds to transformation of K-feldspar and plagioclase where transformed into albite. This occurred during ductile intracristalline deformation as pointed out by the presence of small anhedral albite crystals around relictual K-feldspars or along diffuse deformation bands within K-feldspars (Fig. 7a). Albite porphyrocrysts display undulatory extinction and subgrain boundaries attesting for post-replacement intracristalline deformation. A polycrystalline aggregate of amphibole, calcite, epidote, albite, titanite, rutile, fluorapatite (F content ranging from 3.33 to 8.42 wt%) and primary U-bearing minerals (described in the following section) is filling the interstitial space between feldspar phenocrysts. Microstructures such as undulatory extinction of calcite and albite and subgrains in albite indicate that this interstitial mineral assemblage was also affected by high-

temperature sub-solidus ductile deformation (De Bresser, 2002). High-temperature recrystallization is also expressed by the crystallization of secondary muscovite alternating with biotite.

The low-temperature metasomatic alteration stage, responsible for the formation of Na-Ca metasomatites, is associated with pervasive brittle deformation of the granite marked by (1) microfractures and decimeter-scale cataclasites, and (2) the development of a vein network. Pervasive alteration of the granite is marked by retrogression of biotite in chlorite (Fig.7b) and of feldspar into sericite (Fig.7g). Ca-rich amphibole is retrogressed in epidote and calcite. These retrogressions indicate an input of H2O and CO2. Pervasive percolation of a fluid is also evidenced by deposition of hematite along grain boundaries. Three types of veins are distinguished on the basis of their mineralogy, namely (i) albite-quartz veins locally containing minute crystals of barytine, (ii) carbonate-rich veins filled by calcite, epidote, and hydrous minerals such as chlorite and white micas, and (iii) apatite-rich veins with euhedral apatite prisms coated by hematite(Fig.7h).

Albititic facies of the Zabili pluton are pervasively affected by supergene alteration expressed by the deposition of Fe and Mn hydroxides and retrogression of micas in clay minerals such as saponite.

5.3. Uranium mineralization and associated minerals

Uranium minerals are found in association with (i) the primary magmatic mineral assemblage, (ii) the high-temperature mineral assemblage marked by albitization coeval with ductile deformation and with Na-metasomatism, and (iii) the low-temperature mineral assemblage coeval with brittle deformation and Na-Ca metasomatism, and (iv) the supergene alteration.

Primary U-bearing magmatic minerals are represented by zircon, monazite and uranothorite (Isseini et al., 2012). Uraninite is present as inclusions in euhedral metamict zircon (Fig.8b) indicating that U saturation was reached in the magma/fluid (up to 5.45wt% UO_2 in a 120 µm

long zircon). High temperature mineral assemblage is localized in the interstitial space between feldspar phenocrysts and encompass U-rich zircon (Fig. 8 a and b), monazite (Fig. 8 c and d) and U-bearing minerals that are closely associated with albite, riebeckite, apatite, rutile, titanite and iron oxides (Fig. 8 a, b, c, and d). The former presence in albitites rocks of U oxide, such as uraninite (UO_2), and/or of a U-Si mineral, such as coffinite, is suggested by the presence of pseudomorphs with a cubic shape (Fig. 8d and e). Uranium-titanium oxides, hosted in albite-rich matrix, have been also observed on backscattered electrons (BSE) image showing a concentric zoning with U- alternating with Ti-rich area (Fig. 8f). The calculated structural formula of these U-Ti oxides is $(U_{0.8,}\ Ca_{0.2})(Ti_{0.5},\ Si_{0.2},\ Fe_{0.1})_2O_6$ which is close to the one of brannerite with an idealized structural formula of UTi_2O_6 but more commonly reported as (U, Ca, Th, Y, REE)(Ti, Si, Fe, Al)$_2O_6$-8(OH)x (Smith, 1984). Uraninite, brannerite and coffinite, which are closely associated with albite grains, are interpreted as high-temperature U mineralization coeval with Na-metasomatism.

High-temperature U-remobilization of the high-temperature mineral parageneses are evidenced by replacement of primary cubic uranium minerals magmatic by uranium silicates characterized by various UO_2, PbO and SiO_2 contents (Table 3). Among them, an uranium silicate, rich in Ca and Fe, has been characterized with a calculated structural formula $(Ca, Fe)_{0.6\text{-}0.7}U_{0.7\text{-}0.8}Si7_{.5\text{-}7.7}O_{20}$ that can be compared to the idealized structural formula of ekanite $(Ca, Fe2+, Pb)_2(Th, U)Si_8O_{20}$ which is a high-temperature metamict mineral (Anderson et al., 1961). The low total oxide content of ekanite, ranging from 86.4 to 90.1 wt% (Table 3), indicates that these grains were probably significantly hydrated after their crystallization. Indeed, uranyle silicates are typically developed as a result of hydration and alteration of primary uranium oxide associated with U-leaching and resulting in relative enrichment in Pb and other immobile elements (Fejfarova et al., 2013; Finch and Ewing, 1992; Wrokiewicz et al., 1992; Amme et al.,2005).

Another Pb-rich uranyle silicate, intimately associated with ekanite, has been characterized with a calculated structural formula of $Pb_{0.9-1.0}(U_{1.0-1.2}O_2)Si_{1.2-1.3}O_3(OH)_2$, close to the idealized structural formula of kasolite reported as $Pb(UO_2)SiO_3(OH)_2$ (Frondel, 1958). Kasolite is interpreted to record further hydration of ekanite during low-temperature remobilization. Some Fe and Na-rich uranium minerals are filling veins formed by brittle deformation. These grains are characterized by a Na_2O and FeO contents ranging from 2.0 to 4.4 wt.% and from 12.9 to 39.9 wt.%, respectively (Table 4). UO_2 in the form of pechblende concentrated in veins (Fig. 8g, h) has been described in drill core samples preserved from supergene alteration (Premoli, 1982). The low-temperature uranium remobilization is coeval with the remobilization of REE, Ti, and P as suggested by the association of U-bearing minerals with titanite and apatite in veins.

Low-temperature to supergene alteration of U-bearing minerals is evidenced by the presence of hexavalent U-bearing minerals such as uranophane-beta (Fig. 8 g-h, Table 4), of formula $Ca[(UO_2)SiO_3(OH)]_2 \bullet (H_2O)$ particularly well-developed in veins. In the field, low-temperature to supergene granite alteration localized in cataclastic zone, is macroscopically expressed by changes in the color of the rock and the presence of yellowish products (uranium secondary minerals) that are visible to the naked eye (Fig. 3b).

6. Geochemistry of granites/albitites and associated U mineralizations of the Zabili pluton

Major and trace elements of the various facies composing the Zabili pluton serve as basis to determine the typology of the granites, their mode of differentiation and the evolution of their composition owing to hydrothermal-metasomatic processes.

6.1. Typology of the Zabili pluton and magmatic differentiation

The granitic facies of the Zabili pluton straddle the boundary between meta-aluminous and peraluminous fields (Fig. 9) in accordance with an A-type typology as described by Isseini et al. (2012). More precisely, they belong to A2-type of Eby (1992) also referred to as high-K

granites (up to 5.4 wt.% K_2O and MgO < 0.1 wt.%). They are highly differentiated according to their (i) very high silica content (76.0 to 78.1 wt.% SiO_2), (ii) low calcium content (CaO < 0.4 wt.%, except for one sample with 1 wt.% CaO), (iii) very low iron content (Fe_2O_3 1.2 to 1.9 wt%; $TiO_2 \leq 0.2$ wt.%), (iv) enrichment in some incompatible elements (Nb, Ta, U, Zr) (Table 1) and (v) weakly fractionated REE patterns, with a strong europium anomaly (Fig. 10).

When compared to other highly differentiated high-K granite, the enrichment of the Zabili plutonic complex appears moderate for some incompatible elements (Table 1): Ba < 130 ppm (except one sample at 350 ppm), Rb < 140 ppm, 6 < Th < 17 ppm, 72.1< REE < 337.5 ppm, whereas its relatively high for Nb (21 to 59 ppm), Ta (1.5 to 4.7 ppm), U (4 to 73 ppm), Y (50 to 80 ppm) and Zr (180 to 504 ppm) contents.

Elements such as Th, Zr tend to decrease with increasing differentiation (i.e. with decrease in Fe+Mg+Ti, defined as the B parameter, Fig. 11 a and b). This behavior is typical of magmas saturated in zircon and monazite (Montel, 1993; Watson and Harrison, 1983).

The granitic facies of Zabili pluton display enrichment in REE (10 to 100 times) and fractionated REE patterns when compared to chondrites (Fig. 10) with a strongly negative europium anomaly (0.01 <Eu/Eu* < 0.04). This is consistent with a fractionation owing to accumulation of feldspars during magma differentiation.

6.2. Major and trace elements of albititic facies

Elements transfers associated with metasomatism and hydrothermal alteration of the Zabili granites are illustrated by comparing granites and albitites using the ACNK diagram (Fig. 9) and the Q-P diagram (Fig. 13). According to their geochemical characteristics, albitites are subdivided into Na-metasomatites and Na-Ca-metasomatites as follows: The field of Na-metasomatites partly overlaps with the one of granites despite a tendency for the Na-metasomatites to show a higher iron content consistent with the presence of hematite and

ilmenite (Fig. 12). In contrast, the Na-Ca-metasomatites are clearly distinguished from the other samples owing to their higher Ca content owing to secondary crystallization of Ca-rich minerals such as calcite, epidote, apatite and titanite and as expressed on Q-P diagram (Fig. 12) and ACNK diagram (Fig. 9). This increase in the Ca content of Na-Ca-metasomatites is also resulting in a metaluminous signature (Fig. 9).

In the Q-P mineralogical-chemical diagram (Fig. 13), compared to the granitic facies of the Zabili pluton (this study and Isseini et al., 2012) clustering between the granite and adamellite average composition ($-20 < P < -65$ and $167 < Q < 215$), the albitites define a trend classical of Na-metasomatic alteration of granite associated with U-mineralization (Cinelu, 2008; Cuney et al., 2012):

(i) albitization of K-feldspar and/or Ca-feldspar with no variation of the quartz content,

(ii) dissolution of quartz associated with albite crystallization (oblique trend toward albite in the Q-P diagram), corresponding to the most mineralized samples,

(iii) crystallization of Ca-rich minerals, calcite, epidote, titanite, and apatite, for the Ca-richest samples (11MLR11b and 03MKZ12d), leading to negative values of the Q-parameter.

6.3. REE, Uranium and Thorium

The binary Th vs. U diagram evidences the fractionation of these elements and their possible leaching or enrichment during hydrothermal alteration (Fig. 14). The Th contents (6.3 to 16.7 ppm) (Table 1) of the granitic facies are low for an A-type granite. The Th/U ratios of granitic rocks of the Zabili pluton range from 0.11 to 2.32 and, for the albitites, from 0.002 to 1.02 with the exception of the sample 03MKZ12 where Th/U = 2.72. These values are lower than the average Th/U of the continental crust (Th/U~3.8) (Taylor and McLennan, 1985; Van Schmuss, 1995). A Th/U ratio below 1 is required for uranothorite crystallization. This is the

case for one sample with a particularly high uranium content of 73 ppm and it is consistent with the description of the Zabli granite by Isseini et al. (2012).

The albitites define a trend with strong uranium enrichment (up to 18 800 ppm of U) with an almost constant Th/U ratio, typical of hydrothermal uranium deposition. The albitites tend to have higher Th content than the granites (Th content of granites: 6.3 to 16.7 with a mean of 10.9 ppm; Th content of albitites 5.2 to 57.4 ppm, with a mean of 19.3 ppm). The highest thorium value corresponds to a sample of albitites with relatively low uranium content (21 ppm). The Th content of the albitites samples are interpreted to reflect the initial Th content of the magmatic rock, the relative increase in the Th value resulting from volume loss owing to quartz dissolution during the metasomatic alteration.

Albitites globally show enrichment in REE contents (Fig. 10). Nevertheless, the most altered granites (Fig. 10) tend to be richer in REE with a similar Eu anomaly and an increase of the HREE/LREE ratio with increasing REE concentration. These samples are generally enriched in uranium and show apatite new formation. The sample with the highest uranium content (1.8 wt.% U) is also the richest in HREE.

Two samples (12MLR06A and 03MKZ12b) display a different pattern with fractionation from the LREE to the HREE and a significant Ce negative anomaly, but a similar Eu anomaly as the other samples. These albitites samples are not significantly enriched in uranium (26.1and 30.4 ppm, respectively). Such a highly fractionated pattern reflects enrichment in a light REE mineral such as a REE carbonate. The negative Ce anomaly is probably related to REE mobility owing to supergene alteration.

7. U-Th-Pb dating on monazite

Monazite $(Ce_{0.5}La_{0.3}Nd_{0.2}Th_{0.001})PO_4$ chemical compositions are reported in Table 3 for albitite sample 03MKZ12c. Monazite grains display homogeneous composition with Ce_2O_3 content ranging from 31.98 to 33.68 wt.%. These grains are characterized by a low and

homogeneous ThO_2 content ranging from 0.63 to 1.06 wt% and a very low UO_2 content ranging from 0.01 to 0.07 wt.%. Two amoeboid monazite grains with sizes comprises between 160 and 800 µm have been analyzed by the in-situ LA-ICP-MS U-Th-Pb technique (the other monazite grains were too small to be analyzed). In a $^{206}Pb/^{238}U$ versus $^{208}Pb/^{232}Th$ concordia diagram (Fig. 15), the data plot in a concordant to discordant position. The discordance is linked to the presence of a small amount of common Pb in the monazite grains. Twenty analyses (Table 5) define a discordia line with a lower intercept at 599 ± 4 Ma (MSWD = 1.4). This date corresponds to a mean $^{208}Pb/^{232}Th$ date of 599.4 ± 3.9 Ma (MSWD = 1.3; n=20).

8. Discussion

8.1. Chronology of magmatism, deformation, metasomatism and uranium mineralization

The relative timing of granite emplacement, deformation, metasomatism and uranium mineralization is reconstructed on the basis of macroscopic and microscopic structural and textural analysis of the different facies of the Zabili pluton presented in the preceding sections. The granitic facies of the Zabili pluton display a typical magmatic texture and mineral paragenesis composed by feldspar phenocrysts and an assemblage of Ca-amphibole (hastingsite), biotite and quartz filling the interstices between phenocrysts together with uranothorite, zircon and monazite.

The first metasomatic stage, marked by concomitant albitization, intracristalline deformation of feldspars, and development of myrmekite and perthite, is interpreted to reflect late-magmatic sub-solidus deformation of the feldspar-dominated crystal mush. This interpretation was also proposed for other examples of metasomatites and is consistent with the results of experimental studies (Barker, 1970; Hanmer, 1982; Harlow & Wirth, 2000; La Tour and Barnett, 1987; Lee and Parsons, 1997 ; Menegon et al., 2006). The absence of quartz in

altered granite as well as the transformation of amphibole in biotite and epidote suggests that the magmatic minerals were destabilized at high-temperature, magmatic conditions (Heinrich, 2007). The geochemical plot of the granites and Na-metasomatites into the "CHARAC field" (CHarge RAdius Controlled, Bau, 1996; 24<Y/Ho<34 and 26<Zr/Hf<46, table 1) further strengthen the closed system character of the first stage of Na-metasomatism at the scale of the pluton and thus the interpretation of this process as a late-magmatic/metasomatic event. In addition, fluid/rock interactions and intracristalline deformation are mutually enhanced (Menegon et al., 2006). At this stage, the high temperature uranium mineralization is represented by uraninite (pseudomorphosed in ekanite and kasolite during high to low temperature hydrothermal alteration, as described elsewhere by Santos et al., 2006), brannerite and probably coffinite.

Ductile deformation and melt segregation within the mush is evidenced by intracristalline deformation of these interstitial magmatic-metasomatic minerals. The most differentiated magmatic phase is characterized by fluorapatite which crystallized in between feldspar phenocrysts. This mineralization stage is dated at 599 +/- 4 Ma by U-Th-Pb on low-Th hydrothermal monazite which is consistent with the age range obtained by U-Pb geochronology on magmatic zircon crystals of the Zabili pluton (Isseini et al., 2012). this age is interpreted as the age of the implementation of the granite. A network of fractures and veins cross-cutting the albitites and associated with the crystallization of a secondary metasomatic mineral paragenesis composed by calcite, epidote, apatite, iron oxides, metamict zircon, U-silicate and probably pechblende (altered in uranophane). This secondary event is interpreted to represent low-temperature remobilization of the previous magmatic-metasomatic mineral paragenesis localized in the late-magmatic ductile to brittle shear zones affecting the Zabili pluton.

8.2. A model for the magmatic-metasomatic uranium mineralization in the syntectonic A-type Zabili pluton

Several models have been previously proposed regarding the links between U mineralization and Na-metasomatism, with particular emphasis on the source of U, of Na and of the fluids. The simplest model invokes an origin of uranium and of the highly-saline fluids by extreme differentiation of felsic magma as for example in the case of the Bokan Mountain deposit in Alaska (Thompson, 1988) or in the Shap granite in the Caledonides (Lee and Parsons, 1997). At the other hand of the spectrum, most authors disconnect the source of the fluids from the source of uranium and invoke the percolation of surface-derived fluids into uranium-rich reservoir leading to the mobilization/transfer/deposit of uranium (Cathelineau, 1987; Cuney et al., 2012). Several Phanerozoic albitites, and U-deposits exposed in the pre-Mesozoic basement of Western Europe have been described to be strictly associated to hydrothermal processes (Cathelineau, 1986; 1987; Dempsey et al., 1990; Hecht et al. 1999; Leroy, 1978; 1984; Dolnicek et al. 2014). In these cases, the high-salinity of the fluid might be either (i) a primary feature of diagenetic brines or of seawater (Boulvais et al., 2007; McLelland et al., 2002) or (ii) a secondary characteristic acquired by interaction with evaporitic layers (Oliver, 1995; Barton and Johnson, 1996; Yardley and Graham, 2002; Yardley, 2012; Eglinger et al., 2014a, 2014b). In the case of the Valhalla sandstone-hosted U-deposit (Polito et al., 2009) and Lagoa Real gneiss-hosted U-mineralization (Lobato & Fyfe, 1990), Na-bearing fluids are invoked to originate from dehydration of metasedimentary rocks. Similarly, for the Ukrainian U-district (Cuney et al., 2012) and for the U-deposits hosted by the Kurupung batholith in Guyana (Alexandre, 2010), the mineralizing fluids are invoked to correspond to surface-derived fluids that might leach uranium from metasediments or metavolcanics and penetrate the deep crust along crustal-scale faults. Localization of metasomatic alteration along crustal-scale shear zones has also been described for other Proterozoic U occurrences worldwide

(Smellie and Laurikko, 1984), showing the superposition of an initial ductile Na-metasomatic stage followed by a late brittle Ca-metasomatic stage. Furthermore, uranium leaching by surface-derived fluids penetrating along shear zones affecting syntectonic Variscan plutons has been identified along the South-Armorican shear zone (Tartese et al., 2013). However, it has been demonstrated that the penetration of surface-derived fluids is limited to the upper part of the crust affected by brittle deformation (Mulch et al., 2005; Siebenaller, 2013) precluding the interaction of surface-derived fluids with rocks undergoing ductile deformation.

Previous work on the uranium occurrences hosted by the Neo-Proterozoic Kitongo granite (Poli Region, Cameroon) (Vels and Fritsche, 1988; Oesterlen and Vetter, 1986), reveal some similarities with the ones hosted by the Zabili pluton. Recently, Kouske et al. (2012) have described a two stage albitization process with (i) a first metasomatic alteration stage marked by albitization of the granite, locally associated with mylonitization, followed by (ii) a second alteration stage characterized by Na-Ca metasomatism associated to brittle faults cross-cutting ENE-trending ductile shear zones. Neo-Proterozoic uranium occurrences hosted by albitites have also been described on the other side of the Atlantic, in the northeastern part of the Sao Francisco craton within the Kurupung Paleoproterozoic batholith of the Guyana Shield (Cinelu, 2008; Alexandre, 2010), the Lagoa Real, Espinharas and Itataia deposits within the Sao Francisco craton in Brazil; (Turpin et al., 1988; Maruéjol et al., 1987, Lobato and Fyfe, 1990; Porto da Silveira et al., 1991; Cinelu, 2008).

In the Zabili pluton of the Mayo Kebbi massif, the relative chronology of magmatism, metasomatism, deformation and U-mineralization, reconstructed on the basis of data presented in this paper and described in the previous section, suggests that the sources of U, Na and fluids might, at least for the Na-metasomatic event coeval with intracrystalline deformation, be all genetically linked to the late magmatic evolution of the Zabili pluton.

Before further exploring this hypothesis, we will consider alternatives as previously invoked for other examples of U-deposits related to Na-metasomatism.

Regarding the source of uranium a key point in the case of the Zabili granite is that the host rocks are dominated by Neoproterozoic juvenile metavolcanics of mafic to intermediate composition that are not containing a significant proportion of uranium-bearing minerals such as zircon, monazite or uraninite. Concerning the source of Na, the Neoproterozoic volcanic-sedimentary sequence does not include any salt-rich evaporitic layers or marine sediments. Accordingly, the most likely sources for Na (and even Ca) and U are represented by the Zabili granite itself. Direct evidence for the source of fluids responsible for mobilization and transport of Na and U is presently lacking for the Zabili pluton and a fluid inclusion analysis of the granites would probably provide represent an interesting input. A possibility is that the fluids that mediated albitization of the Zabili granite alkali feldspars were predominantly late-magmatic in origin but further enriched in Na from sericitization of plagioclase, as proposed by AlDahan et al. (1987) for the Shap granite in the Caledonides. This hypothesis is consistent with the microscopic observations of the highly sericitized plagioclase grains in the Zabili granite. U-bearing minerals were recognized at depth by drilling as pechblende and Y-rich coffinite (Premoli, 1982). As the U content in the granite is below 30 ppm (except for one data; Figure 14), considered as the minimum uranium content in whole rock for uraninite crystallization in granitoids (Cuney and Kyser, 2009), we propose that the uranium-titanium oxide precipitation is synchronous to the first Na metasomatism assisted by late-magmatic fluids. The potential magmatic source of uranium could be related to the presence of zircon, uranothorite and/or monazite.

Following these lines of reasoning, we propose a model regarding the links between magmatism, deformation, metasomatism, fluid circulation and U mineralization (Fig. 16) with two distinct stages:

1. Magmatic-metasomatic stage coeval with ductile deformation and development of Na-metasomatites: The structural characteristics of the Zabili pluton and of its host low-grade volcaniclastic schists point to emplacement of the magma controlled by a dilation jog within a regional-scale sinistral shear zone (Fig. 16A & B). At this stage, advection of heat related to magma emplacement probably exerts the dominant control on thermally-driven fluid circulations around the plutons (Fig. 16C) (see numerical thermal models by Hayba & Ingebritsen, 1997, and Elduris et al., 2009). Petrographic evidences indicate that progressive crystallization of feldspar porphyrocrysts (Fig. 16D) led to the formation of a continuous crystal-bearing solid framework marking the transition from magma-dominated rheology and diffuse viscous flow to solid-dominated rheology favoring strain localization (Vanderhaeghe, 2009). The kinematics and orientation of the shear zone in the central part of the Zabili pluton are consistent with the development of R' shear zones antithetic to the regional-scale sinistral shear zones (Fig. 16B and D). Late-magmatic pluton-scale R' shear-zones are potential dilation sites (Coelho et al., 2006) likely to pump the last melt fraction present in the pluton and eventually the last magmatic fluid or vapor (Fig. 16D). This deformation-controlled dilation is also likely to favor the interaction between a melt and/or a magmatic vapor phase in disequilibrium with the first-crystallized magmatic assemblage (Fig. 16D). This magmatic-metasomatic alteration stage is characterized by albitization of the primary magmatic mineral assemblage coeval with intracristalline deformation of the feldspar solid-bearing framework, followed by intracristalline deformation of the interstitial minerals. High temperature Na-metasomatism is synchronous to the crystallization of U-bearing minerals such as uraninite, brannerite and coffinite, and most likely occurred within a closed system at the scale of the pluton. High-temperature mineralization hosted by albite-rich interstitial mineral assemblage, and thus coeval with Na-metasomatism, is characterized by alteration of uraninite in ekanite.

2. Hydrothermal alteration stage is coeval with brittle deformation and development of Na-Ca metasomatites: Crystallization and cooling of the pluton is potentially accompanied by progressive deformation associated with a transition from ductile to brittle behavior (Fig.16C). Feldspars, which are the most resistant minerals of the granite, are the first to fracture. They are followed by quartz, micas and carbonates as the rock crystallizes during cooling. Eventually, the whole granitic rock ruptures leading to the development of pluton-scale cataclastic zones (Fig. 16D). The rheologic contrast between granite and schists explains why these structures, shear zones and cataclasites are limited to the pluton and are not expanding in the hosts greenstones of the Zalbi serie. At this stage, cooling and brittle deformation of the granitic pluton potentially allows for the penetration of fluids of metamorphic and even of meteoric origin as described in other examples (Mulch et al., 2004; Siebenaller et al., 2013). Low-temperature alteration coeval with microfracturing is expressed by retromorphosis of ekanite and by crystallization of pechblende (altered in uranophane in supergene conditions) in the vein network related to fracturing of the granitic pluton. It should however be acknowledge that the absolute timing of this low-temperature alteration coeval with brittle deformation has not been dated. Even if we favor here a model emphasizing the late-magmatic tectonic evolution and alteration, we cannot exclude that the late Cretaceous opening of the Atlantic Ocean, marked by rifting and dolerite magmatism to the South of the Zabili pluton, contributed to reactivation of the fracture network and low-temperature remobilization of the U-bearing minerals.

9. Conclusion

Structural, petrographic, geochemical and geochronological data presented here indicate that uranium occurrences of the Zabili granitic pluton (SW Chad) are related to a two stage alteration-metasomatic process, the first one linked to a late-magmatic sub-solidus event

associated with ductile deformation, the later one associated to brittle deformation and associated hydrothermal fluid circulations.

U-bearing minerals encompass:

1. Primary magmatic U-mineralization disseminated in the interstitial space between feldspar phenocrysts comprised by zircon, monazite, and uranothorite;

2. High-temperature mineralization hosted by an albite-rich matrix related to Na-metasomatism characterized by crystallization of uraninite (altered in ekanite at high-temperature), brannerite, coffinite, and low-Th hydrothermal monazite yielding a 599 +/- 4 Ma U/Pb age ;

3. Low-temperature remobilization of the primary magmatic and high-temperature U-bearing minerals coeval with Na-Ca metasomatism and leading to (i) retrogression and hydration of ekanite to form kasolite (ii) crystallization in veins of pechblende evidenced in drill-core samples (Premoli, 1982) altered in uranophane under supergene conditions, and hydrothermal zircon.

Accordingly, the example of the A-type syntectonic Zabili pluton shows that during the Neoproterozoic uranium extraction from the mantle by partial melting, yielding to the formation of a juvenile crust, is efficient enough to concur to uranium mineralization if the combined concentration effects of partial melting, protracted magmatic differentiation, deformation, and hydrothermal metasomatic alteration are superimposed to each other.

This study opens new perspectives on the investigation of U occurrences in Panafrican and Braziliano orogenic belts, even when implying Neo-Proterozoic juvenile crustal segments.

Acknowledgments: This work is part of the PhD work of Diondoh Mbaguedje. She has benefited from a scholarship attributed by the French scientific cooperation in Chad, which also provided part of the funding for analytical work. This work has been also supported by

CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique) scientific national program NEEDS through the project on Mining and Chemical processes, co-funded by CEA and AREVA. The authors are grateful to the N'djaména University for scientific work exchanges and field trip assistance. The author greatly thanks SCMEM facilities (GeoRessources S. Mathieu, L. Mouton and O. Rouer), as well as the GeoRessources thin section laboratory (C. Demeurie and A. Flammang) for the quality of sample preparation and the SARM (CRPG) for providing whole rock analyses.

Figure captions

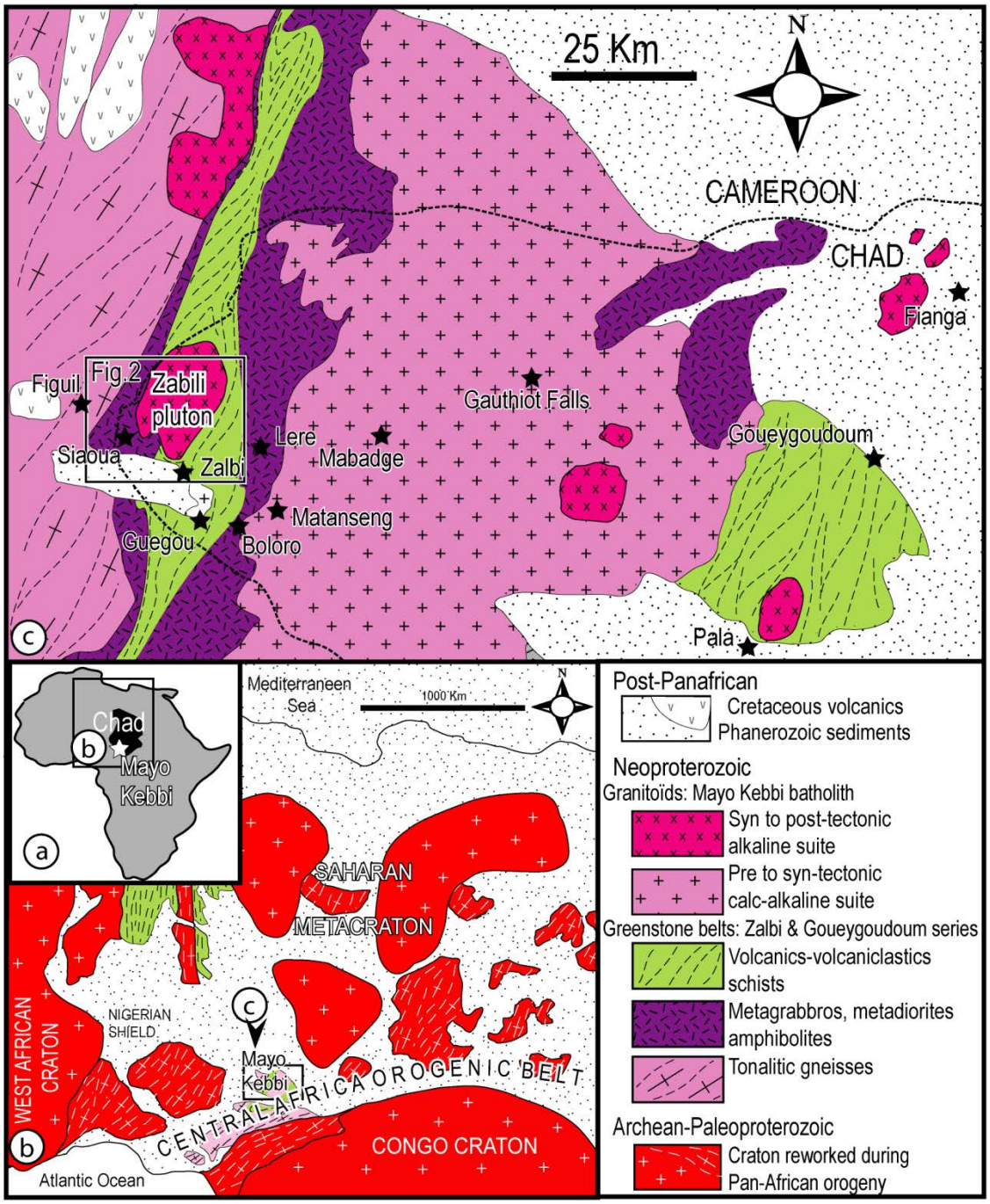


Figure1. The Mayo Kebbi Massif in the Pan-African Central African Orogenic Belt. (a) Geographical location of Chad in Africa. (b) Location of the study area in Central African Orogenic Belt (CAOB) (modified from Liégeois et al., 2013) and (c) Geological sketch map of southwestern Chad (modified after Penaye et al., 2006). AYD = Adamaoua- Yade domain.

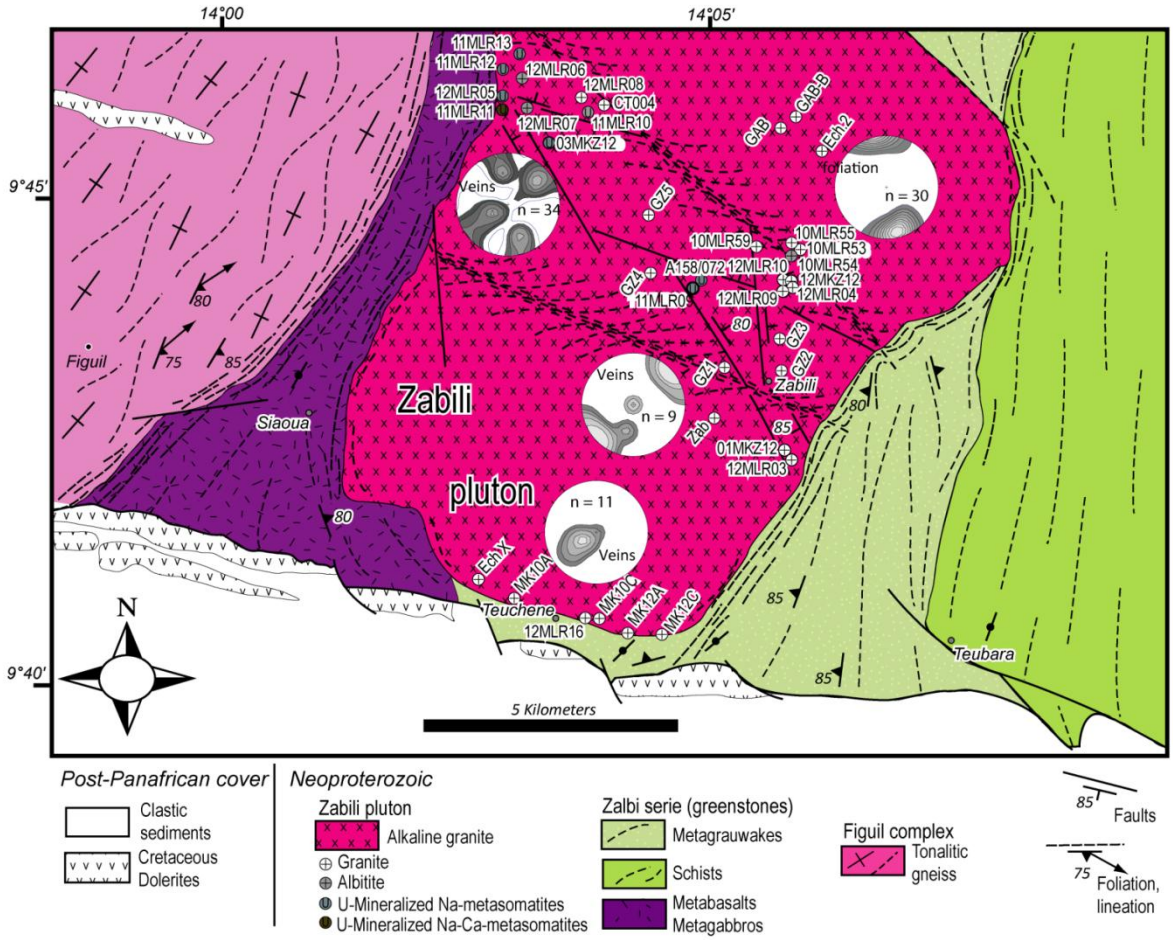


Figure 2. Geological sketch map of the Zabili pluton (modified after Isseini et al., 2012). Structural informations and sample locations of this study are located within the Zabili granite. Stereograms represent the poles to foliation planes and to quartz veins on a lower hemisphere Schmidt canvas, n corresponding to the number of measurements and contours being computed for a 10 % interval.

