HAL
open science

Croissance et remobilisation crustales au Pan-Africain dans le sud du massif du Ouaddaï (Tchad)

Félix Djerossem Nenadji

To cite this version:

Félix Djerossem Nenadji. Croissance et remobilisation crustales au Pan-Africain dans le sud du massif du Ouaddaï (Tchad). Tectonique. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2018. Français. ⟨NNT : 2018TOU30319⟩. ⟨tel-02401065⟩

HAL Id: tel-02401065

https://theses.hal.science/tel-02401065v1

Submitted on 9 Dec 2019

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

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par l'Université Toulouse 3 - Paul Sabatier

Présentée et soutenue par

Félix DJEROSSEM NENADJI

Le 21 décembre 2018

Croissance et remobilisation crustales au Pan-Africain dans le sud du massif du Ouaddaï (Tchad)

Ecole doctorale : **SDU2E - Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace**

Spécialité : **Sciences de la Terre et des Planètes Solides**

Unité de recherche :
GET - Geosciences Environnement Toulouse

Thèse dirigée par
Olivier VANDERHAEGHE et Isseini Moussa

Jury
Mme Anne-Sylvie ANDRE-MAYER, Rapporteur
Mme Delphine BOSCH, Rapporteur
Mme Julia DE SIGOYER, Rapporteur
M. Michel GREGOIRE, Examinateur
M. Olivier VANDERHAEGHE, Directeur de thèse
M. Moussa ISSEINI, Co-directeur de thèse

Resumé : Cette thèse est consacrée à la croissance et à la remobilisation crustales au Pan-Africain dans le Sud du massif du Ouaddaï au Tchad, situé à la marge Sud du Métacraton du Sahara et au Nord du Craton du Congo. La cartographie du secteur d'étude a permis de distinguer des roches métasédimentaires comprenant des niveaux d'amphibolites et intrudées par des roches plutoniques de composition intermédiaire à felsique. Les amphibolites correspondent à des basaltes tholeiitiques dérivés de la fusion partielle d'un manteau appauvri (εNd_{540}= 4). Les roches felsique, représentées par des leucogranites de type-S, donnant des âges U-Pb sur zircon de 635 ± 3 Ma et 612 ± 8 Ma, sont issues de la fusion partielle des métasédiments. Les granitoïdes potassiques calco-alcalin de type-I, donnant un âge U-Pb sur zircon à 538 ± 5 Ma, incluant une monzonite à pyroxène de nature shoshonitique datée autour de ca. 540 Ma, sont caractérisées par des signatures isotopiques radiogéniques (εNd_{620}= -4 et -15) et sont attribuées à la fusion partielle d'un manteau enrichi plus ou moins contaminé. Les roches métasédimentaires sont caractérisées par une foliation composite S_0/S_{1-2} de direction NE-SW qui est associée à des plis isoclinaux P_1 et P_2 d'échelle centimétrique à hectométrique et qui porte une linéation L_{1-2} plongeant faiblement vers le NW. Cette foliation est également affectée par des plis droits ouverts P_3 associés à une schistosité de plan axial S_3 fortement pentée vers le NNW ou le NW. La présence de grains de zircon détritiques et leurs signatures Hf comprenant une composante héritée Archéenne à Paléoprotérozoique indique que les roches métasédimentaires sont issues de l'érosion des cratons voisins et un dépôt au début du Néoprotérozoique. Ces roches sont affectées par une déformation et un métamorphisme typique du faciès schistes verts daté à 627 ± 7 Ma (Th-U-Pb sur monazite à la microsonde) et à 602 ± 3 Ma (U-Pb sur zircon par LA-ICP-MS) et un faciès amphibolites. Ces données montrent que la croûte continentale exposée au Sud du massif du Ouaddaï en bordure méridionale du Mécraton du Sahara enregistre une accrétion tectonique des séries sédimentaires issues de l'érosion des cratons lors du démantèlement du supercontinent Rodinia, associée à la mise en place de magmas mafiques juvéniles, puis une remobilisation de ces roches lors de l'orogénèse Pan-Africaine accompagnée de la fusion partielle de la racine orogénique et d'un manteau enrichi potentiellement qui correspond soit au manteau sous-continental ou au manteau supra-subduction.

Mots clé : Massif du Ouaddaï, Métacraton du Sahara, Ceinture Orogenique Pan-Africaine d'Afrique Centrale, croissance crustale, remobilisation, granite peralumineux, magmatisme shoshonitique.

Abstract: This thesis is devoted to crustal growth and Pan-African reworking in the south of the Ouaddaï massif in Chad, located at the southern margin of the Sahara Metacraton and north of the Congo Craton. Geologic mapping has allowed to identify metasedimentary units alternating with amphibolites and intruded by plutonic rocks with intermediate to felsic composition. Amphibolites correspond to pre-tectonic tholeiitic basalts derived from the partial melting of the depleted mantle (εNd_{540}= 4). The felsic rocks, represented by S-type leucogranites yielding U-Pb zircon ages of 635 ± 3 Ma and 612 ± 8 Ma, are derived from the partial melting of metasediments. High-K calc-alkaline I-type granitoids yielding U-Pb zircon ages at 538 ± 5 Ma, and including a shoshonitic pyroxene-monzonite yielding U-Pb zircon ages at 538 ± 5 Ma are characterized by radiogenic isotopic signatures (εNd_{540}= -4 et -15) and are partial melting of an enriched mantle with a potential impact of mixing of mantle and crustal-derived magmas. Metasedimentary rocks display a NE-SW trending S_0/S_{1-2} foliation associated with centimeter to hectometer scales F_1 and F_2 isoclinal folds delineating hook type interferences pattern and bearing a L_{1-2} lineation weakly dipping towards the NW. The S_0/S_{1-2} foliation is also affected by upright open F_3 folds marked by the development of a faint axial planar S_3 schistosity variably dipping to the NNW or NW. Zircon detrital grains with Hf signatures pointing to an Archaean to Paleoproterozoic inheritance indicates that metasedimentary rocks are derived from erosion of the surrounding cratons and were deposited in the early Neoproterozoic. These rocks were subsequently affected by deformation and metamorphism dated at 627 ± 7 Ma (by Th-U-Pb on monazite) and at 602 ±3 Ma (by U-Pb on zircon), typical of green schist facies and amphibolite facies. These data show that the South Ouaddaï massif, marking the southern margin of the Sahara metacraton, has recorded tectonic accretion of sedimentary series issued from erosion of the nearby cratons during break-up of the Rodinia supercontinent, associated with the formation of juvenile mafic magmas, followed by tectonic reworking during the Pan-African orogeny associated with partial melting of the root of the orogenic crust and of an enriched mantle that might either correspond to the subcontinental mantle or to the suprasubduction mantle.

Key words: Ouaddaï Massif, Sahara Metacraton, Central African Orogenic Belt of Central Africa, crustal growth, reworking, peraluminous granite, shoshonitic magmatism.

DEDICACE

A mon feu père NENADJI BIANRO Siméon

A ma feu mère DENDOUL KILAMIAN Lydie

REMERCIEMENTS

Les quatre dernières années de thèse (2015-2018) en alternance entre N'Djaména et Toulouse ont été pour moi un réel plaisir et ce, grâce à la participation de nombreuses personnes que je voudrais bien remercier avec beaucoup d'enthousiasme.

Tout d'abord, merci Olivier Vanderhaeghe d'avoir accepté d'encadrer ce travail. Ta promptitude, ton attention et tes orientations ont été pour moi un réel soutien. Merci de m'avoir donné l'opportunité de participer aux conférences mais aussi de rencontrer d'autres chercheurs dont les échanges ont été très satisfaisant.

Merci Moussa Isseini d'avoir proposé et guidé ce projet de thèse depuis les missions de terrain jusqu'à sa réalisation. Je n'oublie pas des séances de travail (du bureau à ton domicile en passant par des discussions enrichissantes autour d'un café) effectués avec toi depuis mon Master jusqu'aujourd'hui. Je te dis simplement merci.

Merci Julien Berger d'avoir suivis de près l'évolution de ce travail à travers des séances de travail au microscope ou au bureau. Tes conseils surtout pédagogiques ont été pour moi un soutien inlassable et m'ont donnés le courage afin d'arriver au bout de ce travail.

Merci Jérôme Ganne pour ton aide depuis le microscope jusqu'à la réalisation des pseudosections. Ta disponibilité et tes orientations ont été bénéfiques pour ce travail.

Mes reconnaissances vont à l'endroit d'Anne-Sylvie Andre-Mayer, Delphine Bosch, Julia De Sigoyer et Michel Gregoire qui ont acceptés d'évaluer ce travail.

Le mérite de ce travail revient également à toutes les personnes qui m'ont permis d'obtenir des données de qualité. Je suis reconnaissant à Armin Zeh d'avoir effectué les analyses géochronologiques. Je remercie Fabienne de Parseval et Jean-François Mena d'avoir effectués des lames minces. Je n'oublie pas Thierry Aigouy pour son accompagnement au MEB, Philippe de Parseval et Sophie Gouy pour leur aide à la microsonde. Merci Stephanie Duchène pour le traitement statistique des monazites.

Merci à tous les doctorants du GET et plus particulièrement à Léandre Ponthus de m'avoir montré les recoins du laboratoire. Je n'oublie pas Jacques Koné, Augustin Koffi, José Kpoé et Mohamadou Diallo, avec qui nous avons passés de moments (les bons et les moins bons) durant nos séjours à Toulouse.

Je voudrais être reconnaissant envers la direction du GET et plus particulièrement à Carine Baritaud pour sa disponibilité et sa qualité d'accueil très chaleureux.

Mes reconnaissances vont également à l'endroit des autorités administratives et coutumières pour leurs soutiens sur le terrain. Issaka, notre première mission de terrain n'a pas été facile mais on s'en est sortie grâce à notre bon sens bien sûr (désormais il faut se méfier de ce mot « guerip » en arabe tchadien qui veut dire « tout près »). J'espère que tu n'as pas oublié ce mot « tchiii… »? Merci à Aboulfati pour son aide sur le terrain.

Merci Etienne et Rirabé pour votre coup de main au traitement d'image satellitale.

Merci au SCAC/Ambassade de France au Tchad et au projet NEEDS piloté par Olivier Vanderhaeghe d'avoir financés ce projet de thèse. Je remercie également Nathalie Roubert, responsable de Campus France à Toulouse pour sa collaboration.

Merci Mbairamadji Harni et Mahamat Nour Abdallah. Malgré la distance qui nous sépare (Marseille-Toulouse), vous avez toujours été présent quand je m'ennuyais dans mes 9 m^2.

Mes remerciements vont également à l'endroit de tous ceux qui de près ou de loin m'ont encouragé dans ce projet.

Merci à mes grands frères Nénadji Florent, Nenadji Firmin, Nenadji Félicien, Nenadji Fidèle, Nénadji Philomène et à ma petite sœur Nenadji Félicité et mon petit frère Nenadji Frederic pour vos soutiens. Vos efforts pour m'a réussite est d'une grandeur sans pareil. Vous êtes des amis (es) naturel que Dieu m'a donné. Je vous aime tous.

« Parfois notre lumière s'éteint, puis elle est rallumée par un autre être humain. Chacun de nous doit de sincères remerciements à ceux qui ont ravivé leur flamme ». Je ne peux rester indiffèrent à cette pensée d'Albert Schweitzer. 1000 merci (même si c'est de trop) à tous.

SOMMAIRE

CHAPITRE I : CONTEXTE SCIENTIFIQUE, PROBLEMATIQUE ET OBJECTIFS 13
1 Introduction générale 13
2 Croissance crustale et évolution de la croûte continentale 14
3 Formation des Supercontinents et des Ceintures Orogéniques Pan-Africaines 21
4 Métacraton du Sahara 33
5 Conclusion 36
CHAPITRE II : CARTOGRAPHIE DES UNITES LITHO-TECTONIQUES ET DES PRINCIPALES STRUCTURES PAR TELEDETECTION 38
1 Introduction 38
2 Ensembles lithologiques et tectoniques du Sud Ouaddaï 38
3 Contribution des images satellites Landsat 8/LCDM à la cartographie lithostructurale 39
4 Synthèse 57
CHAPITRE III : ANALYSE PETROGRAPHIQUE ET STRUCTURALE 59
1 Introduction 59
2 Description macroscopique et microscopique des roches méta-volcanosédimantaires 60
3 Description macroscopique et microscopique des roches plutoniques 70
4 Dykes de dolerite 78
5 Description structurale 79
6 Synthèse 83
CHAPITRE IV : ENREGISTREMENT METAMORPHIQUE DE LA REMOBILISATION 86
1 Intoduction 86
2 Paragenèses et composition chimique des minéraux 87
3 Estimation des conditions P-T 99
4 Synthèse 107
CHAPITRE V: SIGNATURES GEOCHIMIQUES MAJEURS, TRACES ET ISOTOPIQUES DES ROCHES METAMORPHIQUES ET PLUTONIQUES 111
1 Introduction 111
2 Géochimie des éléments majeurs et en trace des roches métamorphiques 111
3 Géochimie des élements majeurs et en traces des granitoïdes 119
4 Synthèse des données géochimiques (élements majeurs, traces) 126

5 Géochimie isotopique (Sm/Nd) 128
6 Synthèse des signatures isotopiques (Sm/Nd) 132
CHAPITRE VI: GEOCHRONOLOGIE DES ROCHES METAMORPHIQUES ET PLUTONIQUES 133
1 Introduction 134
2 Géochronologie U-Pb sur zircon des roches métasédimentaires 134
3 Géochronologie U-Pb sur zircon des roches plutoniques 136
4 Géochronologie U-Th-Pb sur monazite de roche métasédimentaire 139
5 Synthèse des données isotopiques U-Pb/Zircon et U-Th-Pb/Monazite 140
CHAPITRE VII: TRAÇAGE ISOTOPIQUE LU-Hf DE LA CROISSANCE ET DE LA REMOBILISATION DE LA CROUTE EXPOSEE AU SUD DU OUADDAÏ 143
1 Introduction 143
2 Isotopes de Lu/Hf sur zircon 143
3 Synthèse des données isotopiques Lu-Hf 147
CHAPITRE VIII: DISCUSSION ET CONCLUSION 149
1 Introduction 149
2 Nature et origine des protolithes 149
3 Déformation de la partie sud du Ouaddaï 155
4 Métamorphisme de la partie sud du Ouaddaï 155
5 Evolution crustale et remobilisation de la partie méridionale du massif du Ouaddaï 157
6 Implication pour la Ceinture Orogénique Pan-Africaine d'Afrique Centrale 158
7 Implication pour le métacraton du Sahara 159
8 Conclusion et perspectives 160
9 REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 164
ANNEXES 189
Méthodes analytiques 189
LISTE DES FIGURES 196
LISTE DES TABLEAUX 203
Article soumis pour publication à Precambrian research 257