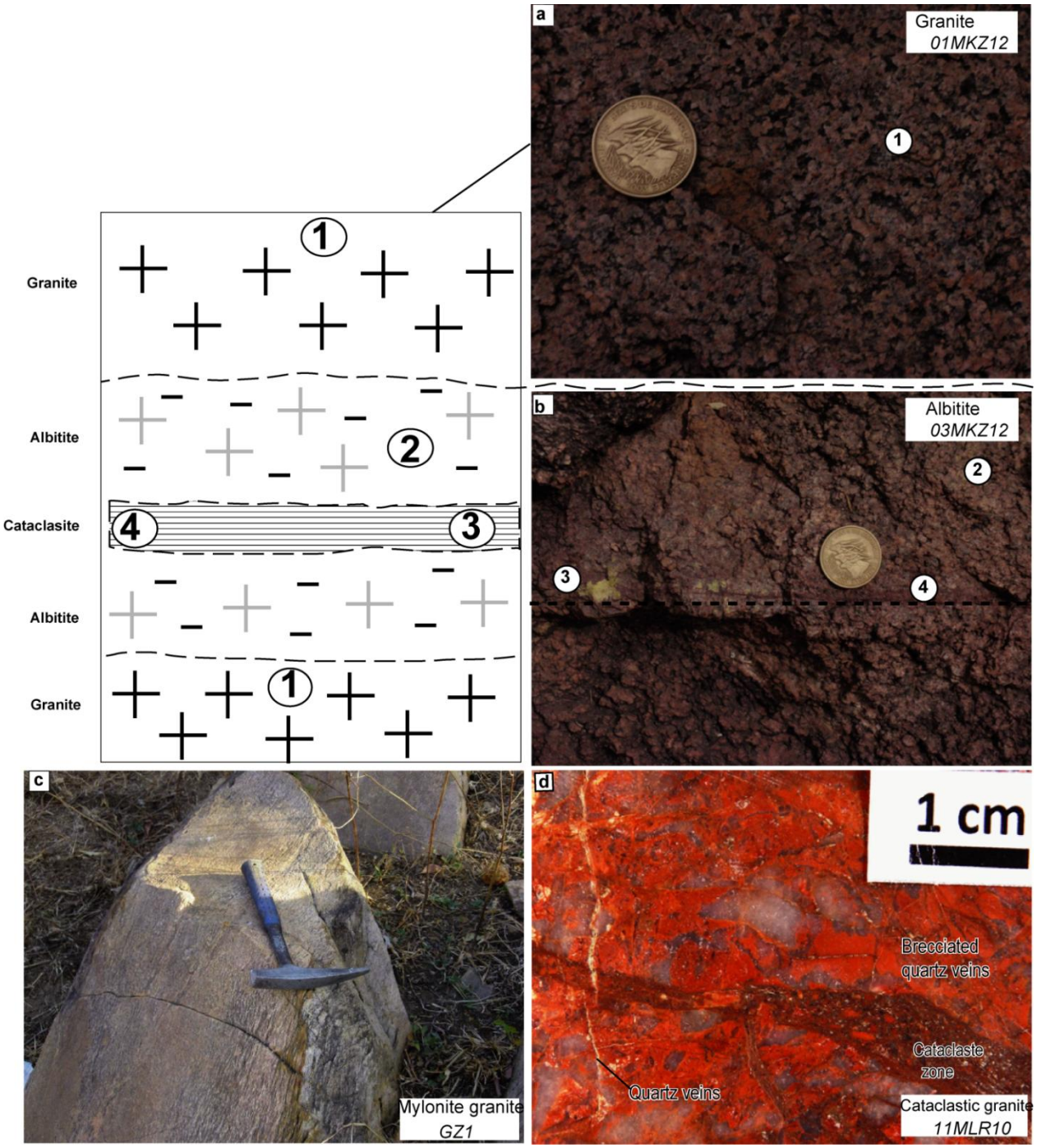


Figure 3. The various granitic facies of the Zabili pluton. **a.** Magmatic facies of the Zabili pluton with K-feldspar phenocrysts; **b.** Albititic facies of the Zabili pluton hosting uranium occurrences localized in a cataclastic zone cross-cutting a protomylonitic granite**.** The position of samples 03MKZ12 a to c across the strain/alteration gradient are indicated. **c.** Mylonitic granite; **d.** Cataclastic granite, Red-brown fine grain matrix is composed of Fe-oxide, carbonates and quartz. Brecciated quartz veins and late quartz veins. Numbers 1,2,3,4 indicate the location of samples 03MKZ12a-d

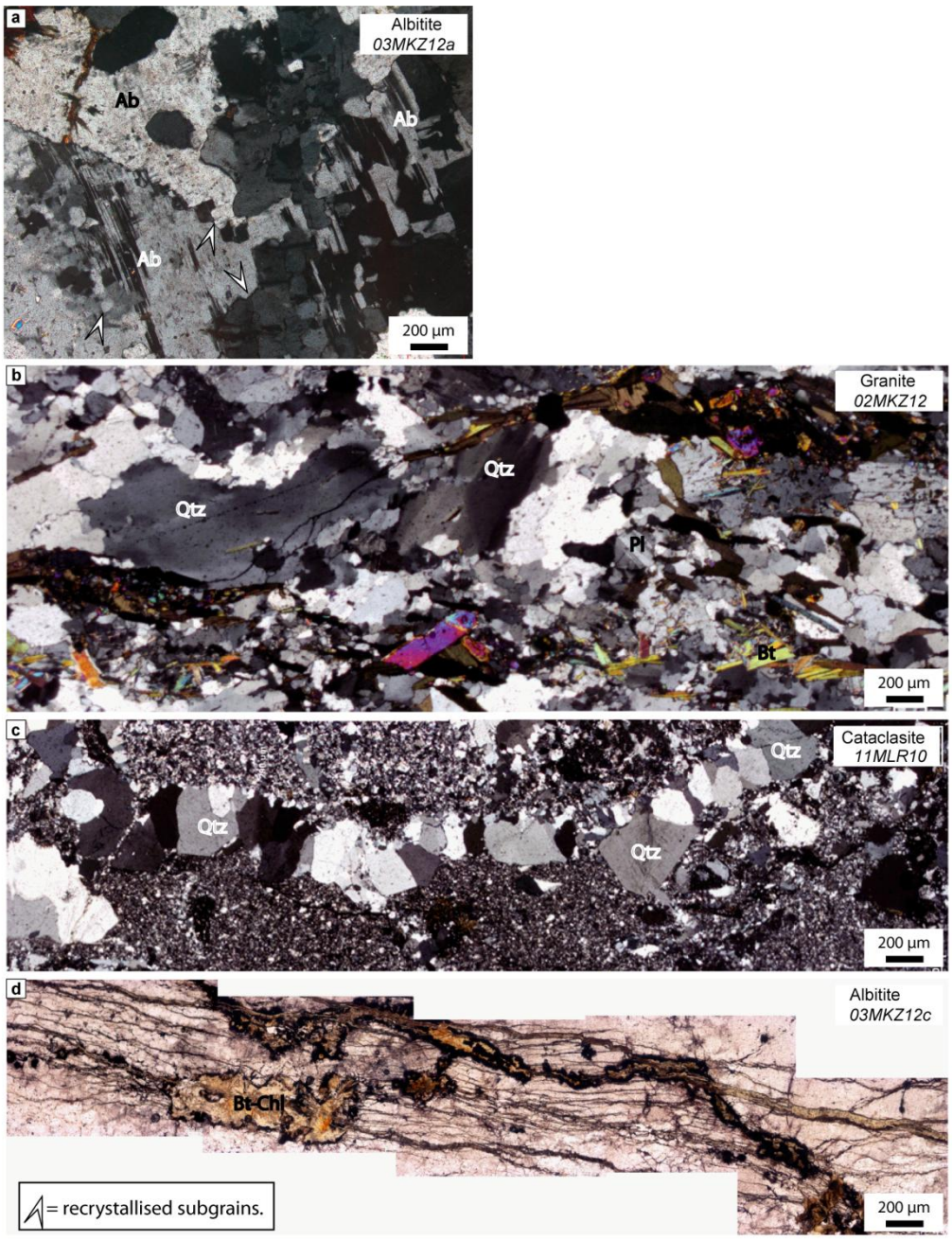


Figure 4: Microstructures of the Zabili granite attesting for ductile and brittle deformations. **a.** Replacement of K-feldspar and plagioclase by albite (albitization) intimately linked to high-temperature dynamic recrystallization as evidenced by albite subgrains localized along grain feldspar grain boundaries and defining localized deformation bands. **b.** Mylonitic granite characterized by undulatory quartz and feldspar grains as well as by serrated grain boundaries and subgrains. Ultramylonitic bands are marked by a smaller grain size; **c.** Ultramylonitic to cataclastic granite with a small-grain matrix and quartz veins; **d.** Interconnected fractures filled with oxides and/or hematite.

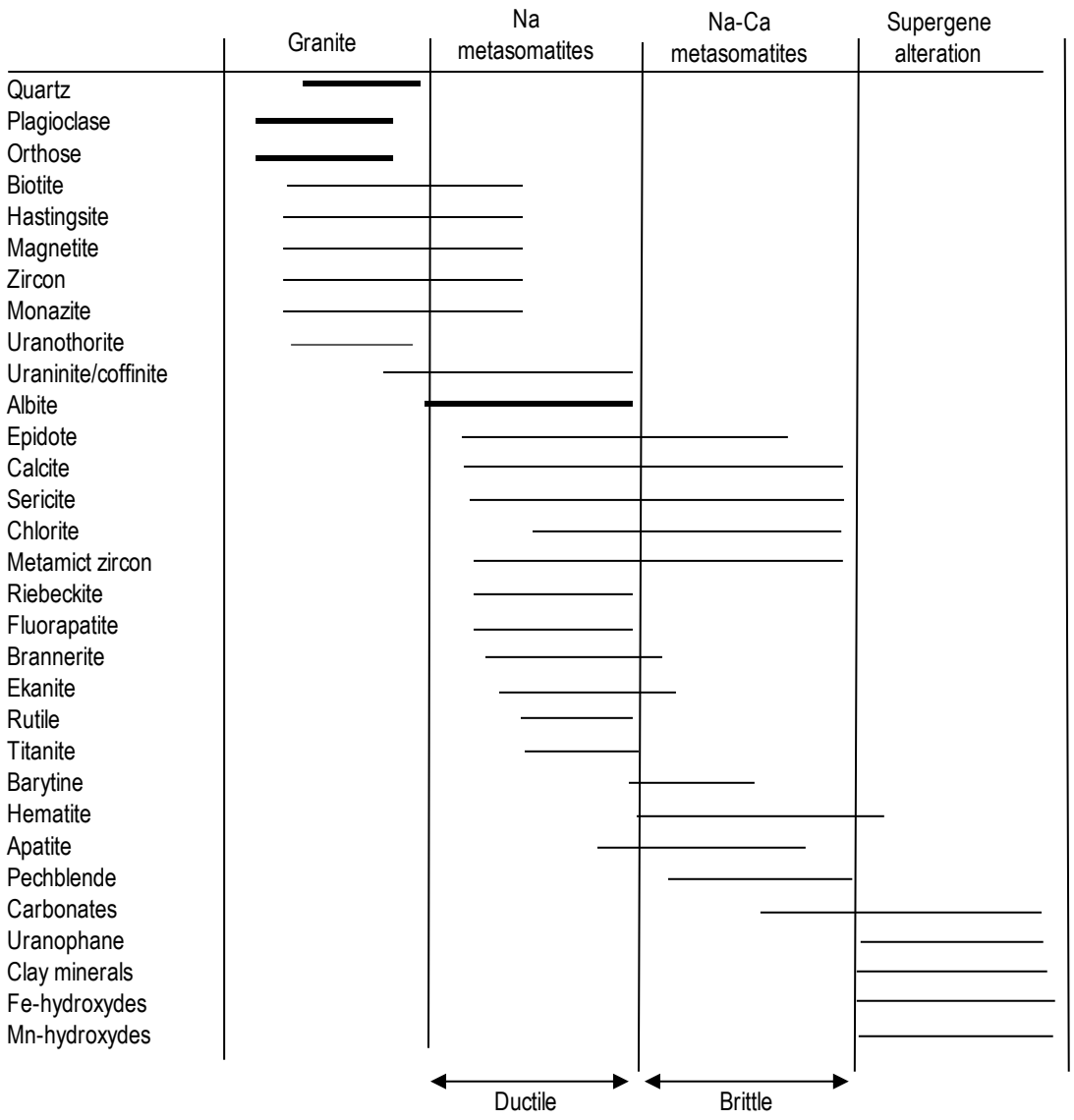


Figure 5. Mineral assemblages of the various granitic facies of the Zabili pluton and associated U-bearing minerals.

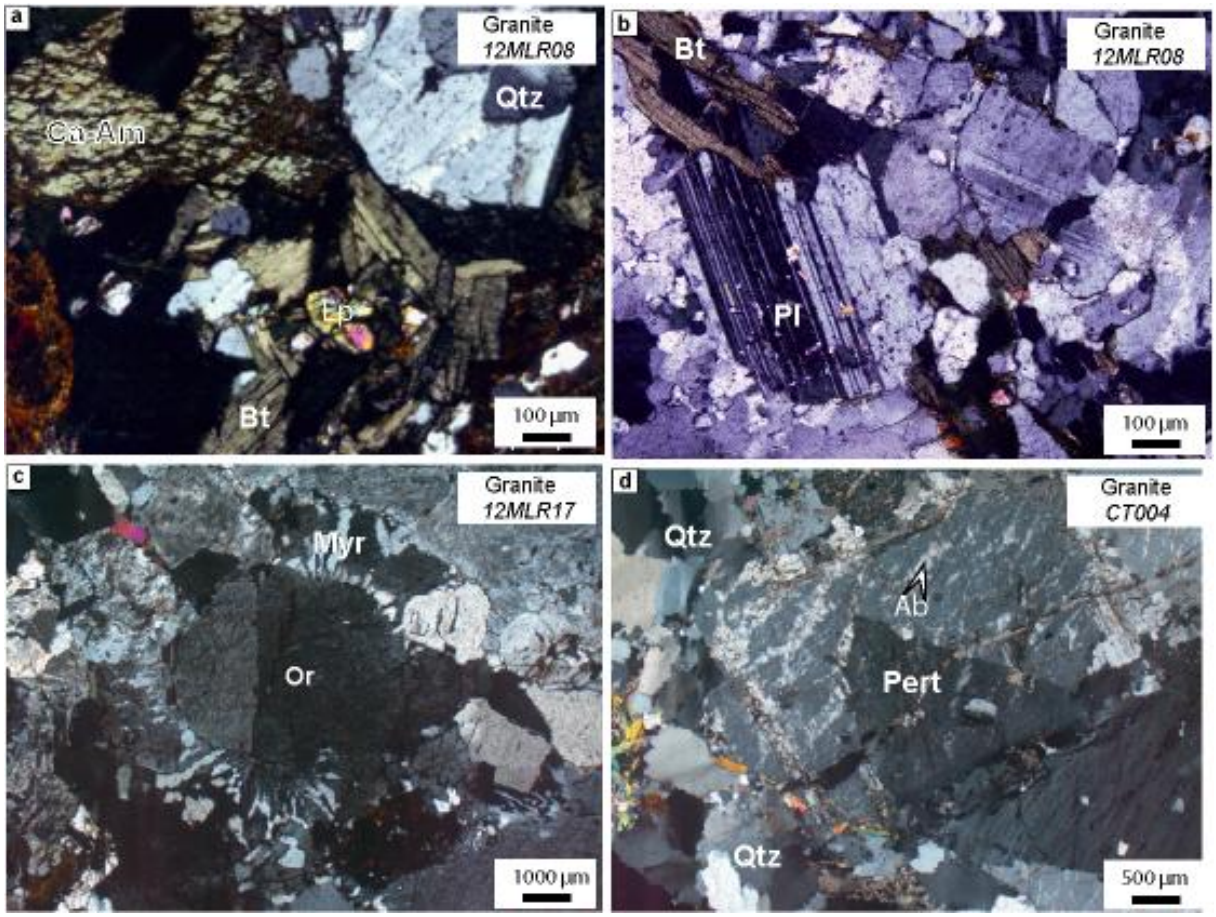


Figure 6. Photomicrographs of granitic facies of the Zabili pluton. **a.** Ca-amphibole, biotite, quartz and feldspar in the medium-grained facies. **b.** Biotite, recrystallized quartz and feldspar phenocrysts in the medium-grained facies; **c.** Myrmekitic exsolutions around orthoclase. **d.** Perthitic phenocrysts feldspar and neoformed albite. All pictures are taken under crossed-polars. Or=orthoclase Bt=biotite; Pl= plagioclase; Amp=amphibole; Myr= myrmekite; Pert = perthite.

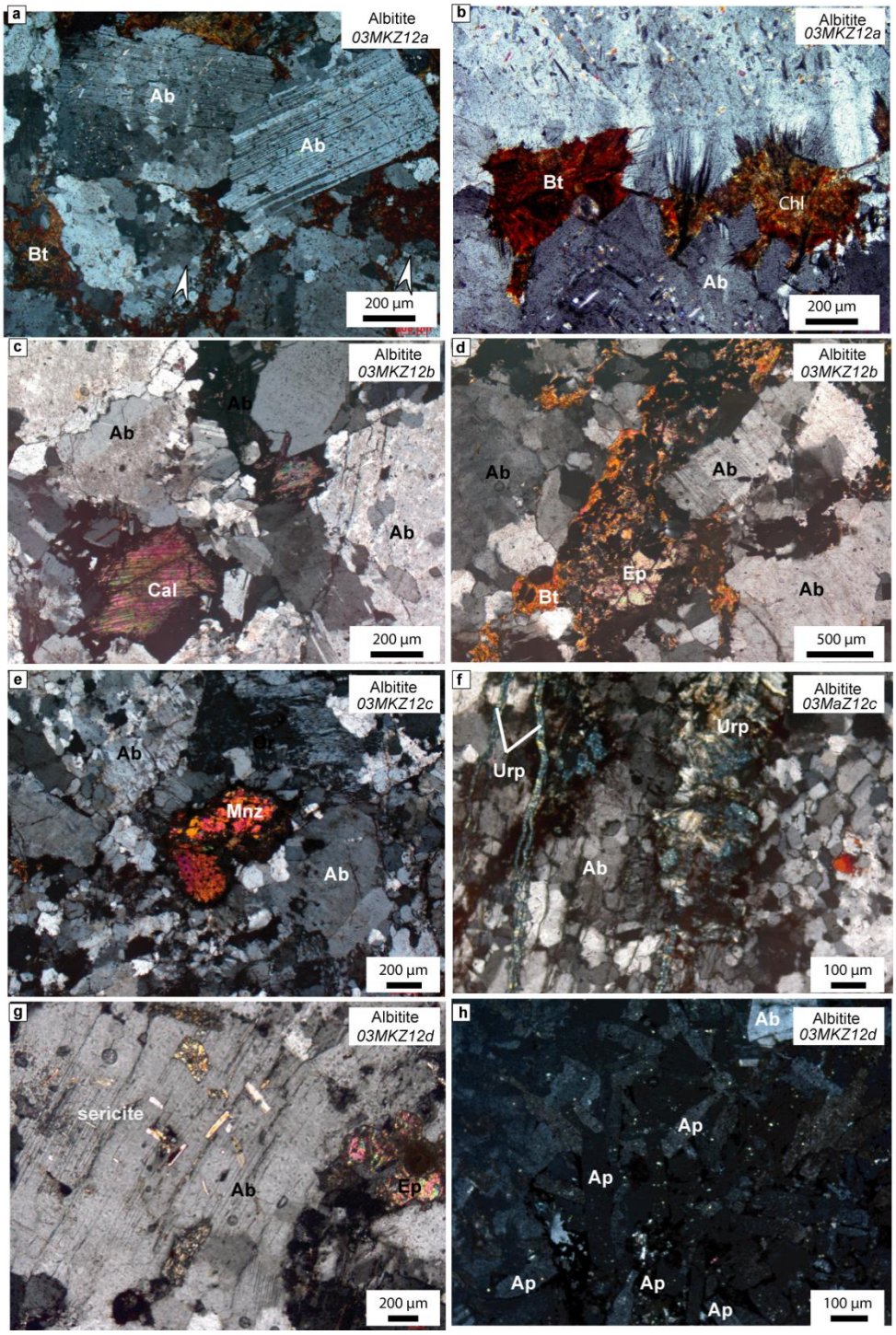


Figure 7. Photomicrographs of albitites of the Zabili pluton. **a.** Deformed albite phenocrysts with secondary fine-grained albite along deformation bands; **b.** Altered interstitial biotite between two albite phenocrysts. **c.** Interstitial calcite surrounded by recrystallized albitite; **d.** Interstitial epidote and biotite between recrystallized albite neoblasts separating remnants of albite porphyroclasts; **e.** Anhedral monazite partly corroded within a porphyroclastic albitite; **f.** Fractured albitite with uranophane veins **g.** Detail of criss-cross sericite lath with an albite prophyroclast. Epidote is interstitial between albite; **h**. Vein with euhedral apatite crystals

coated by iron oxides. Ab=Albite, Ep=Epidote, Bt=Biotite, Ap=Apatite, Cal=calcite, Urp=Uranophane.

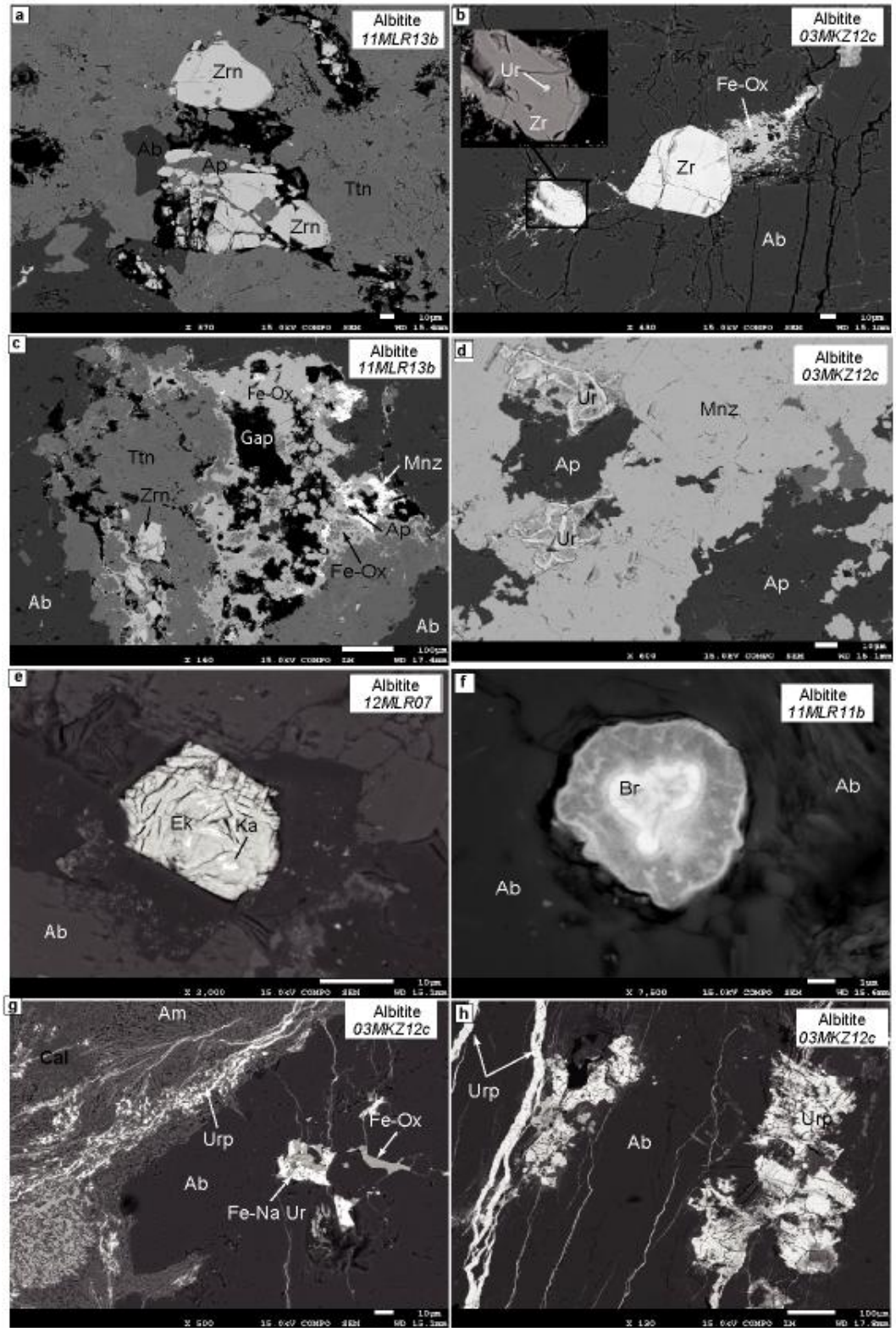


Figure 8. SEM images of uranium-bearing minerals

a. to **f.** High-temperature and low-temperature interstitial mineral assemblage. **g.** and **h.** Minerals filling albite-veins. **a.** The fractured zircon are filled with apatite, in large titanite

crystals. **b.** Euhedral zircon crystals included in fractured albite. Inclusion of an early uranium-rich mineral, probably uraninite, replaced by kasolite (inset). Iron hydroxides during supergene alteration. **c.** A multiphase assemblage of hydrothermal minerals between recrystallized albite. A few residual monazite grains included in apatite, associated with titanite. Iron hydroxides cuting across the previous mineral assemblage. **d.** Cubic pseudomorphs corresponding to an early U-bearing mineral (uraninite and/or coffinite) included in monazite. The primary cubic mineral is replaced by U-silicate while monazite is partly replaced by anhedral apatite. **e.** Cubic pseudomorph of a primary magmatic U-bearing mineral (probably uraninite) replaced by ekanite and kasolite. **f.** Round and zoned brannerite crystal included in a fracture in albite. **g.** Primary interstitial cubic mineral (uraninite) included in recrystallized albite and replaced by a Fe-Na-rich U-bearing mineral. Fractured albite and amphibole (riebeckite) are filled by iron oxides, calcite, and uranophane. **h.** Uranophane replacing interstitial cubic U-bearing mineral (pechblende) and filling veinlets cross-cutting albite mineral.

Cal = Calcite ; Mnz = Monazite ; Fe - Ox = Iron oxides ; Zrn = Zircon ; Ab = Albite ; Ttn = Titanite ; Ap = Apatite ; Ur = Uranium; Urp = Uranophane ; Br = Brannerite; Ka = Kasolite ; Ek = Ekanite.

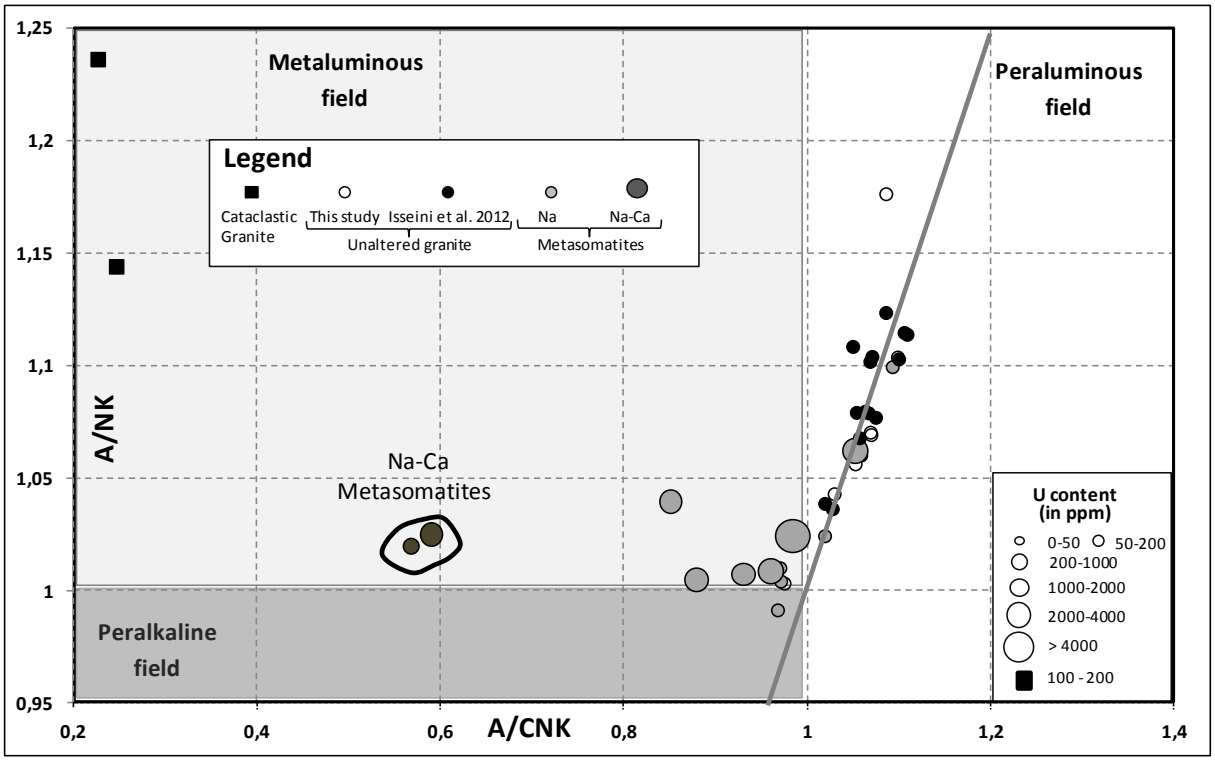


Figure 9. A/NK (Al_2O_3/Na_2O+K_2O) vs. A/CNK ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$; molar proportions) diagram showing the peraluminous characteristic of the less albitized granites and the evolution towards the composition of albite (A/NK=1, A/CNK=1). Na-Ca metasomatites

(11MLR11b and 03MKZ12d) express a strong Ca character in relation to their high carbonate and epidote mineral content. Uranium content of each sample is proportional to the symbol size.

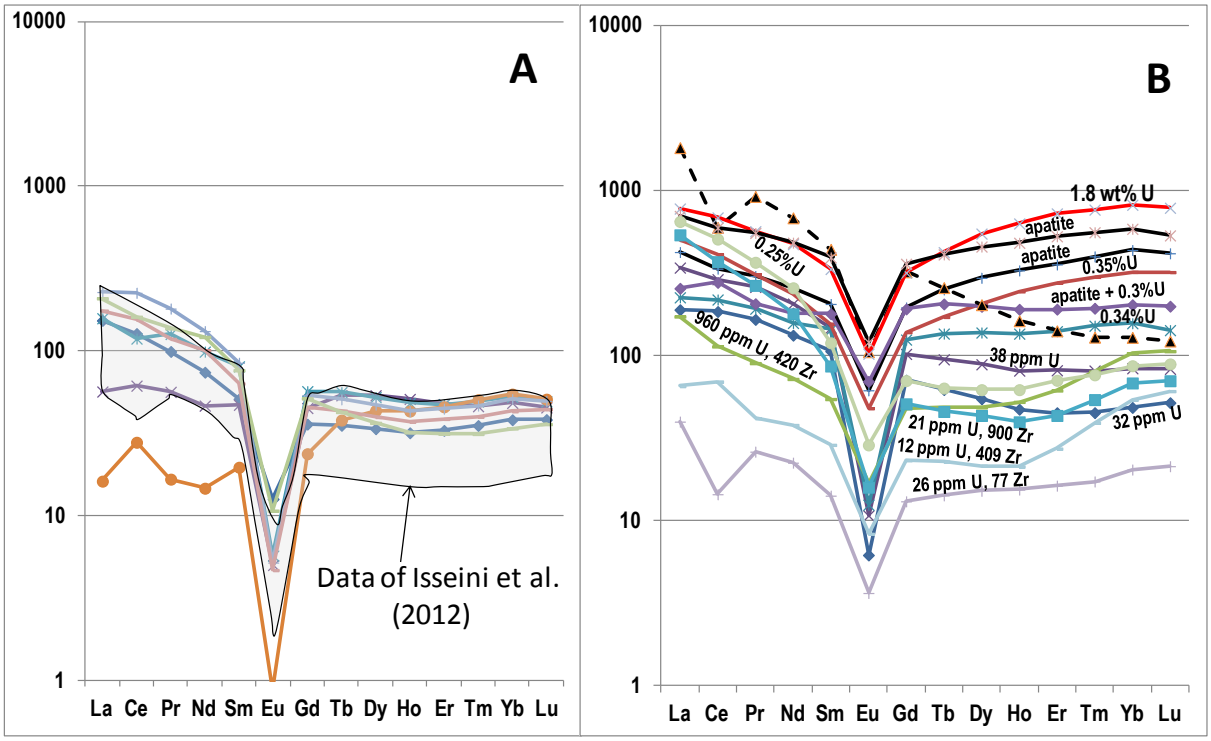


Figure 10. Chondrite-normalized REE spectra for Zabili granitic facies (A) and Na-(Ca) metasomatites (B) (following Sun and McDonough, 1989). Uranium and zirconium contents are indicated on each spectra for the metasomatites.

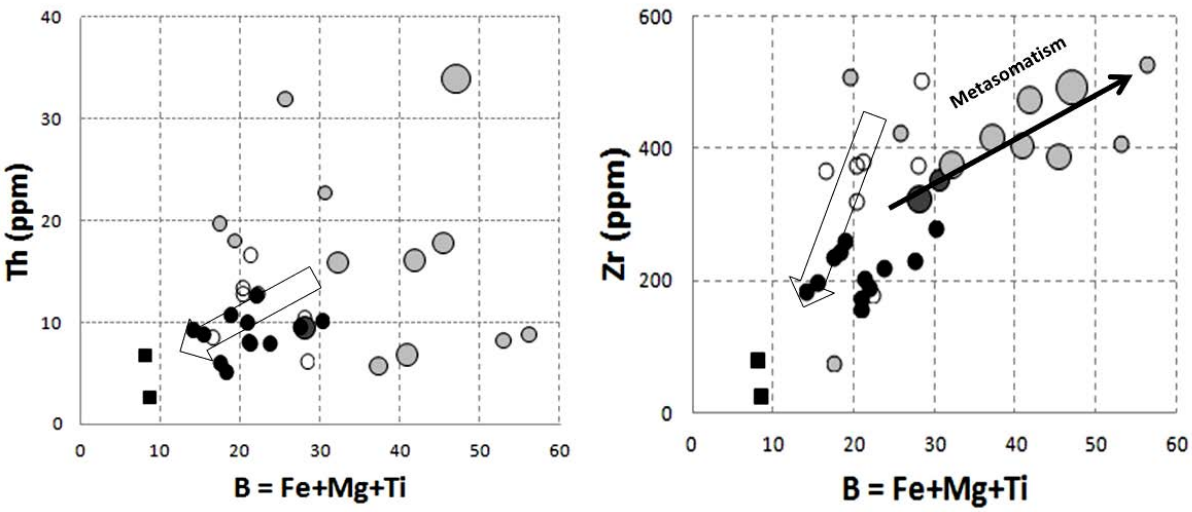


Figure 11. Binary diagrams expressing respectively **A**. Th vs B; **B.** Zr vs B.

The B=Fe+Mg+Ti parameter refers to the Debon and Lefort (1988) and REE binary diagrams expressing respectively Same legend as Figure 9.

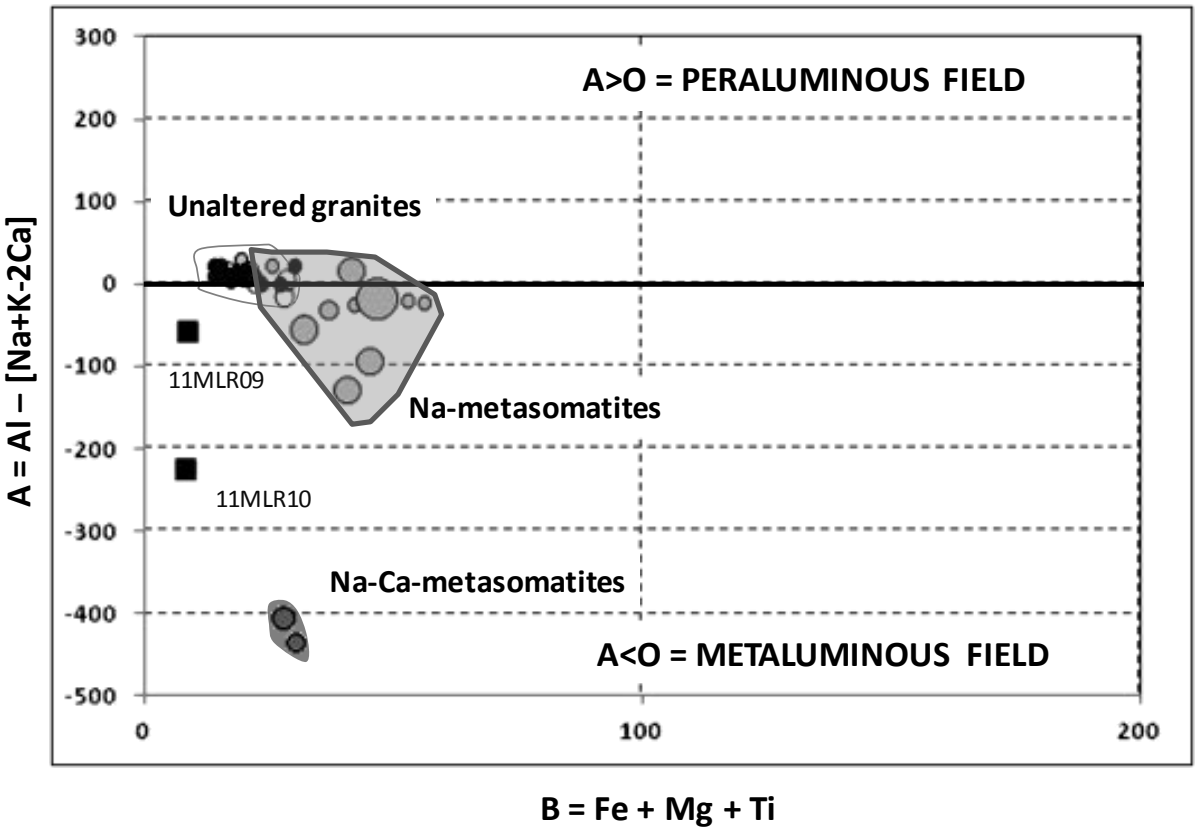


Figure 12. Variation of the peraluminous index A compared to the fractionation parameter B (coloration index) for each individual samples of the granite and metasomatites observed in the Zabili granite (Debon and Lefort, 1988). The A and B parameters are calculated in thousands of cations. The A parameter gives the excess of alumina not bound to the feldspars (similar to normative corundum, and A/CNK index). Qz, Kfd, Pl express the mineralogical pole of these minerals. Same legend than Figure 9.