CHAPITRE I :

CONTEXTE SCIENTIFIQUE, PROBLEMATIQUE ET OBJECTIFS

CHAPITRE I : CONTEXTE SCIENTIFIQUE, PROBLEMATIQUE ET OBJECTIFS

1 Introduction générale

Ce travail de thèse porte sur la croissance et la remobilisation de la croûte au cours de l'orogénèse Pan-Africaine dans le Sud du massif du Ouaddaï aux confins du Tchad et du Soudan (figure I.1). L'épaisseur de la croûte continentale varie entre 30 à 65 Km et représente moins de 1% de la Terre silicatée alors que 20 à 50% des éléments incompatibles y sont concentrés. La compréhension de sa composition est d'une importance capitale, car elle fournit la clé pour éventuellement comprendre sa formation, son évolution ainsi que la différenciation de la terre à l'échelle manteau-croûte par les processus géodynamiques avec des applications en termes de concentration des éléments d'intérêt économique. Cette étude est multi-méthodes, combinant la cartographie (terrain et imagerie satellite), l'analyse structurale depuis l'affleurement jusqu'à la lame mince, la pétrologie métamorphique et la modélisation thermodynamique, la géochimie sur roche totale (majeurs et traces), les traçages isotopiques (Nd) et la géochronologie (U-Pb-Hf sur zircon). Notons que les différentes données acquises sont pionnières et reparties spatialement sur une superficie de 6 000 Km^2 environ. Ces résultats obtenus servent de base à l'élaboration d'un modèle de croissance et de remobilisation de la croûte continentale dans le cadre tectonique-géodynamique de la Ceinture Pan-Africaine à la fin du Néoprotérozoïque. L'ensemble de ces résultats est présenté en huit chapitres. Le chapitre 1 décrit le contexte scientifique et pose la problématique de ce travail. Cette description est suivie par une revue bibliographique sur la croissance et la remobilisation de la croûte continentale ainsi que celle des supercontinents et de la Ceinture Orogénique Pan-Africaine d'Afrique Centrale (COPAC). Le chapitre 2 traite de la cartographie des unités lithologiques et tectoniques par télédétection. Le chapitre 3 est axé sur la cartographie et la caractérisation pétrographique et structurale. L'enregistrement métamorphique est abordé au chapitre 4. Les chapitres 5, 6 et 7 présentent les signatures géochimiques des éléments majeurs, en traces et isotopique (Sm/Nd), la géochronologie et les traçages isotopiques (U/Pb, Lu/Hf). Le chapitre 8 basé sur la discusion, traite les résultats obtenus dans les chapitres précédents en focalisant sur (i) l'impact de la remobilisation Pan-Africaine et la signification du métacraton du Sahara ; (ii) le modèle géodynamique intégrant

la croissance crustale, l'érosion de la marge du craton archéen à paléoprotérozoïque, l'accrétion magmatique néoprotérozoïque, la remobilisation par déformation métamorphique et la différenciation anatectique.

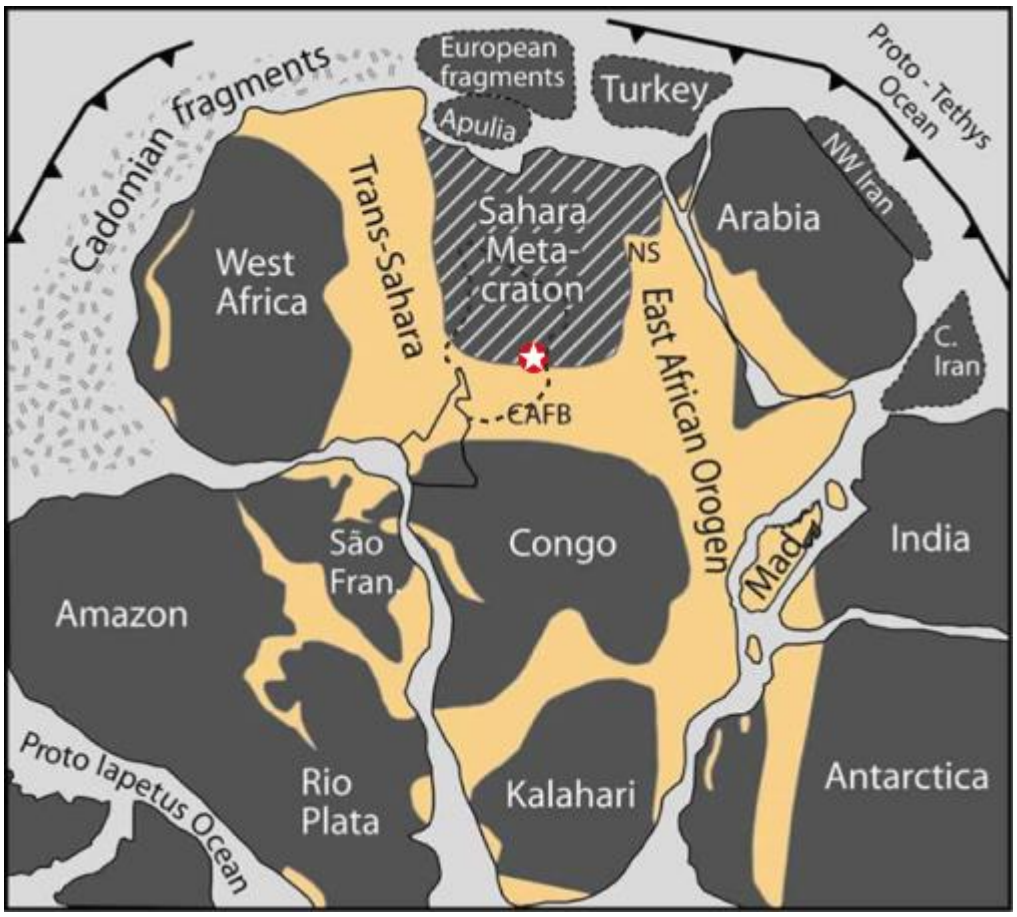


Figure I.1 : Carte géologique montrant la position des cratons et des ceintures Pan-Africaines. L'étoile en rouge indique la position du massif du Ouaddaï (zone d'étude).

2 Croissance crustale et évolution de la croûte continentale

2.1 Croûte continentale archéenne et protérozoïque

Les principaux continents dans leur configuration actuelle, sont constitués de noyaux cratoniques d'âge essentiellement Archéen autour desquels sont disposées de manière concentrique des ceintures orogéniques (figure I.2) depuis le Protérozoïque (Hofmann, 1988 ; Condie, 1998 ; Artemieva, 2009).

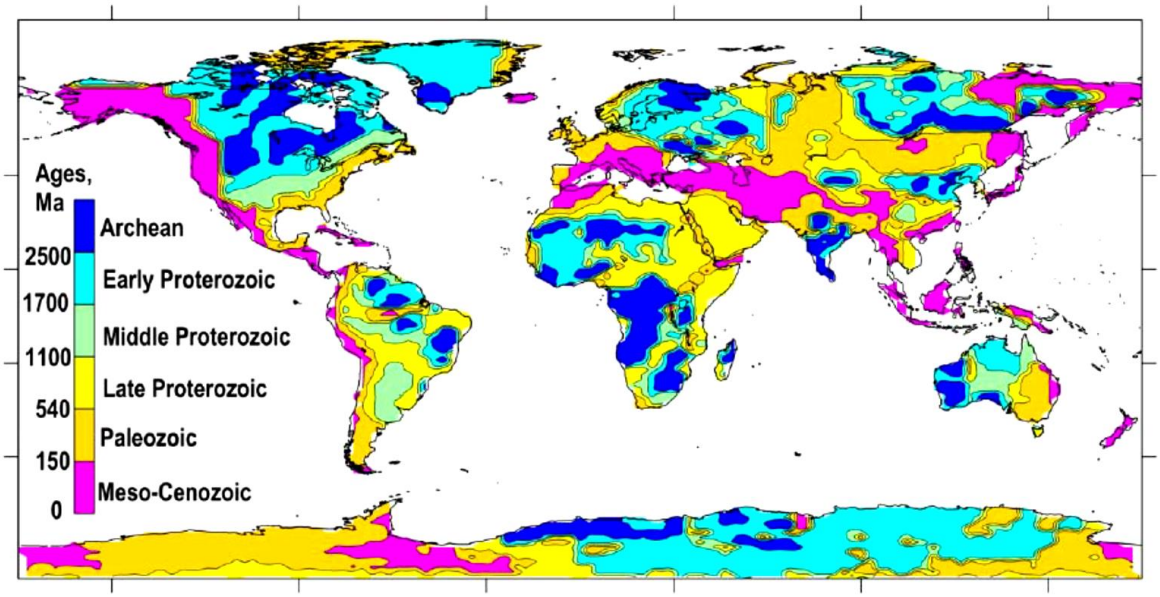


Figure I. 2: Synthèse des âges orogéniques (dernier évènement tectonique recensé dans la zone) modaux de la croûte continentale (Artemieva, 2009).

Ces noyaux cratoniques sont constitués :

(i) De ceintures de roches vertes (5 à 10 % de la surface des cratons Archéens) composées de laves ultrabasiques (Komatiites) et de laves basiques intercalées avec des sédiments. Ces ceintures sont caractérisées par des niveaux riches en quartz et magnétites (Banded-Iron Formation)(Condie, 1998). Les komatiites sont caractérisées par une température de mise en place très élevée (1650°C), avec un fort taux de fusion du manteau (50% à 60%).

(ii) De complexes magmatiques (90% de la surface des cratons Archéens) dominés par la série des Tonalites, Trondhjémites et Granodiorites (TTG). Ce sont des roches cristallines grenues composées de quartz, feldspaths plagioclase, biotite, hornblende associées à des minéraux accessoires tels que l'épidote, le sphène et le zircon (Jahn et al., 1991 ; Condie, 1998 ; Moyen et Martin, 2012). Elles sont acides (SiO_2 > 64%), riche en Al_2O_3 et Na_2O, de nature métalumineuse (A/CNK~1), avec une maficité faible ($MgO+MnO+TiO_2$ < 5%, Mg#~0,43 ; Martin et al., 2005). Ces données ont permis à plusieurs auteurs de montrer que les TTG sont issues de la fusion de basalte hydraté dans les conditions de stabilité du grenat et de la hornblende. Les auteurs ont proposé soit la fusion partielle de basaltes de la croûte océanique entrainés dans la subduction (Foley et al., 2002 ; Martin et al., 2005) soit de basaltes sous plaqués dans un environnement de diapir mantellique (Bédard, 2006). Les TTG sont enfin des marqueurs d'accrétion magmatique qui participent à la formation de nouvelle croûte continentale.

Les ceintures orogéniques accrétées autour de ces noyaux cratoniques sont composées de roches magmatiques de natures calco-alcalin à alcalin et des séries sédimentaires à dominance silicoclastique et des carbonates.

2.2 Composition de la croûte continentale

La composition globale de la croûte continentale est estimée à partir de la composition moyenne de la croûte supérieure et inférieure. Cependant, elle varie en fonction des modèles et des données que disposent plusieurs auteurs (tableau I.1). Néanmoins, tous attribuent à la croûte continentale une composition intermédiaire (SiO2 = 57,3-61,5%) et modérément mafique (MgO = 3,7-5,3%). La composition de la croûte continentale supérieure a été rendue possible par deux approches **(**Rudnick et Gao, 2003 ; Taylor et McLennan, 2009 ; Weaver and Tarney, 1984 ; Shaw et al., 1986 ; Wedepohl, 1995 ; Tarney et al., 1994). La première approche consiste à établir des moyennes de la compositions des roches exposées à la surface par des campagnes à grande échelle de prélèvement et la deuxième est essentiellement basée sur la détermination des concentrations moyennes des éléments insolubles dans les sédiments clastiques à grain fin et les roches sédimentaires (exemple de schiste, graywacke et tillite). Cette partie de la croûte continentale est la plus accessible. Il a été établi par plusieurs auteurs que sa composition est acide (granodioritique) et qu'elle est riche en éléments incompatibles. Les incertitudes observées dans la composition de la croûte continentale résident au niveau de la croûte continentale profonde et en particulier la croûte inférieure, car elle est moins accessible et très lointaine par rapport à la croûte continentale supérieure. Selon certains auteurs, la croûte inferieure représente les 2/3 (Taylor et McLennan., 1981, 1985) ou la moitié (Wedephol, 1995) de la croûte totale et se distingue de la croûte continentale supérieure par sa composition relativement mafique avec une structure souvent litée. La composition de la croûte inférieure a été également estimée par Dupuy et al. (1979) et Wedepohl (1995) via l'étude des enclaves remontées dans des cheminées volcaniques récentes.

Tableau I.1: Teneurs en éléments majeurs(en %) et en éléments en traces (en ppm) des différents modèles de composition de la croûte continentale globale.

	WT	S	RT	W	TM	T	Ecart-ype		WT	S	RT	W	TM	T
SiO_2	64,80	63,20	59,10	61,50	57,30	59,50	2,79	Li	-	-	11	17	13	-
TiO_2	0,51	0,70	0,70	0,68	0,90	0,70	0,12	Be	-	-	-	-	1,5	-
Al_2O_3	16,10	14,80	15,80	15,10	15,90	17,20	0,84	B	-	-	-	-	10	-
FeO_T	4,80	5,60	6,60	5,67	9,10	6,10	1,49	Sc	-	13	22	16	30	30
MnO	-	0,09	0,11	0,10	-	-	0,01	V	-	96	131	101	230	175
MgO	2,70	3,15	4,40	3,70	5,30	3,42	0,94	Cr	56	90	119	132	185	56
CaO	4,60	4,66	6,40	5,50	7,40	7,03	1,20	Co	-	26	25	26	29	24
Na_2O	4,40	3,29	3,20	3,20	3,10	3,68	0,49	Ni	35	54	51	66	105	18
K_2O	2,00	2,34	1,88	2,40	1,10	1,60	0,49	Cu	-	26	24	26	75	54
P_2O_5	-	0,14	0,20	0,18	-	-	0,03	Zn	-	71	73	66	80	-
Mg#	0,50	0,50	0,54	0,54	0,51	0,50	0,02	Ga	-	-	16	15	18	-
Ge	-	-	-	-	-	1,6		Ba	707	764	390	576	250	270
As	-	-	-	-	-	1		La	28	-	18	25	16	11,9
Se	-	-	-	-	-	0,05		Ce	57	-	42	60	33	24
Rb	61	76	58	76	32	31		Pr		-	5	-	3,9	3,2
Sr	503	317	325	334	260	385		Nd	23	-	20	27	16	13
Y	14	26	20	24	20	21		Sm	4,1	-	3,9	5,3	3,5	2,9
Zr	210	203	123	201	100	110		Eu	11,1	-	1,2	1,3	1,1	1
Nb	13	20	12	18	11	4,3		Gd		-	3,6	4,1	3,3	3,3
Mo	-	-	-	-	1	1,1		Tb	0,53	-	0,56	0,65	0,6	0,68
Pd	-	-	-	-	1ppb			Dy	-	-	3,5	-	3,7	-
Ag	-	-	-	-	80ppb	0,13		Ho	-	-	0,76	0,78	0,78	0,71
Cd	-	-	-	-	98ppb			Er	-	-	2,2	-	2,2	2,1
In	-	-	-	-	50ppb			Tm	-	-	-	-	0,32	0,3
Sn	-	-			2,5	0,8		Yb	1,5	-	2	2	2,2	1,9
Sb	-	-	-	-	0,2			Lu	0,23	-	0,33	0,36	0,3	-
Cs	-		2,6		1			Tl	-	-	-	-	360ppb	0,2
Eu/Eu^*	-	-	0,98	0,85	0,99	0,99		Pb	15	20	12,6	14,8	8	6,7
Hf	4,7	5	3,7	4,9	3	2,3		Au	-	-	-	-	3ppb	-
Ta	-	4	1,1	1,1	1	-		Bi	-	-	-	-	60ppb	-
W	-	-	-	-	1	-		Th	5,7	9	5,6	8,5	3,5	2,2
Re	-	-	-	-	0,5ppb	-		U	1,3	1,8	1,42	1,7	0,91	0,69
Ir	-	-	-	-	0,1ppb	-								

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

2.3 Genèse de la croûte continentale à l'actuel

La formation de la croûte continentale selon Thomas et Urgelli., (2001) ; Moyen et Martin., (2002) (figure I.3) et Hawkesworth et al., (2010) (figure I.4)**,** correspond à l'extraction du liquide magmatique à composition granitique et granodioritique riches en Si, Al, Na et K à partir d'un manteau ultrabasique (riche en Mg, Fe, Ca et relativement pauvre en Si). Cette extraction à partir du manteau peut se faire soit par la fusion partielle directe des péridotites mantelliques suivie d'une cristallisation fractionnée extrême, soit par un mécanisme indirect en deux épisodes : (1) la fusion partielle du manteau qui engendre des basaltes (formation de croûte océanique de type MORB ou de plateau océanique par exemple) ; (2) fusion de ces basaltes donnant naissance à de la croûte continentale. Le magmatisme de subduction (magmatisme calco-alcalin) représente le processus le plus important quantitativement de la

formation de la croûte continentale. A ces processus, s'ajoute celui de l'accrétion tectonique qui reste un mécanisme non négligeable dans la croissance de la croûte continentale (Vanderhaeghe et al., 1998 ; Hawkesworth et al., 2010)

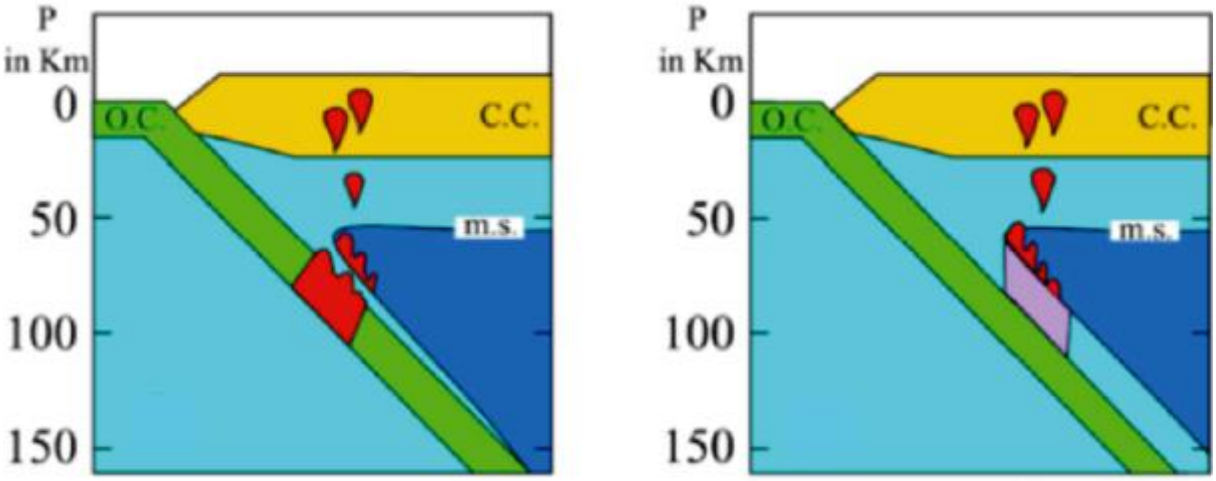


Figure I.3 : modèle de formation de la croûte continentale d'après Monyen et Martin., 2002.

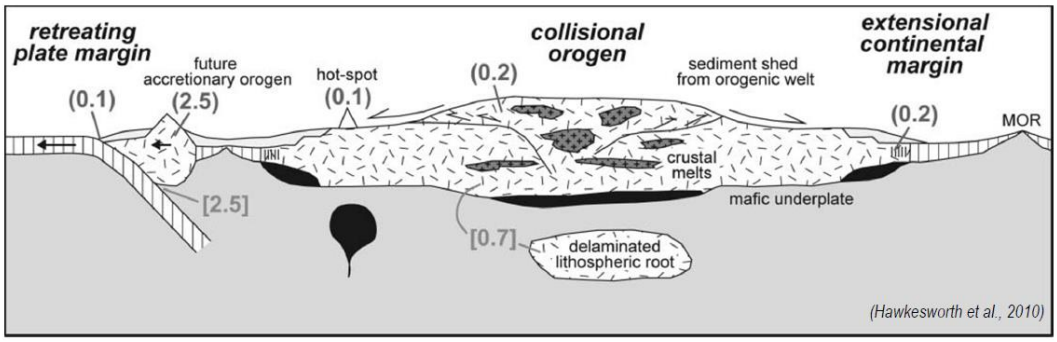


Figure I.4: Modèle de formation de la croûte continentale d'après Hawkesworth et al., (2010).

2.4 Modèles évolutifs, remobilisation et recyclage de la croûte continentale

Plusieurs modèles de croissance de la croûte continentale en fonction des périodes géologiques ont été proposés dans la littérature (figure I.5) et se résument en deux hypothèses. Certains auteurs proposent une extraction précoce avant 4 Ga lors de la différenciation de la terre primitive (Armstrong, 1968 ; Fyfe, 1978 ; Reyner and Schubert., 1986). D'autres auteurs, proposent une formation tardive de la croûte (Hurley and Rand, 1969). Cette dernière hypothèse, était fondée sur des analyses isotopiques Rb-Sr et K-Ar sur roches totales. Cependant, les nouvelles données isotopiques et géochimiques, ont permis de démontrer qu'une partie au moins de la croûte continentale a été produite dès la fin de

l'Archéen (plus de 60% du volume actuel)(Fyfe, 1978 ; Reyner and Schubert, 1984 ; Taylor and McLennan., 1985 ; Armstrong, 1991 ; Belousova et al., 2010 ; Hawkesworth et al., 2010).

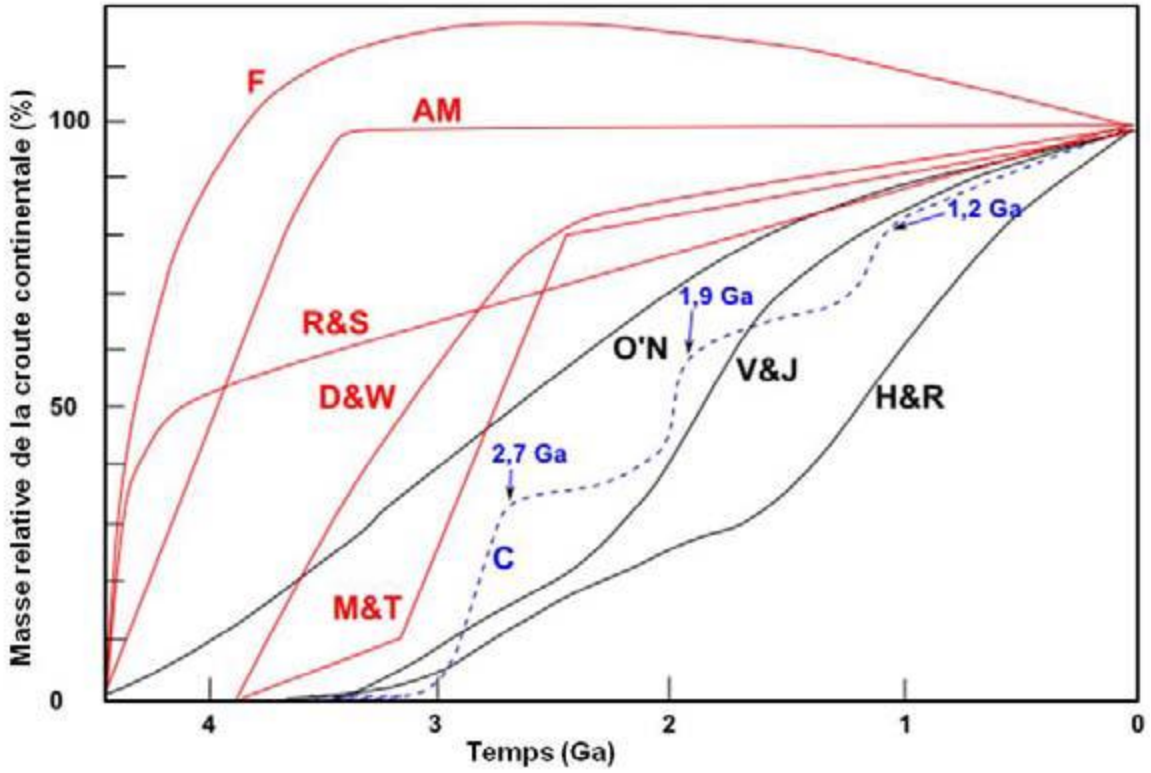


Figure I.5 : Modèles d'évolution des taux de croissance de la croûte continentale au cours des temps géologique (modifié d'après (White, 2012). F : (Fyfe, 1978) ; AM : (Armstrong and Harmon, 1981) ; R&S : (Reymer and Schubert, 1984) ; D&W : De Paolo et Wasserburg (1979); M&T : (McLennan and Taylor, 1982) ; O'N : (O'Nions and Hamilton, 1981) ; C : (Condie, 2000) ; V&J : (Veizer and Jansen, 1979) ; H&R : (Hurley and Rand, 1969).

Les modèles plus recents de croissance de la croûte continentale basés sur les isotopes de Hf dans les zircons (Belousova et al., 2010 ; Dhuime et al., 2012), les isotopes de Nd dans les sédiments continentaux (Dhuime et al., 2017) et les isotopes de Ar (Pujol et al., 2013) indiquent qu'à 3 Ga, le volume de la croûte continentale était de 65-70% de son volume actuel (figure I.6). Cela a marqué une période de réduction des taux de croissance de la croûte continentale. Par le manque des preuves relatives à la réduction des taux de croissance de la croûte continentale, Hawkesworth et al., (2018) interprètent cette période comme étant le moment où les taux de destruction de la croûte continentale ont augmenté. Ils concluent que les faibles taux de croissance de la croûte terrestre depuis 3 Ga sont considérés comme le

moment où la tectonique des plaques est devenue le mécanisme dominant par lequel la nouvelle croûte continentale a été générée.

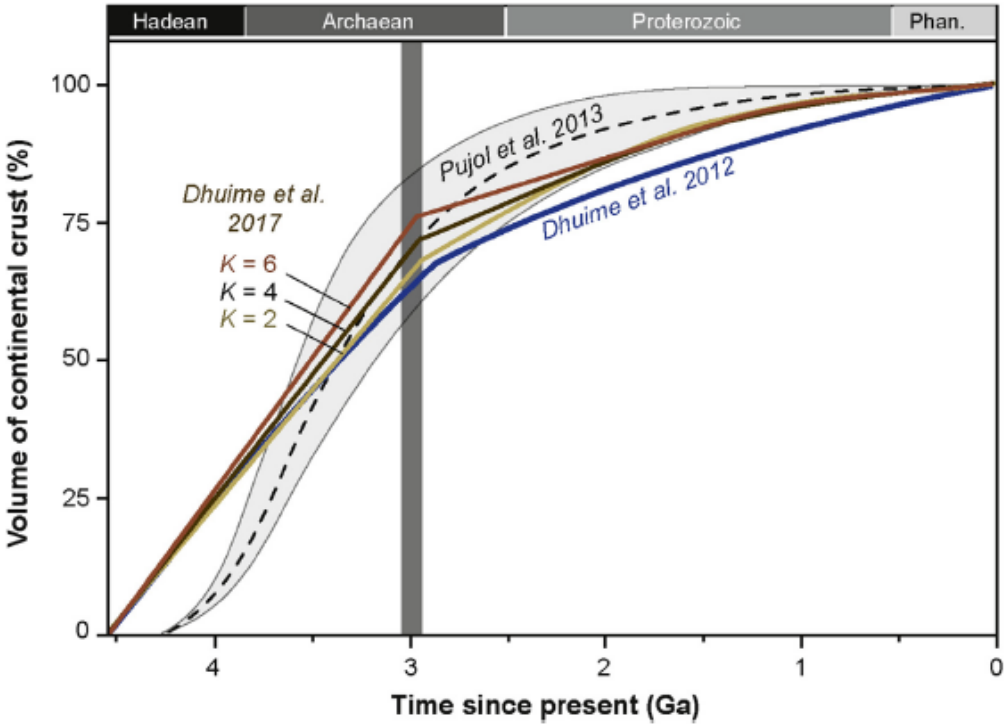


Figure I.6: Comparaison des modèles de croissance de la croûte basées sur les rapports des isotopes de Hf dans les zircons (Dhuime et al., 2012), des isotopes de Nd dans les sédiments continentaux modélisés de la même manière que les variations isotopiques de Hf dans les zircons et avec des valeurs de K comprises entre 6, 4 et 2 (Dhuime et al., 2017) et des isotopes de Ar (Pujol et al., 2013). K est un paramètre d'érosion sans dimension qui relie les proportions des roches mères les plus jeunes aux plus anciennes dans les sédiments, aux proportions des roches sources les plus jeunes aux plus anciennes présentes dans la croûte d'où proviennent les sédiments (Allègre et Rousseau, 1984).