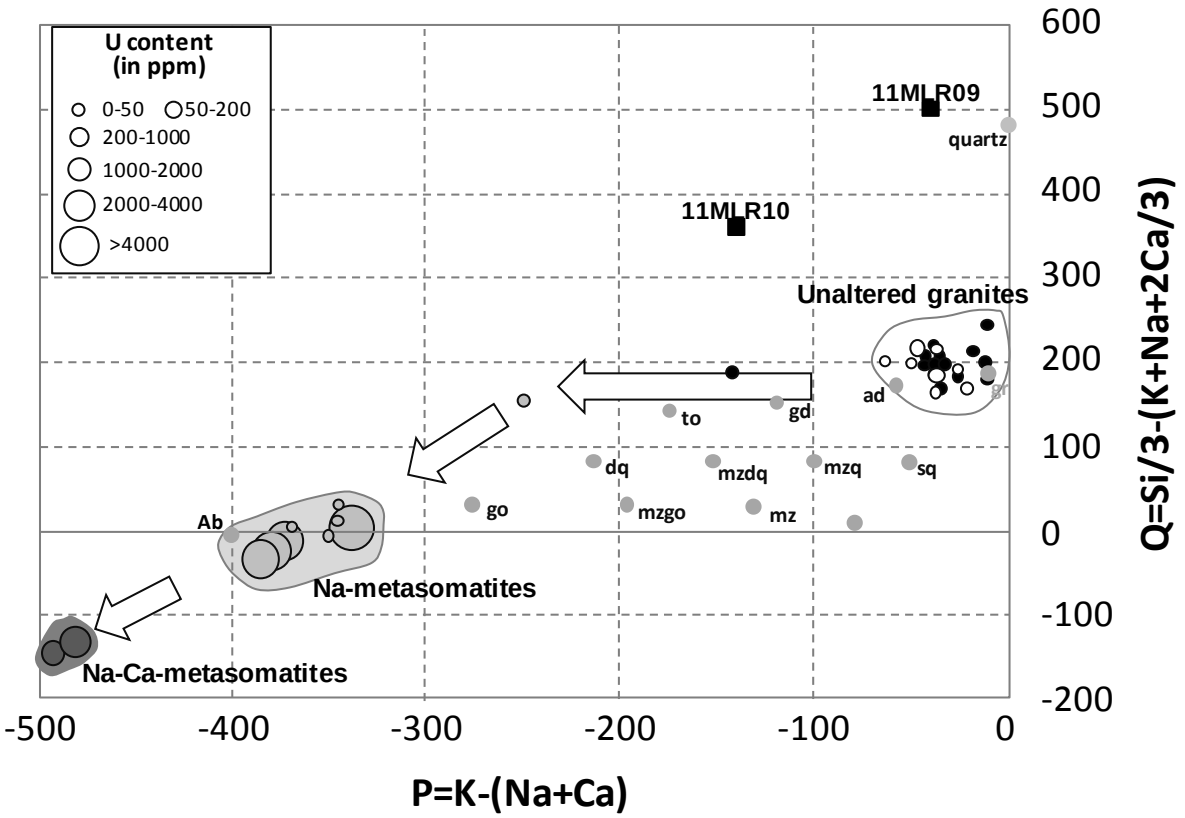


Figure 13. Variation of P=K-[Na+Ca] versus Q=Si/3-[Na+K+2Ca/3 parameters for the granites and albitites (diagram from Debon and Lefort, 1983). The Q and P values are calculated in thousands of cations. Rock composition references are indicated: mz = monzonite; mzq = quartz-monzonite; mzdq = quartz monzodiorite; dq = quartz diorite; s = syenite; sq = quartz syenite; to = tonalite; gd = granodiorite; ad = adamellite; gr = granite. The QP diagram is used to determine the main igneous rock types. The Q chemical parameter estimates the quartz content of a rock by substracting silica bound to the different feldspar type to the total silica content of the rock. The P chemical-mineralogical parameter discriminates between K-feldspar and/or biotite (high P values) and plagioclase (low P values). The granitic facies are located near the granite composition references. Same legend than Figure 9.

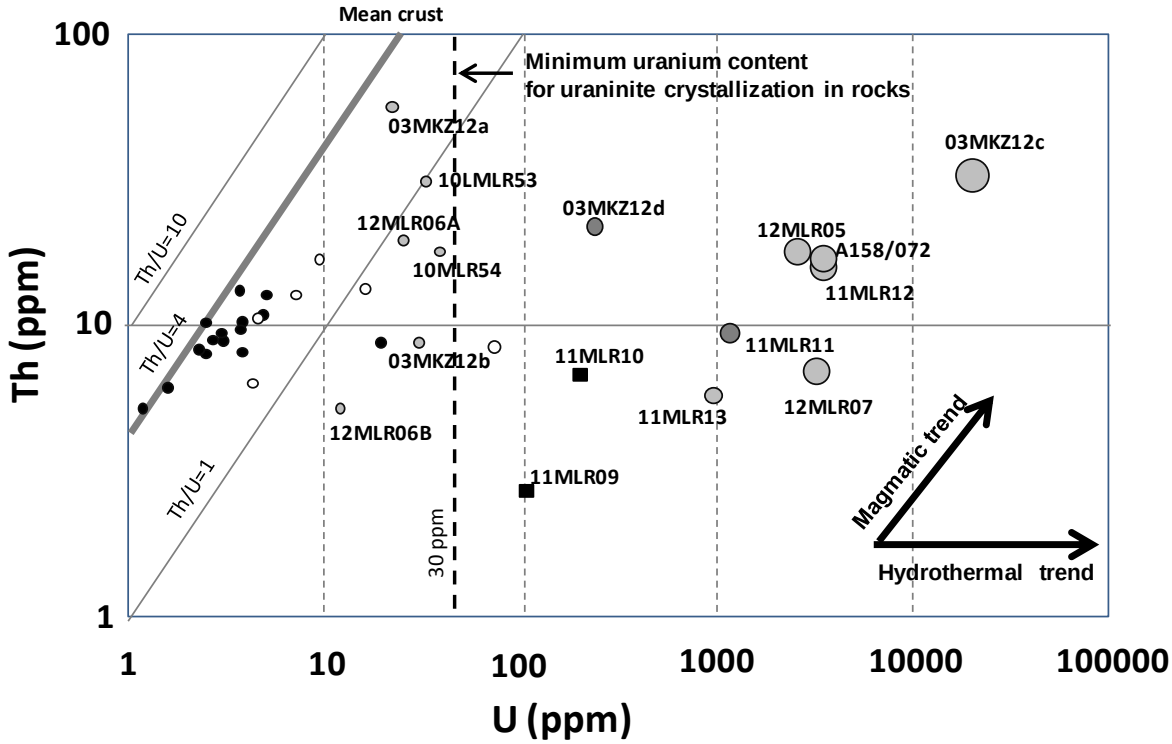


Figure 14. Th versus U diagram of the studied samples of the Zabili granite. Same legend than Figure 9.

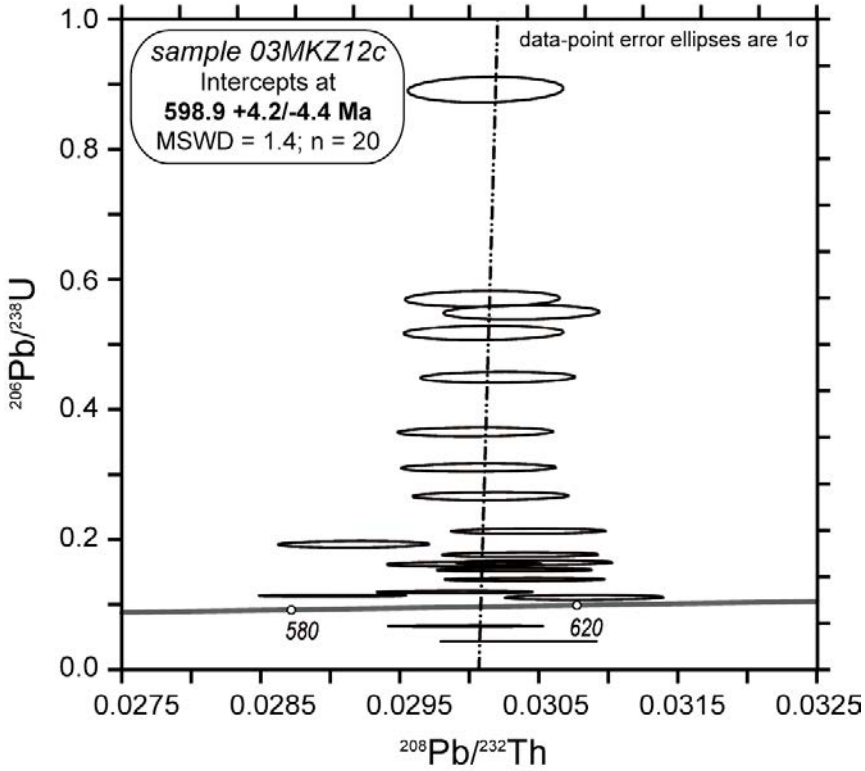


Figure 15. $^{206}Pb/^{238}U$ versus $^{208}Pb/^{232}Th$ diagram of analyses in monazite (two grains) from albitites (03MKZ12c) LA-ICP-MS.

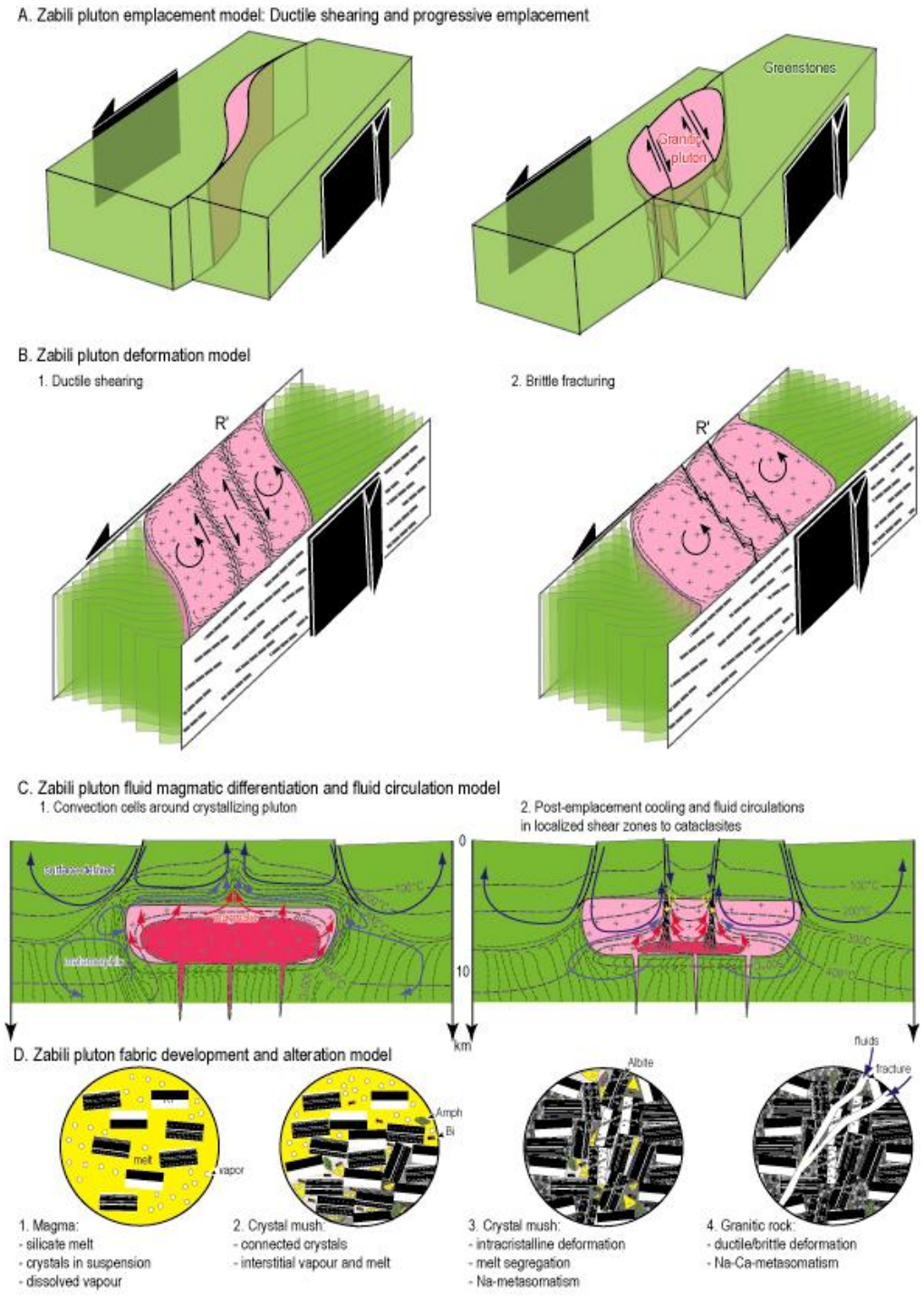


Figure 16. A model for the emplacement of the Zabili pluton and for associated fluids circulation and mineralization. **A.** Syntectonic emplacement of the Zabili pluton in a dilational jog related to a regional-scale sinistral shear zone. **B.** Late-magmatic ductile to brittle deformation of the Zabili pluton marked by the development of R' mylonitic to cataclastic shear zones. **C.** A model for fluid circulations around the crystallizing and cooling Zabili pluton. The circulation of surface-derived fluids is limited to the brittle upper crust whereas the ductile crust is marked by the circulation of magmatic and metamorphic fluids. During

magma emplacement, the geometry of fluid-circulation is essentially controlled by the geometry of isotherms derived from heat advection associated with magma emplacement. Crystallization and cooling of the magma allows for the penetration of metamorphic and surface-derived fluids into the pluton. At this stage, fluid circulation is localized along deformation zones within the pluton. **D.** A model for fabric development during crystallization and alteration of the Zabili pluton. Accumulation of feldspar (1) is followed by the crystallization of amphibole, biotite, quartz together with monazite, zircon, uranothorite and possibly uraninite in the interstitial space between phenocrysts (2). Late-magmatic deformation of the crystal mush is responsible for pumping of the residual melt and magmatic fluid in dilational jogs in between feldspar phenocrysts that are forming a continuous solid framework affected by intracrystalline deformation and albitization (3). At this stage, primary magmatic U-bearing minerals are remobilized into ekanite and uraninite. Full crystallization and cooling of the granite leads to the development of a fracture network marked by the crystallization of low-temperature uranium silicates such as kasolite and pechblende in veins.

TABLE CAPTIONS

		granitic facies									Albitites facies													
		Cataclasite		-							Na-Metasomatites												Na-Ca-Metasomatites	
Samples		11MLR09	11MLR10	01MKZ12	12MLR08	08MKZ12	10MLR59	10MLR73a	02MKZ12	CT004	10MLR53	A158/072	11MLR12	11MLR13	10MLR54	12MLR07	03MKZ12a	03MKZ12b	03MKZ12c	12MLR05	12MLR06A	12MLR06B	11MLR11b	03MKZ12d
major elements/																								
wt.%	SiO_2	94,38	84,14	75,28	74,68	76,84	78,05	77,08	77,85	75,97	74,99	65,49	64,76	64,96	67,90	61,46	66,41	65,32	63,47	63,23	68,01	65,58	52,37	51,34
	Al_2O_3	0,47	1,63	12,51	13,05	12,52	11,94	12,25	11,82	12,72	14,32	18,94	18,15	18,16	19,32	17,00	18,05	17,68	17,55	17,34	19,25	17,70	14,67	14,42
	Fe_2O_3	0,65	0,60	1,85	1,92	1,32	1,17	1,49	1,56	1,36	1,73	2,98	1,90	2,30	1,30	2,63	2,99	3,48	2,44	2,22	1,21	3,39	2,04	1,90
	MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,10	0,05	0,03	0,02	0,07	0,04	0,03
	MgO	bdl	bdl	0,10	0,07	0,06	bdl	bdl	0,02	0,09	0,09	0,08	0,27	0,18	0,06	0,13	0,10	0,31	0,58	0,64	0,05	0,25	bdl	0,16
	CaO	1,66	6,47	0,41	0,19	0,05	0,02	0,02	0,00	1,00	0,07	0,16	1,63	1,00	0,12	3,97	0,81	0,67	0,76	2,69	0,11	0,49	11,58	12,34
	Na_2O	0,25	0,79	4,26	4,06	4,00	4,12	4,51	3,95	3,77	7,82	10,79	10,83	10,87	10,65	9,81	10,77	10,50	10,29	10,41	11,39	10,74	8,61	8,50
	K_2O	0,003	0,02	5,05	5,37	4,86	4,04	3,82	4,20	4,26	0,11	0,09	0,20	0,12	0,05	0,21	0,15	0,32	0,21	0,14	0,06	0,18	0,15	0,16
	TiO_2	0,04	0,05	0,17	0,19	0,18	0,14	0,11	0,08	0,22	0,14	0,19	0,13	0,32	0,13	0,37	0,17	0,38	0,17	0,12	0,08	0,34	0,20	0,21
	P_2O_5	1,29	4,99	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,00	0,06	bdl	0,05	0,42	0,51	0,05	2,87	0,07	0,13	0,20	0,14	bdl	0,05	7,86	8,96
	Lol	0,6	0,9	0,5	1,0	0,4	0,6	0,6	0,7	1,8	0,8	1,3	1,6	1,0	0,8	1,3	1,1	1,3	1,8	2,8	0,8	0,2	1,8	1,5
	Total	98,75	98,69	100,18	100,65	100,28	99,52	99,35	100,18	99,47	100,07	33,30	98,32	98,47	100,40	99,77	100,66	100,15	97,46	99,73	100,92	99,96	97,53	99,54
	P	-37,82	-140,58	-37,12	-20,08	-26,71	-47,47	-64,44	-38,17	-48,61	-250,97	-349,04	-374,21	-365,88	-364,51	-382,68	-358,51	-343,60	-340,90	-380,78	-368,23	-351,08	-481,37	-491,24
	Q	496,20	364,39	168,55	167,11	193,61	214,36	201,14	215,54	197,86	161,10	11,89	-13,38	-4,34	7,49	-26,77	8,62	9,48	7,31	-19,58	7,70	8,18	-128,04	-139,43
	B	8,58	8,14	27,78	28,14	20,06	16,39	20,05	20,91	22,03	25,59	41,80	32,16	37,09	23,84	40,83	41,90	56,10	46,99	45,35	17,38	52,91	28,04	30,51
	A	-58,22	-225,04	-13,66	3,95	11,19	14,65	12,78	15,02	1,88	19,24	15,92	-55,75	-32,59	29,90	-129,13	-25,50	-22,31	-18,95	-94,38	4,90	-20,45	-406,69	-435,44
Traces elements/																								
ppm																								
	La	10,74	38,85	42,88	50,93	55,60	13,83	38,54	3,95	37,38	46,26	54,97	122,30	42,06	83,22	62,34	131,50	444,40	189,80	158,50	9,69	15,91	103,40	171,20
	Ce	31,83	102,40	98,28	102,60	143,40	39,14	75,65	17,74	81,14	117,60	139,00	261,10	72,20	184,60	176,50	235,80	380,30	437,00	323,10	9,18	44,24	213,90	379,20
	Pr	5,48	15,65	11,37	13,19	17,38	5,42	12,18	1,60	9,54	15,90	18,47	29,89	8,64	25,03	19,81	25,58	88,56	54,48	35,32	2,51	4,00	29,16	53,19
	Nd	31,09	78,54	47,74	57,46	62,36	22,00	46,80	6,94	35,09	62,73	74,40	111,80	34,05	97,50	85,43	84,52	323,00	223,90	121,60	10,58	17,90	121,20	228,30
	Sm	18,67	42,05	9,74	11,72	13,01	7,23	12,38	3,02	7,85	16,33	22,05	23,96	8,37	22,66	27,50	13,26	67,62	51,39	18,33	2,17	4,42	31,54	60,46
	Eu	1,00	2,34	0,27	0,62	0,30	0,29	0,33	0,05	0,73	0,36	0,72	2,77	0,97	0,62	4,03	0,92	6,11	5,94	1,66	0,21	0,48	3,56	6,98
	Gd	29,42	76,32	9,25	10,49	10,98	9,17	11,61	4,84	7,32	14,45	25,45	28,23	9,75	20,83	39,03	10,38	65,55	64,77	14,35	2,66	4,72	39,84	73,26
	Tb	5,62	18,17	1,62	1,59	1,89	2,01	2,10	1,43	1,32	2,32	5,07	6,40	1,81	3,54	7,67	1,72	9,64	15,81	2,37	0,53	0,85	9,40	15,32
	Dy	34,58	127,10	10,06	9,27	11,96	13,63	13,28	11,02	8,54	13,84	34,92	52,05	12,28	22,42	50,33	10,97	51,51	139,00	15,73	3,83	5,44	74,95	116,00
	Ho	6,97	27,37	2,10	1,81	2,43	2,89	2,73	2,44	1,80	2,66	7,67	13,85	2,96	4,58	10,78	2,24	9,19	35,72	3,51	0,87	1,20	18,55	27,26
	Er	18,03	73,01	6,38	5,20	7,38	7,87	7,85	7,58	5,45	7,50	23,25	45,73	10,16	13,48	31,61	7,17	23,37	120,30	11,71	2,69	4,51	59,03	87,49
	Tm	2,42	10,26	1,03	0,80	1,19	1,18	1,26	1,30	0,90	1,15	3,87	7,69	2,04	2,07	4,94	1,39	3,30	19,58	1,95	0,44	1,00	10,19	14,27
	Yb	13,67	59,81	7,08	5,57	8,40	7,97	8,66	9,00	6,29	7,97	25,85	52,92	16,98	13,79	33,45	11,22	21,21	135,00	14,27	3,35	8,88	71,82	96,48
	Lu	1,79	7,58	1,12	0,91	1,26	1,15	1,25	1,29	0,97	1,31	3,61	8,11	2,69	2,10	5,04	1,78	3,10	19,91	2,25	0,54	1,54	10,55	13,54
	∑REE	211,29	679,45	248,92	272,16	337,53	133,79	234,61	72,18	204,32	310,38	439,30	766,79	224,95	496,45	558,45	538,45	1496,86	1512,60	724,65	49,26	115,08	797,09	1342,95
	Ba	78,87	25,42	106,60	130,10	97,27	63,46	75,21	121,10	350,90	27,33	68,32	128,50	227,70	41,96	119,90	129,40	536,10	262,30	71,07	21,31	101,80	125,40	77,05
	Be	4,79	6,86	4,29	2,43	3,89	3,28	4,88	6,25	4,73	3,33	10,01	10,17	15,18	5,49	15,55	8,34	11,78	27,45	9,38	6,89	8,52	6,83	14,03
	Co	0,97	0,79	0,78	1,44	1,69	0,57	0,59	1,19	1,44	bdl	0,86	1,71	3,63	bdl	bdl	8,09	3,32	94,07	1,02	2,74	0,65	1,67	0,82
	Cr	23,72	7,35	6,92	9,25	6,65	6,00	3,59	0,00	9,35	bdl	5,36	9,60	9,42	bdl	6,15	5,68	5,37	5,29	5,80	5,05	bdl	7,07	0,00
	Cs	0,14	0,39	1,34	1,20	1,06	0,60	0,80	1,18	1,29	bdl	0,38	0,90	0,35	bdl	0,71	1,18	1,85	0,30	0,44	bdl	0,53	0,22	1,06
	Cu	20,26	33,46	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	7,14	bdl	bdl	5,59	6,08	18,18	26,65	bdl	6,15	52,60	18,37	bdl
	Ga	2,13	5,15	21,41	24,39	20,75	24,27	26,55	29,42	21,93	31,13	36,68	24,84	24,75	37,81	22,19	30,70	31,08	27,40	26,20	34,28	24,07	20,92	22,19
	Hf	0,70	2,23	10,97	10,55	11,68	9,79	10,61	13,11	6,34	10,66	13,45	10,26	11,14	14,18	10,29	36,79	13,54	12,19	9,77	5,83	10,35	8,85	9,01
	Mo	1,48	0,52	0,50	2,53	6,15	0,50	0,81	0,00	2,22	bdl	0,71	3,37	6,69	bdl	2,80	1,50	5,05	1,68	2,29	bdl	1,56	3,25	1,16
	Nb	6,59	11,61	27,23	28,15	32,27	20,92	30,58	59,28	23,83	49,34	94,51	11,51	23,31	41,38	32,16	62,87	28,62	20,72	11,25	12,96	25,64	15,44	17,23
	Ni	8,27	8,94	bdl	bdl	bdl	4,15	bdl	bdl	4,72	bdl	bdl	4,22	6,66	bdl	bdl	bdl	7,55	bdl	bdl	bdl	bdl	6,84	5,58
	Pb	17,16	65,32	17,19	11,75	13,15	22,89	14,08	16,63	13,94	9,30	332,77	396,09	211,37	11,19	272,48	31,99	12,99	1500,56	170,14	9,14	7,81	135,91	65,89
	Rb	0,85	1,98	112,90	79,17	127,50	71,02	87,26	140,10	120,90	4,75	3,63	6,77	4,62	0,75	6,95	4,65	11,47	5,47	3,81	0,97	6,64	5,23	8,46

Sr	240,70	798,60	17,13	26,15	14,82	18,06	14,49	8,45	63,25	9,38	37,17	215,20	171,30	30,01	819,30	78,29	82,26	138,20	347,80	14,23	45,89	1957,00	2252,00
Sn	3,41	4,59	8,36	3,30	8,07	3,36	6,05	11,16	7,61	12,07	18,57	3,89	4,93	11,33	10,90	9,43	6,99	9,04	3,38	5,51	6,66	6,18	5,36
Ta	0,34	0,74	2,00	1,55	2,44	1,69	3,38	4,67	2,84	4,24	4,12	1,04	1,51	2,75	1,24	10,07	1,63	1,78	0,79	2,46	3,35	1,00	1,29
Th	2,66	6,71	10,51	6,26	12,86	8,64	13,45	16,70	12,86	31,99	16,11	15,92	5,71	18,08	6,84	57,42	8,80	34,03	17,82	19,75	5,23	9,50	22,78
U	103,70	192,90	4,51	4,25	16,81	73,28	15,83	9,18	7,00	31,49	3388,00	3522,00	958,90	37,83	3242,00	21,05	30,37	18820,00	2495,00	26,06	11,83	1130,00	234,50
V	5,31	4,59	2,38	2,67	2,20	2,64	2,62	0,00	8,42	7,46	16,67	17,26	52,42	5,47	58,55	3,63	9,71	36,86	24,63	6,52	16,50	22,50	19,08
Y	229,20	869,90	65,15	49,76	74,54	79,51	79,60	68,34	58,41	74,57	265,00	529,50	102,50	138,70	404,20	62,12	257,00	1174,00	117,90	27,45	38,59	669,80	994,80
Zn	34,80	41,94	89,52	77,00	48,37	59,22	136,50	129,80	46,57	24,72	101,20	40,18	65,21	28,32	78,76	46,02	133,20	58,69	64,16	17,17	76,78	51,34	63,23
Zr	24,07	78,70	376,30	503,60	376,80	369,10	322,80	383,00	179,90	425,00	473,90	376,40	417,10	510,70	404,10	894,30	528,20	492,60	388,00	76,63	409,40	324,40	351,80
Y/Ho	32,89	31,78	31,08	27,52	30,70	27,52	29,19	28,00	32,49	27,99	34,55	38,23	34,65	30,26	37,50	27,71	27,96	32,87	33,56	31,59	32,13	36,11	36,49
Zr/Hf	34,48	35,23	34,30	47,73	32,26	37,71	30,42	29,21	28,37	39,87	35,23	36,69	37,44	36,02	39,27	24,31	39,01	40,41	39,73	13,15	39,56	36,66	39,06

Table 1. Major (in wt%) and trace element (in ppm) contents of the Zabili granitic pluton for the granitic facies and for the metasomatized ones. The calculated A, B, Q, and P parameters of Debon and Lefort (1983; 1988) are indicated.

Sample		**08MKZ12**	**08MKZ12**	**CT004**	**CT004**	**CT004**	**12MLR08**	**12MLR08**	**12MLR08**	**12MLR08**	**12MLR08**
Analysis N°		**c10-2**	**c10-7**	**c1-3**	**c2-4**	**c3-1**	**c4-1**	**c4-2**	**c4-4**	**c4-5**	**c4-6**
Oxides wt.%											
	SiO_2	68,42	63,89	66,56	67,32	65,8	67,49	67,58	66,68	66,88	67,26
	Al_2O_3	18,88	17,76	18,83	18,8	18,93	20,23	20,40	19,75	20,04	19,64
	TiO_2	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
	FeO	0,00	0,11	0,08	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,01	0,00
	MnO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00
	MgO	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	CaO	0,03	0,00	0,1	0,18	0,06	0,07	0,10	0,11	0,04	0,05
	Cr_2O_3	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	NiO	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
	Na_2O	11,74	0,14	11,56	11,46	11,51	11,59	11,28	11,14	11,49	11,77
	K_2O	0,11	16,92	0,06	0,09	0,12	0,06	0,06	0,13	0,10	0,08
	TOTAL	99,31	98,82	97,22	97,86	96,42	99,51	99,49	97,81	98,57	98,80
Oxygens											
8			8	8	8	8	8	8	8	8	8
Cations	**Si**	3,01	3,00	2,99	3,00	2,98	2,96	2,96	2,98	2,96	2,98
	Al	0,98	0,98	1,00	0,99	1,01	1,05	1,05	1,04	1,05	1,02
	Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
	Na	1,00	0,01	1,01	0,99	1,01	0,99	0,96	0,96	0,99	1,01
	K	0,01	1,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
	Sum	5,00	5,02	5,01	5,00	5,02	5,01	4,99	4,99	5,01	5,02
	%An	0,14	0,00	0,47	0,86	0,29	0,33	0,49	0,54	0,19	0,23
	%Ab	99,25	1,24	99,19	98,63	99,04	99,33	99,17	98,70	99,24	99,32
	%Or	0,61	98,76	0,34	0,51	0,68	0,34	0,35	0,76	0,57	0,44

Table 2: Microprobe analysis of plagioclase

Sample		03MKZ12c	03MKZ12c	03MKZ12c	03MKZ12c	03MKZ12c	12MLR07	12MLR07	03MKZ12c	03MKZ12c	03MKZ12c	03MKZ12c	03MKZ12c	03MKZ12c	03MKZ12c	03MKZ12c
n°		c2-21	c2-22	c2-23	c11-12	c11-13	c1-45	c1-51	1-1	1-2	1-3	1-6	1-11	1-14	1-15	1-16
Mineral		Ka	Ka	Ka	Ka	Ka	Ek	Ek	Mnz	Mnz	Mnz	Mnz	Mnz	Mnz	Mnz	Mnz
Oxides wt.%																
	UO_2	46.49	47.13	43.98	46.13	42.47	25.47	22.21	0.04	0.06	0.07	0.05	0.06	0.01	0.06	0.03
	PbO	33.91	34.59	32.68	28.55	27.4	0.13	0.08	0.04	0.04	0.03	0.06	0.04	0.04	0.06	0.03
	ThO_2	0.02	0.06	0.00	0.06	0.00	0.18	0.00	0.87	0.69	0.63	0.97	0.76	0.66	1.06	0.97
	CaO	0.52	0.41	0.44	1.35	3.83	2.79	2.5	0.16	0.11	0.14	0.09	0.17	0.28	0.11	0.1
	Na_2O	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.10	0.08	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
	FeO	1.50	2.17	3.10	0.11	0.06	2.25	3.78	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
	Al_2O_3	0.07	0.06	0.07	0.03	0.00	0.72	2.22	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
	SiO_2	11.35	11.11	12.00	10.7	10.44	58.56	61.04	0.26	0.35	0.26	0.38	0.26	0.26	0.33	0.45
	Y_2O_3	0.46	0.52	0.58	0.58	0.55	0.77	0.47	0.67	0.55	0.42	0.36	0.49	0.56	0.56	0.4
	ZrO_2	0.10	0.00	0.17	0.57	0.78	0.04	0.00	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
	P_2O_5	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	30.07	29.85	30.24	29.52	30.02	30.11	29.94	29.74
	La_2O_3	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	17.25	17.16	18.01	16.52	17.83	17.72	16.41	17.01
	Sm_2O_3	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	1.48	1.77	1.43	1.95	1.35	1.47	1.99	1.85
	Gd_2O_3	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.91	1.13	0.78	1.11	0.77	0.74	1.23	1.14
	Ce_2O_3	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	33.28	32.73	33.46	31.98	33.68	33.52	32.22	32.49
	Pr_2O_3	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	3.69	3.64	3.68	3.61	3.58	3.67	3.72	3.53
	Nd_2O_3	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	11.82	12.25	11.45	12.9	11.29	11.43	12.48	12.2
	Total	94.42	96.05	93.06	88.09	85.53	90.13	89.36	100.55	100.32	100.59	99.48	100.32	100.48	100.17	99.95
Oxygens		6	6	6	6	6	20	20	4	4	4	4	4	4	4	4
Cations																
	U	1.135	1.143	1.050	1.184	1.084	0.730	0.772	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
	Pb	1.002	1.015	0.944	0.887	0.846	0.005	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
	Th	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.005	0.000	0.008	0.006	0.006	0.009	0.007	0.006	0.009	0.009
	Ca	0.061	0.048	0.051	0.167	0.471	0.385	0.337	0.007	0.005	0.006	0.004	0.007	0.012	0.005	0.004
	Na	0.000	0.000	0.004	0.001	0.000	0.025	0.000	-	-	-	-	-	-	-	-
	Fe	0.138	0.198	0.278	0.011	0.006	0.242	0.397	-	-	-	-	-	-	-	-
	Al	0.005	0.004	0.004	0.002	0.000	0.109	0.329	-	-	-	-	-	-	-	-
	Si	1.245	1.211	1.288	1.235	1.198	7.543	7.672	0.010	0.014	0.010	0.015	0.010	0.010	0.013	0.018
	Y	0.013	0.015	0.017	0.018	0.017	0.053	0.031	0.014	0.011	0.009	0.008	0.010	0.012	0.012	0.008
	Zr	0.005	0.000	0.009	0.032	0.044	0.005	0.000	-	-	-	-	-	-	-	-
	P	-	-	-	-	-	-	-	0.992	0.988	0.995	0.987	0.992	0.992	0.992	0.988
	La	-	-	-	-	-	-	-	0.248	0.248	0.258	0.241	0.257	0.254	0.237	0.246
	Sm	-	-	-	-	-	-	-	0.020	0.024	0.019	0.027	0.018	0.020	0.027	0.025
	Gd	-	-	-	-	-	-	-	0.012	0.015	0.010	0.015	0.010	0.010	0.016	0.015
	Ce	-	-	-	-	-	-	-	0.475	0.469	0.476	0.463	0.481	0.478	0.461	0.467
	Pr	-	-	-	-	-	-	-	0.052	0.052	0.052	0.052	0.051	0.052	0.053	0.050
	Nd	-	-	-	-	-	-	-	0.164	0.171	0.159	0.182	0.157	0.159	0.174	0.171
	% Hutt	-	-	-	-	-	-	-	1.00	1.35	1.00	1.49	1.00	0.99	1.29	1.75
	% Brab	-	-	-	-	-	-	-	1.47	1.10	1.34	0.97	1.59	2.39	1.15	0.95
	% Mnz	-	-	-	-	-	-	-	97.52	97.55	97.66	97.55	97.40	96.61	97.57	97.30
	Age/Ma	-	-	-	-	-	-	-	614	605	604	581	605	605	599	601

Table 3. Chemical composition of U-bearing minerals (kasolite and ekanite) and monazite from albitites by electron microprobe.

Sample		03MKZ12c	03MKZ12c	03MKZ12c	03MKZ12c	03MKZ12c	03MKZ12c	03MKZ12c	03MKZ12c	03MKZ12c	03MKZ12c	03MKZ12c	03MKZ12c	03MKZ12c	03MKZ12c	03MKZ12c
Analysis n°		c7-14	c5-1	c5-2	c5-9	c5-10	c4-11	c1-26	c1-27	c1-28	c1-29	c1-30	c4-35	c4-36	c1-37	c1-39
Mineral		?	?	?	?	?	?	Urp	Urp	Urp	Urp	Urp	Urp	Urp	Urp	Urp
Oxides wt.%																
	UO_2	13.53	17.16	32.43	31.72	34.36	20.76	55.45	68.31	64.51	66.62	66.45	46.23	49.85	59.45	66.33
	PbO	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.10	2.43	0.18	0.27	0.37	0.22	0.02	0.08	0.17	0.02
	ThO_2	0.05	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.12	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00
	CaO	1.57	2.53	4.26	3.81	4.58	2.78	5.58	7.46	6.91	7.22	7.15	5.29	6.05	4.7	7.28
	Na_2O	2.02	4.36	4.19	3.09	4.44	2.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.06	3.64	0.90	0.00	0.02
	FeO	39.87	20.10	13.92	17.24	12.88	20.67	3.80	0.08	0.3	0.70	0.09	0.13	0.11	0.06	0.02
	Al_2O_3	4.93	0.65	0.77	0.68	0.68	8.33	0.90	0.07	0.33	0.30	0.38	6.84	3.17	0.44	0.00
	SiO_2	24.32	42.05	36.24	38.04	31.64	33.76	18.98	15.15	15.79	15.72	15.69	30.94	25.32	22.53	14.33
	Y_2O_3	0.12	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	2.51	0.44	0.63	0.66	0.53	0.00	0.26	0.08	0.00
	ZrO_2	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.08	0.14	0.00	0.39	0.15	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
	Total	88.38	91.35	94.9	98.88	90.8	91.91	92.1	93.38	90.53	93.11	91.7	94.16	86.96	89.88	89.6

Table 4. Chemical composition of U-bearing minerals (uranophane) from albitites by electron microprobe.

Sample	Concentrations / ppm			Isotopic ratios				Ages / Ma			
	Pb	Th	U	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{208}Pb/^{232}Th$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{208}Pb/^{232}Th$	1σ
03MKZ12c											
30	283	9362	265	0.11233	0.00173	0.03082	0.00038	686	10	614	7
31	270	8356	297	0.17808	0.00249	0.03036	0.00037	1057	14	605	7
32	343	11710	201	0.15466	0.00210	0.03032	0.00037	927	12	604	7
33	269	6981	2244	0.04501	0.00059	0.03035	0.00037	284	4	604	7
34	264	8114	230	0.21498	0.00290	0.03042	0.00037	1255	15	606	7
35	271	8361	319	0.19413	0.00257	0.02916	0.00036	1144	14	581	7
36	282	9148	245	0.16384	0.00221	0.02996	0.00037	978	12	597	7
37	228	7284	46	0.16528	0.00226	0.03046	0.00037	986	13	606	7
38	366	11662	502	0.12180	0.00164	0.02989	0.00037	741	9	595	7
39	302	7518	1153	0.11452	0.00150	0.02901	0.00035	699	9	578	7
43	323	9534	138	0.55082	0.00743	0.03037	0.00037	2829	31	605	7
44	720	5557	10602	0.06934	0.00090	0.02997	0.00037	432	5	597	7
45	209	5603	194	0.36804	0.00493	0.03004	0.00037	2020	23	598	7
46	219	6948	245	0.14056	0.00204	0.03039	0.00038	848	12	605	7
47	281	6955	204	0.57204	0.00760	0.03009	0.00037	2916	31	599	7
48	126	9092	126	0.45107	0.00612	0.03020	0.00037	2400	27	601	7
49	98	6565	200	0.31188	0.00422	0.03006	0.00037	1750	21	599	7
50	51	3191	46	0.89457	0.01251	0.03011	0.00037	4119	43	600	7
51	127	7495	427	0.26765	0.00364	0.03015	0.00037	1529	19	600	7
52	111	6980	167	0.51862	0.00740	0.03010	0.00038	2693	31	599	7

Table 5. Results of Pb/Th ages in monazite grains from albitites . Analyses obtained by the U-Pb-Th method by LA-ICP-MS.

CHAPITRE II

DISTRIBUTION ET NATURE DES MINERAUX URANIFERES - RAPPORT AVEC LES ANOMALIES EN PHOSPHORE DES ALBITITES

CHAPITRE II : DISTRIBUTION ET NATURE DES MINERAUX URANIFERES - RAPPORT AVEC LES ANOMALIES EN PHOSPHORE DES ALBITITES

Ce chapitre vient en complément du chapitre sur la minéralisation de l'uranium associée au métasomatisme du granite de type A de Zabili.