Les débats concernant la géodynamique de la formation et l'évolution dans le temps de la croûte continentale sont restés ouvert de nos jours. Cependant, deux modèles antagonistes sont proposés pour expliquer la formation de la croûte continentale primitive (Albarède, 1998 ; Artemieva, 2009 ; Windley, 2003) : le modèle de subduction et le modèle de panaches mantelliques. Le modèle de subduction est en relation avec la création d'une croûte juvénile dans une tectonique horizontale et la formation d'arcs magmatiques à l'aplomb des zones de subduction par fusion du coin mantellique (McLennan and Taylor., 1982 ; Taylor and

McLennan., 1985 ; Condie, 2007 ; Beloussova et al., 2010 ; Dhuime et al., 2012). Ce modèle est cohérent avec la composition moyenne de la croûte continentale, similaire à celle des marges actives (Taylor and McLennan., 1995), montrant ainsi la participation de la subduction à la croissance des masses continentales (Taylor, 1967). La fusion partielle de la croûte océanique dans les zones de subduction, contribue aussi à la production de magma juvénile. La pétrogenèse des TTG est un argument convaincant qui permet de proposer une formation et une évolution progressive de la croûte continentale au cours des temps géologiques par ce modèle (Taylor and McLennan, 1985). Cependant, la structure en ceintures combinant des complexes magmatiques et des roches sédimentaires silico-clastiques et carbonatées, suggère une accrétion tectonique d'arcs magmatiques et des bassins associées autours de noyaux continentaux préexistants en relation avec des mouvements horizontaux significatifs (Vanderhaeghe et al., 1998 ; Moyen et al., 2006). Par opposition au modèle de subduction, le modèle de panaches mantelliques, implique une croissance de la croûte continentale épisodique en relation avec l'activité cyclique de superplumes mantelliques dont le corollaire serait la formation des supercontinents (Condie, 1982 ; Anderson, 1994). Cette cyclicité est bien exprimée dans la distribution et la répartition des âges de cristallisation U-Pb des grains de zircon (Condie, 1998, 2005). Ces pics d'âges pourraient être interprétés comme des pics de croissance et d'activité du manteau avec multiplication de plumes, supportant le modèle de panache (Eglinger, 2013).

3 Formation des Supercontinents et des Ceintures Orogéniques Pan-Africaines

3.1 Supercontinents au Néoprotérozoïque

La Terre s'est formée au sein de la nébuleuse primitive par agglomération, il y a environ 4,5 milliards d'années (De Paolo et Wasserburg, 1979) puis elle a subi une évolution épisodique au cours des temps géologiques formant de larges masses continentales appelées supercontinents (Condie, 1998), qui se caractérisent par un assemblage successif de blocs de croûte continentale associée à la subduction de la lithosphère océanique, séparant initialement les continents (Condie, 1998 ; Pedro, 2012). Après plusieurs dizaines de millions d'années, les supercontinents ont tendance à devenir instables et se fragmentent sous l'influence de plumes mantelliques, ou superplumes (Condie., 1998). Trois pics d'âge

suggèrent la formation d'au moins trois supercontinents au cours de l'histoire de la Terre, Columbia (~1.9 Ga), Rodinia (~ 1.2 Ga) et Gondwana (~0.6 Ga) (Figure I.7).

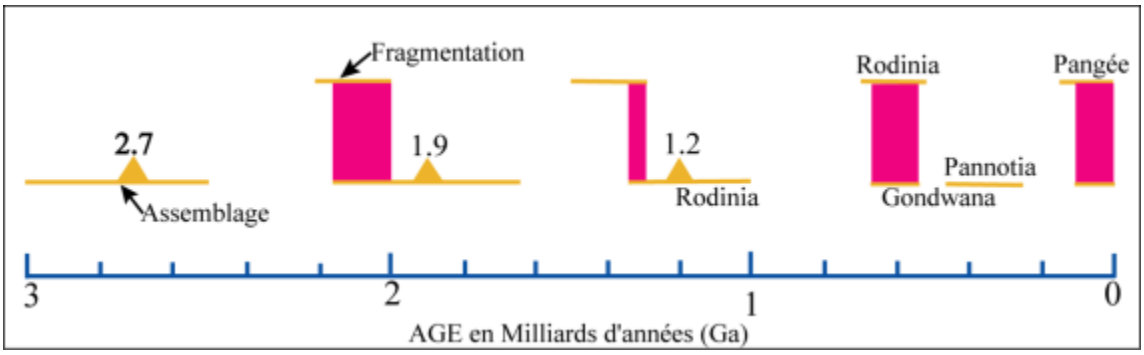


Figure I.7: Supercontinents, formation et fragmentation (modifiée d'après Condie, 1998). Les pics majeurs des formations juvéniles de la croûte sont présentés comme des triangles jaunes.

La formation d'un premier supercontinent (Colombia) par assemblage de petits cratons occasionnant de très nombreuses orogenèses est comprise entre 2,1 Ga et 1,8 Ga (Zhao et al., 2004*)*. Entre 1,8 et 1,3 Ga, le supercontinent Colombia connaît une période d'accrétion le long de ses marges actives occasionnant ensuite un début de fragmentation vers 1,6 Ga (Duplessy et Gilles, 2014). Mais très rapidement, un nouvel assemblage s'initie et aboutira à la formation du supercontinent Rodinia vers 950 Ma.

3.1.1 Évolution du Rodinia

Valentine et Moores (1970) ont été les premiers à reconnaître qu'un supercontinent, comprenant à peu près tous les continents sur Terre, a existé vers la fin du Précambrien, suite à la fragmentation du supercontinent Pangaea I, pendant le Cambrien. Ce supercontinent précambrien tardif a été rebaptisée plus tard Rodinia (du terme russe « rodit », qui signifie « engendrer » ou « donner naissance» (McMenamin et McMenamin, 1990). Dès lors, une attention particulière a été accordée à ce sujet lorsque Moores, (1991); Dalziel (1991) et Hoffman (1991) ont apporté des justifications sur l'assemblage et la fragmentation du Rodinia, tout en proposant que ce supercontinent soit à l'origine de Gondwana. Cependant, la géométrie et l'âge de ce supercontinent restent un sujet de discussion et les propositions sur les modèles de reconstitution de Rodinia basés sur l'acquisition des nouvelles données paléomagnétiques et géochronologiques ne cessent de s'accroître. Les différents modèles ont

des points communs comme la connexion de la marge Est du continent Laurentia (Amérique du Nord) avec les cratons d'Amazonie et Baltique, et la connexion de la marge Ouest Laurentia avec le bloc Est Gondwana (Australie, Est Antarctique, Inde, Madagascar et Sri-Lanka), qui est soulignée dans une configuration Précambrienne appelée SWEAT (sud-ouest des États-Unis-Est de l'Antarctique) par Bell et Jefferson (1987), Eisbacher (1985). Le continent Laurentia est supposé rester au centre du Rodinia au cours de son évolution (Hofman, 1991).La consolidation du Rodinia est marquée par un ensemble d'orogenèse au Mésoprotérozoïque et au Néoprotérozoïque inférieur, suite à une longue période d'accrétions et de collisions successives de différentes masses continentales lors du cycle orogénique "Greenvillien" (~ 1.45 Ga et 0.97 Ga). La fragmentation du Rodinia est marquée par une extension crustale et la formation de bassins sédimentaires en Australie et sur les marges du continent Laurentia. La rupture du supercontinent Rodinia est principalement amorcée par l'ouverture de l'océan Paléo-Pacifique entre les continents Laurentia et East Antarctica-West Australia (Unrug, 1997; Cordani et al., 2003; Eglinger, 2013). Beaucoup d'imprécisions subsistent notamment en ce qui concerne la position du craton Congo-Sao Francisco dans le Rodinia. Certains auteurs suggèrent même que ce craton n'a jamais été associé au supercontinent Rodinia (Kröner and Cordani, 2003). D'autres auteurs soulignent que la présence de terrains d'âge Mésoprotérozoïque, remobilisés au cours de l'orogenèse Grenvillienne le long de la chaîne des Irumides et de la marge du bloc de Rio de la Plata, pourrait indiquer que ces masses continentales furent intégrées au sein du supercontinent Rodinia (De Waele et al., 2008; Fuck et al., 2008). Dans cette configuration, le bloc Rio de la Plata se situerait probablement entre le craton du Congo-Sao Francisco et la Laurentia (D'Agrella-Filho et al., 2004; Weil et al., 1998). Dans la reconstitution paléogéographique de Li et al., (2008), la position du craton du Kalahari est variable. Certains auteurs suggèrent que ce craton occupait une position équatoriale dans la configuration du Rodinia (Renne et al., 1990; D'Agrella-Filho et al., 1998); d'autres proposent de le localiser dans l'hémisphère sud, relié au craton de Congo-São Francisco (Dalziel, 1992; Meert et Van Der Voo, 1997; Li et al., 2008) ou dans une position séparée (Weil et al., 1998).

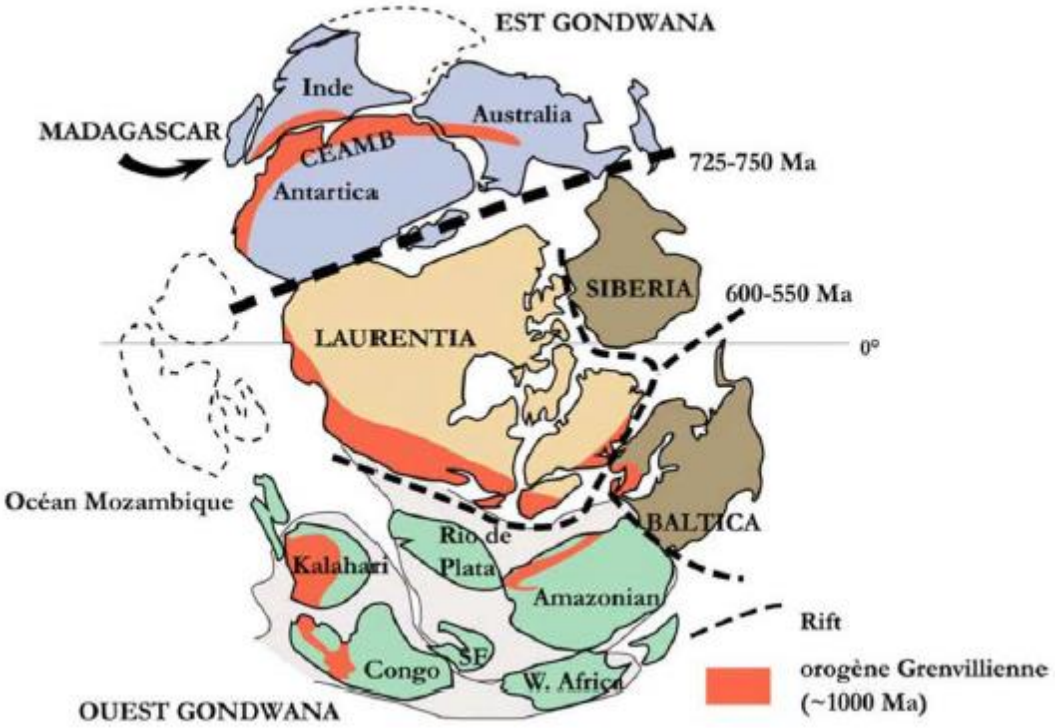


Figure I.8: Reconstruction du Supercontinent Rodinia à 750 Ma d'après Dalziel, 1997.

3.1.2 Évolution de Gondwana

Le Gondwana est un supercontinent formé aux environs de 900 à 700 Ma. Selon Trompette (2000) et Frimmel et al. (2001), la fragmentation du supercontinent a commencé dans un premier temps par la partie sud-ouest du Rodinia (craton du Congo-Sao Francisco, associé peut-être au bloc Kalahari) autour de 900 Ma, suivie de la séparation du bloc Sud Chinois entre 870 et 845 Ma (Trompette, 1997; Dalziel and Soper, 2001; Johnson et al., 2005). La fragmentation intense de Rodinia est dénotée par la présence d'un ensemble d'intrusions magmatiques (des cortèges de dykes mafiques, des complexes mafiques-ultramafiques intracontinentaux et d'un magmatisme felsique) autour de 825 Ma, en Australie (Zhao et al., 1994; Wingate et al., 1998) et en Chine méridionale. La dernière phase de fragmentation du Rodinia est marquée par la séparation du craton Sibérie, de la Laurentia aux environ de 720 Ma (Li et al., 2008), suivie de la séparation du craton Baltica autour de 650 Ma (Torsvik et al., 1996). Après ces différentes phases de fragmentation du supercontinent Rodinia, aboutit la formation de Gondwana qui est classiquement subdivisé en Gondwana oriental (Afrique australe, Antarctique oriental, Australie, Inde, Madagascar, Arabie, Nouvelle-Guinée, Chine du

Nord, Chine du Sud, Indochine et bassin du Tarim) et le Gondwana occidental (Amazonie, craton de Rio de Plata, Afrique occidentale, Floride, Avalonia et Europe du Sud).

Selon Trompette, (2000), Gondwana a été formé à la fin de l'orogenèse Brasiliano-Panafricaine aux environs de 600 Ma suite à une double collision entre trois méga-plaques lithosphériques, issues de la fragmentation du supercontinent Rodinia, entre 1 000 et 700 Ma. Les deux principales zones de collision sont de directions à peu près subméridiennes. A l'ouest de l'Afrique actuelle, qui, au Néoprotérozoïque était renversée avec le Cap Horn pointant vers le nord, la méga-ceinture Mozambique la collision entre le Gondwana occidental et le Gondwana central. A l'est, une ceinture orogénique s'étend du Sahara au Cap de Bonne-Espérance en réponse à la collision entre le Gondwana central et la partie sud-est de Laurentia associé à cette époque à Amazonia aux environs de 550 Ma. Les valeurs très faibles (0,704) de 87Sr/86Sr, mesurée sur des carbonates déposés autour de 850 Ma, peuvent témoigner de l'ouverture de domaines océaniques en réponse à la fragmentation du Rodinia, alors que des valeurs élevées (0,709) à environ 550 Ma correspondent à l'érosion profonde des ceintures de montagne généré par la collision Brasiliano – Panafricaine.