Dans ce pluton granitique de Zabili, mis en place à la fin de l'orogenèse panafricaine, des minéralisations uranifères sont associées à un processus d'albitisation (Mbaguedje et al. en révision). Ces minéralisations uranifères (U jusqu'à 18.800ppm) sont quelquefois accompagnées d'anomalies en phosphore (P_2O_5 jusqu'à 9%). Quatre échantillons d'albitites (03MKZ12c, 11MLR11b, 12MLR07, 11MLR13) parmi les plus riches en U (> 960 ppm) dont deux sont porteurs d'anomalies en P (11MLR11b et 12MLR07), ont été étudiés pour déterminer les conditions respectives de dépôt des minéralisations en U et P.

Ces quatre échantillons (11MLR11b, riche Na-Ca et 11MLR13, 12MLR07, 03MKZ12c, riches en Na) présentent une anomalie négative en Eu (Figure 71). Les teneurs en terres rares de ces roches augmentent avec la proportion d'apatite et l'évolution de leur composition cryptique (11MLR13 Y = 102ppm ; 11MLR11b Y = 670ppm ; 12MLR07 Y = 404ppm ; 03MKZ12c Y = 1174ppm). Il faut noter également que les remobilisations tardives liées à l'altération supergène jouent plus particulièrement sur la distribution des terres rares lourdes.

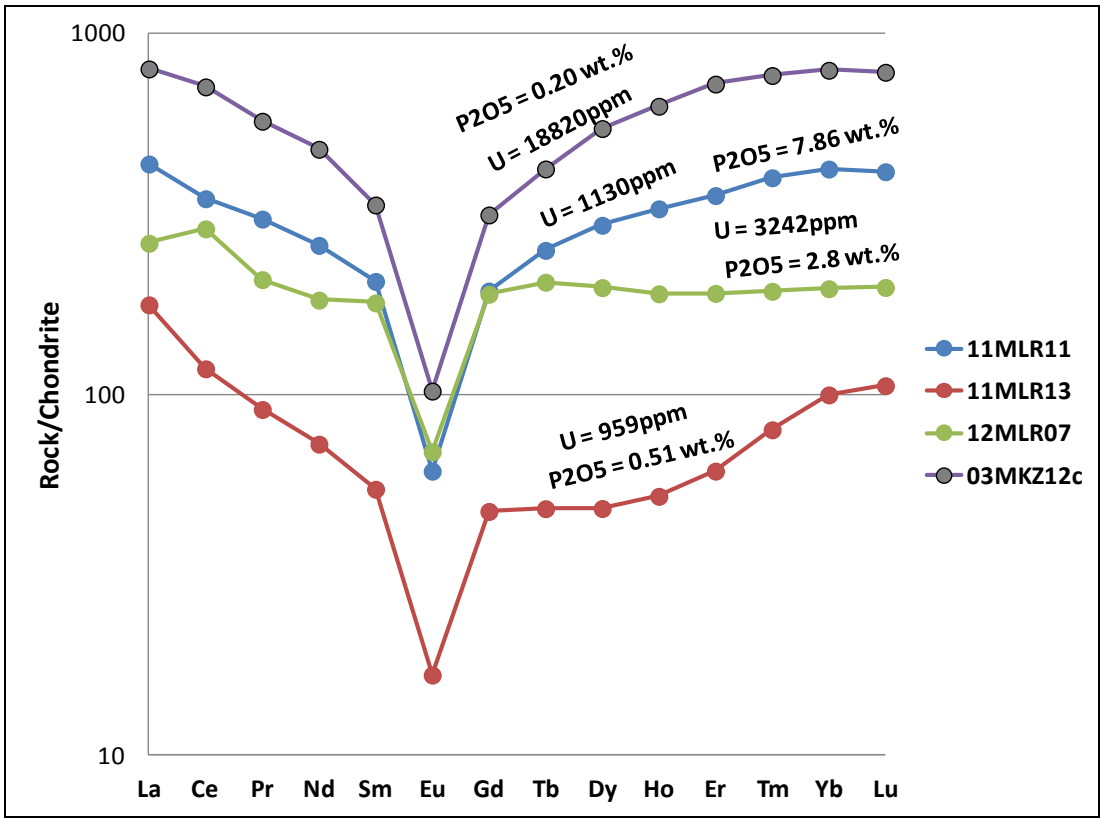


Figure 71: Diagrammes de terres rares des albitites normalisés aux chondrites de McDonough, 1989.

I. DISTRIBUTION DES MINERAUX URANIFERES

L'étude de distribution des minéraux d'uranium a été faite à l'aide de la tomographie et des analyses au Microscope Electronique à Balayage (MEB). Les techniques analytiques sont rapportées en annexe.

L'étude tomographique nous a permis de distinguer l'armature feldspathique des albitites des zones interstitielles correspondant aux minéraux hydrothermaux.

Ces zones interstitielles ont une orientation préférentielle de forme soulignant des plans distribués en échelons et interprétés comme représentant des plans de fractures cisaillantes (Figure 72). Des filons étroits sont sécants sur les fractures cisaillantes. Les amas de minéraux denses sont préférentiellement concentrés à l'intérieur ou à proximité des zones interstitielles remplies de minéraux hydrothermaux. Ces amas denses sont très riches en minéraux d'uranium.

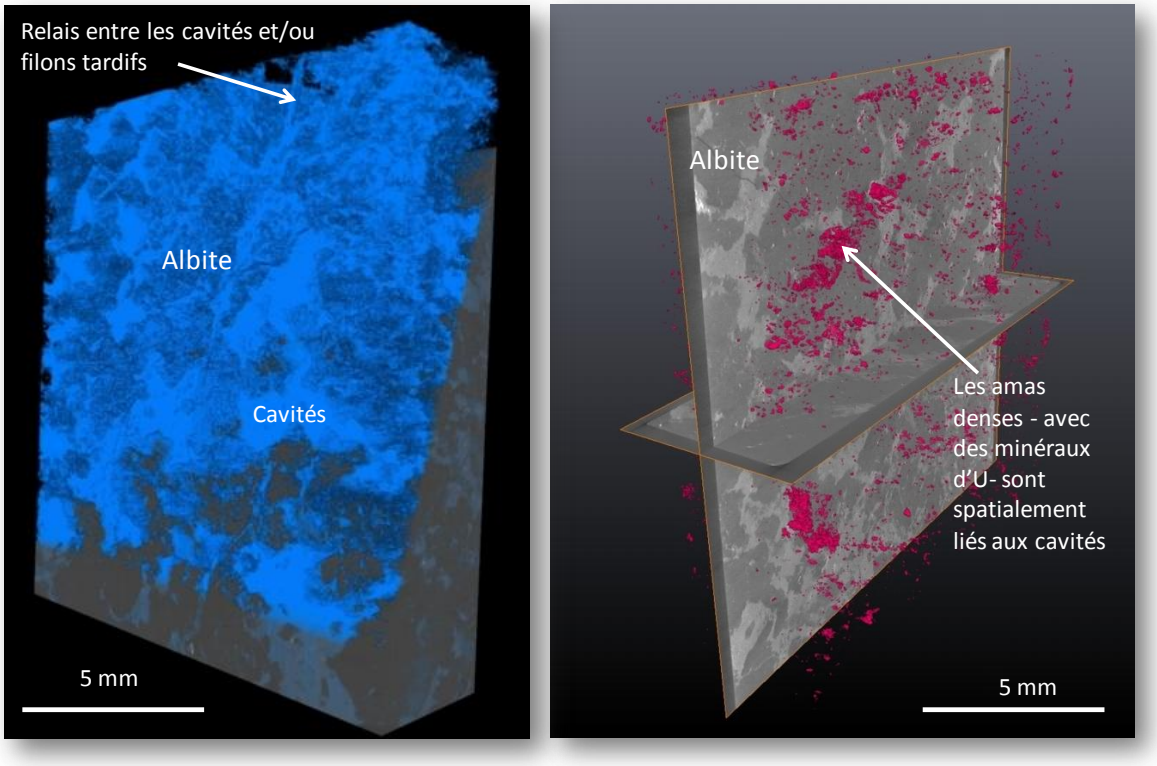


Figure 72: Images 3D faites sous logicil Avizo resolution 11.11µm /voxelTomographe phoenix nanotom d'un échantillon d'albitite (03MKZ12c).
Opérateur: Christophe MORLOT.

Les analyses faites au MEB sur les lames minces ont permis également de dégager deux modes de distribution des minéraux d'uranium :

i) au sein des zones interstitielles ;

ii) dans des filons.

Les zones interstitielles sont remplies de minéraux hydrothermaux avec localement des amas de minéraux porteurs d'uranium.

Les filons contiennent des dépôts de minéraux secondaires porteurs d'uranium dont les uranophanes (Figure 73 a et b).

Des pseudomorphes (Figure 73 c) d'oxydes d'uranium ont été observés ainsi que la remobilisation (Figure 73 d) de l'uranium (phosphuranylite) dans les filons étroits (dépôts supergène).

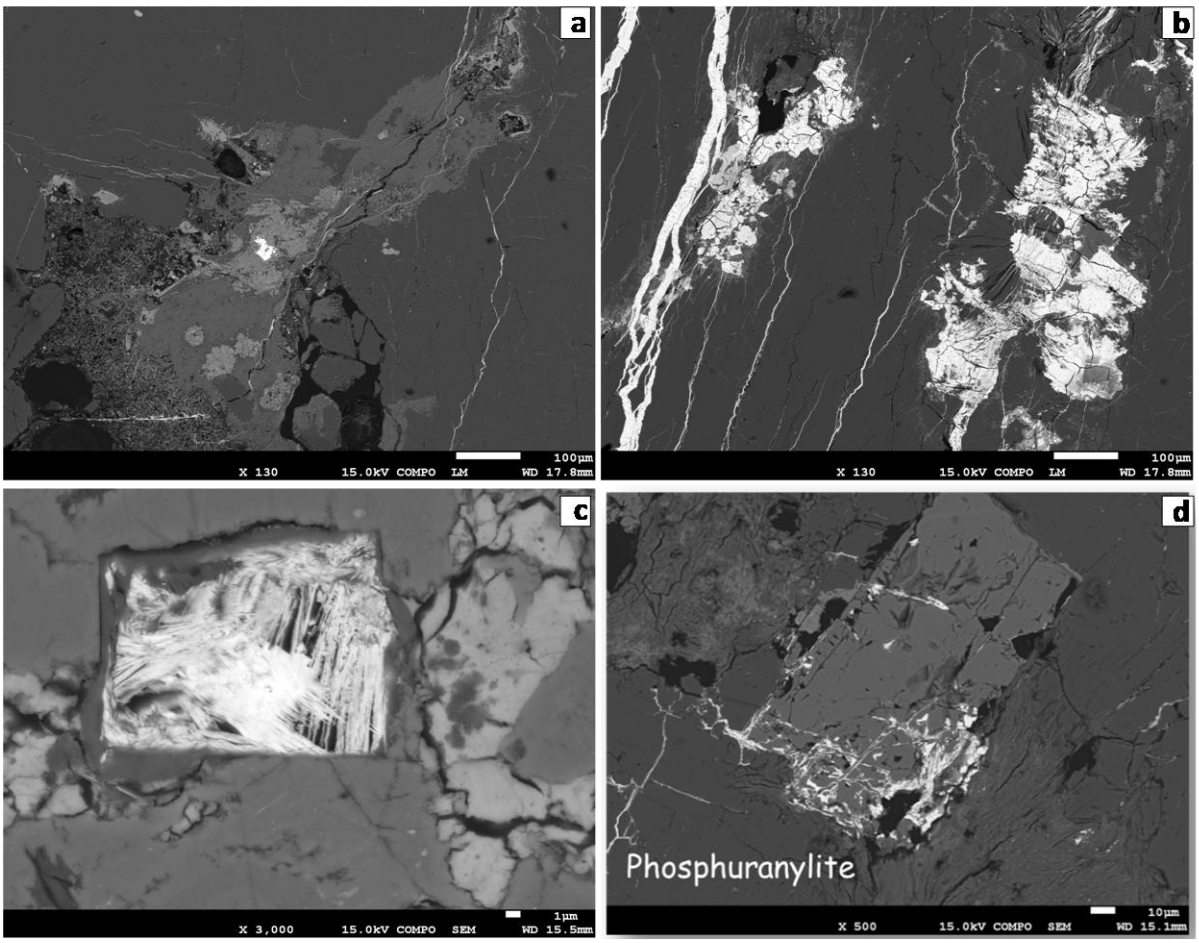


Figure 73 : Modes de distribution des minéraux d'uranium.
a = Les cavités remplies de minéraux hydrothermaux avec localement des amas de minéraux porteurs d'uranium ; b = Filons étroits, tardifs avec des minéraux secondaires porteurs d'U dont les uranophanes ; c = Forme rélictuelle préservée d'oxyde d'uranium ; d = U remobilisé (Dépôt tardif dans des filons étroits porteurs de minéraux secondaires.

II. DEPOTS D'APATITE

Les minéraux d'apatite cristallisent soit :

- dans les zones interstitielles en association avec des cristaux de chlorite et d'ilménite ;
- autour des cristaux d'hématite;
- dans les fractures en association avec des zircons hydrothermaux et autour des monazites déstabilisées (Figure 74).

La relation spatiale entre les minéraux porteurs d'uranium et de phosphore depuis les zones interstitielles jusqu'aux veines formées en relation avec la fracturation des albitites suggère que le dépôt des minéralisations en uranium et en phosphore sont liées toutes deux à la remobilisation d'un stock primaire par des fluides hydrothermaux dont la circulation est contrôlée par la fracturation.

Morphologiquement, l'apatite se présente sous diverse forme (Figure 75). Elle forme de grandes plages pœcilitiques avec vers le bord des amphiboles et des chlorites. Elle est souvent associée avec les oxydes de fer et l'albite. L'apatite forme également des cristaux à section hexagonale automorphe dans les zones de fracturation. Localement les minéraux sont regroupés en gerbe. L'apatite subautomorphe forme des grains trapus dans les zones à carbonate. Enfin l'apatite constitue le remplissage de petites veinules. L'apatite constitue une des dernières phases minéralogiques. On la rencontre dans les phases plus riches en oxydes de fer.

La composition des apatites analysées (Tableau 17) montre qu'on a des fluoroapatites avec des teneurs en F variant entre 3.65 à 7.25 wt. %. Les formules structurales des apatites ont été calculées sur la base de 10 cations. Les apatites contiennent des teneurs en strontium de l'ordre du pourcent.

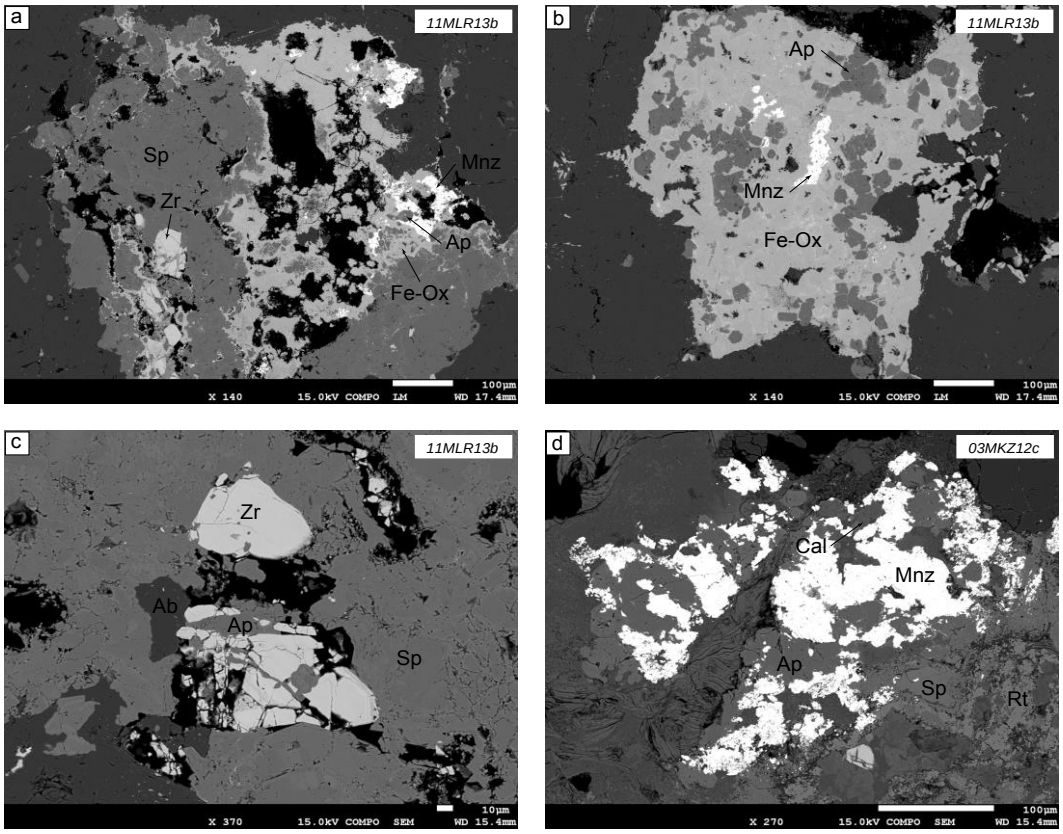


Figure 74: Apatites dans les fractures des zircons hydrothermaux et autour des monazites déstabilisées.

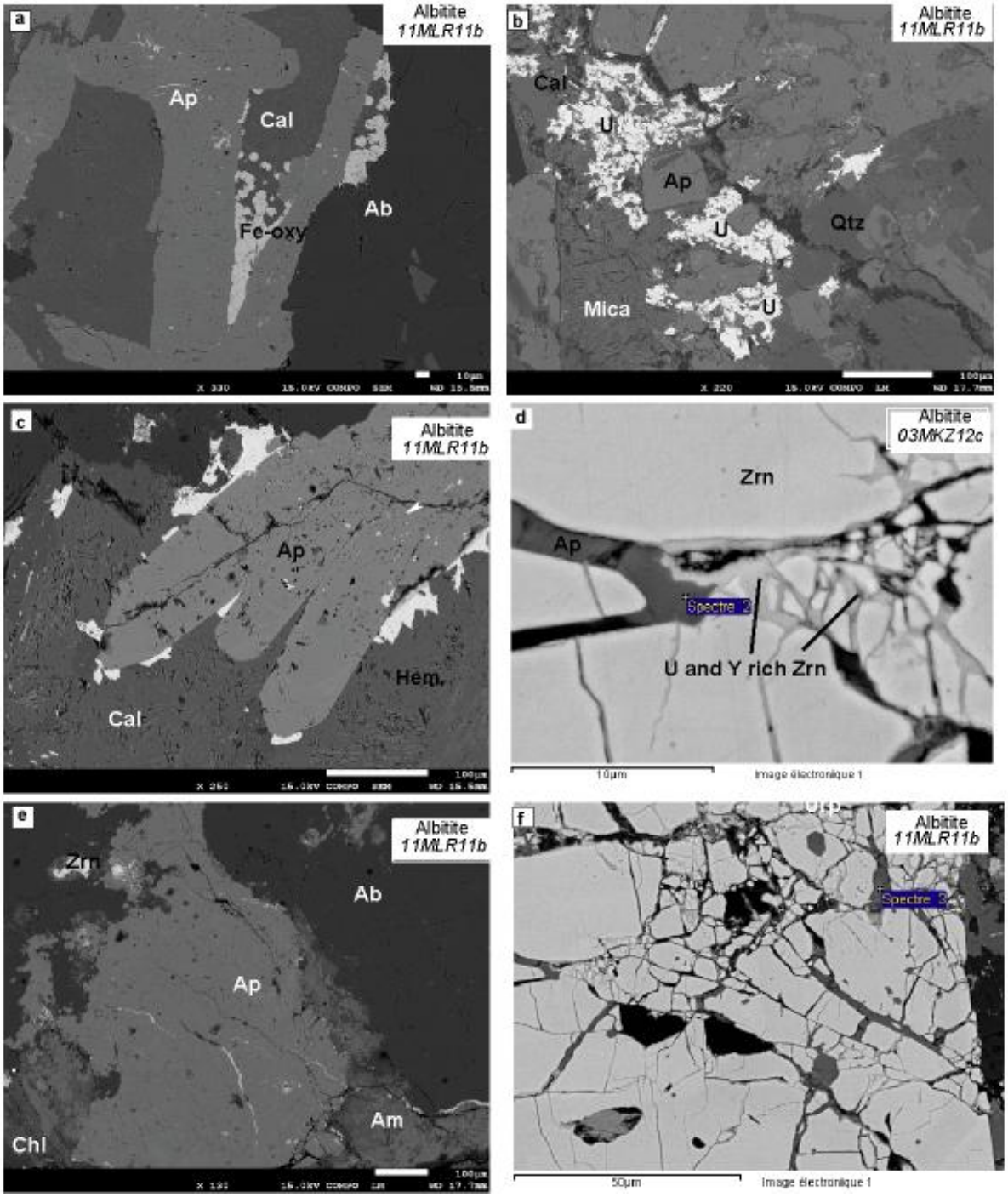


Figure 75: Morphologie des apatites.
a = Apatite associée avec les oxydes de fer et l'albite ; b = Apatite subautomorphe formant des grains trapus dans les zones à carbonate ; c = Croissance géodique des apatites, bordée en partie d'hématite, le tout inclus dans la calcite, hôte d'amphiboles sodiques ; d = l'apatite constitue le remplissage de petites veinules dans un zircon cassé par fracturation hydraulique ; e = Cavité remplie d'apatite avec vers le bord, des amphiboles sodiques et des chlorites et un zircon proche des cavités, dans albite néoformée et/ou apatite. f = Apatite à section hexagonale automorphe dans les zones de fracturation du zircon.

III.CHRONOLOGIE ET DEPOT DES MINERALISATIONS D'URANIUM ET DE PHOSPHORE.

Dans les albitites riches en U et P, les minéraux porteurs d'éléments incompatibles sont regroupés au sein de veines anastomosées. La chronologie des minéraux peuvent être dégager comme suit: albite + oxyde d'uranium (d'après les formes relictuelles des minéraux) + zircon - situés à la marge des veines, zircon + monazite, apatite + rutile ou titanite + riebeckite + chlorite, oxydes de fer ± rutile, carbonates, quartz + feldspath potassique + barytine + albite - dans les interstices. L'association à apatite et rutile ou titanite correspond à un stade majeur de dépôt, qui est encore accompagné par la cristallisation de minéraux porteurs d'uranium, transformés en hydroxydes.

Les différents stades de cristallisation sont localement marqués par la dissolution des minéraux préexistants : développement d'apatite aux dépens de la monazite, de la titanite aux dépens du rutile, et réciproquement.

Les minéraux des veines (Figure 76) sont souvent zonés, montrant une variation des teneurs en Hf et/ou U dans les zircons, Nb, Al et Fe dans les titanites, Sr et/ou TR dans les apatites fluorées, Sr, Si et Al dans les carbonates, et de Mn, Fe, Sr et Zn dans les rutiles.

On relève, en particulier, un épisode de fracturation hydraulique important après le dépôt des zircons qui apparaissent cassés, aux fragments déplacés. La fracturation s'est poursuivie lors du stade majeur de cristallisation des apatites et titanites. Toutes ces caractéristiques texturales et minéralogiques permettent de définir un processus hydrothermal conduisant au dépôt d'U et de P, où le fluor a joué un rôle important.

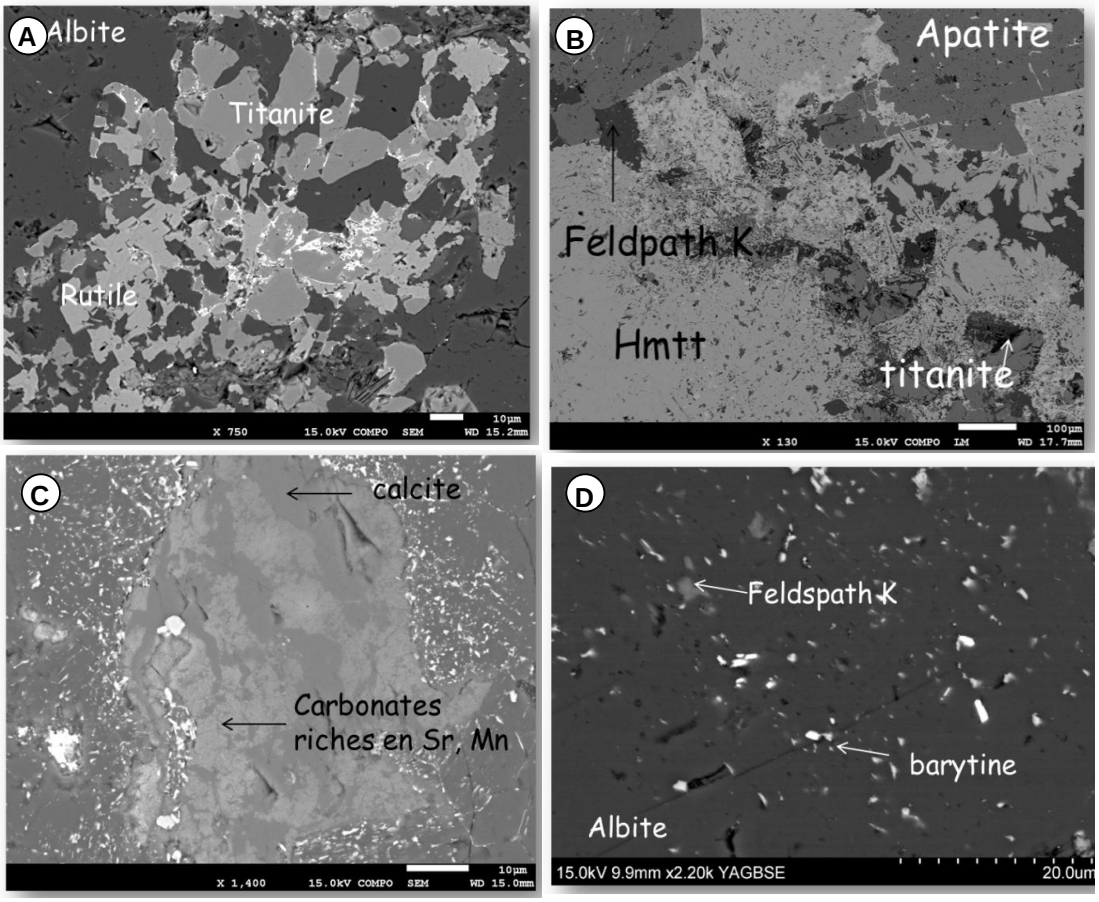


Figure 76: Les minéraux des veines.

A = Remplacement du rutile par la titanite, en interstices, des minéraux secondaires d'uranium ; B =Titanite, quartz et feldspath potassique comblant les interstices ; C = Remobilisation des métaux et dépôt de carbonates variés dans des veines ; D = Albite tardive, comblant les interstices, avec nombreuses inclusions.

CONCLUSION

Les albitites les plus riches en U, montrant ou non des anomalies en P, ont été secondairement enrichies en U (Figure 77). Ces albitites sont marquées par la présence de filons minces et multiples qui recoupent toutes les structures antérieures. Les filons comportent de nombreux minéraux d'uranium de basse température dont les uranophanes, localement associés à des oxydes de manganèse, dont la coronadite. Le plus souvent, une corrélation positive existe entre les teneurs d'uranium et la perte au feu (Figure 71), traduisant ainsi un stade important d'altération tardive des albitites qui serait supergène.

Ainsi il est tentant de relier le premier épisode de précipitation de l'uranium au dépôt des minéraux riches en éléments incompatibles dont le phosphore, présent dans les veines hydrothermales.

Par analogie avec d'autres gisements, les indices uranifères de Zabili ont des points communs avec ceux décrits au Nord du Cameroun (Poli) par Kouské et al. 2012 dont la minéralisation en Uranium est associée à l'albitisation. Un contrôle tectonique semble avoir également joué un rôle sur la répartition des indices. Les associations minérales des indices uranifères du pluton de Zabili sont le plus souvent caractérisées par la présence d'apatite. Un tel contexte avec dépôt conjoint de P et U est signalé dans le gisement d'uranium de Nuottjarvi, Finlande où des minéralisations sont associées à des brèches d'apatites riche en fluor.

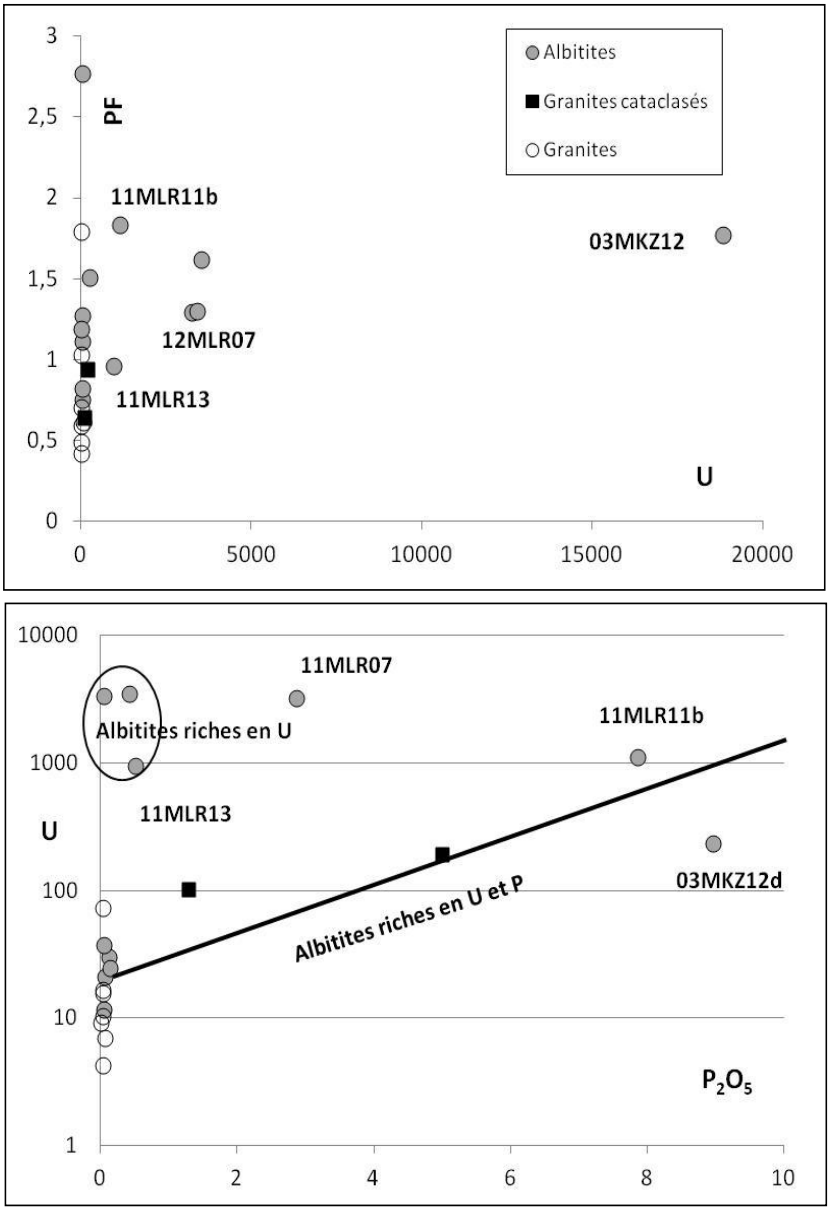
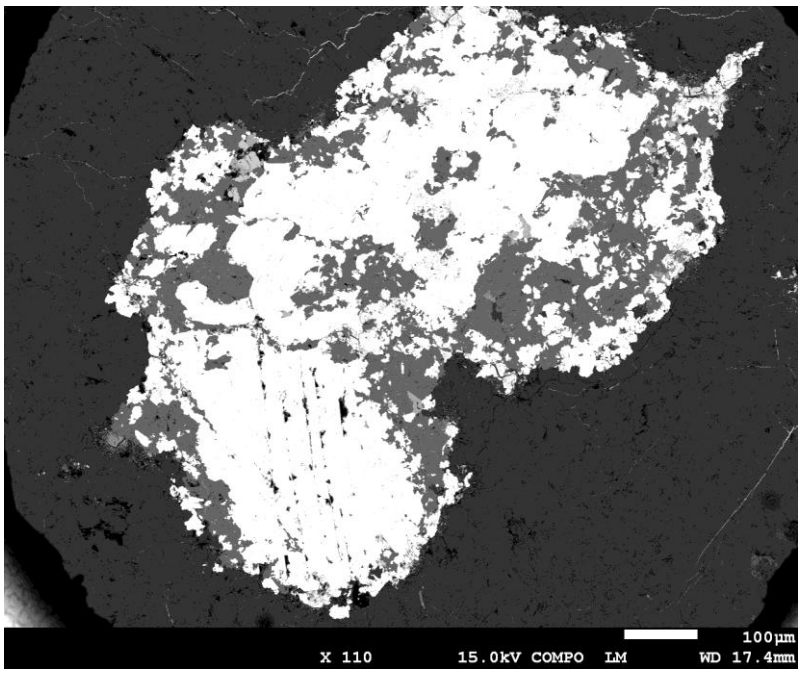


Figure 77: Diagrammes U vs PF et U vs P_2O_5 montrant les corrélations entre les teneurs d'uranium et la perte au feu des albitites les plus riches en U, puis montrant ou non des anomalies en P.

CHAPITRE III

GEOCHRONOLOGIE DES GRANITES ALBITISES :

DATATIONS TH-U-PB SUR MONAZITE A l'ICP-MS



CHAPITRE III : GEOCHRONOLOGIE DES GRANITES ALBITISES DATATIONS TH-U-PB SUR MONAZITE A l'ICP-MS

L'objectif de cette partie est de dater l'âge de mise en place des granites albitisés de la zone étudiée (Granite de Zabili). Ces âges seront comparés aux âges sur les travaux antérieurs et intégrés dans un modèle d'évolution du secteur d'étude. Les analyses U-Pb sur la monazite in situ par LA-ICP-MS ont été menées au Laboratoire Géosciences de Rennes sous la supervision de Marc Poujol. Ces études ont été faites directement sur la lame mince. Avant de présenter le résultat géochronologique, nous présenterons les caractéristiques de la monazite dans les revues de la littérature.

I. CARACTERISTIQUES MINERALOGIQUES ET CHIMIQUES DE LA MONAZITE

La monazite est un phosphate de lanthanides (ou terres rares) et d'actinides, qui possède une structure monoclinique. La monazite, dont la structure a été affinée par Ni et al. (1995) sur monocristal, se compose de chaînes parallèles à l'axe (c) constituées par une alternance de tétraèdres PO_4 et de sites cationiques à coordinance. Toutes les terres rares peuvent entrer dans la structure de la monazite, bien que parmi les membres terminaux (termes purs) seulement $LaPO_4$ et $GdPO_4$ aient la structure de la monazite.

Du fait de sa capacité à accepter l'uranium et le thorium, la monazite est le minéral le plus radioactif après l'uraninite, la thorianite et la thorite ; c'est d'ailleurs le minéral radioactif le plus commun et, dans plusieurs types de roches, le principal minéral hôte de l'uranium et du thorium.

Les phases minérales qui adoptent cette structure de monazite sont rattachées au groupe de la monazite dans les classifications de Dana (Gaines et al., 1997), Strunz (Strunz & Nickel, 2001), Fleischer & Mandarino (Fleischer & Mandarino, 2004). Ces classifications placent dans un même groupe, différents minéraux isostructuraux de formule générale ABO4, où, majoritairement A = Bi, Ca, Ce, La, Nd, Th et B = As^{5+}, P^{5+}, Si^{4+} (Tableau 15). Au sein de ce groupe, quatre variétés de monazites sont actuellement reconnues, suivant que le cation dominant en coordinance 9 soit respectivement Ce^{3+}, Nd^{3+}, La^{3+} ou Sm^{3+} (voir Tableau 18). La variété de monazite la plus fréquente est la monazite-(Ce) (Chang et al., 1998 et autres

références dans Masau et al., 2002). Elle se trouve fréquemment accompagnée par un autre phosphate, le xénotime (YPO_4), de même formule ABO_4 mais composé d'yttrium et de terres rares lourdes (LnL). Cette composition du xénotime l'oblige à adopter la structure du zircon, avec le cation en coordinance 8 par rapport à l'oxygène), qui est la structure « normale » pour ces phases à cations de plus petit rayon ionique (Montel et al., 2002).

Les principales substitutions couplées possibles dans la structure monazite sont les suivantes (Bowie & Horne, 1953; Burt, 1989) :

(1) $(Th^{4+}, U^{4+}) + Ca^{2+} \leftrightarrow 2\ Lnl^{3+}$

(2) $(Th^{4+}, U^{4+}) + Si^{4+} \leftrightarrow Lnl^{3+} + P^{5+}$

(3) $Lnl^{3+} + Si^{4+} \leftrightarrow Ca^{2+} + P^{5+}$

(4) $(Th^{4+}, U^{4+}) + 2\ Si^{4+} \leftrightarrow Ca^{2+} + 2\ P^{5+}$

(5) $Lnl^{3+} \leftrightarrow (Y^{3+}, LnL^{3+})$

Ces substitutions combinées au fait que la monazite, l'huttonite (l'huttonite est le polymorphe $ThSiO_4$ de haute température et haute pression alors que la thorite, quadratique, est le polymorphe $ThSiO_4$ de basse température et basse pression (Seydoux-Guillaume et al., 2002) et la brabantite soient des phases minérales isostructurales , expliquent l'existence de solutions solides entre ces trois phases. Une solution solide existe dans le système ternaire (Figure 78) 2 $CePO_4$ - $CaTh(PO_4)_2$- 2 $ThSiO_4$ (Bowie & Horne, 1953) entre les pôles monazite et brabantite [essentiellement substitution (1) et (2)]. Elle a été démontrée par :

i) la découverte de la Cheralite (Bowie & Horne, 1953) ;

ii) l'existence de nombreux exemples de compositions intermédiaires dans la littérature (synthèse de ces exemples dans Förster, 1998a, et Figure VII-2) et ;

iii) l'étude de cette solution solide par synthèses expérimentales et diffraction RX (Montel et al., 2002; Podor & Cuney, 1997).

De même, la solution solide entre monazite et huttonite, la « monazite huttonitique » (Förster, 1998a) a été mise en évidence par synthèse expérimentale (Peiffert & Cuney, 1999). Cette deuxième solution solide implique quant à elle essentiellement la substitution (2). La substitution (3) fait le lien entre les compositions de type cheralite et celles de type monazite « huttonitique ». La substitution (4) fait le lien entre les pôles huttonite et brabantite. Bien que certains auteurs suggèrent (Burt, 1989) ou confirment (Zhu & O'Nions, 1999b) l'existence de cette substitution, elle ne semble pas clairement établie en ce qui concerne ces phases minérales formées dans les granitoïdes et les pegmatites (Förster, 1998a ; Podor & Cuney, 1997). Enfin la substitution (5) est une substitution entre éléments de la partie légère des

lanthanides (Lnl) de même valence (Ce^{3+}↔La^{3+}↔Nd^{3+}↔Gd^{3+}↔Sm^{3+}↔Pr^{3+}) et/ou entre Lnl, yttrium et la partie lourde des lanthanides (LnL) : (Lnl^{3+}↔Y^{3+},LnL^{3+}) ce qui suggérerait un lien entre un pôle monazite et un quatrième pôle xénotime (Franz et al., 1996). Ces différentes substitutions et solutions solides expliquent donc que l'on trouve également différents éléments comme Ca^{2+}, Si^{4+}, Y^{3+} en proportions faibles et variables dans les monazites naturelles. Ainsi, les éléments significatifs généralement présents dans les monazites sont :

A = Ce, La, Nd, Sm, Gd, Pr, Y, Th, U, Ca.

B = P, Si

D'autres éléments comme la partie lourde des lanthanides (LnL : Tb, Dy, Ho, Er, Eu, Yb auxquels on adjoint Lu) peuvent également être présents, mais leur total en poids d'oxydes, d'après les données disponibles dans la bibliographie, ne dépasse généralement pas 1,5 %. De même, la présence de fluor (jusqu'à 0,35 % pds.) et de fer dans certaines monazites est signalée par Förster (1998a).

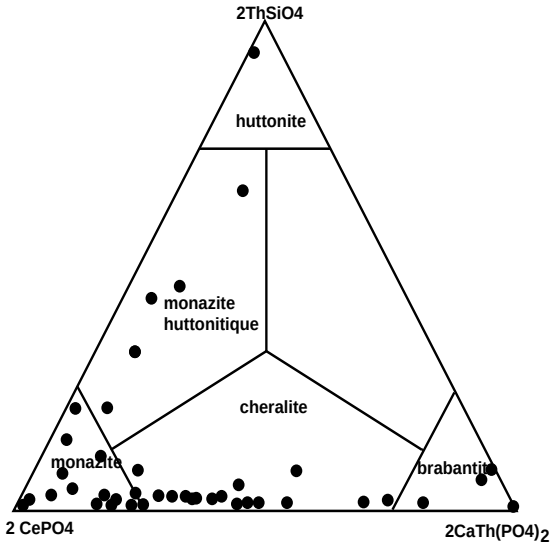


Figure 78: composition des phases minérales naturelles associées aux granitoïdes et pegmatites dans le système 2 $CePO_4$-$CaTh(PO_4)_{2-2}$ $ThSiO_4$ d'après les données de la littérature. Synthèse modifiée d'après Förster (1998a).

II. ENVIRONNEMENT DE FORMATION – DOMAINES DE STABILITE – ALTERATION DE LA MONAZITE

D'un point de vue général, la monazite est susceptible d'être présente dans un très grand nombre de roches et sous forme néoformée et/ou détritique, disséminée, au sein de veines. Néanmoins, elle est observée fréquemment dans les métapelites du faciès amphibolite, ainsi que dans les granites peralumineux (Chang *et al.*, 1998). Les plus gros cristaux se rencontrent

dans les pegmatites issues de granites ou syenites (Chang et al., 1998). La monazite d'origine hydrothermale, formée par métasomatisme (Harlov et al., 2002a), ou présente dans des veines de transition magmatique-hydrothermale (Schaltegger et al., 2005) est également reconnue.

Dans les liquides silicatés et les granites la stabilité de la monazite dépend de nombreux paramètres physico-chimiques du liquide comme l'activité de SiO_2, CaO et P_2O_5, la fugacité d'oxygène, la peraluminosité et les teneurs et rapports en lanthanides et actinides (Casillas et al., 1995; Cuney & Friedrich, 1987; Förster, 1998a). Les monazites d'origine magmatique auraient une anomalie négative en europium plus forte que les monazites métamorphiques du fait de l'intégration de l'europium préférentiellement dans les plagioclases magmatiques (Nagy et al. (2002). La cristallisation des monazites, d'après Förster (1998a), peut être soit précoce (monazites incluses dans les biotites) soit tardive, au moment du passage du solidus (vers 650-580°C pour un liquide de composition granitique différencié). Dans le cas où un pluton granitique se met en place et cristallise très rapidement (temps de l'ordre du million d'années ou moins), on peut considérer que l'âge de cristallisation de la monazite date la mise en place du granite (l'incertitude est comprise dans la barre d'erreur de l'âge). C'est l'hypothèse de départ faite dans de nombreuses études (Parrish, 1990) et qui est à la base de la méthode de datation des granites par les monazites.
Les exemples d'altération de monazites par des fluides sont très largement décrits dans la littérature aussi bien dans les métapelites (Finger et al., 2002 ; Lanzirotti & Hanson, 1996), lors de leur passage prograde ou rétrograde dans le faciès schiste vert, que dans les granites (Poitrasson et al., 1996 ; Townsend et al., 2001), par l'action de fluides hydrothermaux.
La caractéristique commune à tous ces phénomènes d'altération et recristallisation de la monazite est l'implication de fluides réactionnels, qu'ils soient métamorphiques ou hydrothermaux. Sous l'action de fluides, la monazite peut être déstabilisée, provoquant ainsi la néoformation de phosphates (apatite, rhabdophanite), silicates (allanite, épidote) et/ou oxydes de fer/thorium (Nagy et al., 2002). Inversement, des cas naturels ont montré la néoformation de monazite ± xénotime ± oxydes de fer/thorium par dissolution d'apatite en présence de fluides (Harlov et al. 2002a, 2002b ; Simpson et al., 2000). Des phénomènes de dissolution/recristallisation de monazite par des fluides ont également été observés dans des granites (Townsend et al., 2001) et ont été réalisés en conditions expérimentales (Seydoux-Guillaume et al., 2002).

En conclusion, la monazite, peut intégrer du plomb dans sa structure, mais en contient généralement peu (entre 3 et 0,1 % du total du plomb contenu). La monazite se forme

essentiellement dans les faciès pumpellyite-prehnite et amphibolite pour les métapelites, surtout lors des stades progrades. La monazite semble instable dans la majeure partie du faciès schiste vert, là où l'allanite, la chlorite et l'épidote notamment, sont stables. Dans les granitoïdes, la monazite s'observe surtout dans les granites peralumineux, mais de nombreux paramètres, encore peu contraints, gouvernent son apparition. La différence entre les monazites d'origine magmatique et métamorphique semble surtout s'observer au niveau de l'anomalie en europium, fortement négative pour la monazite d'origine magmatique, faible ou positive pour une monazite d'origine métamorphique. La température de fermeture de la monazite est très élevée en conditions anhydres (≥ 900°C) ce qui explique les nombreux cas d'héritages observés. Cependant il faut noter que la monazite a tendance à s'altérer et à précipiter lors du passage de fluides métamorphiques ou hydrothermaux.

III. ECHANTILLONS ET PROTOCOLE DE PREPARATION DE L'ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE SUR LE GRAIN DE MONAZITE

La monazite étudiée provient des granites albitisés de Zabili. Elle a une forme ovoïde ou xénomorphe. Le grain de monazite qui a été sélectionné pour la datation se présente sous forme xénomorphe (Figure 79), de taille très grande dans les fractures en association avec les minéraux secondaires d'uranium. Elle contient des minéraux d'uranium et de grosses inclusions d'apatite localisées dans les cœurs ou à la limite entre cœur et bord, en plus du phosphate, les éléments chimiques, présents dans la monazite sont majoritairement le thorium, l'uranium, le cérium et l'yttrium. Des profils chimiques à travers les grains de monazite indiquent une composition plus homogène au cœur qu'en bordure. Les analyses géochronologiques donnent un âge concordant à 600+/-4 Ma (Figure et tableau confer article). Cet âge est considéré comme l'âge de la mise en place des albitites.

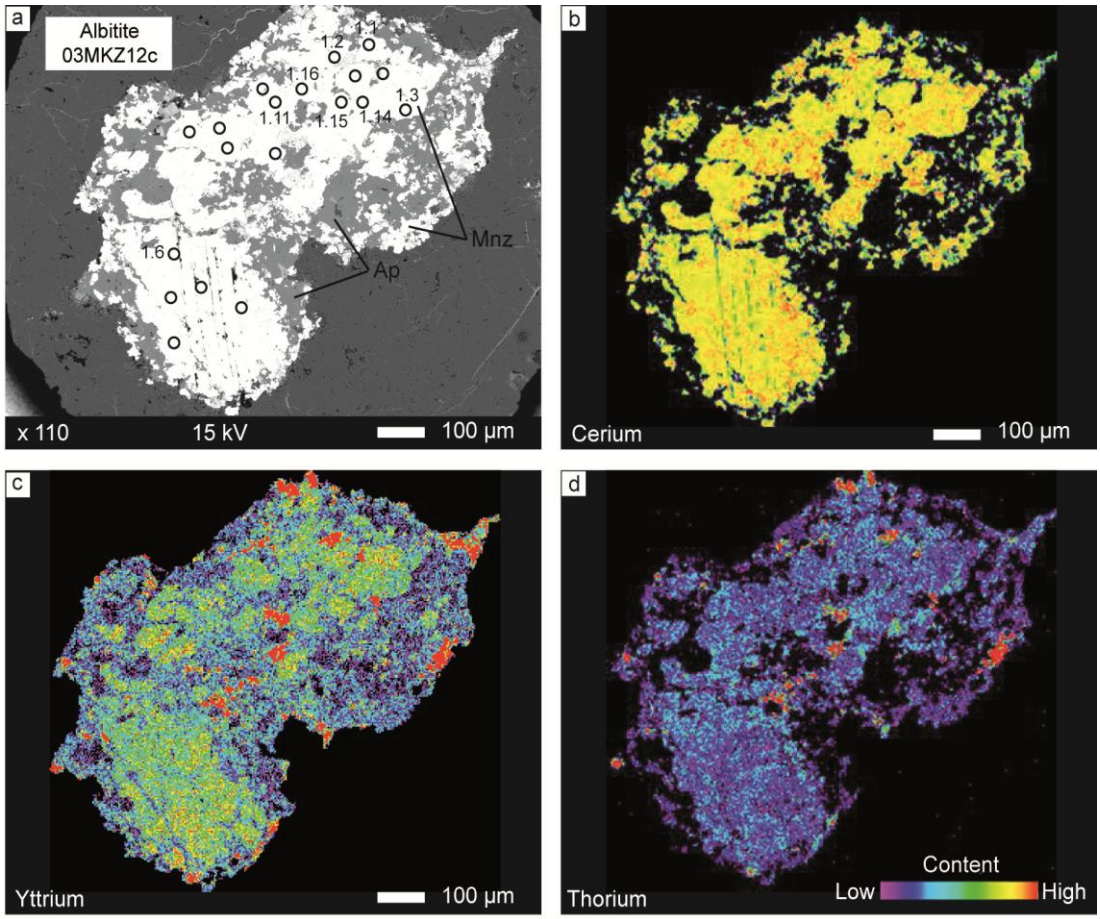


Figure 79: a) Microphotographie MEB de la monazite ; b-d) cartographie de la monazite

PARTIE IV

DISCUSSION ET INTERPRETATION

PARTIE IV: DISCUSSION ET CONCLUSION

DISCUSSION

Le secteur d'étude, situé dans la région du Mayo-Kebbi au sud-ouest du Tchad, est une portion de la ceinture orogénique panafricaine d'Afrique centrale. Ce secteur 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'orogenèse panafricaine, entre 800 et 570 Ma. L'objectif principal de ce travail était de faire une étude pétrologique, minéralogique et géochimique dans le but de proposer un modèle métallogénique pour l'or et l'uranium pour la Ceinture Orogénique d'Afrique Centrale à partir de l'étude (i) des minéralisations en or et sulfures au sein des roches vertes et (ii) des minéralisations en uranium au sein du pluton granitique de Zabili .

Des travaux engagés sur le terrain et au laboratoire ont permis de tirer un certain nombre de résultats dont les plus importants sont:

Sur le plan pétrographique, quatre grands ensembles sont distingués: (i) des roches métaplutoniques, constituées des gabbros, gabbro-diorites et granodiorites, (ii) des roches métavolcaniques et métavolcanosédimentaires constituées des métabasaltes, des dolérites, des amphibolites et de métagrauwackes, (iii) des roches ultrabasiques constituées des pyroxénites, des chloritoschistes, des talcschistes et des amphiboloschistes et enfin (iv) des intrusions post-tectoniques calco-alcaline hyperpotassique dont le granite de Zabili. En dehors de ces quatre groupes, une étude sur les filons de quartz aurifère a été faite. Ces filons sont composés de quartz-calcite-chlorite-pyrite-chalcopyrite-galène-or.

Les roches appartenant à la ceinture de roches vertes (ceinture de Goueygoudoum à l'est et ceinture de Zalbi, à l'ouest et le complexe mafique et intermédiaire) sont caractérisées dans des conditions métamorphiques du faciès schiste vert. Les intrusions post-tectoniques représentent les dernières manifestations magmatiques associées à l'orogenèse panafricaine à l'échelle du massif du Mayo Kebbi.

Sur le plan structural, les roches vertes sont caractérisées par une foliation S0-1 résultant de la transposition en relation avec un plissement isoclinal P1 des contacts, dans une schistosité fortement pentée subparallèle aux contacts lithologiques et de direction NW-SE. Cette foliation est affectée par des plis P2 aux axes subhorizontaux avec une schistosité de plan axial S2. Le filon de quartz aurifère de Massonébaré est affecté par une fracturation et est recoupé par trois générations de veines.

Les sulfures des roches vertes, représentés par pyrite ± arsénopyrite ± chalcopyrite (±cobalt et pentlandite), renferment une petite quantité d'or, indiquant que l'or était présent dans les roches vertes avant la circulation de fluides et la mise en place des filons de quartz. Ceci suggère que l'or contenu dans les veines de quartz est issu de la remobilisation de l'or primaire en relation avec la déformation et la circulation de fluides.

Ce type de gisements encaissé dans des veines de quartz-carbonate est classique (Goldfarb, 2005). L'association de l'or avec la pyrite est typique des minéralisations encaissées par des roches mafiques ou des granitoïdes. Les analyses chimiques des grains d'or dans les veines de quartz obtenues à la microsonde électronique indiquent que l'or est associé à l'argent (Tableau 16).

Le pluton granitique de Zabili présente une paragenèse minérale composée par des phénocristaux de feldspath, de l'hastingsite, de la biotite et du quartz remplissant les interstices entre les phénocristaux ainsi que le zircon et la monazite.

L'étude métallogénique du pluton de Zabili a permis de mettre en évidence des minéralisations uranifères localisées dans un couloir de déformation de direction N110 marqué par des mylonites et cataclasites et une métasomatose sodique à sodicalcique.

Du point de vue géochimique, le rapport U/Th plus élevé est en faveur d'une origine hydrothermale de la minéralisation. Les études minéralogiques couplées aux données géochimiques ont permis de montrer trois phases de métasomatisme :

La première étape de métasomatisme est marquée par l'albitisation des feldspaths ; La deuxième étape est la déquartzification suivie ou accompagnée de néoformation d'albite et enfin la troisième étape par l'apport du Calcium incorporé dans différentes phases : épidote, calcite, apatite.

La chronologie relative de mise en place du granite, la déformation, le métasomatisme et la minéralisation d'uranium est constituée sur la base de l'analyse structurale et texturale du point de vue macroscopique et microscopique des différents faciès du pluton Zabili.

Les arguments les plus importants pour la formation des albitites par métasomatisme sont résumés dans ce qui suit: l'identification de deux phases d'albitisation (Na and Na-Ca) et aussi, la présence des zones interstitielles et la préservation des caractéristiques structurales primaires.

Les processus hydrothermaux ont été initiés par la fracturation, causée par l'augmentation de la pression hydrostatique interne pendant le refroidissement progressif de la masse fondue et le mouvement orogénique renouvelé.

La décomposition des complexes alcalins et l'albitisation à deux étapes entraîne la

réduction progressive de pression, chacune des phases, ayant subi des transformations chimiques différentes. La précipitation du Zr, Ce, La a formé le zircon, la magnétite et l'apatite secondaire et éventuellement, la monazite. Il est probable que ces éléments ont été remobilisés par les conditions physiques et chimiques changeantes.

Le fait que les minéraux d'uranium précipitent seuls indique que le zirconium et les terres rares ont déjà été incorporés dans d'autres phases minérales. Cependant, la précipitation de l'uranium est maintenant aidée par la meilleure porosité, c'est-à-dire la perméabilité des albitites par rapport au granite (Abou- Zied et Kerns, 1980) et par les hornblendes alcalines et la magnétite nouvellement formées, qui a servi en tant que germes de cristallisation pour les minéraux d'uranium.

Avec un refroidissement supplémentaire, de petites quantités de carbonate, d'épidote, de quartz sont précipités dans de fissures, ainsi que les sulfures (système épithermal). L'uranium doit être considéré comme une composante du système magmatique et a probablement été mobilisé par le lessivage des silicates uranifères tels que le zircon, la titanite, l'amphibole, et la biotite de la roche source. L'enrichissement est le résultat d'une cristallisation fractionnée et de la différenciation de la masse fondue au cours de la cristallisation et d'intrusion (Dybek, 1962).

La comparaison de la minéralisation uranifère du pluton de Zabili liée au processus de métasomatose avec d'autres occurrences dans la littérature (principalement en Ukraine et à Kitongo) révèle les caractéristiques communes suivantes:

(i) La minéralisation de l'uranium a une origine hydrothermale métasomatique ;

(ii) La minéralisation d'uranium est associé génétiquement et spatialement au métasomatisme - Na d'un pluton granitique ;

La différence par rapport aux événements décrits dans la littérature est l'apparition de métasomatose sodique et calcique ayant subi des déformations ductiles puis cassantes et la formation de la minéralisation d'uranium dans une étape distincte après l'albitisation.

Modèle génétique de formation.

Le modèle métallogénique proposé (Figure 80) ci-dessous pour le segment de la Ceinture Orogénique Panafricaine d'Afrique Centrale exposée dans le massif du Mayo Kebbi est élaboré à partir des données décrites dans cette thèse intégrées dans le cadre géologique et tectonique régional et considère essentiellement les minéralisations à sulfures, or et uranium.

L'intérêt du segment de croûte exposé dans le massif du Mayo Kebbi est qu'il

correspond à une croûte juvénile Néoprotérozoïque, avec des âges modèles Nd s'étalant de 800 à 700 Ma, remobilisée au cours du cycle orogénique Panafricain entre 670 et 570 Ma. Cela implique que les éléments constitutifs des roches de ce massif proviennent d'une source mantellique et donc que la concentration sous forme de minéralisations est directement liée (i) aux processus magmatiques et hydrothermaux associés à l'extraction de cette croûte juvénile et/ou (ii) aux processus métamorphiques/magmatiques/métasomatiques associés à l'enfouissement et l'exhumation de ces roches au cours de l'orogénèse Panafricaine. Les propriétés physico-chimiques des éléments considérés, compatibles et mobiles pour le soufre et l'or, incompatible et mobile sous forme hexavalente pour l'uranium, permettent de discuter de l'impact de l'ensemble de ces processus en distinguant :

1. Les minéralisations à sulfures et or encaissées dans des roches vertes ayant préservé une composition mafique héritée de leur genèse par fusion partielle du manteau et pour lesquelles la remobilisation au cours de l'orogénèse panafricaine se traduit par une déformation dans le faciès des schistes verts et des circulations hydrothermales dont les derniers témoins sont des veines formant un réseau contrôlé par la déformation fragile. Pour ces roches, la difficulté est de distinguer les contributions relatives (i) des processus magmatiques-hydrothermaux enregistrés par ces roches lors de la mise en place des magmas issus du manteau et (ii) des processus métamorphiques-hydrothermaux en lien avec l'orogénèse panafricaine.

La fracturation des roches vertes a contrôlé la circulation des fluides hydrothermaux, à l'origine de la formation de filons dans lesquels précipitent divers minéraux comme le quartz et la chlorite. Ces roches vertes subissent alors une altération hydrothermale dont la paragenèse est composée de quartz, d'albite, des sulfures et plus accessoirement de chlorite et muscovite. Les grains d'or trouvés en remplissages des fractures et inclusion dans le quartz seraient le produit de remobilisation d'une partie de l'or invisible. Lors de la remobilisation, plusieurs élément comme Au, Cu, Te, Ag, Pb seraient remis en solution par les fluides d'où la présence des autres sulfures comme la pyrite, la galènes et la covellite.

2. Le modèle génétique de la mise en place du pluton granitique de Zabili proposé pour cette étude fait le lien entre magmatisme, déformation, métasomatisme, la circulation des fluides et minéralisation en U avec deux stades distincts :

a. Un stade magmatique-métasomatique contemporain de la déformation ductile et du développement de Na-métasomatites illustré par le pluton de Zabili. Ce pluton est mis en place dans une zone en dilatation associée au fonctionnement d'une zone de cisaillement senestre à l'échelle régionale. La chaleur liée à la mise en place du magma est advectée dans

les roches encaissantes par la circulation de fluides. La cristallisation progressive des phénocristaux de feldspath se traduit par la constitution d'une armature solide continue marquant la transition entre déformation à l'état magmatique et à l'état solide. Cette transition est également marquée par le développement d'un couloir de cisaillement R' dans la partie centrale du pluton de Zabili, antithétique à l'échelle régionale de la zone de cisaillement senestre. Cette zone de cisaillement constitue un site de dilatation susceptible de pomper la dernière fraction de liquide silicaté présente dans le pluton et finalement le dernier fluide magmatique. Ainsi, cette zone est un site privilégié d'interaction entre la purée de cristaux, les derniers liquides silicatés et/ou une phase fluide/vapeur magmatique en déséquilibre avec le premier assemblage de cristallisation magmatique. Cette étape de magmatisme-métasomatisme se caractérise par albitisation de l'assemblage magmatique primaire contemporaine à la déformation intracristalline du feldspath, suivie par déformation intracristalline des minéraux interstitiels. Le Na-métasomatisme à haute température est synchrone à la cristallisation de minéraux uranifères tels que uraninite, brannerite et coffinite, et a lieu très probablement dans un système fermé à l'échelle du pluton.

b. Un stade d'altération hydrothermale contemporain d'une déformation cassante et du développement de Na-Ca métasomatites: la cristallisation et le refroidissement du pluton est accompagnée par une déformation progressive à la transition ductile/fragile. Le feldspath est le premier minéral à se fracturer à ce stade, suivi du quartz, du mica et des carbonates. La fracturation extrême du granite est marquée par le développement de zones cataclastiques. Le contraste rhéologique entre granite et schistes explique que ces structures (zones de cisaillement et cataclasites) sont limitées au pluton et ne se développent pas dans les roches vertes encaissantes de la série Zalbi. A ce stade, le refroidissement et la déformation cassante du pluton granitique est favorable à la pénétration des fluides du métamorphique et même d'origine météorique comme décrit dans d'autres exemples (Paillis et al., 2004; Siebenaller et al, 2013). A Basse température, l'altération supergène au niveau des microfractures est exprimée par la rétromorphose d'ekanite en uranophane dans le réseau des veines liées à la fracturation du pluton granitique.

Même si nous privilégions ici un modèle mettant l'accent sur l'évolution et les modifications tectoniques fin-magmatique, nous ne pouvons pas exclure que l'ouverture au Crétacé de l'océan Atlantique, marquée par rifting et dolérite magmatisme au sud du pluton de Zabili, peut contribuer à la réactivation du réseau de fracture et à la baisse de température remobilisant les minéraux uranifères.

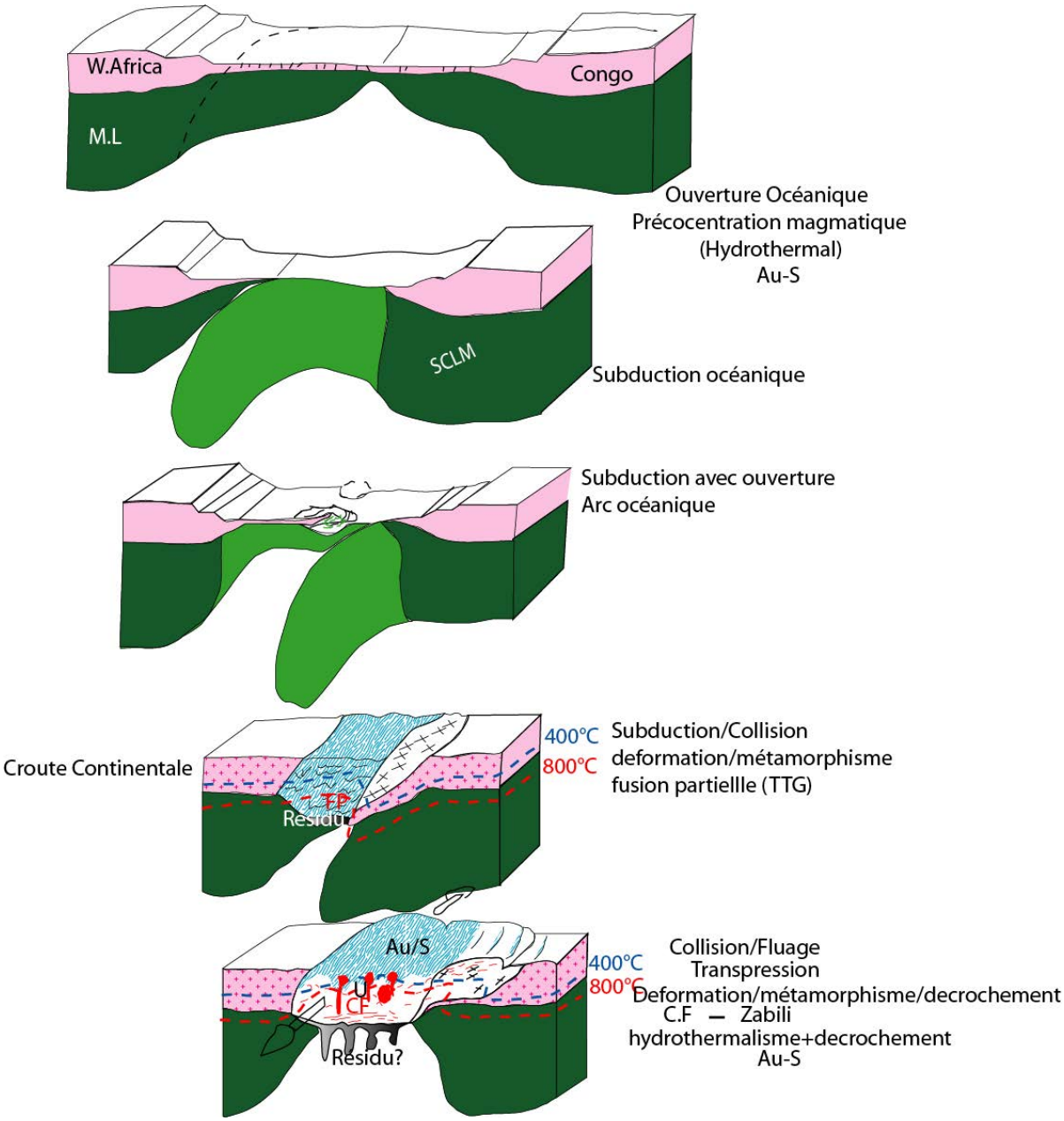


Figure 80 : Modèle métallogénique proposé pour cette étude.

CONCLUSION GENERALE

L'objectif de cette étude était de comprendre le mode de formation de la minéralisation aurifère et uranifère dans le massif du Mayo Kebbi afin de proposer un modèle métallogénique pour l'or et l'uranium dans la Ceinture Orogénique d'Afrique Centrale.

La minéralisation aurifère du massif du Mayo-Kebbi est associée à l'argent au sein du filon de quartz qui affecte les roches vertes. Les minéraux de gangue sont le quartz, le mica blanc. La mise en place de cette minéralisation est faite par un processus hydrothermal. Ce

genre de minéralisations sont dit épithermaux et se mettent en place en contexte d'arcs liés à des subductions actives (groves et al 2003).

La minéralisation uranifère du massif du Mayo-Kebbi est associée à une métasomatose sodique en trois étapes. La première étape de métasomatisme est marquée par l'albitisation des feldspaths ; La deuxième étape est la déquartzification suivie ou accompagnée de néoformation d'albite ; Et enfin la troisième étape par l'apport de Ca incorporé dans différentes phases : épidote, calcite, apatite....Plusieurs phénomènes d'altérations sont aussi mise en évidence au sein des granites à savoir la présence des textures myrmékitiques qui est à lier à la circulation des fluides riches en Ca et Na, l'altération du plagioclase en séricite, puis de la biotite en chlorite. La minéralisation en uranium s'exprime sous forme d'uraninite, de brannerite, d'ékanite, de kasolite, d'uranophane et de silicates d'uranium tels que la coffinite.

Cette étude a permis de proposer un modèle de formation pour la minéralisation aurifère et uranifère. Les indices de minéralisations sulfurées et aurifères dans les roches vertes du Massif du Mayo Kebbi apparaissent liées à une remobilisation de ces éléments par hydrothermalisme au cours de l'orogénèse Panafricaine. Par contre, la fusion partielle de la croûte Néoprotérozoique juvénile a plutôt tendance à disséminer ces éléments dans les magmas. A l'inverse, la concentration de l'uranium est liée au fractionnement des éléments incompatibles par fusion partielle puis cristallisation fractionnée au cours de l'orogénèse Panafricaine. La concentration extrême de l'uranium est associée à la métasomatose des derniers produits de différenciation magmatiques par des fluides, sans doute issus de la cristallisation des magmas, riches en Na. La circulation de ces fluides est focalisée dans des zones de cisaillements tardi-magmatiques marquée par une déformation ductile intracristalline suivie par une déformation fragile cataclastique, contrôlant ainsi la distribution des zones minéralisées. Ainsi, ces résultats mettent en exergue le découplage qu'il y a entre les cycles d'éléments sidérophiles à chalcophiles comme Au, Cu, et S fortement compatibles mais mobiles dans les fluides hydrothermaux et concentrés dans les roches vertes affectées par de l'hydrothermalisme, et celui d'éléments incompatibles comme l'uranium concentrés lors des processus magmatiques et tardi-magmatiques. Néanmoins, la dernière étape de concentration de ces éléments, pour les uns (soufre et or) dans des fractures affectant les roches vertes, pour les autres (uranium) dans les fractures affectant les plutons granitiques, est associée à la circulation d'un fluide riche en Na-Ca. La localisation des éléments au sein des roches qui ont constitué leurs sources implique que la remobilisation et le dépôt se fait au sein des roches source. Ainsi, les fluides minéralisateurs, vecteurs des remobilisations et des transferts

circulent apparemment à travers toute la partie fragile de la croûte alors que les éléments mobilisés par ces fluides se déposent au sein des roches dont ils sont issus.

PERSPECTIVES

Cette étude nous a permis de proposer un modèle de formation de la minéralisation en Au et en U. Cependant, plusieurs zones d'ombres restent à faire. Il faut noter également que l'âge absolu de ces minéralisations reste inconnu. Il serait donc nécessaire de continuer la recherche sur les points suivants :

- Etude structurale bien détaillée sur tout le massif afin de mieux apprécier les éléments structuraux par événements tectoniques,
- Etude des inclusions fluides sur les filons de quartz et les granites minéralisés afin de connaître leur nature ainsi que les conditions P-T;
- Datation Re-Os sur les grains de pyrites afin de mieux apprécier le modèle métallo génique ;
- Géochronologie sur les grains de zircon ou monazite des granodiorites et des métabasaltes. L'étude pétrographique montre que ces roches renferment des zircons, des monazites et des xénotimes. Une étude géochronologique a été faite par la méthode U-Pb sur les zircons en lame mince. Cependant, la taille des cristaux de zircon rend impossible leur utilisation. Il serait alors important de faire cette étude à partir des grains séparés afin d'éviter des contaminations. Cette étude permettra d'obtenir l'âge de la mise en place de ces roches et de faire également des corrélations avec les âges sur les pyrites ;
- Voir les minéralisations liées aux complexes basiques-ultrabasiques (Cr, Ni, EGP).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

Abdelsalam , M.G., Gao , S.S., Liégeois, J-P., 2011. Upper mantle structure of the Saharan Metacraton. Journal of African Earth Sciences 60 (2011) 328–336.

Abdelsalam, M.G., Liégeois, J.-P., Stern, R. J., 2002. The Saharan Metacraton. Journal of African Earth Sciences, 34, 119-136.

Abou-Zied, S., Kerns, G.,1980. Albitized Uranium Deposits, Six Articles Translated from the Russian Literarure, U.S. Department of Energy, Grand Junction, Colorado

AlDahan, A.A., Morad, S., and Collini, B.,1987. Clouded-untwinned albite in the Siljan granite, central Sweden. Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Monatshefte, 327–335.

Alexandre, P., 2010. Mineralogy and geochemistry of the sodium metasomatism- related uranium occurrence of Aricheng South, Guyana. Miner. Dep. 45 (4), 351–367.

Amme, M., Wiss, T., Thiele, H., Boulet, P., and Lang. H., 2005. Uranium secondary phase formation during anoxic hydrothermal leaching processes of UO2 nuclear fuel. Journal of Nuclear Materials 341, 209-223.

Anderson, D.L., 1994. Superplumes or supercontinents? Geology 22, 39–42.

Angel J.M., Augé T., Billa M., Djida Said K., Gouin J., Lebret P., Tourlière B., Troumba M.A., 2011. Carte géologique et des ressources minérales de la république du Tchad. Conference: 23rd Colloquium of African Geology, At Johannesburg, Volume: Abstracts Volume; "Together in Africa for a leading role in geosciences."

Angel J.M., Arregros, M., Augé T., Billa M., Genna, A., Gouin J., Lebret P., Marteau, P., Pouget, A.M., Tourlière B., 2010. Développement et promotion du secteur minier de la République du Tchad. Rapport BRGM/RC-58519-FR, 96pp.

Arculus, R.J., 1981. Island arc magmatism in relation to the evolution of the crust and mantle. Tectonophysics 75, 113–133.

Armstrong, R.L., 1968. A Model for the Evolution of Strontium and Lead Isotopes in a Dynamic Earth. Rev. Geophys. 6, p. 175.

Artemieva, I.M., 2006. Global 1° × 1° thermal model TC1 for the continental lithosphere: Implications for lithosphere secular evolution. Tectonophysics 416, 245‑277.

B

Baccar, MB., Fritz, B., Made, B., 1993. Diagenetic albitization of Kfeldspar and plagioclase

in sandstone reservoirs-thermodynamic and kinetic modeling. Journal of Sedimentary Petrology 63(6), 1100–1109.

Baker, D.S.,1970. Composition of granophyre, myrmekite and graphic granite. Geological Society of America Bullettin 81, 3339-3350.

Baker, J-H., 1985. Rare earth and other trace element mobility accompanying albitization in a Proterozoic granite, W. Bergslagen, Sweden. Mineralogical magazine, 49:107-115.

Bakhtiari ,B., Hajabolfath, A ., 2014. Deformation Microstructures in Plagioclases of the Doran Granite: An Interpretation to Emplacement of this Intrusion at the Type Locality, Zanjan. Journal of Geology & Geosciences 3: 164. doi: 10.4172/2329-6755.1000164.

Barton, M.K., Johnson, D.A., 1996. Evaporitic-source model for igneous-related Fe oxide–(REE–Cu–Au–U) mineralization. Geology 24, 259–262.

Bau M., 1991. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. Chem. Geol. 93, 219–230.

Beck, L. S., 1971. Uranium deposits of the Athabasca region, Saskatchewan. Sask, Dep Miner Resour, Geol Sci Br, Rep 126 1969, 4 folding sheets.

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.

Belousova, E., Kostitsyn, Y.A., Griffin, W.L., Begg, G.C., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J., 2010. The growth of the continental crust: Constraints from zircons Hf-isotope data. Lithos 119, 457-466.

Bertrand-Safari et Caby, encyclopedie Universelle en ligne.

Bessoles, B., Trompette, R., 1980. Géologie d'Afrique. La chaîne Pan-Africaine, «zone mobile d'Afrique centrale» (partie Sud) et zone soudanaise. Mémoire *B.R.G.M.* Orléans, 394 pp.

Belevtsev, Y. N., Belevtsev, R. Ya., Siroshtan, R. I.,1983. The Krivoy Rog basin. In: A.F, Trendall, A.F., Morries, R.C. Iron-formation: Facts and Problems. Elsevier, Amsterdam. 211-251.

Berning, J., Cook, R., Hiemstra, S. A., and Hoffman, U.,1976, The RiSssing uranium deposit,

South West Africa: Ecox. G•oL., v. 71, p. 351-368

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. 1. au 8.2.1992. Rapport inédit 15p. PNUD/DRGM, N'Djaména.

Black R., 1967. Sur l'ordonnance des chaînes métamorphiques en Afrique occidentale. Chrono Min. Rech. min. Paris, 364,225-238.

Black R., 1966. Sur l'existence d'une orogénie riphéenne en Afrique occidentale. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 262, sér. D, 1046-1049.

Böhlke, J. K. 1989. Comparison of metasomatic reactions between a common CO2-rich vein fluid and diverse wall rocks: Intensive variable, mass transfert, and Au mineralization at Alleghany, California - *Economic Geology*, 89, pp.291-327.

Bonnetti, C., 2013. Genèse des gisements type Roll-Front dans le bassin d'Erlian, Chine. PhD, Université de Lorraine, France (305 pp).

Boulvais P., Ruffet G., Cornichet J., Mermet M., 2007. Cretaceous albitization and dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French Pyrénées). Lithos, 93: 89-106.