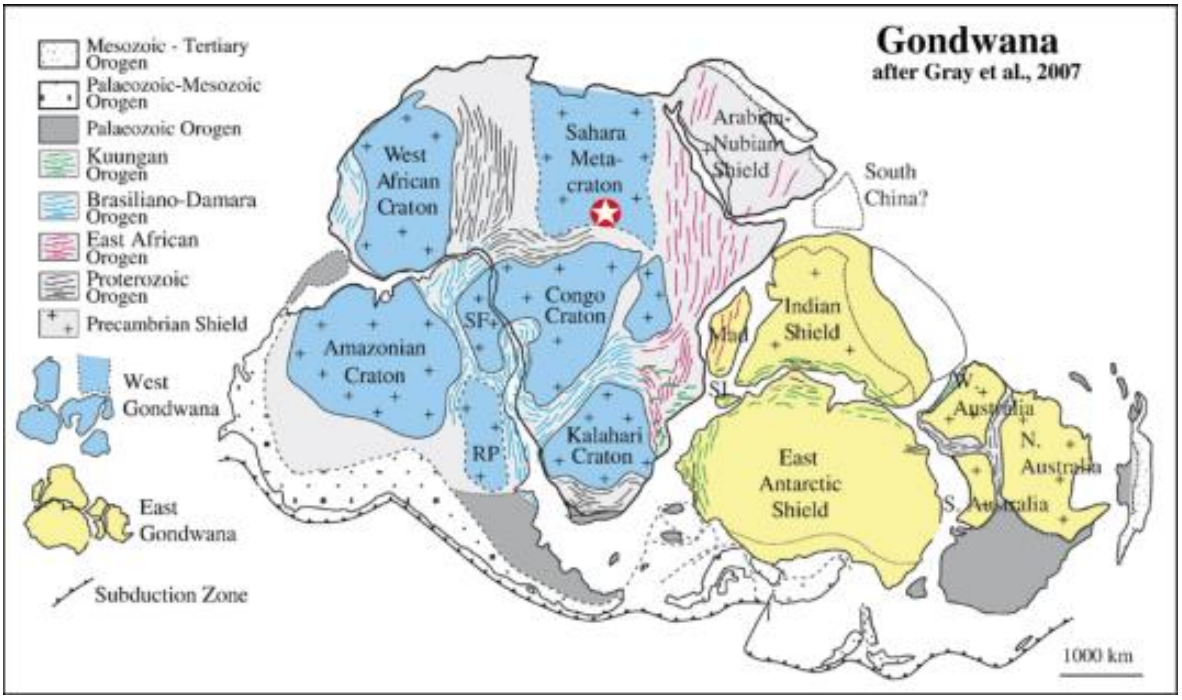


Figure I.9: La reconstitution du supercontinent le Gondwana, associé aux Ceintures Orogeniques Néoprotérozoïques. L'Ouest Gondwana est représenté en bleu clair et l'Est Gondwana en jaune.

3.2 Ceinture Orogénique Pan-Africaine d'Afrique Centrale (COPAC)

La Ceinture Orogénique Panafricaine d'Afrique Centrale (Tchad, Cameroun et RCA), située au nord du craton du Congo et au sud du craton du Sahara (figure I. 10) est aussi connue comme la ceinture Nord Équatoriale des Oubanguides (Poidevin,1983; Nzenti et al.,1988) et la branche de la ceinture Sud Panafricano-Braziliano, dont l'évolution est résumée comme la conséquence de la convergence et la collision entre les cratons Sào – Francisco, du Congo, le craton Ouest africain et un domaine mobile panafricain (Castaing et al.,1994). Ce domaine correspond à la ceinture mobile d'Afrique centrale (Bessole et Trompette, 1980) qui est bordé par le craton du Congo au sud et le bouclier nigérien à l'ouest, et correspond à la partie sud du craton du Sahara qualifié de métacraton (Abdelsalam et al., 2002; Toteu et al., 2004; Van Schmus et al., 2008 ; Bouyo et al., 2013). Les interactions entre ce domaine mobile et les grands cratons sont partiellement comprises. Sur la frontière Est du craton Ouest africain, l'évolution semble bien contrainte avec une subduction vers l'Est suivie par la collision entre le craton et le bouclier Touareg Nigerien entre 630 à 580 Ma (Caby et al., 1981 ; Caby et al., 1987 ; Liegeois et al., 1987 et Affaton, 1990). Ceci a été précédé dans le Hoggar oriental par une collision entre le bouclier Touareg et un domaine cratonique oriental mal défini, correspondant en partie au Métacraton du Sahara (Abdelsalam et al., 2002) à environ 700 Ma (Caby et Andreopoulos-Renaud, 1987; Liegeois et al., 1994). La bordure Nord du craton du Congo comprend des roches océaniques d'origine mantellique dans le massif du Mayo-Kebbi (Doumnang, 2006; Isseini, 2011), des nappes externes d'extension régionales sur la bordure nord du Craton du Congo allant du Cameroun à la République centrafricaine, du métamorphisme granulitique, du plutonisme intensif associé à la fusion de la croûte, des failles régionales, dont certains peuvent s'étendre au Nord du Brésil, et une présence possible de bassins molassiques. Ces données ont servi à l'élaboration de divers modèles invoquant une convergence de plaques lithosphériques accommodée en partie par la collision entre le Craton du Congo et la ceinture mobile (Poidevin,1983; Nzenti et al., 1984, 1988; Casting et al., 1994 ; Rolin,1995; Toteu et al., 2001; Abdelsalam et al., 2002) ou de collision entre les différents blocs de la ceinture mobile (Toteu et al., 1991). En outre, il n'y a pas de consensus sur l'importance de failles de décrochement qui sont considérées soit comme précoces ou caractéristiques de la fin de la collision (Dumont et al., 1985; Toteu et al., 1991; Ngako et al., 1992).

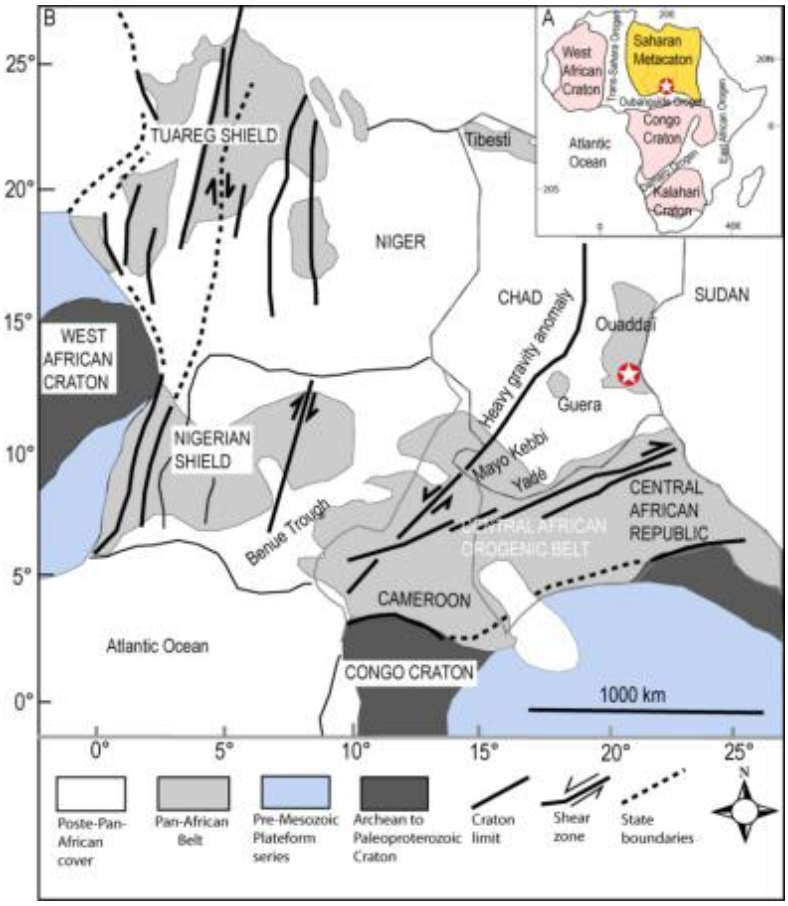


Figure I.10: A) Ceintures Orogéniques, Métacraton et Cratons Précambriens Africains (Abdelsalam et al., 2011, modifié d'après Meert and Lieberman, 2007). L'étoile correspond à la zone d'étude. B) Métacraton du Sahara (d'après Unrug., 1997).

3.3 Ceinture Orogénique Pan-Africaine d'Afrique Centrale au Tchad

Le Tchad est situé au milieu d'un domaine appelé la Ceinture Pan-Africaine d'Afrique Centrale (Bessoles et Trompette, 1980), constitué d'un ensemble de roches formées au cours de l'orogenèse panafricaine vers la fin du Précambrien (700- 520 Ma). Les formations du socle précambrien affleurant au Tchad sont comprises entre le domaine du Nigéria oriental à l'ouest, le craton du Congo au sud et s'étendent dans le Métacraton du Sahara à l'est (Isseini, 2011). Ces formations sont réparties en deux domaines en fonction de leurs compositions (figure I.11). (i) Le domaine oriental du Tchad correspond au massif du Ouaddaï à l'Est, du Guéra au Centre et de Yadé ou Baibokoum au Sud et (ii) le domaine occidental correspond au massif du Mayo Kebbi au Sud-Ouest et le massif du Tibesti au Nord. L'anomalie gravimétrique

mise en évidence au centre du Tchad, et précisément à l'Est du lac Fitri (Louis, 1970), correspondrait à la limite entre les deux domaines (Kasser, 1995).

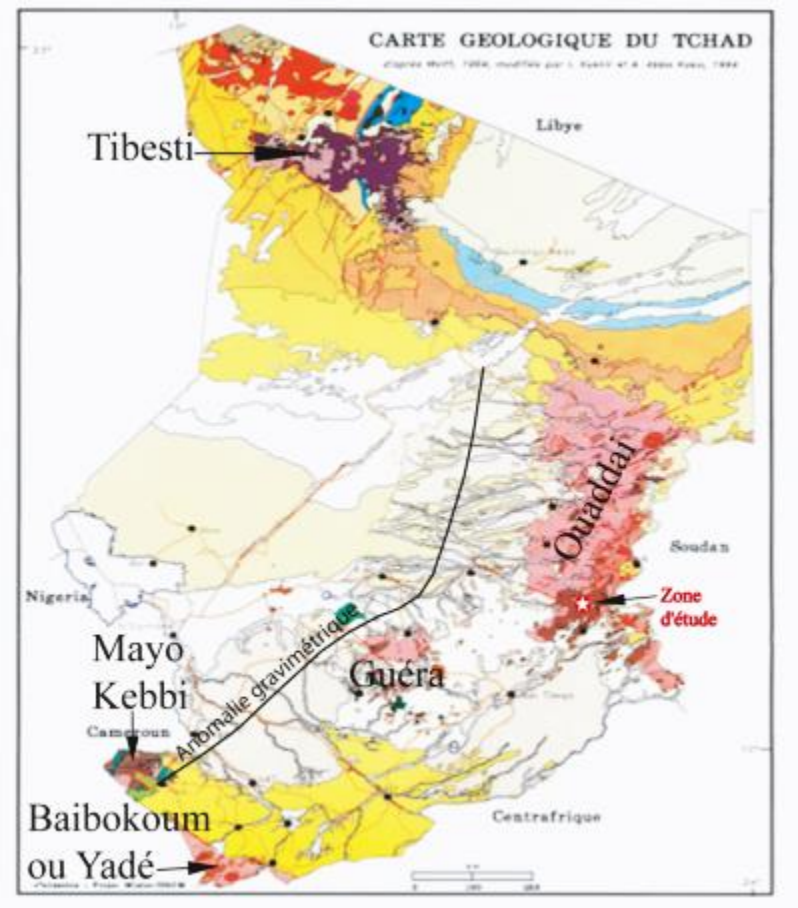


Figure I.11: Carte géologique du Tchad (d'après Wolff, 1964, modifiée par Imrich et Abba Kaka, 1994, voir annexe, figure 2 pour la légende de cette carte).

3.3.1 Domaine oriental du Tchad

3.3.1.1 Massif du Ouaddaï

La zone d'étude faisant l'objet de cette thèse est le massif du Ouaddaï qui marque la limite orientale de la cuvette tchadienne. C'est le plus vaste massif cristallin du Tchad qui s'étend sur plus de 500 km^2 du Nord au Sud, situé à la frontière du Soudan et se prolonge dans la région du Darfour. La partie Nord de ce massif est constituée majoritairement de granites et de migmatites contenant des formations métamorphiques (amphibolites, gneiss à deux micas, des schistes et quartzites) sous forme d'enclaves (Gset et Sonnet, 1960). Les formations

métamorphiques sont très répandues dans la partie Sud par le groupe de Goz Beida constitué principalement des amphibolites, des gneiss, des micaschistes, des quartzites, des marbres et de conglomérats. Wolf (1964) classe ces formations en trois groupes : (i) la série d'Ankarouba qui regroupe les formations peu métamorphiques constituées de schistes et de quartzites ; (ii) des roches intrusives syncinématiques (diorites et granodiorites) et (iii) des roches intrusives tardi- et post-tectoniques, représentées par des granites calco-alcalins, ou des granites alcalins (Van Osta, 1991).

3.3.1.2 Massif du Guéra

Il est situé au Centre du Tchad groupant trois petits massifs : le massif Abou Telfan, le massif Kengas, le massif Melfi, ainsi que de nombreux petits massifs secondaires et inselbergs séparés par des zones d'arène sableuses. Ce massif est constitué principalement de roches méta-volcano-sédimentaires et des granitoïdes dominés par des granites hétérogènes souvent déformés, recoupés par des granites plus homogènes non déformés (Vincent, 1956a, 1956b, 1956c, 1956d), Schneider et Wolff (1992), Kasser (1995), Kusnir (1995), Kusnir et Moutaye (1997). Les récents travaux de Shellnutt et al., (2017) dans le massif du Guéra, mettent en évidence trois groupes de granite en fonction de leur âge U-Pb sur zircon : (i) les granites anciens, métalumineux à peralumineux, de nature alcaline calcique à calco-calcique (595 ± 8 Ma et 589 ± 6 Ma), (ii) les granites intermédiaires (589 ± 6 Ma**)** et les granites jeunes, post-collisionnels de nature peralumineuse à tendance calco-alcaline (561 ± 6 Ma et 556 ± 7 Ma).

3.3.1.3 Massif de Yadé ou Baibokoum

Le massif de Yadé se situe à l'extrême Sud du territoire tchadien et précisément dans la région de Baibokoum, près de la frontière de la République Centrafricaine et du Cameroun. Du côté tchadien, le Précambrien s'étend sur une superficie de 8.000 km^2, mais il affleure très largement au-delà des frontières vers le Sud en RCA et à l'Ouest au Cameroun. Ce massif est caractérisé par un grand batholite constitué de granites hétérogènes qui contiennent des enclaves plus ou moins vastes de roches métamorphiques diverses (orthogneiss alcalins à amphibole, schistes graphiteux, quartzites graphiteux, micaschistes et amphibolites (Black,

1992)). L'ensemble est recoupé par des granites à bords circonscrits (Jérémie et Roch, 1952, Mbaïtoudji 1982a, Mbaïtoudji 1984,1990 ; Kusnir et Moutaye, 1997 ; Doumnang 2006, Isseini 2011**).** Le massif de Yadé comprend plusieurs roches avec des âges Néoprotérozoiques, notamment une syénite qui a donné un âge K-Ar de 654 Ma (CONOCO, 1977), un granite et une syénite décrites par Mbaïtoudji (1982b) et Liégeois (1992) qui ont donnés des âges K-Ar et Rb-Sr sur roche totale compris entre 632 et 568 Ma.