Bowie, S. H. U. & Horne, J. E. T. 1953. Cheralite, a new mineral of the monazite group-Mineral Mag, 30, pp.93-99.

Brooks, J. H. (1960). "Uranium deposits of north western Queensland." Geological Survey of Queensland 297.

Brown, M., 2008. Characteristic thermal regimes of plate tectonics and their metamorphic imprint throughout Earth history: When did Earth first adopt a plate tectonics mode of behavior. Geological Society of America Special Papers 440, 97–128.

Burt, D. M. 1989. Compositional and phase relations among Rare Earth Element minerals, in Lipin, B. R., and McKay, G. A., (eds.), in Geochemistry and mineralogy of Rare Earth Elements. Reviews in Mineralogy - The Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 21, pp. 259-307.

C

Caby, R., 2003. Terrane assembly and geodynamic evolution of central-western Hoggar: a synthesis. Journal of African Earth Sciences 37: 133-159.

Caby, R., Bertrand, J. M. L., Black, R. (1981). Pan-African ocean closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, central Sahara. In: A. Kröner (Editor), Precambrian plate tectonics. Elsevier, Amsterdam: 407-434.

Caby, R., Leblanc, M., 1973. Les ophiolites précambriennes sur les bords E et N du craton Ouest Africain. In: 1ère Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, vol., Paris, p 112.

Caby, R., Monie, P., 2003. Neoproterozoic subductions and differential exhumation of western Hoggar (southwest Algeria): new structural, petrological and geochronological evidence. Journal of African Earth Sciences 37 (3-4): 269-293

Cagnard, F., Gapais, D., and Barbey, P., 2007. Collision tectonics involving juvenile crust: The example of the southern Finnish Svecofennides. Precambrian Research, 154, 125-141.

Campana, B. K., D. (1958). "Regional geology and mineral resources of the Olary province: South Australia Geol. ." Survey Bull. 34, : 1-91.

Carignan J., Hold, P., Mevelle, G. Morel, J., Yeghichevan, D., 2001. Routine analysis of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on line liquid chromatography coupled to ICP-MS: a study of geochemical reference materials BR, DR- N, UB-N, AN-G and GH, Geostandards Newsletter 25, pp. 187-198.

Carter E.K., B. J. H., Walker K.R. (1961). "The Precambrian mineral belt of NW Queensland:"Australian Bur. Mineral Resources, Geol. Geoph. Bull. 51,(228-234).

Casillas, R., Nagy, G., Panto, G., Brändle, J. & Forizs, I. 1995. Occurrence of Th, U, Y, Zr, and REE-bearing accessory minerals in late-Variscan granitic rocks from the Sierra de Guadarrama (Spain) - European Journal of Mineralogy, 7, pp.989-1006.

Cathelineau M., 1987. U-Th-REE mobility during albitization and quartz dissolution in granitoïds: evidence from south-est French Massif Central. Bulletin de la société française de Minéralogie et de Cristallographie 110: 249-259.

Cathelineau, M., 1986. The hydrothermal alkali metasomatism effects on granitic rocks: Quartz dissolution and related subsolidus changes. Journal of Petrology 27 (4): 945-965.

Catling, D. C. and M. W. Claire., 2005. "How earth's atmosphere evolved to an oxic state: A status report." Earth and Planetary Science Letters 237(1-2): 1-20.

Chang, L. L. Y., Howie, R. A. & Zussman, J. 1998. Rock-forming minerals – The Geological Society, London, 383 p.

Charonnat, X., Chauvet, A. & Faure, M. 1999. Contexte structural des minéralisations aurifères tardi-hercyniennes des Cévennes (Massif central français). Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, 328, pp.463-469.

Chaussier, J. B. 1970. Carte minérale du Tchad & notice. *Rapport inédit* 68p. Direction Mines Géologie, Fort Lamy (N'Djaména).

Chauvet, A., Piantone, P., Barbanson, L., Nehlig, P. & Pedroletti, I. 2001. Gold deposits formation during collapse tectonics: structural, mineralogical, geochronological and fluid inclusions constraints from the Ouro Preto area (Quadrilátero Ferrífero, Brazil). *Economic Geology*, 96, pp.25-48.

Choubert, G., Faure-Muret, A. (1980) 1. Anti-atlas (Morocco). Earth-Science Reviews 16: 87-113.

Cinelu, S., 2008. Métasomatose sodique et Minéralisations uranifères associées: Exemples du district de Kirovograd - Novoukrainsk (Ukraine), du batholite du Kurupung (Guyana), et du gisement d'Espinharas (Brélis). Thèse de doctorat Université Henri Poincaré, Nancy-1, 202 pp.

Clark, C., Mumm, AS., Faure, K., 2005. Timing and nature of fluid flow and alteration during Mesoproterozoic shear zone formation, Olary Domain, South Australia. Journal Metamorphic Geololy 23 (3),147–164.

Clifford T.N., 1970. The structural framework: of Africa. ln: T.N. Clifford et I.G. Gass (éds.), African magmatism and Tectonics. Olives and Boyd, Edin-burgh, p. 1-26.

Coelho, S., Passchier, C., Marques, F., 2006. Riedel-shear control on the development of pennant veins: Field example and analogue modelling. Journal of Structural Geology, 28, 1658-1669.

Condie K.C., 1998. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection. Earth and Planetary Science Letters 163, 97–108.

Condie, K. C.,1982. Plate tectonics and crustal evolution, Pergamon Press.

Condie, K. C.,1981. Archean Greenstone Belts. Elsevier, Amsterdam: 434p.

Cordani, U. G., *et al.*,1992. "Pb-Pb, Rb-Sr, and K-Ar systematics of the Lagoa Real uranium province (south-central Bahia, Brazil) and the Espinhao cycle (ca. 1.5-1.0 Ga)." Journal of South American Earth Sciences 5(1): 33-46.

Cox, K. G., Bell, J. D., Pankhurst, R. J. (1979). The Interpretation of Igneous Rocks, London; Allen and Unwin.

Cuney, M., Emetz, A., Mercadier, J., Mykchaylov, V., Shunko, V., Yuslenko, A., 2012. Uranium deposits associated with Na-metasomatism from central Ukraine: a review of some of themajor deposits and genetic constraints. Ore Geology Reviews 44, 82–106.

Cuney, M., 2009.The extreme diversity of uranium deposits, Miner. Dep. 44, p. 3-9.

Cuney M., Friedrich M., 1987. Physicochemical and crystal-chemical controls on accessory mineral paragenesis in granitoids: Implications for uranium metallogenesis. Bulletin Minéralogie, 110: 235–247.

Cuney, M., Kyser, K., 2008. Deposits related to Na-metamorphism and high-grade metamorphism. Recent and not-so-recent developments in uranium deposits and implications for exploration. : In: Cuney, M., Kyser, K. (Eds.), Short Course Series,39. Mineralogical Association of Canada, 97–116.

Curti, E. 1987. Lead and oxygen isotope evidence for the origin of the Monte Rosa gold lode deposits (Western Alps, Italy): A comparison with Archean lode deposits -Economic Geology, 82, pp.2115-2140.

D

Dalziel, I. W. D.,1997. Overview: Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. Geological Society of America Bulletin 109 (1): 16-42

De Bresser, J. H. P., *2002*. On the mechanism of dislocation creep of calcite at high temperature: Inferences from experimentally measured pressure sensitivity and strain rate sensitivity of flow stress. Journal of Geophysical Research, volume 107, N° B12, 2337, doi :1029/2002JB001812, 2002.

Debon F., Le Fort P. ,1983. A chemical - mineralogical classification of common plutonics rocks and associations. Earth Sciences, 73: 135-149

Dempsey, C.S., Meighan, LG., Fallick, A.E., 1990. Desilication of Caledonian granites in the Bamesmore complex, Co. Donegal: The origin and significance of metasomatic syenite bodies. Geol. J. 25, 371-380.

Deurdibaye Marambaye, 2011. Contexte géologique, typologie des gisements de l'or de Pala (Sud Ouest du Tchad) et impacts socio-environnementaux liés à leur exploitation artisanale. Mémoire de Master ; Université de Ngaoundéré. 57 p.

Djekoundam, M., 1995. Géologie et Potentiel Minier du Tchad. Ministère des Mines, de

l'Energie et du Pétrole. N'Djaména Tchad.

Dodson, R. G., *et al.* (1974). "Uranium mineralization in the Rum Jungle-Alligator Rivers Province, Northern Territory, Australia; Formation of Uranium Ore Deposits: Vein- and similar-type deposits." International Atomic Energy Agency 374: 551-568.

Dolnicek, Z., Rene, M., Hermannova, S., Prochaska, W.,2014. Origin of the Okrouhla RadouA episyenite-hosted uranium deposit, Bohemian Massif, Czech Republic: fluid inclusion and stable isotope constraints. Mineralium Deposita 49(4), 409-425.

Doumnang, J.-C., 2006. La géologie des formations Néoprotérozoïques du Mayo-Kebbi (Sud-Ouest du Tchad), thèse de Doctorat, Univ. Orléans, 206p.

Drummond, M. S. & Defant, M. J.,1990. A Model for trondhjemite-tonalitedacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. Journal of Geophysical Research, 95, 503-521.

Dubé, B., and Gosselin, P., 2007, Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 49-73.

Dubessy J., Ramboz C., Nguyen Trung C.,1987. Physical and chemical control (fO2, T, pH) of the opposite behaviour of U and Sn–W as exemplified by hydrothermal deposits in France and Great Britain, and solubility data. Bull Minéral 110:262–281.

Duhamel, I., Cuney, M., and Van Lichtervelde, M., 2009. "First characterization of uraninite in an Archean peraluminous granitic pegmatite at Tanco (Manitoba, Canada). Inference for uraninite placer deposits. ." Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada Conference, Québec, Canada.

Dupuy, C and Dostal, J., 1984. Trace element geochemistry of some continental tholeiites. Earth and Planetary Science Letters, 67, 61-69.

Dybek, J ., 1962 . Zur Geochemie und Lagerstâttenkunde des Urans, Clauth Hefte z Lagerstâttenkunde und Geochemie mineral Rohstoffe, 1, 162 p.

E

Eby, G.N.,1992: Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications: Geology 20, 641-644.

Eglinger, A., Ferraina, C., Tarantola, A., Andre´-Mayer, AS., Vanderhaeghe, O., Boiron, MC., Dubessy, J., Richard, A., Brouand, M., 2014. Hypersaline fluids generated by high-grade metamorphism of evaporites: fluid inclusion study of uranium occurrences in the Western Zambian Copperbelt. Contributions to Mineralogy and Petrology. DOI: 10.1007/s00410-014-0967-9.

Eglinger, A., Tarantola, A., Durand, C., Ferraina, C., Vanderhaeghe, O., Andre´-Mayer, AS., Paquette, J-P., Deloule, E., 2014. Uranium mobilization by fluids associated with Ca-Na metasomatism: A P-t record of fluid-rock interactions during Pan-Africain metamorphism (Western Zambian Copperbelt). Chemical Geology. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2014.07.028.

Eglinger A., 2013. "Cycle de l'uranium et évolution tectono-métamorphique de la ceinture orogénique Pan-Africaine du Lufilien (Zambie)". *Doctorat 3ème Cycle*, Université de Lorraine, Nancy I (France), 342 p.

Eldursi, K., Branquet, Y., Guillou-Frottier, L., Marcoux, E. 2009. Numercial investigation of transient hydrothermal processes around intrusions: Heat-transfer and fluid-circulation controlled lineralization patterns. Earth and Planetary Science Letters. 208, 70-83.

Emetz A.V., Ponomarenko O.M., Cuney M., Petrichenko K.V., Shcherbak D.M., Cinelu S., 2007. Mineralogical and geochemical patterns and age of uranium ores in albitites of the Kirovograd block by the example of the Novokostantynivka U deposit (Novoukrainka granite massif, Ukrainian Shield). Mineralogical Journal, 29 (2): 102-110.

Ennih, N., Liégeois, J. P.,2001. The Moroccan Anti-Atlas : the West African Craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton. Precambrian Research 112: 289-302

F

Fejfarova, K., Dušek, M., Plašil, J., Cˇejka, J., Sejkora, J0., Škoda, R., 2013. Reinvestigation of the crystal structure of kasolite, Pb[(UO2)(SiO4)](H2O), an important alteration product of uraninite, UO2+x. Journal of Nuclear Materials 434, 461–467.

Finger, F., Krenn, E., Riegler, G., Romano, S. & Zulauf, G. 2002. Resolving Cambrian, Carboniferous, Permian and Alpine monazite generations in the polymetamorphic basement of eastern Crete (Greece) by means of the electron microprobe - Terra Nova, 14, pp.233-240.

Finch, R.J., Ewing, R.C.,1992. The corrosion of uraninite under oxidizing conditions. Journal of N*uclear* Materials 190, 133-156.

Fleischer, M. & Mandarino, J. A. 2004 - Fleischer's Glossary of Mineral Species 2004 -The Mineralogical Record, Tucson, 310 p.

Förster, H. J., 1998a. The chemical composition of REE-Y-Th-U-rich accessory minerals in peraluminous granites of the Erzgebirge-Fichtelgebirge region, Germany, Part I: The monazite-(Ce)-brabantite solid solution series - American Mineralogist, 83, pp.259-272.

Franz, G., Andrehs, G. & Rhede, D., 1996. Crystal chemistry of monazite and xenotime from Saxothuringian-Moldanubian metapelites, NE Bavaria, Germany -european Journal of Mineralogy, 8, pp.1097-1118.

Frietsch, R., Tuisku, P., Martinsson, O., Perdahl, JA., 1997. Early Proterozoic Cu-(Au) and Fe ore deposits associated with regional Na-Cl metasomatism in northern Fennoscandia. Ore Geology Review 12(1), 1–34

Frondel, C.,1958. "Systematic Mineralogy of Uranium and Thorium." Bull. US Geol. Surv. 1964: 162.

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

G

Gaines, R. V., Skinner, C. H., Foord, E. E., Mason, B. & Rosenzweig, A., 1997. Dana's New Mineralogy: The System of Mineralogy of James Dwight Dana and Edward Salisbury Dana, 8th Edition - John Wiley & Sons, Ltd., 1872 p.

Gasquet, D., Bertrand, J.M., Paquette, J.L., Lehmann, J., Ratzov, G., De Ascencao Guedes, R., Tiepolo, M., Boullier, A.M., Scaillet, S., Nomade, S., 2010. Miocene to Messinian deformation and hydrothermalism in the Lauzière Massif (French Western Alps): new U-Th-Pb and Argon ages. Bulletin de la Société geologique. France 181, 227–241.

Goodwin A. M., 1991. Precambrian Geology. Academic Press, London, 666p.

Goldfarb, R. J., Baker, T., Dubé, B., Groves, D. I., Hart, C. J. R. & Gosselin, P., 2005. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes, in Hedenquist, J. W., Thompson, J. F. H., Goldfarb, R. J., and Richards, J. R., (eds.), in Economic Geology. One Hundredth Anniversary Volume 1905-2005 - Society of Economic Geologists, Inc., Littlecon, CO, USA, 407-450.

Goldfarb, R. J., Groves, D. I. & Gardoll, S., 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. Ore Geology Reviews, 18, pp.1-75.

Gradstein, F.M, Ogg, J.G., Schmitz, M.D., et al., 2012. The Geologic Time Scale 2012: Boston, USA, Elsevier, DOI: 10.1016/B978-0-444-59425-9.00004-4

Gray, D. R., Foster, D. A., Goscombe, B. D., Passchier, C.W. and Trouw, R. A. J.,2006. 40Ar/39Ar thermochronology of the Pan-African Damara orogen, Namibia, wth implications for tectonothermal and geodynamic evolution. *Precambrian research*, 150,49-72.

Groves, D. I., Goldfarb, R. J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S. G. & Robert, F., 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types - *Ore Geology Reviews*, 13, pp.7-27.

Groves, D. I., Goldfarb, R. J., Robert, F. & Hart, C. J. R., 2003. Gold Deposits in Metamorphic Belts: Overview of Current Understanding, Outstanding Problems, Future Research, and Exploration Significance - *Economic Geology*, 98, pp.1-29.

Groves, D. I., Condie, K. C., Goldfarb, R. J., Hronsky, J. M. A. & VIELREICHER, R. M. 2005. 100th Anniversary Special Paper: Secular Changes in Global Tectonic Processes and Their Influence on the Temporal Distribution of Gold-Bearing Mineral Deposits - Economic Geology, 100, pp.203-224.

Guiraud, R., 1991. "L'Hydrogéologie en Mauritanie", in R.CARUBA et R. Dars (eds), Géologie de la Mauritanie, Nice, Université de Nice-Sophia, Centre Régional de Documentation Pédagogique, 257-268.

H

Harris, D.C.,1990. The mineralogy of gold and its relevance to gold recoveries. Minelium Deposita, 25, S3-S7.

Harlov, D. E., Andersson, U. B., Forster, H.-J., Nystrom, J. O., Dulski, P. & Broman, C. 2002a. Apatite-monazite relations in the Kiirunavaara magnetite-apatite ore, northern Sweden - Chemical Geology, 191, pp.47-72.

Harlov, D. E., Förster, H. J. & Nijland, T. G. 2002b. Fluid-induced nucleation of (Y + REE)-phosphate minerals within apatite: Nature and experiment. Part I. Chlorapatite - American Mineralogist, 87, pp.245-261.

Harlov, D.E., Wirth, R., 2000. K-feldspar-quartz and K-feldspar-plagioclase phase boundary

interactions in garnet-orthopyroxene gneiss's from the Val Strona di omegna, Ivrea-Verbano Zone, northern Italy. Contributions to Mineralogy and Petrology 140, 148-162.

Hayba, D.O., Ingebritsen, S., E., 1997. Multiphase groundwater flow near cooling plutons. Journal of Geophysical Research 102, 12235-12252.

Hecht L., Thuro K., Plinninger R., Cuney, M., 1999. Mineralogical and geochemical characteristics of hydrothermal alteration and episyenitization in the Königshain granites, northern Bohemian Massif, Germany. International Journal of Earth Sciences, 88: 236-252.

Hefferan, K. P., Admou, H., Hilal, R., Karson, J. A., Saquaque, A., Juteau, T., Bohn, M. M., Samson, S. D., Kornprobst, J. M.,2002. Proterozoic blueschist-bearing melange in the Anti-Atlas Mountains, Morocco. Precambrian Research 118 (3-4): 179-194.

Hefferan, K. P., Admou, H., Karson, J. A., Saquaque, A.,2000. Anti-Atlas (Morocco) role in Neoproterozoic Western Gondwana reconstruction. Precambrian Research 103: 89-96

Heinrich, CA., 2007. Fluid-Fluid Interactions in Magmatic-Hydrothermal Ore Formation. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 65, 363-387.

Henley, K.J. (1975) Gold-ore mineralogy and its relation to metallurgical treatment. Minerals Sci. Engng., 7 (4), 289-312.

Hoffman, P.F., 1978. United plates of America, the birth of a craton: early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 16, 543‑603.

Holland, H. D.,2002. "Volcanic gases, black smokers, and the great oxidation event". Geochimica et Cosmochimica Acta 66(21): 3811-3826.

Holliger, P. and Cathelineau, M.,1986. "The U-Pb chronometer in uraniferous environment: application to the hydrothermal uranium deposits spatially associated to the Mortagne batholith, Vendee, France." Chronique de la Recherche Minere 485: 33-43.

Hövelmann, J., Putnis, A., Geisler, T., Schmidt, BC., Golla-Schindler, U., 2010. The replacement of plagioclase feldspars by albite: observations from hydrothermal experiments. Contributions to Mineralogy and Petrology159, 43-59

I

Isseini, M., André-Mayer, A-S., Vanderhaeghe, O., Barbey, P., Deloule, E., 2012. A-type granites from the pan-African orogenic belt in south-western Chad constrained using geochemistry, Sr-Nd isotopes and U-Pb geochronology,Lithos, volume 153, 39-52.

Isseini, M., 2011. Croissance et différenciation crustales au Néoprotérozoïque : Exemple du domaine panafricain du Mayo Kebbi au Sud-Ouest du Tchad. Thèse de Doctorat, Université Henri Poincaré, Nancy I (France), 342 pp.

J

Jaguin, J., Boulvais, P., Poujol, M., Bosse, V., Paquette, J-L., Vilbert, D., 2013. Albitization in the Antimony Line, Murchison Greenstone Belt (Kaapvaal Craton): A geochemical and geochronological investigation.Lithos 168-169 124–143.

Jayananda, M., *et al.*,1995. "Late Archaean crust-mantle interactions: geochemistry of LREEenriched mantle derived magmas. Example of the Closepet batholith, southern India."Contributions to Mineralogy and Petrology 119(2-3): 314-329.

Jiarong, Z. and G. Zhutian,1984. "The Liangshanguan uranium deposit, northeast China: Somepetrological and geochemical constraints on genesis." In: Proterozoic unconformity and stratabounds uranium deposit TECDOC-315(IAEA): 115-134.

JIPROMIT, 1995. Journées Internationales de la Promotion du secteur minier. Du 26 au 30 Novembre 1995. PNUD-République du Tchad. Volume des exposés, 64 pages.

K

Kasser, M-Y., 1998. «Le Précambrien tchadien : l'exemple du Mayo- Kebbi». Revue scientifique du Tchad, vol.5, n° 1, 51-67.

Kasser, M. Y., 1995. Evolution précambrienne de la région du Mayo Kebbi (Tchad).

Un segment de la Chaîne Panafricaine. Thèse de Doctorat, Muséum d'Histoire

Naturelle de Paris (France), 217 pp.

Kent, AJR., Ashley, PM., Fanning, CM., 2000. Metasomatic alteration associated with regional metamorphism: an example from the Willyama Supergroup, South Australia. Lithos 54(1–2), 33–62.

Kerrich, R., Goldfarb, R., Groves, D.I., Garwin, S., 2000. Geodynamics of word-class gold deposits: Characteristics, spacetime distribution and origins. Rev. Econ. Geol., 13, 501-551.

Kerrich, R. 1993 - Perspectives on genetic models for lode-gold deposits – Mineralium Deposita, 28, pp.362-365.

Kirschvink, J. L. and R. E. Kopp., 2008. "Palaeoproterozoic ice houses and the evolution of

oxygenmediating enzymes: The case for a late origin of photosystem II." Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences 363(1504): 2755-2765.

Kish, L., Cuney, M., 1981. Uraninite-albite veins from the Mistamisk Valley of the Labrador trough, Quebec. Mineralogical Magazine 44(336): 471-483.

Kouske, A.P., Suh, C.E., Ghogomu, R.T., Ngako, V., 2012. Na-Metasomatism and Uranium Mineralization during a Two-Stage Albitization at Kitongo, Northern Cameroon: Structural and Geochemical Evidence. International Journal of Geosciences, 3, 258-279.

Kribek, B., Knesi, I., Pasava, J., Maly, K., Caruthers, H., Sykorova, I., Jehlicka, J., 2005. Hydrothermal alteration of the graphitized organic matter at the Kansanshi Cu-(Au-U) deposit, Zambia. In: Mao J, Bierlein P (eds) Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge. Springer, Heidelberg 278-280.

Kröner, A., Layer, P., 1992. Crust Formation and Plate Motion in the Early Archean. Science 256, 1405-1411.

Kullman, F.,1989. "A uranium-zirconium mineralization in Revsund granite at Bjorkramyran, northern Sweden." Uranium deposits in magmatic and metamorphic rocks. Proc. technical committee meeting, Salamanca, 1986: 45-56.

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. CNAR, Ndjaména 2ème édition 116 pages et une carte.

L

Lanzirotti, A. & Hanson, G. N. 1996. Geochronology and geochemistry of multiple generations of monazite from the Wepawaug Schist, Connecticut, USA: implications for monazite stability in metamorphic rocks - Contrib Mineral Petrol, 125, pp.332-340

LaTour, T. E., Barnett, R. L., 1987. Mineralogical changes accompanying mylonitintion in the Bitterroot dome of the Idaho batholith: implications for timing of deformation.Geological Society of Amcrico Bulletin98, 356-363.

Leblanc, M., Lancelot, J. R., 1980. Interprétation géodynamique du domaine panafricain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques. Canadian Journal of Earth Sciences 17: 142-155.

Lee, M.R., Parsons, I., 1997. Dislocation formation and albitization in alkali feldspars from the Shap granite. American Mineralogist 82, 557–570.

Lerouge, C., Bouchot, V. & Guerrot, C., 2000. Fluids and the W (+-As,Au) ore deposits of the Enguialès-Leucamp district, La Châtaigneraie, French Massif Central. Journal of Geochemical Exploration, 69-70, pp.343-347.

Leroy J., 1984. Episyénitisation dans le gisement d'uranium du Bernardan (Marche) : Comparaison avec des gisements similaires du Nord Ouest du Massif Central français. Miner. Dep. 19, 26-35.

Leroy, J.,1978. The Margnac and Fanay uranium deposits of the La Crouzille district (Western Massif Central, France): Geologic and fluid inclusion studies. Economic Geology, 73: 1611-1634.

Liégeois, J-P., Abdelsalam M.G., Ennih N., Ouabadi A., 2013. Metacraton: Nature, genesis and behavior. Gondwana Research 23, 220–237.

Liegeois, 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 (3-4): 161 190.

Lindahl, I., et al.,1985. "Age and tectonic setting of the uraniferous Precambrian basement rocks at Orrefjell, Salangen, Troms." Norsk Geologisk Tidsskrift 65(3): 167-178.

Lobato, L.M., Fyfe W.S., 1990. Metamorphism, metasomatism, and mineralization at Lagoa Real, Bahia, Brazil. Economic Geology, 85: 968-989.

Lobato L.M., Forman J.M.A, Fuzikawa K., Fyfe W.S. and Kerrich R. (1983 a) Uranium in overthrust Archaean basement, Bahia, Brazil, Canadian Mineralogist, 21: 647-654.

Lobato L.M., Forman J.M.A, Fyfe W.S., Kerrich R. and Barnett R.L. (1983 b) Uranium enrichment in Archean crustal basement associated with overthrusting. Nature, 303: 235-237.

Loucks, R. R. & Mavrogenes, J. A. 1999 - Gold solubility in supercritical hydrothermal brines measured in synthetic fluid inclusions - Science, 284, pp.2159-2163.

Ludwig, K.R., 2000. SQUID 1.00. A User's Manuel. Berkley Geochronology Center Special Publication, No. 2.

M

Mahamat Boka R., 2010. Etude pétrographique, structurale et cartographique des formations géologiques de la région de Pala (Sud – Ouest du Tchad) : implications métallogéniques. Mémoire de Master ; Université de Dschang. 128p.

Mahomey, J., Macdougall, J.D., Lugmain, G.W., Murali, A.V., Sankar Day, M., Gopalan, K., 1982. Origin of the Deccan Trap flows at Mahabaleshwar inferred from Nd and Sr isotopic and chemical evidence. Earth planet.Sci.Lett., 60, 47-60.

Mark, G., 1998. Albitite formation by selective pervasive sodic alteration of tonalite plutons in the Cloncurry district, Queensland. Australian Journal of Earth Sciences 45 (5), 765–774.

Martin H., 1986. Effect of steeper Archaean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. Geology 14, 753-756.

Martin, H.,1994. The Archean grey gneisses and the genesis of the continental crust. IN condie, K. C. (Ed.) Archean crustal evolution. Amterdam, Elsevier.

Martin, H.,1993. The mechanisms of petrogenesis of the Archaean continental crust: Comparison with modern processes Lithos, 30, 373-388.

Maruejol, P., 1989. Métasomatose alcaline et minéralisations uranifères : les albitites du gisement de Lagoa Real (Brésil) et exemples complémentaires de Xihuashan (SE Chine), Zheltorechensk (Ukraine) et Chhuling (Népal central), Thèse de l'Université Henri Poincaré, Nancy, pp. 428.

Maruéjol, P., Cuney M., Fuzikawa K., Netto A.M., Poty B., 1987. The Lagoa Real subalkaline granitic complex (South Bahia, Brazil): A source for uranium mineralizations associated with Na-Ca metasomatism. Rev Bras Geocienc 4: 578-594.

Masau, M., Černý, P., Cooper, M. A. & Chapman, R. 2002 - Monazite-(Sm), a new member of the monazite group from the Annie Claim #3 granitic pegmatite, southeastern Manitoba - *The Canadian Mineralogist*, 40, pp.1649-1655.

Maurice, Y. T.,1977. "Geochemical methods applied to uranium exploration in Southwest Baffin Island." CIM Bulletin 70(781): 96-103.

Mawdsley, J. B.,1957. "The geology of the Charlebois Lake area, Northern Saskatchewan. " Sask. Dept. Mineral. Res. Rpt 24.

McCulloch, M.T. & Bennett, V.C., 1993. Evolution of the early Earth: constraints from 143Nd_142Nd isotopic systematics. Lithos, 30, 237-255.

McLelland, J., Morrison, J., Selleck, B., Cunningham, B., Olson, C.,Schmidt, K., 2002. Hydrothermal alteration of late- to post-tectonic Lyon Mountain Granitic Gneiss, AdirondackMountains, New York: Origin of quartz–sillimanite segregations, quartz–albite lithologies,and associated Kiruna-type low-Ti Fe-oxide deposits. Journal of metamorphic Geology 20, 175–190.

Mclennan, S. M. & Taylor, S. R., 1982. Geochemical constraints on the growth of the continental crust. Journal of Geology, 90, 342.

Menegon, L., Pennacchioni, G., Stünitz, H., 2006. Nucleation and growth of myrmekite during ductile shear deformation in metagranites. Journal of Metamorphic Geology 24, 553-568.

Meschede, M.,1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with Nb-Zr-Y diagram. Chemical Geology 56: 207-218.

Meert, J.G., Lieberman, B.S., 2007. The Neoproterozoic assembly of Gondwana and its relationship to the Ediacaran-Cambrian radiation. Gondwana Research. doi:10.1016/j.gr.2007.06.007.

Miyashiro A. (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins.

American Journal of Science274, 321–355.

Montel, J.-M., Devidal, J.-L. & Avignant, D., 2002. X-ray diffraction study of brabantite-monazite solid solutions - Chemical Geology, 191, pp.89-104.

Morad, S., Bergan, M., Knarud, R., Nystuen, JP., 1990. Albitization of detrital plagioclase in Triassic reservoir sandstones from the Snorre Field, Norwegian North Sea. Journal of Sedimentary Petrology 60 (3), 411–425.

Morrison, G.W., Rose, W.J. & Jaireth, S. (1991) Geological and geochemical controls on the silver content (fineness) of gold in gold-silver deposits. Ore Geology Reviews, 6, 333-364.

Moyen, J.-F., Van Huene, J., 2012. Short-term episodicity of Archaean plate tectonics. Geology 40, 451-454.

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., Stevens, G., Kisters, A., 2006. Record of mid-Archaean subduction from metamorphism in the Barberton terrain, South Africa. Nature 442, p. 559-562.

Mulch, A., Teyssier,C., Cosca, M.A., Vanderhaeghe, O., Vennemann, T.W., 2004. Reconstructing paleoelevation in eroded orogens. Geology, 32, 525-528.

Mullen, E.D.,1983. MnO/TiO2/P2O5: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth and Planetary Science Letters 62: 53-62.

Munara, A., 2012. Formation des gisements d'uranium de type roll : approche minéralogique et géochimique du gisement uranifère de Muyunkum, Bassin de Chu-Sarysu, Kazakhstan.Unpublished PhD. Dissertation Université de Lorraine, France (327 pp).

N

Nagy, G., Draganits, E., Demeny, A., Panto, G. & Arkai, P. 2002. Genesis and transformations of monazite, florencite and rhabdophane during medium grade metamorphism: examples from the Sopron Hills, Eastern Alps - Chemical Geology, 191, pp.25-46.

Naldrett, A. J., 1989. Magmatic Sulfide Deposits. Oxford Monographs on Geology and Geophysics no. 14. VII + 186 pp. New York, Oxford: Oxford University Press.

Nance, R. D., Murphy, J. B., 1994. Contrasting basement isotopic signatures and the palinspastic restoration of peripheral orogens: Example from the Neoproterozoic Avalonian-Cadomian belt. Geology 22 (7): 617-620.

Nance, R. D., Murphy, J. B., Keppie, J. D., 2002. A Cordilleran model for the evolution of Avalonia. Tectonophysics 352 (1-2): 11-31.

Neiva, A. M. R. 2002. Portuguese granites associated with Sn-W and Au mineralizations. Bulletin of the Geological Society of Finland, 74, pp.79-101

Ndjigui ,D., Bilong, P., Bitom, D., Dia, A., 2008. Mobilization and redistribution of major and trace elements intwo weathering profiles developed on serpentinites in the Lomie´ ultramafic complex, South-East Cameroon. Journal of African Earth Sciences 50 (2008) 305–328.

Nisbet, E.G., 1987. The Young Earth: An introduction to Archaean geology. Allen and Unwin, Boston, 402 pp.

O

Oesterlen, M. and Vetter U., 1986. Petrographic-geochemical caracteristics and genesis of an albitized uraniferous granite in northern Cameroon, Africa. Vein type uranium deposits, I.A.E.A. -TECDOC-361: 113-142.

Oesterlen, M. and Vetter, U., 1986. Petrographic-geochemical caracteristics and genesis of an albitized uraniferous granite in northern Cameroon, Africa. Vein type uranium deposits, International Atomic Energy Agency. –Technical Document 361, 113-142.

Oliver, NHS., Cleverley, JS., Mark, G., Pollard, PJ., Fu, B., Marshall, LJ., Rubenach, MJ.,

Williams, PJ., Baker, T., 2004. Modeling the role of sodic alteration in the genesis of iron oxide-copper-gold deposits, Eastern Mount Isa block, Australia. Economic Geology 99 (6), 1145–1176.

Oliver, N.H.S., 1995. Hydrothermal history of the Mary Kathleen Fold Belt, Mt Isa Block, Queensland.Australian Journal of Earth Sciences 42, 267–279.

P

Pagel, M., Cavellec, S., Forbes, P., Gerbaut, O., Vergely, P., Wagani, I., and Mathieu, R., 2005. Uranium deposits in the Arlit area (Niger): SGA Meeting, Meeting the GlobalChallenge, 8th, Beijing, China, Proceedings, 303-305.

Pankka H.S. and Vanhanen E.J. (1992) Early Proterozoic Au-Co-U mineralization in the Kuusamo district, northeastern Finland. Precambrian Research, 58: 387-400.

Paquette, J.L., Tiepolo, M., 2007. High resolution (5 mm) U-Th-Pb isotopes dating of monazite with excimer laser ablation (ELA)-ICPMS. ChemicalGeology 240, 222–237.

Parrish, R. R., 1990. U-Pb dating of monazite and its application to geological problems -Can. J. Earth Sci., 27, pp.1431-1450.

Passchier, C., Trouw, R. A. J., 2005. Microtectonics. Springer. 371 p.

Penaye, J., Kroner, A., Toteu , S.F., VanSchmus, W.R., Doumnang, J-C., 2006. Evolution of theMayo-Kebbi region as revealed by zircon dating: An early (ca.740Ma) Pan-African magmatic arc in Southwestern Chad. Journal of African Earth Sciences 44, 530-542.

Penaye, J., Toteu, S.F., Tchameni, R., Van Schmus, W.R., Tchakounté, J., Ganwa, A., Minyem, D., Nsifa, E.N., 2004. The 2.1 Ga West Central African Belt in Cameroon: extension and evolution. Journal of African Earth Sciences 39, 159–164.

Penaye, J., Toteu F-S., Michard, A., Bertrand, J-M., Dautel, D., 1989. Reliques granulitiques d'âge Protérozoïque inferieur de la zone mobile Pan-Africaine d'Afrique Centrale au Cameroun ; géochronologie U/Pb sur Zircon. Comptes Rendus, Académie des Sciences Paris, t.309, série II, 315-318.

Perez, R.J., Boles, J.R., 2005. An empirically derived kinetic model for albitization of detrital plagioclase. American Journal of Science305, 312–343.

Petersson, J., Eliasson T., 1997. Mineral evolution and element mobility during episyenitization (dequartzification) and albitization in the postkinematic Bohus granite, southwest Sweden. Lithos, 42: 123-146.

Phillips, G. N., Groves, D. I. & Martyn, J. E. 1984. An epigenetic origin for archean banded iron-formation-hosted gold deposits - Economic Geology, 79, pp.162-171.

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 north Cameroon (Adamaoua and North provinces). Journal of African Earth Sciences 18: 347-353.

PNUD/Projet/CHD/87/010/DRGM (1987). Rapport sur la prospection de l'or dans le Mayo-kebbi.20 p.

PNUD, 1979. Etude géologique et inventaire des substances minerals de la region du Mayo-Kebbi, Sud-Ouest de la République du Tchad (1973-1979). Rapport de synthèse. Nations Unies, New York.

Podor, R. & Cuney, M. 1997. Experimental study of Th-bearing LaPO4 (780°C, 200 MPa): Implications for monazite and actinide orthophosphate stability - American Mineralogist, 82, pp.765-771.

Poitrasson, F., Chenery, S. & Bland, D. J., 1996. Contrasted monazite hydrothermal alteration mechanisms and their geochemical implications - Earth and Planetary Science Letters, 145, pp.79-96.

Polito, P. A., *et al.*,2009. "The proterozoic, albitite-hosted, Valhalla uranium deposit, Queensland, Australia: A description of the alteration assemblage associated with uranium mineralisation in diamond drill hole V39." Mineralium Deposita 44(1): 11-40

Polito P.A. Kyser T. K. and Stanley C. (2007) The Proterozoic, albitite-hosted, Valhalla uranium deposit, Queensland, Australia: a description of the alteration assemblage associated with uranium mineralisation in diamond drill hole V39. Mineralium deposita DOI 10.1007/s00126-007-0162-2

Porto da Silveira, CL., Schorscher, H.D., Miekeley, N., 1991. The geochemistry of albitization and related uranium mineralization, Espinhares, Paraiba (PB), Brazil. J. Geochem. Expl. 40, 329-347.

Pouclet, A., Vidal, M., Doumnang, J.-C., Vicat, J.P., Tchameni, R., 2006. Neo-proterozoic 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.

Premoli, C., 1982. The Madadzang uranium prospect in the Mayo Kebbi region of Chad. International Atomic Energy Agency. Vienna Austria. Panel proceedings series. P.195-209.