3.3.2 Domaine occidental du Tchad

3.3.2.1 Massif de Mayo-Kebbi

Il est situé au Sud-Ouest du Tchad, près de la frontière camerounaise (figure I. 12). C'est le seul massif ayant bénéficié de plusieurs études approfondies au Tchad. Les travaux les plus anciens dans cette zone, sont ceux de Wacrenier (1950) qui distingue au Mayo Kebbi quatre types de série métamorphiques :

1. La série métavolcanosédimentaire de Zabili;
2. La série métavolcanosédimentaire de Goueygoudoum ;
3. La série des roches basiques et ultrabasiques de Grong Djalingo ;
4. La série amphibolo-gneissique.

Entre ces séries apparaissent divers granitoïdes constituant le batholite de Pala ou batholite du Mayo Kebbi, que recoupent des granites circonscrits.

Kusnir (1990) et Kasser (1995) mettent en évidence un grand batholite granitique (batholite du Mayo Kebbi), contenant des septa de métamorphites, et de deux bandes de formations métavolcano-sédimentaires épi-métamorphique analogues aux ceintures des roches vertes. Le tout est recoupé par une série de roches intrusives et filoniennes, allant des roches ultrabasiques au granite alcalin.

Les travaux les plus récent sont ceux de Doumnang (2006); Penaye et al., 2006; Pouclet et al., 2006; Isseini (2011) ; Isseini et al., 2012 ; Doumnang et al., 2013; Sun et al., 2013; Mbaguedje (2015).

Doumnang, 2006; Penaye et al., (2006); Pouclet et al., (2006) ont distingué quatre ensembles lithostructuraux au sein du massif du Mayo Kebbi :

1. la série métavolcano-sédimentaire de Zalbi ;

2. les gabbros et diorites G1 ;
3. les tonalites G2 ;
4. les tonalites G3a, les granites et diorites G3b

Sur la base des données pétrographiques, géochimiques et géochronologiques, Doumnang (2006) a montré que la signature des laves du Mayo Kebbi correspond à celle des basaltes calco-alcalins de marge active et que le baromètre des amphiboles indique que les gabbros G1 datés de 730 Ma se sont mis en place à 5 kbars et les tonalites G2 (660 Ma) à 6-7 kbars. Il propose un modèle d'évolution géodynamique des formations panafricaines de la région au Néoprotérozoïque et conclut qu'elles sont corrélées avec les formations des bassins néoprotérozoïque du nord Cameroun.

Selon Isseini (2011), le massif du Mayo Kebbi est constitué de (i) deux ceintures de roches vertes (Zalbi et Goueygoudoum) ; (ii) de trois complexes magmatiques plutoniques formant le batholithe du Mayo Kebbi (Chutes Gauthiot, Léré et Figuil) et (iii) de plutons post-tectoniques. Il conclut que l'évolution magmatique-tectonique de ce massif comprend six phases principales: la première phase correspond à la mise en place d'un complexe mafique et intermédiaire (CMI) dont la métadiorite de Boloro datée à 748 ± 4 Ma (U-Pb sur zircon) ; la deuxième phase est caractérisée par la mise en place des métagabbros et métabasaltes (700 ± 10 Ma: U-Pb sur zircon) de la série métavolcano-sédimentaire de Zalbi ; la troisième phase par 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 ; la quatrième phase indique la mise 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) ; la cinquième phase par la mise place de la tonalite syntectonique du complexe magmatique de Figuil, datée à 618 ± 6 Ma (U-Pb sur zircon) et la sixième phase par la mise en place du granite de type A de Zabili à 567 ± 10 Ma (âge U-Pb sur zircon) est associée aux dernières manifestations magmatiques du cycle orogénique panafricain (intrusions post-tectoniques).

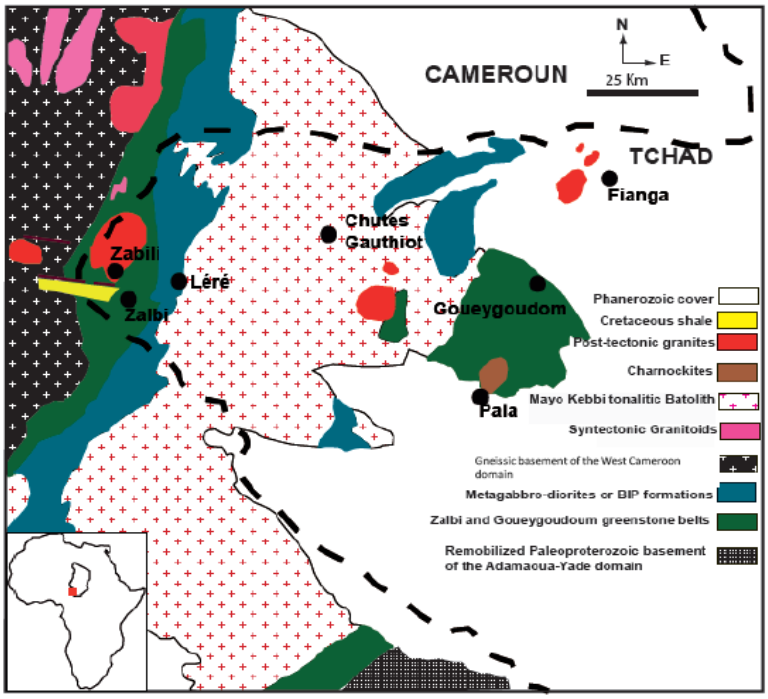


Figure I.12: Carte géologique du Mayo Kebbi (modifiée d'après Penaye et al., 2006). BIP: Basic to Intermediate pluton.

3.3.2.2 Massif du Tibesti

Le massif de Tibesti est situé à l'extrême Nord du Tchad, dans la région du Ténéré et s'étend en Libye. Les formations précambriennes de cette zone sont recouvertes à la périphérie par des dépôts discordants du Paléozoique ou par des grès du Crétacé de Nubie et des roches volcaniques alcaline d'âge Cénozoïque. Ce massif est caractérisé par deux séries métamorphiques : le Tibestien inférieur et le Tibestien supérieur.

Le Tibestien inférieur affleure à l'Est du massif du Tibesti et est constitué des roches très métamorphisées dans sa partie inférieure (des gneiss rubanés, des migmatites oeillées, des gneiss à micas et grenat et des leucogneiss à muscovite). Sa partie supérieure est moins métamorphisée avec des roches telles que des quartzites micacées, des micaschistes et des amphiboloschistes ainsi que des faciès schisteux.

Le Tibestien supérieur est peu métamorphisé et constitué des métarhyolites et des laves basiques interstratifiées avec des schistes et des grès arkosiques. Cette partie du massif du Tibesti, se prolonge jusqu'au batholite de Bin Ghanimah au Niger (Pegram et al., 1976). Les roches intrusives les plus répandues sont les granites calco-alcalins (de type Arayé) formant

de grands batholites, intrusifs dans la série volcano-sédimentaire. Les affleurements de granites et gabbros syntectoniques de Jabel Eghei, le batholite de Bin Ghanimah et le pluton de Wadi Yébigué post-tectonique sont également décrits par Suayah, (1986).

Elmakhrouf (1988) et Kasser (1995) attribuent un âge de dépôt entre 1250 et 820 Ma au Tibestien inférieur. Les granites de type Arayé ainsi que les pegmatites de Yédri donnent des âges de cristallisation panafricains (520 ~ 578 Ma; Schneider, 1989). Pegram et al., (1976); Ghuma and Rogers (1978); El Makhrouf (1988); Suayah et al., (2006) ont donné des âges de cristallisation compris entre 600 et 530 Ma aux intrusions calco-alcalines qui recoupent les formations du Tibestien inférieur et supérieur.

4 Métacraton du Sahara

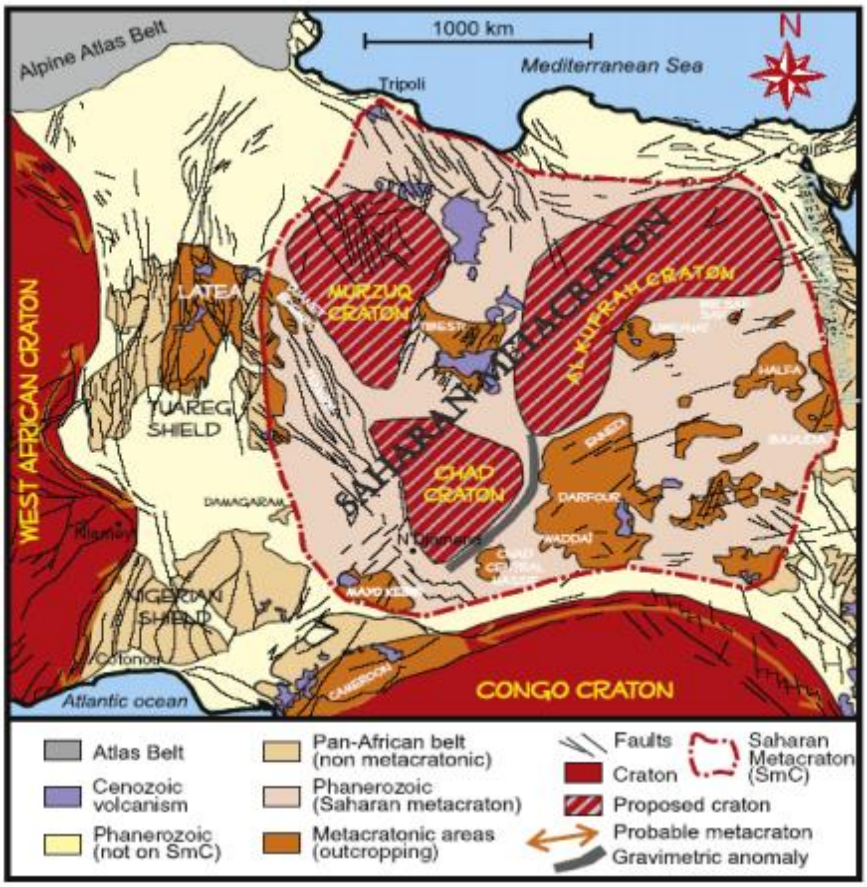
Le terme Métacraton a été défini pour la première fois par Abdelsalam et al., (2002) comme un craton qui a été remobilisé lors d'un événement orogénique, mais qui est encore reconnaissable grâce à la prédominance de ses caractères rhéologique, géochronologiques et isotopiques (le préfixe "méta" est pris dans le sens général de métamorphose, c'est-à-dire changement de forme, de nature ou de structure, et non le sens géologique de métamorphisme). Il s'agit d'un vaste domaine polycyclique situés au nord-est du Brésil, au nord du craton du Congo et à l'est du craton d'Afrique de l'Ouest (Trompette, 1997, 2000). Depuis l'introduction de ce terme, plusieurs études ont été menées au nord de l'Afrique pour comprendre les processus métacratoniques (Abdelsalam et al., 2003; Bailo et al., 2003; El - Sayed et al., 2007; Finger et al., 2008; Küster et al., 2008), dans le Hoggar (Acef et al., 2003 ; Liégeois et al., 2003; Bendaoud et al., 2008; Henry et al., 2009; Fezaa et al., 2010), dans les irumides zambienne (De Waele et al., 2006), l' Anti- Atlas marocain (Ennih et Liégeois, 2008), au Cameroun (Kwekam et al., 2010 ; Shang et al., 2010a), au Brésil (da Silva et al., 2005) et en Chine (Zhang et al., 2011a,b).

Le Métacraton est interprété du côté africain par Black et al. (1994) et Liégeois et al. (1994) comme un collage de terrains exotiques comprenant des métavolcanites et granitoïdes Néoprotérozoïque et des ensembles Paléoprotérozoïque et Archéen réactivés. En raison de la présence de roches métamorphiques, roches magmatiques et la datation précoce des roches archéennes de la région Uweynat (Klerkx et Deutsch, 1977), ces ensembles continentaux

paléoprotérozoïques et archéens réactivés, sont considérés comme des vestiges d'un ancien craton nommé Craton Nilotique (Rocci, 1965), Craton du Sahara-Congo (Kröner, 1977), craton est-saharien (Bertrand et Caby, 1978), Métacraton du Sahara Oriental (Liégeois et al., 1994), Métacraton du Sahara Central (Black et Liégeois (1993)). Enfin, par la compilation des données géochronologiques et isotopiques sur la région, Abdelsalam et al. (2002) proposent que si les événements Pan-africains sont largement enregistrés, les protolithes sont en grande partie paléoprotérozoïque ou d'âge archéen et que de nombreuses parties de la zone entière présentent des caractéristiques pré-néoprotérozoïques et se comportent comme un seul bloc pendant le Phanérozoïque. Ils l'ont appelé "Métacraton Saharien ".

Dans l'ensemble, Liégeois et al. (2012) montrent que le Métacraton est caractérisé par (1) l'absence d'événement pré-collision ; (2) l'absence de métamorphisme de haute pression généré par subduction ou d'une racine orogénique de haut-grade pouvant témoigner d'un épaississement crustal à lithosphérique, (3) la préservation de terrains océanique pré-collision allochtones, (4) un magmatisme post-collisionnel abondant associé à des zones de cisaillement mais pas avec un épaississement lithosphérique ; (5) la présence de métamorphisme HT-BP associé au magmatisme post-collisionnel ; (6) des ceintures orogéniques intracontinentales non liées à la subduction et les fermetures des bassins océaniques.

Abdelsam et al. (2002) décrivent le Métacraton comme un ensemble géologique, constitué majoritairement (1) de gneiss de moyen à haut grade, (2) de petits affleurements de granulites, (3) de quelques roches volcanosédimentaires de faible à moyen grade, le tout recoupée par plusieurs générations de granitoïdes entre 750 et 550 Ma, qui s'étend du bouclier Arabo-Nubien au bouclier Touareg, et (4) d'une couverture phanérozoïque allant de la marge septentrionale de l'Afrique, au Sud de l'Égypte et de la Libye, au craton du Congo.



Figue I.13 : Principal domaine rhéologique de l'Afrique subsaharienne centrée sur le métacraton subsaharien. Les contours et caractéristiques structurels sont basés sur la carte tectonique de l'Afrique (Milesi et al., 2010). Les subdivisions au sein du métacraton subsaharien sont de Fezaa et al. (2010) pour le craton Murzuq, les terrains Djanet - Edembo et du Tibesti, Küster et al. (2008) pour Bayouda et de ce papier pour les autres parties, en particulier le craton du Tchad sont proposées par Al Kufrah. L'anomalie gravimétrique est la principale anomalie Haraz (Cratchley et al., 1984).

5 Conclusion

Le massif du Ouaddaï est situé à la marge Sud du Métacraton du Sahara et au Nord du craton du Congo. Par manque des données précises sur ce massif, plusieurs auteurs ayant travaillé au Tchad ou dans les régions voisines (Cameroun ou Soudan) le considèrent comme faisant partie du Métacraton du Sahara ou de la Ceinture Orogénique Pan-Africaine d'Afrique Centrale (COPAC). L'objectif de ce travail est de détermimer la nature juvénile ou remobilisée de la croûte continentale exposée au Ouddaï dans le but de l'intégrer dans le contexte global de la COPAC ou du Métacraton du Sahara. Pour atteindre ces objectifs, plusieurs méthodologies basées sur la cartographie (terrain et imagerie satellite), l'analyse structurale, la pétrologie métamorphique et la modélisation thermodynamique, la géochimie sur roche totale (éléments majeurs, traces, les traçages isotopiques (Nd)) et la géochronologie (U-Pb-Hf sur zircon) seront utilisées.

CHAPITRE II :

CARTOGRAPHIE DES UNITES LITHO-TECTONIQUES ET DES PRINCIPALES STRUCTURES PAR TELEDETECTION

CHAPITRE II : CARTOGRAPHIE DES UNITES LITHO-TECTONIQUES ET DES PRINCIPALES STRUCTURES PAR TELEDETECTION

1 Introduction

L'objectif de ce chapitre est de présenter les principaux éléments de la géologie du Sud du Massif du Ouaddaï à partir d'une cartographie des unités litho-structurales en utilisant les données de télédétection de la scène 180-51 landsat-8/LDCM et l'interprétation des résultats issus du traitement satellites. Cette cartographie vise plus spécifiquement à (i) identifier les signatures des différents ensembles lithologiques et leurs contours, (ii) déterminer la nature de leurs contacts mutuels et (iii) déterminer les différentes structures de déformation qui les affectent. A la fin du chapitre, deux cartes seront proposées : la première présente les linéaments et la seconde, les trajectoires de foliations. Ces cartes seront complétées en détail par les données de terrain au chapitre III (caractérisation pétrographique et structurale) dans le but d'établir une carte litho-structurale synthétique.

2 Ensembles lithologiques et tectoniques du Sud Ouaddaï

D'après la carte géologique de Gsell et Sonet (1960), la partie méridionale du Massif du Ouaddaï (figure II.1) expose un socle précambrien, représenté par (i) des formations métasédimentaires et métavolcaniques (amphibolite, gneiss, schistes, quartzites, marbres) affectées par un métamorphisme de faible degré, (ii) des migmatites et (iii) des roches plutoniques de composition intermédiaire à felsique formant des plutons et des veines recoupant les roches métamorphiques. Les roches métasédimentaires et métavolcaniques sont plissées suivant une direction générale NE-SW, infléchie par des virgations S-N, SSE-NNW et W-E. Les pendages sont très variables, allant de l'horizontale à verticale (30° en moyenne). Wolf (1964); Kasser (1995) et Kusnir and Moutaye (1997) subdivisent les roches plutoniques en deux groupes : le groupe de Goz-Beïda et la série d'Ankarouba. Les premières se situent à l'Est et sont associées aux granites concordants tandis que les granites d'anatexies s'observent au nord de Goz-Beïda, près de Zafaï et de Karoub. Ils sont constitués de granite d'anatexie à biotite et granodiorite d'anatexie. L'ensemble des séries métasédimentaires est plissée suivant une direction N20°E.

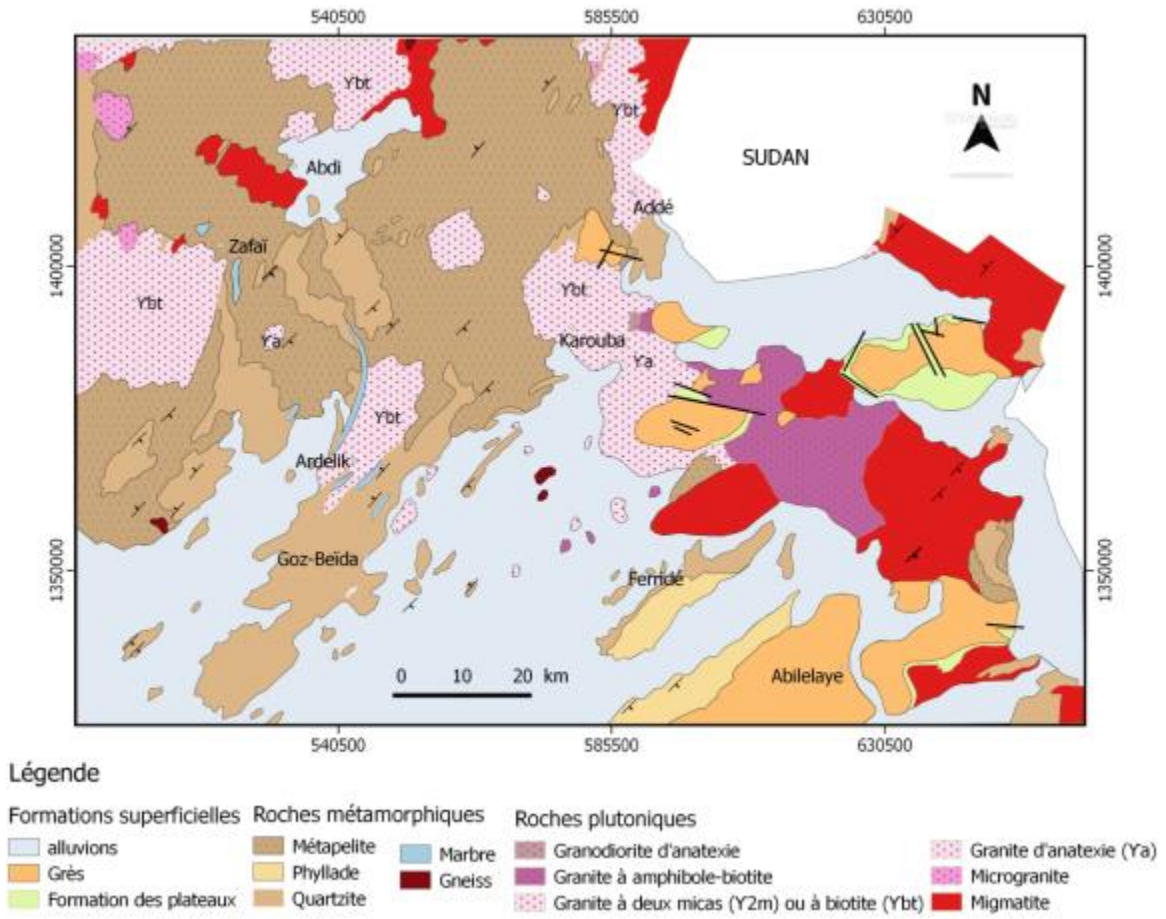


Figure II.1 : Carte géologique de reconnaissance de la feuille d'Adré réalisée par Gset and Sonnet (1960), mettant en évidence la série métasédimentaire, recoupée par des roches migmatitiques et les plutons granitiques.

3 Contribution des images satellites Landsat 8/LCDM à la cartographie lithostructurale

3.1 Caractéristiques de la scène 180-51 landsat-8/LDCM

La scène 180-51 (figure II.2c) utilisée pour ce travail est fournie par le service de l'USGS (United States Geological Survey) et téléchargée librement en format Géotiff à l'adresse suivante : http://earthexplorer.usgs.gov/ ou http://glovis.usgs.gov/. Elle appartient à la zone 34 Nord de la projection cartographique Universal Transverse Mercator (UTM, zone 34 N) et utilise le système géodésique de référence WGS 84. Les images landsat-8/LDCM comportent des bandes spectrales de l'instrument OLI (Operational Land Imager) et des bandes spectrales de l'instrument TIRS (Thermal Infrared Sensor). L'instrument OLI comprend 9 bandes allant du visible au moyen infrarouge (tableauII.1). Les 7 premières bandes (bande 1, bande 2, bande 3,

bande 4, bande 5, bande 6 et bande 7) se caractérisent par des pixels carrés de 30 m (résolutions spectrales au sol) et existent déjà sur l'instrument ETM+ de landsat-7. La bande 8 (bande panchromatique) possédant un pixel carré de 15 m et la bande 9 (bande cirrus), avec un pixel carré de 30 m, sont des canaux supplémentaires destinés à la correction atmosphérique (canal bleu à 440 nm) et à la détection des nuages (1380 nm). Les bandes de l'instrument TIRS (tableau II.1) correspondent aux bandes 10 et 11 avec des pixels carrés de 100 m.

Tableau II.1 : Caractéristiques des bandes ou canaux Landsat-8/LDCM

Instrument OLI		
Bande spectrale	**Longueur d'onde (µm)**	**Résolution (m)**
Bande 1 - Aérosols	0,433 - 0,453	30
Bande 2 - Bleu	0,450 - 0,515	30
Bande 3 - Vert	0,525 - 0,600	30
Bande 4 - Rouge	0,630 - 0,680	30
Bande 5 - Infrarouge proche	0,845 - 0,885	30
Bande 6 - Infrarouge moyen 1	1,560 - 1,660	30
Bande 7 - Infrarouge moyen 2	2,100 - 2,300	30
Bande 8 - Panchromatique	0,500 - 0,680	15
Bande 9 - Cirrus	1,360 - 1,390	30
Instrument TIRS		
Bande 10 - Infrarouge moyen	10,30 - 11,30	100
Bande 11 - Infrarouge moyen	11,50 - 12,50	100

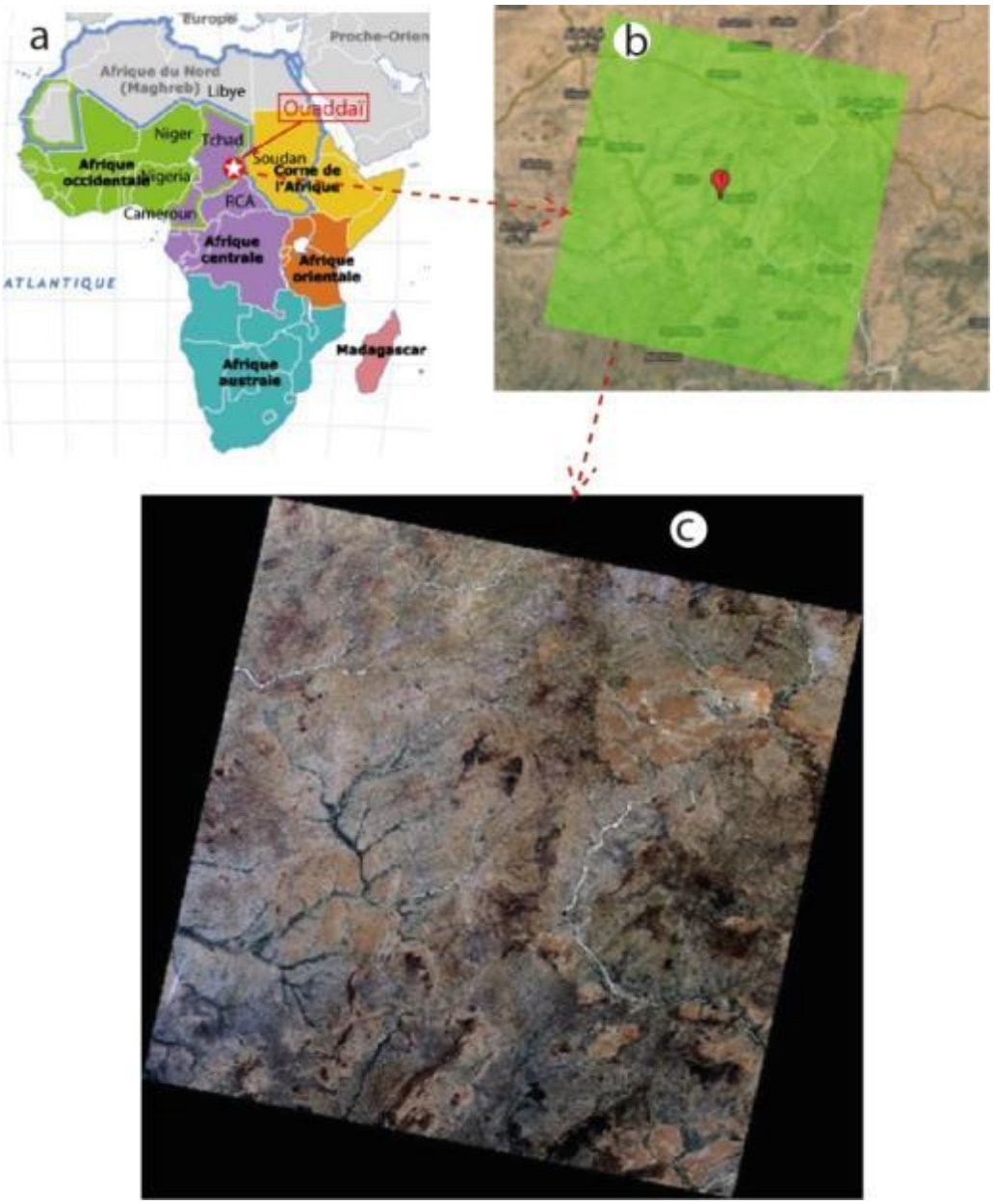


Figure II.2: Localisation de la zone d'étude : a) carte d'Afrique montrant la position du Ouaddaï à l'est du Tchad; b et c) localisation et extraction de la scène 180-51 de landsat-8/LDCM.

3.1.1 Matériel utilisé

Le matériel utilisé pour ce travail comporte la carte géologique de reconnaissance d'Adré à l'échelle 1/500 000, éditée par l'Institut Equatorial des Recherches et d'Etudes Géologiques et Minières par Gsell et Sonet (1960), établis à partir d'un fond de photographie à l'échelle 1/200 000 de l'Institut Géographique National. En plus de cette carte, s'ajoutent des images landsat-8/LDCM (Landsat Data Continuity Mission) de la scène 180-51 acquise le 7 Février 2014 dans des conditions climatiques favorables à la bonne visibilité des capteurs (couverture nuageuse inférieure à 10%).

3.1.2 Méthodologie de traitement

Les différentes techniques de traitement utilisées pour ce travail sont présentées dans la figure ci-dessous.