R

Räisänen, E.,1989. "Uraniferous granitic veins in the Svecofennian schist belt in Nummi-Pusula, southern Finland." In "Uranium Deposits in Magmatic & Metamorphic Rocks", Proc. IAEA Tech. Comm. Meeting, Salamanca. IAEA Report TC-571.

Reymer, A., Schubert, G., 1986. Rapid growth of some major segments of continental crust.Geology 14, 299-302.

Robert, F., 1990. An overview of gold deposits in the Eastern Abitibi Subprovince, in Rouyn-Noranda 1990 Symposium, May 28-June 1 1990, Canada, p. 93-105.

Robert, F. & Brown, A. C., 1986 - Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec. Part I. Geologic relations and formation of the vein systems - Economic Geology, 81, pp.578-592.

Rocci G., 1965. Essai d'interprétation de mesures géochronologiques. La structure de l'Ouest Africain. Coll. Int. Géochronol., Nancy. Sci.Terre, X, 461-478.

Roch, 1953. Itineraires géologiques dans le nord Cameroun et le sud-Ouest du territoire du Tchad. Bull. Ser. Des mines, N° Yaoundé (Paris, imprimerie nationale).

Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group UK Limited, London.

Rogers, J. J.W., Unrug, R., Sultan, M.,1995. Tectonic assembly of Gondwana. Journal of Geodynamics 19 (1): 1-34.

Ruhlmann F., Raynal M., Lavoie S., 1986. Un exemple de métasomatisme alcalin albite-uranium dans le bassin des Monts Otish, Québec. Canadian Journal of Earth Science, 23: 1742-1752.

S

Saha , D., Chakraborty, S., 2007. Advective heat transfer and fabric development in a shallow crustal intrusive granite – the case of Proterozoic Vellaturu granite, southIndia. Indian Statistical Institute, Geological Studies Unit, 203 B. T. Road, Kolkata 700 108, India.

Santos, B.G., Noel, J.J., and Shoesmith, D.W.,2006. The effect of pH on the anodic dissolution of SIMFUEL UO2. Journal of Electroanalytical Chemistry, 586, 1–11

Santosh, M., *et al.,* 2004. "Geochronology and tectonic evolution of Karimnagar and Bhopalpatnam Granulite Belts, Central India." Gondwana Research 7(2): 501-518.

Sarangi, A. K., and Singh A.S., 2006. "Vein type uranium in the Jagunda uranium deposits, Singhbhum, India." Abstract, 12th IAGOD Symposium, Moscow, Russia.

Saquaque, A., Admou, H., Karson, J., Hefferan, K., Reuber, I.,1989b. Precambrian accretionary tectonics in the Bou Azzer-El Graara region, Anti-Atlas, Morocco. Geolo gy 17 (12): 1107-1110

Schaltegger, U., Pettke, T., Audétat, A., Reusser, E. & Heinrich, C. A. 2005. Magmatic-to-hydrothermal crystallization in the W-Sn mineralized Mole Granite (NSW, Australia): Part I: Crystallization of zircon and REE-phosphates over three million years-a geochemical and U-Pb geochronological study - Chemical Geology, 220, pp.215-235.

Schwoerer P., 1965. Carte géologique de la reconnaissance au 1/500 000 et notice explicative sur la feuillede Garoua-Est. Direction des mines et de la Géologie du Cameroun.

Seydoux-Guillaume, AM., Wirth, R., Deutsch, A., Schärer, U., 2004. Microstructure of 24-1928 Ma concordant monazites; implications for geochronology and nuclear waste deposits. Geochimica Cosmochimica Acta 68, 2517-2527.

Seydoux-Guillaume, A.-M., Paquette, J.-L., Wiedenbeck, M., Montel, J.-M. & Heinrich, W. 2002. Experimental resetting of the U-Th-Pb systems in monazite - Chemical Geology, 191, pp.165-181.

Shaw, D., Sturchio, N., 1992. Boron-Lithium Relationships in Rhyolites and Associated Thermal Waters. Geochim. Cosmochim. Acta 56, 3723–3731.

Shervais, J.W.,1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and Planetary Science Letters 57: 101-18.

Sibson, R. H., 1990. Faulting and fluid flow, in Short course oit Jiiids in tectonically aciive regi" of continental must, NESBITT, B. E., éd., Mineralocical Association of Canada, Vancouver, p. 93-132.

Sibson, R. H., Robert, F. & Poulsen, K. H., 1988. High-angle reverse faults, fluid pressure cycling and mesothermal gold quartz deposits - Geology, 16, pp.551-555.

Siebenaller, L., Boiron, M.-C., Vanderhaeghe O., Hibsch, C., Jessel, M., André-Mayer, A.-S., France-Lanord, C., Photiades, A., 2013. Fluid record of rock exhumation across the brittle–ductile transition during formation of a Metamorphic Core Complex (Naxos Island, Cyclades, Greece). Journal of Metamorphic Geology 31, 313–338.

Simpson, R. L., Parrish, R. R., Searle, M. P. & Waters, D. J. 2000. Two episodes of monazite crystallisation during metamorphism and crustal melting in the Everest region of the Nepalese Himalaya - Geology, 28, pp.403-406.

Smellie, J.A.T., Laurikko, J., 1984. Skuppesavon, Northern Sweden: An uranium mineralisation associated with alkali metaso-matism. Miner. Deposita 19, 183-192.

Smellie, J. A. T., 1982. "The mineralogy and genesis of uranium in rhyolitic ignimbrites of Precambrian age from Duobblon, Sweden." Mineralogical Magazine 46(339): 189-201.

Smirnov, V.I., 1977. Ore deposits of the U.S.S.R. Vol I - III: London, Pitman Publishing, pp. 491.

Smith, D.K., 1984. Uranium mineralogy. In: De Vivo B, Ippolito F, Capaldi G, Simpson PR (eds) Uranium geochemistry, mineralogy, geology, exploration and ressources. The Institution of Mining and Metallurgy, London, England, 43-88.

Soo-Young, Se-Jung, 2001. Fluid inclusion and stable isotope studies of gold deposits in the Ganboke mineralized district, Pala area, Chad. Geosciences Journal 5 (1), 27–45.

Sørensen, H., Rose-Hansen, J., Nielsen, B.L., Løvborg, L., Sørensen, E. & Lundgaard, T. 1974: The uranium deposit at Kvanefjeld, the Ilímaussaq intrusion, South Greenland. Geology, reserves, beneficiation. Rapport Grønlands Geologiske Undersøgelse **60**, 54 pp.

Strunz, H. & Nickel, E. H., 2001. Strunz mineralogical tables: chemicalstructural mineral classification system (9th Ed.) - E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Science Publishers, Stuttgart, 870 p.

Sun, S.-S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in Ocean Basins. Geological Society of London Special Publications

T

Tallarico, F. H. B., et al. ,2005. "Geology and SHRIMP U-Pb geochronology of the Igarapa Bahia deposit, CarajÃ¡s copper-gold belt, Brazil: An Archean (2.57 Ga) example of Iron-Oxide Cu-Au-(U-REE) mineralization." Economic Geology 100(1): 7-28.

Tartèse, R., Boulvais, P., Poujol, M., Gloaguen, E., Cuney, M.,2013. Uranium Mobilization from the Variscan Questembert Syntectonic Granite During Fluid-Rock Interaction at Depth. Economic Geology. 108 no. 2, 379-386.

Taylor, S.R., et McLennan, S.M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford. 312 p.

Tchameni, R., Doumnang, J-C., Deudibaye, M., and Branquet, Y.,2013. On the occurrence of gold mineralization in the Pala Neoproterozoic formations, South-Western Chad. Journal of African Earth Sciences, Elsevier, 2013, 84, pp.36-46.

Teixeira, W., Figueiredo, M.C.H.,1991. An outline of early-Proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil: a review. Precambrian Research 53: 1-22.

Theunissen, K., Lenoir, J.L., Liegeois, J.P., Delvaux, D., Murma, A.,1992. Empreinte panafricaine majeure dans la chaîne ubendienne de Tanzanie sud-occidentale: géochronologie U-Pb sur zircon et contexte structural. C.R. Académie des Sciences Paris 314: 1355-1362.

Thompson, T.B., 1988. Geology and uranium-thorium mineral deposits of the Bokan Mountain granite complex, southeastern Alaska: Ore Geology Reviews 3, 193–210.

Thompson, B. P. (1965). "Geological mineralogy of South Australia." in McAndrew, J., ed., Geology of Australian ore deposits, 2nd ed., v. 1: Commonwealth Mining Metallurgy Cong., 8th, Melbourne, : 270-284.

Toteu, F-S., Penaye, J.,and Poudjoun Djomani, Y., 2004. Geodynamic evolution of Pan-African belt in Central Africa with special reference to Cameroon. Journal African Earth Sciences. 41, 73-85.

Toteu, S.F., Van Schmus, R.W., Penaye, J., Micharda, 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., Bertrand, J.M., Penaye, J., Macaudière, J., Angoua, S., Barbey, P., 1991. Cameroon : A tectonic keystone in the Pan-African network, In : The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America (edited by J.L. Lewry and M.R. Stauffer), Geological Association of Canada. Special paper 37, 483-496.

Townsend, K. J., Miller, C. F., D'andrea, J. L., Ayers, J. C., Harrison, T.M. & Coath, C. D., 2001. Low temperature replacement of monazite in the Ireteba granite, Southern Nevada: geochronological implications - Chemical Geology, 172, pp.95-112.

Trompette, R., 1997. Neoproterozoic (600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. Precambrian Research, 82, 101-112.

Turpin, L., Maruéjol, P., Cuney,M., 1988. U–Pb, Rb–Sr and Sm–Nd chronology of granitic basement, hydrothermal albitites and uranium mineralisation (Lagoa Real, South-Bahia. Brazil). Contrib. Mineral. Petrol. 98, 139–147.

U

Unrug, R., 1997. Rodinia to Gondwana: the geodynamic map of Gondwana supercontinent assembly. GSA Today 7: 1-5.

V

Van Achterbergh, E., Ryan, CG., Jackso,n SE., Griffin, W., 2001. Data reduction software for LA-ICP-MS. In Laser ablation-ICPMS in the earth science. P. Sylvester ed. Mineralogical Association of Canada 29, 239-243.

Van Kranendonk, M., Collins, W.J., Hickman, A., Pawley, M., 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.

Van Schmus, W.R., 1995. Natural radioactivity of the Crust and Mantle, in T.J. Ahrens, ed., Global Earth Physics: A Handbook of Physical Constants. American Geophysical Union, AGU Reference Shelf 1, p. 283-291.

Vanderhaeghe, O., 2009. Migmatites, granites and orogeny: Flow modes of partially molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts. Tectonophysics 477, 119–134.

Veizer, J. & Jansen, S. L., 1979. Basement and sedimentary recycling and continental evolution. Journal of Geology, 87, 341-370.

Vels, B., and Fritsche, R., 1988. Sodium metasomatism in the Kitongo uranium occurrence near Poli, Cameroon: Uranium, v. 4, p. 365–383.

Vidal ,M., Nontanovanh, M., Devineau, J-L., Doumnang, J.-C., Pouclet A., 2004. Déterminisme géologique et partage des ressources dans la réserve de faune de Binder-Léré (Région des lacs de Léré au Sud du Tchad). IGCP second annual Field conference 5-10 th January 2004 Garoua, Cameroun, P. 9.

W

Wacrenier, Ph., 1962. Carte géologique de reconnaissance des Etats d'Afrique Equatoriale, feuille NC-33 SO E-53 SE O-54 (Moundou) au 500 000ème. IRGM. Brazzaville.

Wacrenier, Ph., 1950. Rapport de fin de Mission. Paris (Fr) : *B.R.G.M* 48 p 2.

Wacrenier, Ph., 1953. Les roches calcaires du Mayo-Kebbi. Paris (Fr) : *B.R.G.M.* 17 p,

Tableaux, 2 cartes.

White, W. M.,1998. Geochemistry (Source Web).

Wronkiewicz, D.J., Bates, J.K., Gerding, T.J., Veleckis, E., TANI, B.S., 1992. Uranium release and secondary phase formation during unsaturated testing of UO_2 at 90°C. Journal of *Nuclear* Materials 190, 107-127.

Y

Yardley, BWD., 2012. The chemical composition of metasomatic fluids in the crust. In: Harlov DE, Austrheim H (eds) Metasomatism and the chemical transformation of rock. Springer, Berlin, 17–51.

Yardley, BWD., Graham, JT., 2002. Origins of salinity in metamorphic fluids. Geofluids 2, 249–256.

Yonta, N., 2010. Le contexte géologique des indices de talc de la région de Boumnyebel (Chaîne panafricaine d'Afrique Centrale, Cameroun).Thèse de Doctorat en Géosciences de l'Université Henri Poincaré, Nancy 1, 42p

Young, E. J. and P. L. Hauff.,1975. "Occurrence of disseminated uraninite in Wheeler basin, Grand County, Colorado." J Res US Geol Surv 3(3): 305-311.

Z

Zhu, X. K. & O'nions, R. K., 1999b. Zonation of monazite in metamorphic rocks and its

ANNEXES

ANNEXES

ANNEXES ANALYTIQUES

Cette partie présente les techniques de préparation des échantillons pour les analyses chimiques et les différents types d'analyses effectués au cours de cette thèse.

1. MICROSCOPIES OPTIQUE

Après une description macroscopique, les échantillons préparés sous forme de lames minces polies (Laboratoire de litho-préparation du département des Sciences de la Terre, Vandoeuvre-lès-Nancy) sont étudiés à l'aide d'un microscope optique en lumière transmise polarisée (LTP) et analysée (LTPA), et en lumière réfléchie polarisée (LRP) et analysée (LRPA), microscope couplé à une caméra.

Microscope optique en lumière transmise et réfléchie

2. MICROSCOPE ELECTRONIQUE A BALAYAGE (MEB)

Les MEB à effet de champ JEOL J7600F et Hitachi S-4800 du Service Commun de Microscopies Electroniques et de Microanalyses X –(SCMEM) de l'Université de Lorraine

ont été utilisés au cours de cette thèse.

Le principe consistait à explorer la surface de l'échantillon par lignes successives et à transmettre le signal du détecteur à un écran cathodique dont le balayage est synchronisé avec celui du faisceau incident. Ce faisceau fin balaie, point par point, la surface de l'échantillon.

Sous l'impact du faisceau d'électrons accélérés, des électrons rétrodiffusés et des électrons secondaires émis par l'échantillon sont recueillis sélectivement par des détecteurs qui transmettent un signal à un écran cathodique dont le balayage est synchronisé avec le balayage de la lame mince. Cette étude permet d'avoir, après les observations préliminaires en microscopie optique et la métallisation au carbone de la lame mince :

- ✓ une imagerie en électrons secondaires de basse énergie qui sont sensibles à la topographie de l'échantillon et donnent ainsi des informations sur la morphologie de la surface de ce dernier.
- ✓ en mode électrons rétrodiffusés, de procurer des images du poids atomique moyen des phases minérales associées.
- ✓ en imagerie de photons X, de révéler au sein des phases observées la distribution des éléments pour mettre en évidence des variations de composition élémentaire des relations texturales complexes entre ces phases.
- ✓ couplé à un spectromètre à dispersion d'énergie (EDS), permet la réalisation d'analyses chimiques semi-quantitatives. Les observations ont été réalisées avec une tension de travail allant de 10 à 20 kV.

Le MEB à effet de champ JEOL J7600F a la même fonctionnalité que la microsonde électronique et est utilisée pour déterminer la nature des sulfures associés aux roches vertes.

La limite de detection de l'or et uranium pour les analyses MEB est de 0.5 %.

Microscope électronique a balayage (MEB)

MICROSONDE ELECTRONIQUE (CASTAING)

Principe de la méthode

La réalisation de microanalyses par sonde électronique (EPMA) est basée sur l'utilisation d'un des phénomènes résultant de l'interaction électron-matière : l'émission X. Lorsqu'un faisceau électronique monocinétique interagit avec un matériau solide, des photons caractéristiques des éléments constitutifs de ce matériau sont émis en quantité proportionnelle à la composition élémentaire de la zone excitée. Les photons X émis sont collectés, séparés en fonction de leur longueur d'onde (par un spectromètre en dispersion de longueur d'onde) et comptés.

Le résultat obtenu est comparé avec un fichier contenant le nombre de photons X de même nature émis dans les mêmes conditions par un composé de composition connue. Après correction des effets de matrice, la composition élémentaire de la zone analysée, généralement de l'ordre de 1 à 5 µm3, est obtenue.

Descriptif technique du matériel utilise

(i) Microsonde électronique de type CAMECA SX100 (Service Commun de Microscopies Electroniques et de Microanalyses X, Université de Lorraine, Vandoeuvre-lès-Nancy) équipé d'un canon à électrons (0,2 à 50 kV) à filament de tungstène couplé à cinq spectromètres à dispersion de longueur d'onde, permettant l'analyse des éléments du Bore à l'Uranium sous les conditions d'analyses suivantes (Faisceau primaire : 10 nA, Tension d'accélération : 15kV, Diamètre du faisceau : 2 µm) :

- Sp1 : Lif / PET - Sp2 : TAP / PC0 / PC1 / PC2 / PC3
- Sp3 : PET / LiF - Sp4 : TAP / PC1 / PC2 / PC3 / PC4
- Sp 5 : LPET / LliF (cristaux larges avec meilleur sensibilité) ;

(ii) Un système d'observation (grandissement variable) par lumière transmise, polarisée ou non ;

(iii) Un détecteur d'électrons secondaires, permettant la réalisation d'images électroniques montrant le contraste de topographie (résolution de l'ordre du µm) ;

(iv) Un détecteur d'électrons rétrodiffusés, permettant la réalisation d'images électroniques montrant les contrastes de numéros atomiques (résolution de l'ordre du µm) ;

(v) Cartographie élémentaire par imagerie de photons X

La microsonde électronique permet d'obtenir des données quantitatives (concentrations) pour des éléments suffisamment concentrés, (plusieurs centaines de ppm). La

composition est donnée en pourcentage d'éléments (% oxydes, % poids ou % atomique).

La microsonde électronique permet d'obtenir une analyse ponctuelle précise. Elle peut mettre en évidence des variations de composition en éléments majeurs de l'échantillon à l'échelle micrométrique.

On peut obtenir par cette technique non destructive, des seuils de détections de l'ordre de 100 ppm.

Microsonde électronique

3. LA TOMOGRAPHIE

Cet outil permet d'explorer l'architecture d'échantillons solides avec une résolution qui peut être inférieure au micromètre (1mm de diamètre à 8cm avec maximum de 2Kg). Le principe consiste à illuminer l'échantillon avec un faisceau de rayons X et à enregistrer, à l'aide d'un détecteur de photons X, le faisceau absorbé ayant traversé le solide à analyser. La résolution spatiale peut atteindre 0,5 µm pour les plus petits échantillons.

Cette technique offre une étude non destructive qui révèle les caractéristiques de la structure interne de l'échantillon : dimensions, forme, répartition spatiale des éléments les uns par rapport aux autres, hétérogénéités et défauts (pores, inclusions, phases minérales...). L'objet reconstruit peut ensuite être manipulé dans toutes les directions de l'espace et des coupes virtuelles peuvent être réalisées dans n'importe quelle partie de l'échantillon grâce à une imagerie 3D de haute qualité.

Tomographe à rayons X nanotom Phoenix.

4. LES ANALYSES GEOCHIMIQUES MAJEURS ET TRACES SUR ROCHES TOTALES

Les analyses des éléments majeurs et traces sur roches totales ont été effectuées au Service d'Analyses des Roches et Minéraux (SARM) au CRPG de Nancy, respectivement sur MC-ICP-OES et MC-ICP-MS. Les échantillons subissent une fusion au LiBO2 puis sont dissous dans du HNO3 dilué. Les méthodes d'analyse suivent celles décrites par Carignan et al. (2001).

Pour les analyses des éléments majeurs et traces, nous avons sciés les échantillons de roches et les morceaux les plus propres sont choisis pour être broyés successivement dans trois appareils différents servant à réduire progressivement la granulométrie. Le premier appareil se présente sous la forme de deux mâchoires réalisant un premier broyage grossier. Les deux machines suivantes consistent en deux rouleaux tournant l'un en face de l'autre, séparés par une distance de plus en plus petite. Le dernier appareil réduit l'échantillon broyé a une taille inférieure au centimètre. Puis vient la porphyrisation. La porphyrisation s'effectue mécaniquement dans un bol en agate placé dans un porphyriseur. Dans le bol se trouve un palet libre qui agit comme un mortier avec l'agitation de la machine. On récupère ainsi une poudre où il n'est plus possible de distinguer les minéraux dans leur individualité. Pour chaque échantillon de roche, il faut 5 à 7 minutes de porphyrisation afin d'obtenir une poudre à la bonne finesse. La finesse de la poudre est suffisante lorsqu'il n'est plus possible de sentir

de grains si on frotte la poudre sur la peau.
Pour éviter toute contamination, les différents broyeurs sont nettoyés avec du papier de verre pour désincruster les résidus d'échantillons, puis dépoussiérés et nettoyés avec de l'alcool. De même, les bols en agate sont nettoyés à l'aide de silice pure et passés à l'alcool pour retirer toute poudre résiduelle.

5. ABLATION LASER COUPLEE A UN ICP-MS (LA-ICP-MS)

Les analyses U-Pb in-situ par LA-ICP-MS ont été menées au Laboratoire Géosciences de Rennes, Université Rennes 1 sous la supervision de Marc Poujol.
Cet équipement est dédié à la géochronologie in-situ U-Th-Pb sur minéraux séparés (zircon, monazite, sphène, baddeleyite, xenotime, rutile) ou en contexte en lames minces. Il est également adapté à la détermination des teneurs en éléments en traces sur des minéraux, des inclusions magmatiques ou tout autre objet d'intérêt nécessitant une analyse ponctuelle à haute résolution spatiale. Il est composé d'un spectromètre ICP-MS Agilent 7700 équipé d'un pompage de l'interface renforcé. Un système laser Excimer 193 nm ESI (NWR193UC) entièrement piloté par ordinateur et équipé d'un laser Cohérent à durée d'impulsion ultra-courte (<5ns) et d'une cellule d'ablation à deux volumes possédant une durée de "wash-out" inférieure à 0.2. Dans la présente étude, nous avons utilisé les grains de monazite et de zircon sur une lame mince. Le temps d'acquisition de chaque spot analytique a été réglé sur 80 secondes. Les diamètres d'impacts sont de 15 um associée à des taux de 3 Hz avec une maîtrise laser de 7,3 J.cm-² répétition. Le signal de ^{204} (Pb + Hg) ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, et ^{232}Th, ^{238}U masses sont acquises. Le signal ^{235}U est calculée à partir de ^{238}U sur la base du rapport ^{238}U / ^{235}U = 137,88. Les données ont été corrigées pour U-pb et Th-Pb et par le biais des mesures standard de la monazite Moacir (Gasquet et al., 2010).

ANNEXE DES TABLEAUX

Tableau 2: Liste des échantillons analysés, classés d'après leur pétrographie et la composition chimique de la roche totale.

Roches	Serie	Réf Echantillon	Latitude	Longitude
Métasediment				
Métagrauwake	SZ	09MKZ12	09°40,364	14°05,535
Métavolcanique				
Métabasalte	SGG	11MLR02	09°39,195	15°00,132
Métabasalte	SGG	10MLR72a	9°27.122	14°49.116
Métabasalte	Zalbi	10MLR19	9° 40.621	14° 07.575
Métabasalte/dolérite	CMI	10MLR30	9° 47.637	14° 20.365
Métabasalte/dolérite	CMI	10MLR03	9° 39.973	14° 15.816
Amphibolite	CMI	10MLR04	9° 39.880	14° 15.713
Amphibolite	CMI	10MLR08	9° 42.869	14° 01.067
Amphibolite	CMI	10MLR10	9° 42.943	14° 01.094
Amphibolite	CMI	10MLR51	9° 41.245	14° 06.434
Métaplutonique				
Gabbro	CMI	10MLR74	9°35.071	14°11.372
Gabbro	CMI	10MLR75	9°35.071	14°11.372
Gabbro	CMI	10MLR79	9°34.936	14°11.186
Gabbro	CMI	10MLR23	9° 35.005	14° 11.307
Gabbro	CMI	10MLR24	9° 35.007	14° 11.280
Gabbro	CMI	10MLR78	9°34.984	14°11.301
Gabbro	CMI	10MLR80	9°34.984	14°11.302
Leucogabbro	CMI	10MLR76	9°34.984	14°11.302
Gabbro-dioritique	CMI	1OMLR41	9° 45.768	14° 13.441
Gabbro-dioritique	CMI	10MLR44	9° 39.345	14° 10.494
Granodiorite	SGG	10MLR72c	9°27.122	14°49.116
Granodiorite	SGG	12MLR21	09°27,114	14°49,115'
Granodiorite	SGG	12MLR22	09°27,114	14°49,115'
Ultramafique				
Pyroxénite	CMI	10MLR20	9° 35.214	14° 11.441
Pyroxénite	CMI	10MLR22	9° 35.051	14° 11.350
Pyroxénite	CMI	10MLR25	9° 35.135	14° 11.204
Talcschiste	SZ	10MLR43	9° 39.283	14° 10.427
Talcschiste	SZ	10MLR47	9° 39.828	14° 09.449
Chloritoschiste	SZ	10MLR42b	9° 39.281	14° 10.427
Chloritoschiste	SZ	10MLR45	9° 39.274	14° 10.331
Chloritoschiste	SZ	11MLR06	09°39,275	14°10,333
Amphiboschiste	SZ	11MLR14	09°41,146	14°13,388
Amphiboschiste	SZ	10MLR35	9° 41.160	14° 13.332
Amphiboschiste	SZ	10MLR36	9° 42.181	14° 13.163

Amphiboschiste	SZ	10MLR37	9° 43.168	14° 12.933
Amphiboschiste	SZ	10MLR33	9° 41.140	14° 13.368
Micaschiste	SZ	10MLR17	9° 40.801	14° 06.531
Micaschiste	SZ	10MLR18	9° 40.821	14° 07.255
Micaschiste	SZ	10MLR64	9° 41.778	14° 05.932
Micaschiste	SGG	14MKZ12a	09°28,00	14°50,14
Micaschiste	SZ	04MKZ12a	09°41,273	14°09,020
Micaschiste	SZ	10MLR12	9° 40.725	14° 03.401
Micaschiste	SZ	10MLR14	9° 40.390	14° 05.370
Micaschiste	SZ	10MLR52	9° 41.272	14° 06.339
Micaschiste	SGG	10MKZ12a	09°40,796	14°06,331

Tableau 3: Composition chimique en roche totale des roches métaplutoniques

Sample	Grano diorite	Grano diorite	Grano diorite	Gabbro	Gabbro	Leuco gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro-diorite	Gabbro-diorite
N°	10MLR72c	12MLR21	12MLR22	10MLR74	10MLR75	10MLR76	10MLR79	10MLR23	10MLR24	10MLR78	10MLR80	10MLR44	1OMLR41
Majeurs (%)													
SiO2	64,41	69,93	60,81	46,87	45,31	42,45	51,46	49,77	50,23	47,93	48,62	55,71	53,98
Al_2O_3	14,01	11,27	13,46	15,32	17,41	24,34	18,20	17,38	18,27	15,64	15,88	17,03	17,14
Fe_2O_3	8,66	6,10	8,40	12,89	13,45	8,87	10,22	11,50	10,77	14,84	11,58	8,41	9,83
MnO	0,18	0,10	0,20	0,23	0,20	0,13	0,20	0,20	0,19	0,27	0,27	0,16	0,18
MgO	0,57	0,51	0,63	8,55	7,15	3,84	5,08	4,78	4,92	6,18	6,25	4,03	2,64
CaO	5,45	2,71	4,31	12,26	11,48	14,49	9,18	9,43	9,46	9,44	10,69	7,94	6,39
Na_2O	4,03	3,02	4,83	1,45	1,33	1,01	2,79	2,78	2,74	2,34	3,33	3,18	4,00
K_2O	0,32	1,75	1,60	0,23	0,68	0,65	0,71	0,77	0,76	0,47	0,80	1,70	1,82
TiO_2	0,80	0,59	0,78	0,81	0,95	0,62	0,69	1,00	0,91	1,40	1,03	0,69	1,56
P_2O_5	0,23	0,17	0,23	0,15	0,03	0,04	0,06	0,21	0,15	0,21	0,29	0,27	0,62
PF	1,32	3,85	4,71	1,23	2,00	3,56	1,43	2,18	1,61	1,28	1,27	0,89	1,84
Total	99,99	100,00	99,98	100,00	99,99	99,99	100,02	100,01	100,01	100,00	100,01	100,01	100,00
Traces (ppm)													
Mo	1,88	1,88	11,08	< L.D.	0,58	0,31	< L.D.	< L.D.	0,41	< L.D.	0,92	0,52	0,33
Nb	12,63	10,71	10,22	0,22	0,68	0,18	1,13	1,03	0,88	1,01	2,43	10,95	3,07
Ni	< L.D.	< L.D.	< L.D.	46,60	58,43	18,61	20,14	13,46	14,93	19,66	107,10	5,86	16,54
Pb	4,28	23,59	2,39	0,82	1,55	2,13	2,06	2,07	1,67	1,34	3,66	3,90	4,43
Rb	4,91	27,64	21,82	4,92	17,97	17,37	15,66	17,80	19,01	9,28	8,15	34,50	41,42
Sb	0,24	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,17	0,10	0,13	< L.D.	< L.D.	0,13	0,29	0,16
Sn	3,30	2,85	2,61	0,31	0,63	0,34	0,56	0,54	0,61	0,43	0,71	1,26	0,90
Sr	263,70	66,63	140,80	381,50	417,20	563,00	491,90	513,20	524,50	479,20	156,70	476,50	471,80
Ta	0,94	0,78	0,77	0,02	0,05	0,02	0,09	0,07	0,07	0,08	0,17	0,56	0,27
Th	1,92	1,81	1,94	0,04	0,29	0,04	0,60	0,40	0,27	0,18	0,64	0,28	1,78
U	0,83	1,40	0,77	0,17	0,22	0,31	0,74	0,15	0,13	0,15	2,97	0,26	0,70
V	9,73	7,60	13,10	394,60	521,10	347,70	246,20	344,10	349,30	479,30	185,10	122,70	195,20
W	0,38	2,38	0,61	0,13	0,16	0,47	0,19	< L.D.	< L.D.	0,16	0,66	< L.D.	0,31
Y	86,34	68,91	79,90	11,46	9,04	5,12	15,25	17,85	15,04	18,14	19,87	40,94	20,88
Zn	133,50	92,46	102,60	96,12	88,45	51,77	112,70	100,30	92,23	134,90	125,40	120,50	83,80
Zr	405,10	335,40	368,30	9,25	16,53	4,94	36,70	28,08	26,89	22,27	48,42	144,30	79,50
As	< L.D.	< L.D.	1,12	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	1,62	< L.D.
Ba	108,80	236,30	229,20	71,90	128,20	94,30	162,40	223,20	225,10	160,70	177,90	560,10	365,10
Be	1,62	1,51	1,66	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,46	0,48	0,53	< L.D.	0,50	1,19	1,04
Bi	< L.D.	0,20	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,13	< L.D.	< L.D.
Cd	0,44	0,29	0,46	0,13	0,12	< L.D.	0,17	< L.D.	< L.D.	0,14	0,13	0,18	0,15
Co	7,32	6,63	7,56	48,40	42,89	27,31	31,11	31,70	31,44	42,25	48,24	18,37	22,66
Cr	7,98	7,38	8,82	134,20	62,59	28,18	17,77	14,88	14,30	18,96	314,80	5,01	44,38
Cs	0,09	0,54	0,49	0,23	0,94	0,39	0,53	0,62	0,81	0,62	0,17	0,26	1,24
Cu	17,34	8,58	32,68	100,30	263,10	27,07	37,30	75,34	49,06	127,80	113,50	19,93	76,14
Ga	25,27	20,51	22,86	16,73	18,61	20,68	17,83	19,42	19,30	18,55	13,50	21,31	17,61
Ge	1,95	1,56	1,50	1,77	1,68	1,18	1,61	1,62	1,66	1,90	1,73	1,32	1,64
Hf	9,86	8,12	8,95	0,34	0,52	0,19	1,11	0,92	0,87	0,75	1,39	3,42	2,25
In	0,19	0,12	0,16	0,08	< L.D.	< L.D.	0,07	0,11	0,10	0,12	0,08	0,10	< L.D.
La	21,04	16,73	18,09	1,50	2,10	1,34	4,58	4,42	3,68	3,24	8,18	14,45	11,66
Ce	53,47	43,58	47,41	3,93	4,89	2,72	10,25	10,39	8,65	8,26	17,82	41,80	25,05
Pr	7,88	6,12	6,79	0,70	0,70	0,44	1,47	1,59	1,34	1,35	2,57	6,51	3,34
Nd	37,97	32,56	35,65	3,93	3,37	2,16	6,85	8,01	6,72	7,36	12,07	31,18	14,28
Sm	11,19	9,05	9,96	1,42	1,08	0,64	2,08	2,51	2,05	2,40	3,31	7,83	3,57
Eu	3,62	2,61	2,93	0,71	0,49	0,42	0,73	1,05	0,89	1,02	1,14	2,54	1,09
Gd	12,44	10,59	11,67	1,76	1,30	0,76	2,21	2,98	2,46	2,76	3,38	7,89	3,65
Tb	2,18	1,84	2,05	0,31	0,23	0,14	0,39	0,48	0,40	0,48	0,56	1,21	0,57
Dy	14,21	11,74	13,48	1,96	1,53	0,84	2,45	3,05	2,58	3,10	3,41	7,15	3,54
Ho	3,01	2,44	2,83	0,41	0,33	0,18	0,52	0,63	0,53	0,64	0,68	1,42	0,72
Er	8,75	7,11	8,29	1,16	0,93	0,50	1,50	1,78	1,53	1,81	1,92	4,00	2,08
Tm	1,36	1,10	1,31	0,17	0,15	0,08	0,24	0,26	0,23	0,28	0,29	0,57	0,31
Yb	9,20	7,43	8,97	1,15	0,95	0,55	1,62	1,83	1,59	1,88	1,93	3,79	2,18
Lu	1,47	1,17	1,41	0,18	0,15	0,09	0,26	0,29	0,25	0,30	0,30	0,58	0,35

Tableau 4: Composition chimique en roche totale des roches métavolcanosedimentaires

Sample	Amphibolite	Amphibolite	Amphibolite	Amphibolite	Métadolérite	Métadolérite	Métabasalte	Métabasalte	Métabasalte	Métagrauwack
N°	10MLR04	10MLR08	10MLR10	10MLR51	10MLR30	10MLR03	11MLR02	10MLR72a	10MLR19	09MKZ12
Majeurs (%)										
SiO_2	51,02	47,73	48,17	48,22	46,39	45,36	48,56	46,55	47,15	75,29
Al_2O_3	16,31	14,88	15,44	18,93	15,41	15,39	14,33	14,52	12,99	12,81
Fe_2O_3	11,23	11,46	9,18	11,41	13,78	13,85	11,63	15,67	9,70	2,41
MnO	0,19	0,19	0,13	0,17	0,17	0,16	0,18	0,21	0,19	0,06
MgO	5,29	6,76	10,02	5,05	6,00	4,61	7,95	4,16	7,21	0,29
CaO	9,91	10,37	9,64	5,69	8,14	7,02	10,61	9,60	16,84	1,04
Na_2O	2,61	2,84	3,07	5,22	3,58	3,52	1,81	0,88	1,76	4,62
K_2O	0,79	0,51	0,87	0,03	0,64	1,28	0,58	0,11	0,12	1,89
TiO_2	1,00	1,73	1,49	1,29	2,52	2,51	1,13	2,33	0,92	0,26
P_2O_5	0,17	0,41	0,14	0,23	0,49	0,49	0,21	0,25	0,36	0,06
PF	1,49	3,14	1,87	3,81	2,86	5,79	3,01	5,65	2,75	1,25
Total	100,01	100,02	100,01	100,03	99,98	99,97	100,00	99,92	100,00	99,99
Traces (ppm)										
Mo	0,76	0,56	0,38	< L.D.	1,37	1,76	0,47	2,66	< L.D.	< L.D.
Nb	2,93	3,58	2,16	2,57	20,55	21,49	5,75	14,16	1,90	3,56
Ni	24,29	84,12	109,40	6,17	76,86	46,31	100,50	245,90	83,94	< L.D.
Pb	3,10	2,49	1,96	2,73	2,66	2,89	1,47	3,51	5,13	5,70
Rb	19,77	5,70	9,20	0,39	9,00	25,52	11,67	9,48	1,38	31,73
Sb	< L.D.	0,24	< L.D.	0,60	< L.D.	0,25	0,18	4,19	0,79	0,29
Sn	1,92	1,30	1,04	1,15	1,79	2,44	0,86	3,97	0,81	0,91
Sr	478,10	400,60	455,50	350,50	651,30	525,80	313,10	677,10	420,10	95,59
Ta	0,18	0,24	0,15	0,20	1,55	1,62	0,45	1,20	0,13	0,36
Th	0,43	0,41	0,79	0,65	1,87	2,10	0,77	1,54	2,19	3,11
U	0,27	0,17	0,32	0,26	0,52	0,58	0,32	0,49	0,72	1,45
V	356,90	251,70	323,80	238,40	223,80	173,30	295,30	317,20	263,10	13,84
W	< L.D.	0,60	0,34	< L.D.	0,25	0,36	0,23	5,13	0,36	0,31
Y	16,76	29,50	18,92	24,71	25,03	27,31	17,56	26,98	20,36	22,89
Zn	112,00	113,90	68,03	111,60	130,80	151,90	90,52	128,90	69,14	42,78
Zr	26,88	104,70	66,21	94,29	186,60	242,10	69,64	112,40	69,01	158,70
As	< L.D.	1,31	1,33	1,10	< L.D.	0,00	< L.D.	55,26	2,61	2,38
Ba	329,60	151,20	296,00	12,74	289,00	413,50	225,00	50,96	55,57	624,90
Be	2,31	1,04	0,45	0,68	1,21	1,51	0,66	0,84	0,60	1,00
Bi	0,41	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Cd	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,15	0,17	0,16	0,22	< L.D.	< L.D.
Co	33,92	36,95	42,02	30,56	48,69	43,26	44,15	43,64	37,18	3,16
Cr	66,30	169,60	291,30	7,32	61,83	16,51	284,80	166,90	487,60	6,70
Cs	0,48	< L.D.	0,21	< L.D.	0,29	2,25	0,39	0,95	< L.D.	1,04
Cu	91,68	13,89	< L.D.	38,22	51,69	67,59	121,90	120,30	92,84	< L.D.
Ga	19,46	19,47	17,41	20,47	22,72	23,71	18,34	23,54	14,85	13,83
Ge	1,72	1,88	1,36	1,48	1,42	1,34	1,73	2,15	2,17	0,85
Hf	0,91	2,64	2,16	2,53	4,47	5,63	1,91	2,99	1,83	3,92
In	0,11	0,12	0,12	0,12	0,11	0,13	0,08	0,13	< L.D.	< L.D.
La	5,18	10,84	7,54	7,44	23,11	26,26	7,46	12,33	13,32	18,57
Ce	12,35	27,61	18,61	18,86	51,66	59,40	17,30	27,35	27,39	29,73
Pr	1,84	4,18	2,85	2,85	6,72	7,80	2,45	3,65	3,58	4,11
Nd	8,71	20,11	14,19	13,83	29,05	32,61	11,25	16,99	15,77	17,92
Sm	2,47	5,28	4,02	3,84	6,46	7,31	3,00	4,63	3,88	3,76
Eu	0,93	1,90	1,21	1,54	2,30	2,22	1,04	1,72	1,24	0,98
Gd	2,71	5,60	4,05	4,36	6,00	6,63	3,12	5,09	4,01	3,73
Tb	0,45	0,88	0,62	0,69	0,88	0,99	0,52	0,84	0,62	0,59
Dy	2,90	5,34	3,61	4,31	4,91	5,46	3,16	5,02	3,73	3,61
Ho	0,59	1,05	0,69	0,88	0,89	0,97	0,62	0,98	0,73	0,76
Er	1,71	2,91	1,83	2,50	2,36	2,55	1,71	2,61	2,03	2,31
Tm	0,26	0,42	0,25	0,37	0,32	0,35	0,26	0,38	0,30	0,37
Yb	1,76	2,74	1,57	2,49	2,05	2,24	1,68	2,46	2,01	2,68
Lu	0,27	0,42	0,24	0,39	0,31	0,33	0,26	0,36	0,31	0,43

Tableau 5: Composition chimique en roche totale des roches ultrabasiques

Sample N°	Amphibolo-schiste 11MLR14	Amphibolo-schiste 10MLR35	Amphibolo-schiste 10MLR36	Amphibolo-schiste 10MLR37	Amphibolo schiste 10MLR33	Pyroxénique 10MLR20	Pyroxénique 10MLR22	Pyroxénique 10MLR25	Talcschiste 10MLR43	Talcschiste 10MLR47
Majeurs (%)										
SiO_2	42,66	41,28	41,60	41,09	43,33	46,59	44,19	51,08	55,98	55,73
Al_2O_3	8,19	9,93	8,21	9,11	7,91	8,48	9,29	6,07	1,32	9,29
Fe_2O_3	12,71	12,52	14,64	13,44	12,62	13,23	14,09	10,84	6,37	7,17
MnO	0,17	0,17	0,20	0,17	0,15	0,23	0,19	0,22	0,06	0,14
MgO	23,89	22,15	22,80	23,90	24,91	12,99	15,26	15,77	30,20	9,68
CaO	4,85	6,79	5,83	5,01	3,67	14,90	12,88	12,92	0,00	8,60
Na_2O	0,17	0,33	0,22	0,17	0,10	0,66	1,09	0,72	0,00	3,43
K_2O	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,26	0,35	0,20	0,00	0,02
TiO_2	0,75	0,80	0,75	0,51	0,68	0,89	0,63	0,33	0,06	0,20
P_2O_5	0,12	0,10	0,10	0,09	0,10	0,06	0,06	0,09	0,00	0,00
PF	8,16	5,96	5,70	6,53	6,46	1,74	1,96	1,75	5,98	5,74
Total	101,67	100,06	100,05	100,02	99,95	100,02	99,99	99,99	99,98	100,00
Traces (ppm)										
Mo	< L.D.	0,62	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,31	0,50	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Nb	3,09	2,69	2,63	1,65	2,86	0,57	0,19	0,56	0,42	0,14
Ni	933,70	781,90	1281,00	1045,00	920,90	67,87	117,70	148,40	1912,00	84,66
Pb	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,92	< L.D.	1,22
Rb	0,30	< L.D.	< L.D.	0,36	< L.D.	1,35	1,44	1,71	< L.D.	< L.D.
Sb	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,10	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Sn	0,60	0,54	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,54	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Sr	44,28	44,51	77,20	45,71	19,22	155,40	89,17	68,89	< L.D.	100,50
Ta	0,23	0,20	0,19	0,12	0,21	0,04	0,02	0,05	0,04	< L.D.
Th	0,27	0,11	0,21	0,12	0,17	0,09	0,03	0,40	0,06	0,15
U	0,23	0,09	0,06	0,07	0,15	0,05	0,03	0,24	< L.D.	0,11
V	158,60	166,20	129,20	117,50	128,70	498,00	429,40	190,00	63,81	143,30
W	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Y	10,64	10,31	10,75	7,32	9,40	16,19	7,33	6,88	1,16	5,15
Zn	88,00	91,46	105,40	102,50	83,14	66,76	73,45	95,67	41,21	42,30
Zr	53,96	49,18	29,96	22,14	45,12	19,68	9,18	21,04	3,95	9,31
As	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	1,25	< L.D.
Ba	12,13	25,67	< L.D.	2,37	3,97	39,28	28,48	19,66	8,03	17,41
Be	< L.D.	< L.D.	0,40	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Bi	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,12	0,22	< L.D.	< L.D.
Cd	0,12	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,15	< L.D.	< L.D.
Co	91,82	90,84	102,10	103,20	96,07	56,56	78,99	60,16	85,54	35,55
Cr	2124,0	2095,0	147,90	1368,0	1888,0	370,0	391,30	1083,0	2755,0	478,70
Cs	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Cu	89,39	97,13	65,64	78,45	74,23	40,58	21,05	9,89	5,17	122,70
Ga	10,57	11,48	9,84	10,31	9,64	11,67	11,14	7,73	2,68	6,07
Ge	1,31	1,23	1,38	1,20	1,19	2,15	2,10	3,10	1,32	1,09
Hf	1,29	1,18	0,78	0,57	1,04	0,76	0,34	0,59	0,11	0,31
In	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,10	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
La	5,24	3,59	2,49	2,36	3,10	2,16	0,99	1,96	0,19	1,84
Ce	10,75	7,33	5,45	5,05	7,04	5,33	2,45	4,13	0,34	3,93
Pr	1,65	1,21	0,98	0,77	1,07	1,01	0,46	0,65	0,07	0,55
Nd	7,18	5,54	5,02	3,72	5,03	5,77	2,59	3,13	0,36	2,50
Sm	1,89	1,60	1,57	1,07	1,42	2,15	0,97	0,98	0,13	0,69
Eu	0,47	0,54	0,66	0,42	0,34	0,75	0,37	0,32	0,04	0,25
Gd	1,96	1,86	1,91	1,32	1,65	2,73	1,27	1,19	0,17	0,77
Tb	0,32	0,31	0,32	0,21	0,27	0,47	0,21	0,20	0,03	0,12
Dy	1,98	1,91	1,91	1,30	1,72	2,96	1,35	1,23	0,20	0,79
Ho	0,38	0,37	0,38	0,25	0,34	0,60	0,27	0,25	0,05	0,18
Er	1,06	1,03	1,04	0,70	0,96	1,65	0,73	0,70	0,13	0,54
Tm	0,15	0,15	0,15	0,10	0,13	0,24	0,11	0,10	0,02	0,09
Yb	0,99	0,98	0,99	0,66	0,86	1,54	0,70	0,70	0,17	0,63
Lu	0,15	0,15	0,15	0,10	0,13	0,23	0,10	0,11	0,03	0,11

Tableau 6: Composition chimique en roche totale des roches ultrabasiques (suite)

Sample N°	Chlorito-schiste 10MLR42b	Chlorito-schiste 10MLR45	Chlorito-schiste 11MLR06	Mica-schiste 10MLR17	Mica-schiste 10MLR18	Mica-schiste 10MLR64	Mica-schiste 14MKZ12a	Mica-schiste 04MKZ12a	Mica-schiste 10MLR12	Mica-schiste 10MLR14	Mica-schiste 10MLR52	Mica-schiste 10MKZ12a
Majeurs (%)												
SiO_2	29,42	27,23	27,20	44,08	46,70	47,62	48,01	49,74	51,73	52,55	52,63	55,31
Al_2O_3	18,68	17,51	18,48	12,94	13,81	20,30	14,31	14,13	12,85	13,25	13,83	23,32
Fe_2O_3	11,48	16,58	14,26	11,62	12,22	11,10	11,98	9,53	9,25	8,58	9,47	9,58
MnO	0,13	0,19	0,16	0,23	0,18	0,15	0,18	0,18	0,16	0,19	0,16	0,03
MgO	28,14	25,75	26,46	5,81	5,53	6,98	6,37	8,74	3,19	3,97	4,27	0,86
CaO	0,00	0,12	0,57	9,83	7,30	2,04	5,82	5,79	7,83	9,48	6,51	0,14
Na_2O	0,00	0,00	0,02	2,16	4,19	5,82	3,27	1,53	4,48	2,79	4,11	2,66
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,50	0,08	0,02	0,12	0,64	0,49	0,12	0,11	2,93
TiO_2	0,55	2,03	1,44	1,80	2,19	1,59	1,16	0,48	1,92	0,73	1,61	1,59
P_2O_5	0,05	0,10	0,43	0,29	0,46	0,22	0,14	0,11	0,50	0,24	0,47	0,06
PF	11,57	10,44	10,97	10,74	7,38	4,16	8,65	9,07	7,62	8,16	6,91	3,53
Total	100,02	99,94	99,99	100,01	100,03	100,01	100,01	99,95	100,02	100,07	100,07	100,00
Traces (ppm)												
Mo	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,47	< L.D.	< L.D.	< L.D.	1,35	< L.D.	0,34	< L.D.
Nb	2,27	5,85	3,79	3,01	5,86	3,23	2,04	1,24	14,62	3,78	6,76	4,74
Ni	538,80	485,00	455,40	47,80	24,90	61,40	42,02	147,70	18,08	10,69	25,69	7,12
Pb	< L.D.	< L.D.	< L.D.	5,94	2,23	< L.D.	2,90	5,20	5,23	2,24	2,69	8,58
Rb	< L.D.	< L.D.	< L.D.	9,63	1,06	0,61	1,90	13,18	11,43	2,31	1,95	53,52
Sb	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,98	0,36	1,27	< L.D.	< L.D.	0,14	4,89	0,89	0,99
Sn	< L.D.	0,47	0,37	1,28	1,74	0,89	0,72	0,68	2,70	0,78	1,60	1,92
Sr	< L.D.	< L.D.	6,82	280,60	265,30	92,09	157,70	160,80	160,00	227,80	171,50	285,90
Ta	0,21	0,39	0,29	0,23	0,41	0,25	0,15	0,09	1,24	0,28	0,48	0,49
Th	0,43	0,91	1,04	0,26	0,85	0,65	0,37	0,57	3,85	0,74	1,33	2,85
U	0,06	0,21	0,19	0,11	0,31	0,21	0,24	0,55	1,34	0,32	0,42	1,03
V	252,10	560,80	447,10	271,80	303,20	200,60	297,80	192,60	187,50	207,00	174,60	311,60
W	0,28	0,23	0,45	1,38	0,55	0,82	0,91	3,25	0,48	0,26	0,30	0,87
Y	3,19	23,22	23,04	27,25	36,55	34,05	25,46	14,24	36,91	20,99	40,12	23,49
Zn	66,02	74,77	71,14	96,55	99,05	164,60	91,59	80,22	86,45	69,82	106,40	47,76
Zr	13,23	98,87	82,99	113,20	189,90	120,10	57,29	35,43	244,00	76,91	226,90	220,00
As	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	1,34	< L.D.	< L.D.	1,65	4,18	< L.D.	< L.D.
Ba	< L.D.	1,52	17,14	119,90	49,85	13,21	34,97	250,80	175,70	49,40	103,20	857,40
Be	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,48	0,83	0,49	0,56	0,64	2,14	0,47	0,85	1,63
Bi	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Cd	< L.D.	< L.D.	0,11	0,12	< L.D.	< L.D.	0,13	< L.D.	0,24	< L.D.	0,17	< L.D.
Co	91,38	91,39	93,09	37,52	33,58	49,20	37,80	38,62	24,26	21,03	22,93	9,71
Cr	668,30	317,40	224,20	85,78	88,12	185,00	96,85	624,20	41,98	76,82	71,38	13,58
Cs	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,41	0,29	< L.D.	< L.D.	0,26	0,17	< L.D.	< L.D.	1,97
Cu	< L.D.	< L.D.	5,63	48,19	56,28	12,25	113,70	45,30	30,50	53,23	42,83	22,28
Ga	11,55	12,98	13,65	17,35	19,22	16,51	17,48	13,80	18,60	12,95	18,33	25,55
Ge	0,58	0,72	0,74	1,43	1,66	0,80	1,77	1,44	1,27	1,52	1,58	1,49
Hf	0,43	2,99	2,50	2,82	4,42	3,15	1,70	1,12	5,98	1,94	5,43	5,84
In	< L.D.	0,12	0,11	0,12	0,13	0,12	0,09	< L.D.	0,11	< L.D.	0,13	0,13
La	7,47	21,86	20,64	7,83	14,77	6,49	4,24	3,86	22,79	7,25	18,22	8,91
Ce	13,84	51,35	45,36	20,88	36,27	18,69	7,92	8,38	53,48	16,84	43,46	12,95
Pr	1,59	7,36	6,22	3,25	5,33	3,10	1,38	1,10	6,83	2,37	6,13	2,77
Nd	6,02	33,04	26,55	16,32	24,71	15,80	7,85	5,52	28,66	11,01	27,54	13,77
Sm	1,05	6,83	5,27	4,51	6,24	4,98	2,41	1,52	6,58	2,93	6,88	3,41
Eu	0,16	0,57	0,61	1,75	2,23	1,78	0,95	0,46	1,91	0,93	2,17	0,93
Gd	0,86	5,57	4,56	5,01	6,72	5,99	3,37	1,87	6,36	3,23	7,27	3,39
Tb	0,11	0,73	0,68	0,81	1,08	0,98	0,60	0,33	1,03	0,55	1,15	0,59
Dy	0,61	4,09	4,02	4,92	6,52	6,05	4,03	2,26	6,13	3,51	7,04	3,90
Ho	0,11	0,80	0,81	0,98	1,29	1,21	0,86	0,49	1,24	0,73	1,41	0,84
Er	0,33	2,30	2,24	2,73	3,60	3,33	2,54	1,46	3,64	2,12	4,06	2,62
Tm	0,05	0,33	0,33	0,40	0,53	0,48	0,38	0,23	0,58	0,33	0,60	0,45
Yb	0,33	2,22	2,18	2,68	3,58	3,03	2,51	1,59	3,93	2,27	4,02	3,31
Lu	0,06	0,36	0,34	0,41	0,54	0,45	0,39	0,26	0,63	0,37	0,64	0,58

Tableau 7 : Composition des pyrites et pyrrhotites (MEB JEOL)

N° Ech	12MLR21	12MLR21	12MLR21	10MLR72a	10MLR72a	10MLR72a	10MLR72a	10MLR72a	10MLR72a	10MLR72d	10MLR72d	10MLR72d	10MLR72d	10MLR72d
Site	**4**	**1**	**1**	**2**	**3**	**3**	**4**	**4**	**4**	**3**	**3,1**	**4,1**	**1.1**	**1.4**
Analyse	**3**	**4**		**2**	**2**		**5**	**3**		**1**	**2**	**2**	**1**	**2**
S	52,27	52,92	52,24	52,84	53,01	53,09	53,12	52,81	53,23	63,26	66,17	67,18	66,26	66,23
Fe	47,73	47,08	47,76	47,16	46,99	46,91	46,88	47,2	46,77	32,4	33,83	32,82	33,74	32,65
Total	100	100	100	100	100	100	100	100,01	100	100,01	100	100	100	100
Formule structurale														
S	1,97	1,99	1,97	1,98	1,99	1,99	1,99	1,98	1,99					
Fe	1,03	1,01	1,03	1,02	1,01	1,01	1,01	1,02	1,01					
Total	3	3	3	3	3	3	3	3	3					

Tableau 8 : Composition des chalcopyrites (MEB JEOL)

N° Ech	12MLR21	10MLR72A	10MLR72A	10MLR72A	10MLR72A	10MLR72A	10MLR72A	10MLR72A	10MLR72d	10MLR72d
Site	**4**	**2**	**4**	**4**	**6**	**6**	**2**	**2**	**3,1**	**1,7**
Analyse		**3**	**6**	**2**	**2**	**1**	**2**		**2**	**2**
S	50,31	49,57	49,31	49,21	48,26	49,45	49,61	50,17	49,92	51,08
Fe	25,15	25,34	25,34	24,76	24,91	24,79	25,06	24,38	25,41	25,04
Cu	24,54	25,09	25,35	26,03	26,82	25,76	25,33	25,45	24,67	23,88
Total	100	100	100	100	99,99	100	100	100	100	100
Formule structurale										
S	2,61	2,58	2,57	2,57	2,54	2,58	2,58	2,61	2,59	2,64
Fe	0,75	0,76	0,76	0,74	0,75	0,74	0,75	0,73	0,76	0,74
Cu	0,64	0,66	0,67	0,69	0,71	0,68	0,67	0,67	0,65	0,62
Total	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4

Tableau 9: Composition des pentlandites (MEB JEOL)

N° Ech	**10MLR72a**	**10MLR72a**	**10MLR72a**	**10MLR72a**	**10MLR72a**	**10MLR72a**
Site	**2**	**3**	**2**	**4**	**6**	**6**
Analyse	**2**	**3**	**10**	**4**	**1**	**1**
S	46,17	47,36	46,95	46,56	44,79	44,79
Fe	22,61	24,35	25,21	23,9	27,05	27,05
Ni	27,43	28,28	27,84	27,44	18,27	18,27
Ag					5,22	5,22
Co				2,1		
As	0,85					
Total	97,06	99,99	100	100	95,33	95,33
Formule structurale						
S	10,54	10,48	10,41	10,36	10,60	10,60
Fe	2,96	3,10	3,21	3,05	3,67	3,67
Ni	3,42	3,42	3,37	3,34	2,36	2,36
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	0,37	0,37
Co	0,00	0,00	0,00	0,25	0,00	0,00
As	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	17	17	17	17	17	17

Tableau 10: Composition des cobaltites (MEB JEOL)

N° Ech	**10MLR72a**	**10MLR72a**	**10MLR72a**	**10MLR72a**	**10MLR72a**	**10MLR72a**	**10MLR72a**	**10MLR72a**
Site	**2**	**3**	**3**	**2**	**2**	**2**	**2**	**4**
Analyse	**1**	**1**						**4**
S	32,96	40,54	34,01	34,53	36,15	35,15	33,06	46,56
Fe	5,27	8,24	7,18	3,61	6,88	3,1	4,44	23,9
Ni	7,21		6,71		9,09			27,44
Co	20,28	24,48	20,06	29,3	17,7	28,93	29,15	2,1
As	32,36	26,07	32,04	32,56	30,18	32,31	33,35	
Total	98,08	99,33	100	100	100	99,49	100	100
Formule structurale								
S	1,53	1,74	1,54	1,56	1,60	1,59	1,51	1,83
Fe	0,14	0,20	0,19	0,09	0,18	0,08	0,12	0,54
Ni	0,18	0,00	0,17	0,00	0,22	0,00	0,00	0,59
Co	0,51	0,57	0,49	0,72	0,43	0,71	0,72	0,04
As	0,64	0,48	0,62	0,63	0,57	0,62	0,65	0,00
Total	3	3	3	3	3	3	3	3

Tableau 11: Composition des sphalérites (MEB JEOL)

N° Ech	**12MLR21**	**10MLR72a**	**10MLR72a**	**10MLR72a**	**10MLR72a**	**10MLR72a**	**10MLR72a**
Site	**4**	**2**	**4**	**6**		**2**	**2**
Analyse	**2**	**1**	**1**	**2**			
S	49,66	49,76	48,71	50,08	49,23	49,83	48,99
Fe		5,87	6,05	4,23	6,02	6,13	3,44
Cu		0,78	0,93		1,71		
Zn	49,43	43,17	43,64	45,38	43,04	43,57	47,57
Cd	0,91	0,43	0,67	0,31		0,47	
Total	100	100,01	100	100	101,3	100	100
Formule structurale							
S	1,34	1,33	1,31	1,34	1,32	1,33	1,32
Fe	0,00	0,05	0,05	0,03	0,05	0,05	0,03
Cu	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Zn	0,65	0,57	0,58	0,59	0,57	0,57	0,63
Cd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	2	2	2	2	2	2	2

Tableau 12: Composition chimique de la pyrite (Microsonde électronique)

N° Ech	11MLR05B	11MLR04	11MLR04	11MLR04	11MLR04	11MLR04	11MLR04	11MLR04	11MLR04	10MLR03	10MLR03	10MLR03	10MLR66	10MLR66	10MLR66	10MLR66	10MLR66	10MLR66	10MLR66	10MLR66	10MLR66	10MLR66
Analyse	c9-4	c1-1	c2-1	c2-6	c5-1	c5-3	c5-6	c6-1	c6-2	c4-1	c4-2	c4-3	c2-1	c2-2	c2-4	c2-5	c2-6	c2-7	c3-1	c3-2	c3-5	c3-6
S	52,7	53,2	53,6	52,8	54	53,4	53,5	53,1	52,9	53,4	53,0	53,5	53,1	51,7	51,6	53,2	51,4	52,2	51,6	52,7	52,4	53,3
Fe	45,1	46,5	46,3	45,4	46,7	46,4	46,3	46,4	45,8	45,8	45,4	46,3	45,2	45,4	44,6	45,6	45,1	45,7	45,2	46,0	45,4	45,3
Cu	0	0	0	0	0	0	0,01	0,31	0	0,29	0,25	0,18	0	0	0	0	0	0	0	0	0,1	0,13
Zn	0	0	0	0	0,07	0	0	0	0	0	0	0	0,23	0	0	0	0	0,02	0	0,03	0	0
Ag	0	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0,06	0	0	0	0	0	0,04	0	0	0	0,06	0	0
Te	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Au	0,17	0	0	0,13	0,01	0	0,11	0,16	0	0,2	0	0	0,1	0	0	0	0,05	0,14	0	0,1	0,08	0
Pb	0,09	0,02	0	0,56	0,16	0,2	0,18	0,13	0,11	0,1	0,14	0,19	0,08	0,04	0,15	0,06	0,14	0,12	0,15	0,17	0,04	0,09
Total	98,1	99,7	99,9	98,9	100	100	100,17	100	98,9	99,9	98,8	100	98,8	97,2	96,3	98,9	96,7	98,2	97,1	99,1	98,1	98,9
Formule structurale																						
S	2,01	2,00	2,01	2,00	2,00	2,00	2,00	1,99	2,00	2,01	2,01	2,00	2,01	2,00	2,01	2,01	2,00	1,99	2,00	2,00	2,00	2,01
Fe	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	1,00	0,99	1,00	1,00	0,99	0,99	0,99	0,98	1,00	0,99	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,98
Cu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	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	0,00
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Te	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Au	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3

Tableau 13: Composition chimique de la chalcopyrite (Microsonde électronique)

N° Ech	11MLR 05B	11MLR 05B	11MLR 05B	11MLR 05B	11ML R04	11ML R04	11ML R04	11ML R04	11ML R04	11ML R04	11ML R04	10ML R69	10ML R69	10ML R69	10ML R69	10ML R69	11ML R17
Analyse	**c4-1**	**c9-1**	**c9-2**	**c10-1**	**c1-2**	**c1-3**	**c2-3**	**c2-5**	**c4-1**	**c4-2**	**c6-4**	**c1-4**	**c1-7**	**c1-8**	**c1-9**	**c1-10**	**c1-2**
S	35,13	34,49	34,75	35,19	35,28	35,37	35,2	35,07	35,13	32,5	35,4	35,32	35,12	35,27	35,12	35,07	35,15
Fe	29,35	28,54	27,34	28,83	28,09	28,73	29,68	29,38	29,31	0,76	29,57	29,21	29,01	29,26	28,8	28,99	27,71
Cu	34,65	35,16	36,98	35,08	33,59	33,77	34,57	34,54	34,85	64,02	34,52	34,46	34,49	34,59	34,06	34,32	36,28
Zn	0	0,03	0,02	0	0	0	0,01	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0,01	0,02
Ag	0	0,02	0,01	0	0	0	0	0	0,03	0,18	0	0	0,08	0	0	0,13	0
Te	0	0	0	0	0	0,02	0	0	0	0,25	0,01	0	0	0	0	0	0
Au	0,05	0	0,16	0,17	0,09	0	0	0,04	0	0,14	0,02	0	0,01	0,12	0,07	0	0
Pb	0,12	0,1	0,02	0,16	0,13	0,13	0,1	0	0,12	1,92	0,1	0	0,05	0,09	0,02	0,04	0
Total	99,31	98,33	99,28	99,42	97,19	98	99,56	99,03	99,44	99,8	99,62	99	98,75	99,34	98,07	98,56	99,16
Formule structurale																	
S	2,02	2,01	2,01	2,03	2,06	2,05	2,02	2,02	2,02	1,98	2,03	2,03	2,03	2,03	2,04	2,03	2,03
Fe	0,97	0,95	0,91	0,95	0,94	0,96	0,98	0,97	0,97	0,03	0,97	0,97	0,96	0,97	0,96	0,96	0,92
Cu	1,01	1,03	1,08	1,02	0,99	0,99	1,00	1,00	1,01	1,97	1,00	1,00	1,01	1,00	1,00	1,00	1,06
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Te	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Au	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4

Tableau 14: Composition chimique de la Galène (Microsonde électronique)

N° Ech	11MLR05B	11MLR05B	11MLR05B	11MLR05B	11MLR04	11MLR04	10MLR03	10MLR69	10MLR69	10MLR69
Analyse	**c4-2**	**c5-1**	**c5-2**	**c6-1**	**c6-5**	**c6-6**	**c1-1**	**c1-1**	**c1-5**	
S	13,49	13,67	13,54	13,29	13,35	13,38	13,41	13,8	13,79	13,78
Fe	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cu	0	0	0	0	0,04	0,04	0	0,3	0	0,07
Zn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ag	0	0,19	0	0	0	0	0	0	0	0,04
Te	0,06	0,1	0,02	0,11	0,09	0,13	0,04	0	0,12	0,12
Au	0,05	0,1	0	0	0,02	0,15	0,06	0	0	0
Pb	86,19	87,04	84,45	85,66	86,17	85,36	85,73	86,77	86,38	86,33
Total	99,8	101,1	98,01	99,06	99,66	99,06	99,25	100,87	100,29	100,35
Formule structurale										
S	1,00	1,00	1,02	1,00	1,00	1,00	1,00	1,01	1,01	1,01
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Te	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Au	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb	0,99	0,99	0,98	1,00	1,00	0,99	0,99	0,98	0,98	0,98
Total	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2

Tableau 15: Composition chimique de la Covellite (Microsonde électronique)

N° Ech	11MLR05B	11MLR04	10MLR03	10MLR03	10MLR69	10MLR69	11MLR04
Analyse	**c9-3**	**c2-4**	**c5-1**	**c5-2**	**c1-3**	**c1-11**	**c4-2**
S	29,88	33,9	33,75	34,08	33,99	34,41	32,5
Fe	0,56	0,2	0,02	0,13	0,14	0,4	0,76
Cu	69,98	67,14	66,3	65,33	66,72	65,36	64,02
Zn	0	0	0	0	0	0	0,01
Ag	0	0	0,03	0	0	0	0,18
Te	0	0	0	0	0	0	0,25
Au	0	0	0,27	0	0,15	0	0,14
Pb	0,13	0	0,2	0,19	0,03	0,02	1,92
Total	100,54	101,25	100,57	99,72	101,03	100,19	99,8
Formule structurale							
S	0,91	1,00	1,00	1,02	1,00	1,02	0,99
Fe	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Cu	1,08	1,00	0,99	0,98	0,99	0,98	0,98
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Te	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Au	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	2	2	2	2	2	2	2

Tableau 166: Composition chimique de l'or (Microsonde électronique)

N° Ech	11ML R05B	11ML R05B	11ML R05B	11ML R05B	11ML R05B	11M LR04	11M LR04	11M LR04	11M LR04	11M LR04	11M LR04	11M LR04	11M LR04	11M LR04	11M LR04	11M LR04	11M LR04	11M LR04	11M LR04	11M LR04	11M LR04	10M LR66
Analyse	c1-2	c1-5	c2-1	c3-1	c8-1	c2-8	c2-9	c2-10	c2-11	c3-1	c3-2	c3-3	c3-4	c3-5	c3-6	c4-3	c4-4	c4-5	c4-7	c5-2	c3-4
S	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0,2	0	0	0	0	0	0,02	0	0,12	0,05
Fe	0	0	0	0,01	0	0	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,59	0,15
Cu	0	0	0	0	0	0	0	0,37	0	0	0	0,23	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Zn		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ag	21,91	24,44	20,96	22,89	24,05	18,3	18,8	20,5	19,0	26,8	21,3	22,3	23,7	23,9	20,2	27,0	26,4	23,6	25,3	15,6	7,7
Te	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0,26	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Au	80,6	78,56	81,46	77,87	78,62	82,3	83,5	81,0	82,7	74,1	79,7	70,1	77,2	78,2	81,7	76,1	74,3	78,8	76,9	86,9	93,1
Pb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,46	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	102,5	103	102,4	100,7	102,6	100	102	101	101	100	101	93,6	100,	102	102	103	100	102	102	103	101
1000*Au /Au+Ag	**786**	**763**	**795**	**773**	**766**	**818**	**816**	**795**	**813**	**734**	**789**	**749**	**765**	**766**	**801**	**738**	**738**	**769**	**753**	**841**	**922**

Tableau 17: Composition des apatites

N° Ech	11mlr11b	11mlr11b	11mlr11b	11mlr11b	11mlr11b	11mlr11b	11mlr11b	11mlr11b	11mlr11b	11mlr11b	11mlr11b	11mlr11b	11MLR13b	11MLR13b	11MLR13b	11MLR13b
Site	2	2-2	2-3	3-1	3-4	3-6	4-1	4-3	5-1	5-2	6-1	6-1	1-5	1-6	1-8	1-18
Analyse	4	3	1	1	5	3	3	3	2	5	6	4				
P2O5	41,18	40,52	39,72	38,91	40,69	43,37	43,10	41,93	43,42	41,88	42,29	41,07	39,87	39,06	40,40	39,12
SiO2	1,60	0,00	2,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,79	3,10	0,00	0,00
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,71	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CeO2	0,00	0,00	0,00	1,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00
CaO	55,16	55,80	53,46	52,10	54,48	55,67	55,57	54,38	55,00	55,15	53,36	52,84	52,90	53,34	54,87	51,80
SrO	0,00	0,00	0,43	1,79	3,26	0,00	1,67	0,00	0,00	2,15	0,00	0,00	0,00	0,00	1,08	1,83
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
PbO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,56	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,83	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	4,23	4,98	4,06	4,68	6,27	4,80	4,28	4,09	4,09	4,98	4,32	5,06	3,87	3,90	3,65	7,25
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	**102,2**	**101,3**	**100,1**	**99,4**	**105,3**	**103,8**	**104,6**	**100,4**	**102,5**	**104,5**	**102,1**	**101,4**	**100,0**	**100,0**	**100,0**	**100,0**
Formule structurale																
P5+	5,83	5,89	5,74	5,86	5,85	6,06	6,01	6,04	6,09	5,94	5,99	5,93	5,75	5,62	5,90	5,94
Si4+	0,27	-	0,41	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,48	0,53	-	-
Fe3+	-	-	-	-	0,09	-	-	-	-	-	0,30	0,35	-	-	-	-
Ce3+	-	-	-	0,07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn2+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg2+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca2+	9,89	10,27	9,78	9,92	9,91	9,85	9,81	9,91	9,77	9,89	9,57	9,65	9,65	9,71	10,14	9,96
Sr2+	-	-	0,04	0,18	0,32	-	0,16	-	-	0,21	-	-	-	-	0,11	0,19
Ba2+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb2+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	-	-	-
Na+	-	-	-	0,29	-	-	-	-	-	0,11	-	-	-	-	-	-
K+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F-	2,24	2,71	2,19	2,63	3,37	2,51	2,23	2,20	2,14	2,64	2,29	2,73	2,08	2,10	1,99	4,11
Cl-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
OH-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-
Totale	18,22	18,87	18,17	18,95	19,55	18,41	18,21	18,14	18,00	18,79	18,15	18,66	17,99	17,96	18,15	20,20
Me10(XO4)6Z2																
Me	9,89	10,27	9,82	10,47	10,24	9,85	9,97	9,91	9,77	10,21	9,57	9,65	9,68	9,71	10,25	10,15
X	6,10	5,89	6,15	5,86	5,94	6,06	6,01	6,04	6,09	5,94	6,29	6,28	6,22	6,15	5,90	5,94
Z	2,24	2,71	2,19	2,63	3,37	2,51	2,23	2,20	2,14	2,64	2,29	2,73	2,08	2,10	2,00	4,11

Tableau 18: Minéraux du groupe de la monazite, modifié d'après Fleischer & Mandarino (2004)

Minéral	Formule idéale
Brabantite	$Ca_{0.5}Th_{0.5}PO_4$
Cheralite	$(Ca,Ce,Th)(P,Si)O_4$
Gasparite -(Ce)	$(Ce,La,Nd)AsO_4$
Huttonite	$ThSiO_4$
Monazite-(Ce)	$(Ce,La,Nd,Th)PO_4$
Monazite-(La)	$(La,Ce,Nd)PO_4$
Monazite-(Nd)	$(Nd,Ce,La)PO_4$
Monazite-(Sm)	$SmPO_4$
Roosveltite	$BiAsO_4$

Résumé

Le massif du Mayo Kebbi, situé au sud-ouest du Tchad entre le craton du Congo au Sud, le craton Ouest Africain à l'Ouest et le Métacraton du Sahara à l'Est, expose un segment de croûte juvenile néoprotérozoïque accrété dans la ceinture orogénique d'Afrique Centrale durant l'orogène Pan-Africaine. Il est constitué de deux ceintures de roches vertes (Zalbi et Goueygoudoum) séparées par le batholithe calco-alcalin du Mayo Kebbi et recoupées par des plutons à signature calco-alcaline hyperpotassique. Le tout est recouvert par des formations sédimentaires phanérozoïques.

Les ceintures de roches vertes contiennent des zones minéralisées en sulfures encaissées par les roches métaplutoniques (granodiorites) et métavolcanosédimentaires (métabasaltes). La minéralisation est constituée d'un assemblage métallique à pyrite, pyrrhotite, arsénopyrite, chalcopyrite, pentlandite, pentlandite argentifère, pentlandite cobaltifère, sphalérite, de cobaltite. Les sulfures se trouvent à l'état disséminé ou sous forme de remplissage de fissures.

Les roches vertes comprennent également des filons de quartz à calcite-chlorite et encaissant des minéralisations à pyrite, chalcopyrite, galène et or. L'analyse de l'or indique une association systématique avec l'argent.

Le pluton calco-alcalin hyperpotassique de Zabili contient des indices de minéralisations en Uranium liés à la superposition de : (1) déformation ductile et altération métasomatique impliquant l'interaction entre les minéraux magmatiques avec un fluide riche en Na, d'origine magmatique, contemporain au dépôt d'oxydes d'uranium, (2) une déformation fragile et le dépôt de silicates hydratés d'uranium secondaires impliquant un fluide riche en Na-Ca. La minéralisation en uranium s'exprime sous forme d'uraninite, d'ekanite, de kasolite, de brannerite, et de silicates d'uranium tels que la coffinite. Un âge U-Th-Pb de 599 +/- 4 Ma a été obtenu sur des grains de monazite hydrothermales. Ces minéralisations d'uranium représentent l'expression extrême de la différenciation de la croûte, suite à la remobilisation de ce segment de croûte juvénile Néoprotérozoïque au cours de l'orogénèse Pan-Africaine.

Mots clés : Orogénèse Pan-Africaine, Mayo-Kebbi, roches vertes, granites, sulfures, Or, Uranium.

Abstract

The Mayo Kebbi massiflocated in southwestern Chad between the Congo craton in the South, the West African craton in the west and the Sahara metacraton to the east exposes a segment of Neoproterozoic juvenile crust accreted in the Central African orogenic belt during the Pan African orogeny. It consists of two greenstone belts (Zalbi and Goueygoudoum) separated by the May Kebbi calc-alkaline batholith complexes and intruded by calc-alkaline high-K granitic plutons. The whole is covered by Phanerozoic sedimentary formations.

The greenstone belts contain sulphide zones hosted mainly by metaplutonic rocks (granodiorites) and metabasalts and metavolcaniclastics. The mineralization comprises pyrite, pyrrhotite, arsenopyrite, chalcopyrite, pentlandite, pentlandite silver, pentlandite cobaltiferous, sphalerite, cobaltite. These sulphides are disseminated, aggregated in form of layers or are filling veins and cracks.

The greenstones also contain quartz veins with calcite and chlorite comprising a mineralization made of pyrite, chalcopyrite, galena and gold. Gold is present both as native crystals and as electrum.

The high-K calc-alkaline Zabili granitic pluton hosts uranium mineralization related to a superposition of: (1) ductile deformation and metasomatic alteration implying the interaction between magmatic minerals with a Na-rich fluid, of potential magmatic origin, coeval to the main deposition of uranium oxides, followed by (2) brittle deformation and deposition of secondary hydrated uranium silicates involving a Na-Ca-rich fluid. We propose that these uranium mineralizations represent the extreme expression of crustal differentiation as a result of Pan-African reworking of a Neoproterozoic juvenile crustal segment.

Keywords: Pan-African Belt, Mayo-Kebbi, greenstone, granite, sulfides, Gold, Uranium.