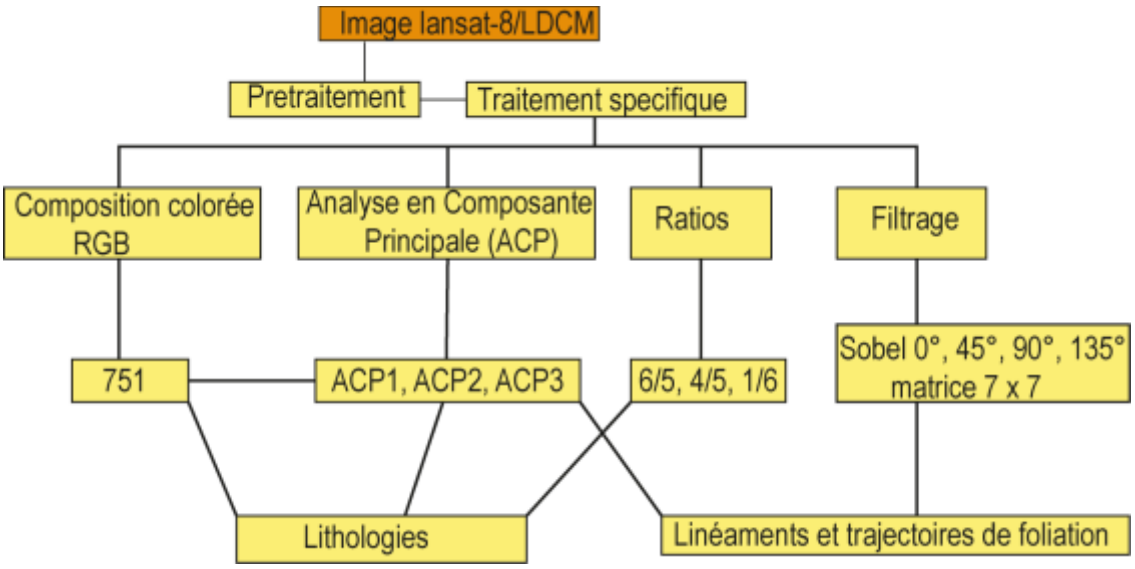


Figure I.3: Les différentes techniques de traitement de l'image satellites à l'échelle de la scène 180-51.

3.1.2.1 Prétraitement

Le prétraitement appliqué pour ce travail consiste à faire une calibration radiométrique et une correction atmosphérique en utilisant le module FLAASH (Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectal Hypercubes). L'objectif est d'éliminer les bruits radiométriques dans les bandes OLI afin de les rendre lisibles et de les comparer aux cartes (topographiques et géologiques) existantes. Les images ayant beaucoup de bruit, subissent une transformation inverse MNF (Maximum Noise Fraction : il s'agit de la transformation maximum de fraction de bruit définie par Boardman et Kruse, 1994 comme une méthode qui permet de déterminer la dimension propre des images, de séparer les bruits des images et de réduire les exigences de calcul pour le traitement ultérieur) afin d'obtenir des bandes de réflectance de surface avec moins de bruit (figure II.4b).

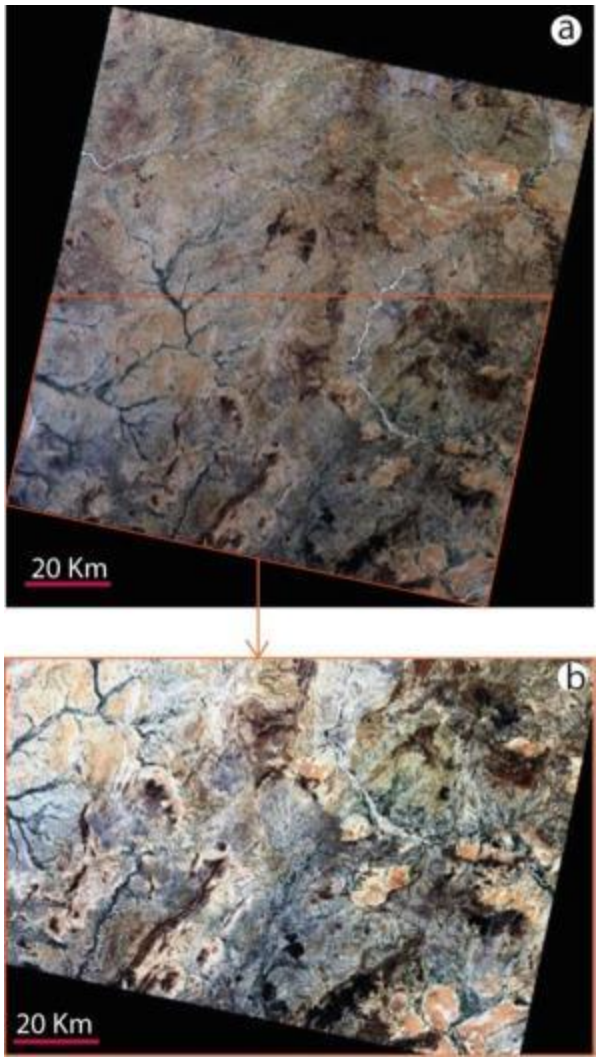


Figure II.4: Comparaison (a) des bandes OLI brute avec beaucoup de bruits à la (b) combinaison des bandes b1, b2 et b3 soumises à un prétraitement en utilisant le module

FLAASH (Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectal Hypercubes). Ce qui donne une nette réflectance de surface avec moins de bruit et interprétable.

3.1.2.2 Traitements spécifiques

Les différents types de traitements réalisés sont la composition colorée, les bandes ratios, l'analyse en composante principales (ACP) et les filtres directionnels.

A. Composition colorée

La composition colorée permet de produire des images en vraies couleurs ou en fausses couleurs RGB (figure II.5a et II.6). Elle est utilisée dans ce travail pour faire ressortir des informations sur la nature des unités lithologiques et sur les structures géologiques. Pour avoir la composition colorée qui produit le maximum d'information, j'ai utilisé la méthode basée sur l'indice de facteur optimal (OIF : the Optimum Index Factor). Il s'agit ici d'une valeur statistique (générée par le logiciel ILWIS) utilisée pour sélectionner la combinaison optimale de trois bandes d'une même scène. Les trois bandes ayant la plus grande quantité d'information (la somme la plus élevée des écarts-types) fournies par cette méthode sont les bandes 7, 5 et 1 (tableau II.2). On attribue la couleur rouge à la bande 7, la couleur verte à la bande 5 et la couleur bleue à la bande 1. Cette composition colorée subit ensuite un traitement basé sur l'étalonnage et une augmentation spatiale en utilisant la bande panchromatique dont la couleur de résolution est la plus basse.

Tableau II.2: Statistique de la combinaison optimale de trois bandes ayant suffisamment d'information générée par ILWIS.

1: b1	b5	b7	(86.17)
2: b2	b5	b7	(85.74)
3: b3	b5	b7	(84.82)
4: b4	b5	b7	(84.27)
5: b2	b4	b7	(83.67)
6: b1	b4	b7	(83.56)

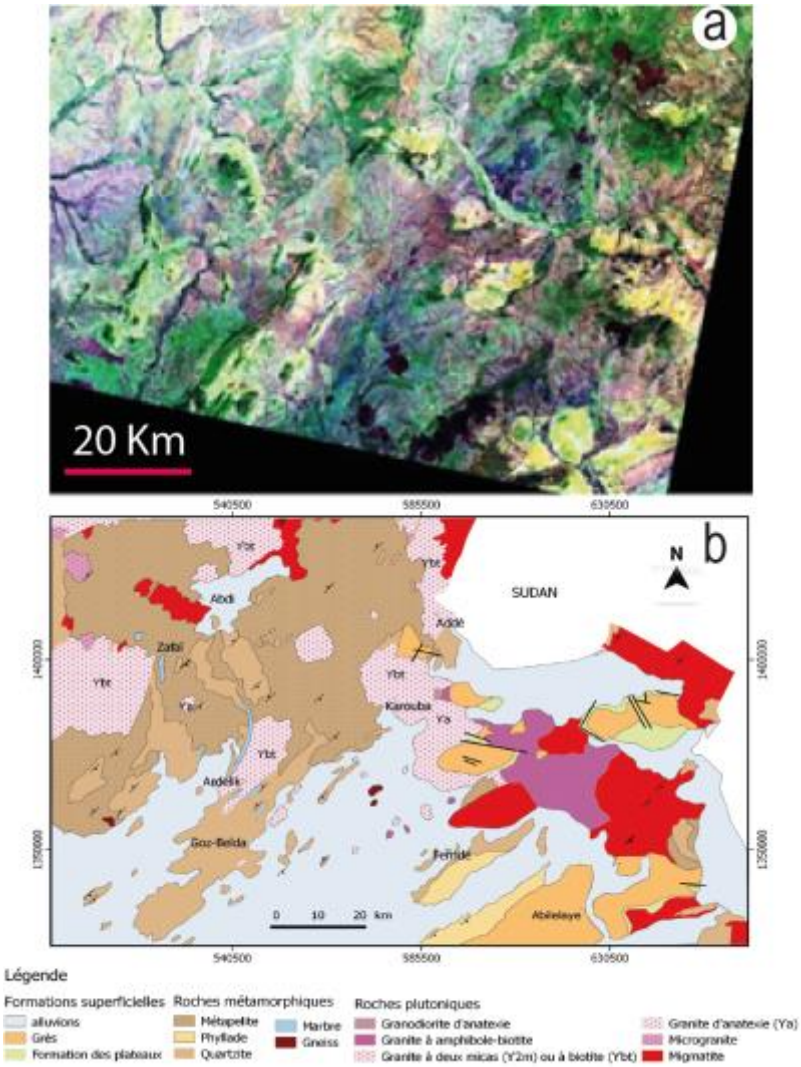


Figure II.5: a) Extrait de l'image satellite en composition colorée RGB en utilisant les combinaisons de bandes 7/5/1 ; b) carte géologique du massif de Ouaddaï réalisée par Gsell et Sonet (1960) découpée à l'échelle de la zone d'étude (sud Ouaddaï). Cette comparaison

permet d'identifier le caractère commun (teinte verte à l'échelle spatiale) de quartzite, et métapelites due à leurs compositions minéralogiques semblable (prédominance de quartz).

La composition colorée en vraies couleurs ou en fausses couleurs basée sur l'utilisation des différentes parties du spectre électromagnétique (7 infrarouge moyen 2 ; 5 infrarouge proche ; 1 aérosol) produit des images de bonne qualité et permet de bien différencier les types lithologiques (figure II.6). Ces signaux montrent quatre zones d'intérêts principaux en fonction de leurs couleurs : la couleur verte, rouge, jaune et grise. Les données de terrain ont permis de distinguer les lithologies correspondant à ces couleurs. Ainsi la couleur verte correspond aux métasédiments (métapelite et quartzites micacés), la couleur rouge correspond aux granitoïdes, la couleur jaune correspond aux grès et la couleur grise correspond aux formations superficielles. La similarité de couleur entre les quartzites micacés et les métapelites peut s'expliquer soit par leur composition minéralogique semblable (prédominance de quartz) ou soit par le fait que ces roches sont fortement altérées et recouverte par la couverture végétale. Cependant, les quartzites micacés se distinguent par une forte réflectance (relief plus imposant ; figure II.6a) tandis que les métapelites se développent autour des quartzites micacés et ont une réflectance moyenne (relief moyen ; figure II.6b). Les granitoïdes sont circonscrits ou discordants à la foliation des métasediments (figure II.6d).

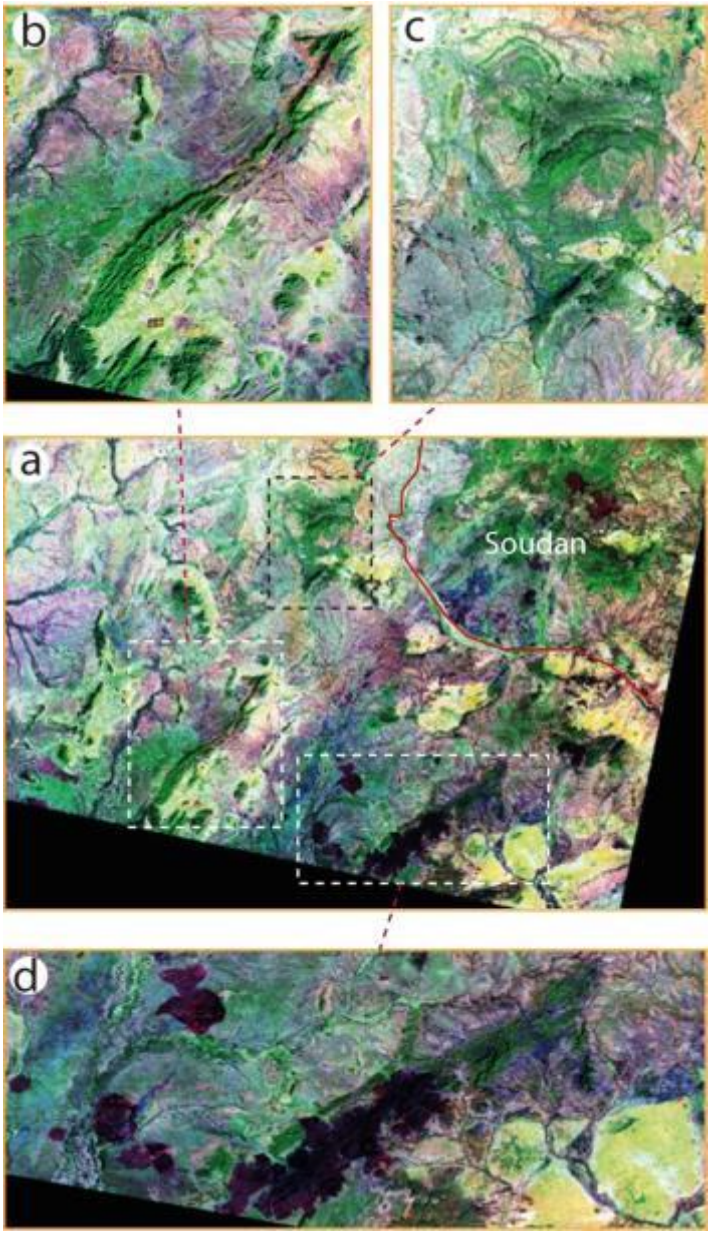


Figure II.6: Discrimination lithologique. a) Composition colorée RGB en utilisant les combinaisons de bandes 7/5/1 ; b) Zoom sur les quartzites micacés en couleur verte et à forte réflectance (relief imposant) ; d) Zoom sur les métapelites en couleur verte et à faible réflectance (relief faible) ; d) Zoom sur les granitoïdes en couleur rouge, circonscrits et concordants sur la foliation des métasediments. Les grès se présentent en jaune.

B. Analyse en composantes principales

L'analyse en composantes principales est une méthode mathématique d'analyse graphique de données permettant de rechercher les directions de l'espace qui représentent le mieux les corrélations entre n variables aléatoires. Cette technique consiste également à réduire le nombre de variables et de rendre l'information moins redondante. Dans le but de cartographier les différents types lithologiques et les structures de la déformation ayant affecté le socle précambrien de la partie méridionale du Ouaddaï, j'ai effectué une analyse en composante principale sur les sept (7) premières bandes de l'instrument OLI, allant du visible à l'infrarouge moyen 2. Ceci conduit à l'obtention de 6 composantes (la bande 6 n'est pas prise en compte par l'analyse en composante principale) ACP1, ACP2, ACP3, ACP4, ACP5 et ACP7. Les résultats statistiques révèlent que la bande 1 (ACP1) possède le maximum de l'information décorrélée (figure II.7) et les trois premières bandes fournies par l'analyse en composante principale (ACP1, ACP2 et ACP3), montrent également en mode RGB le maximum de l'information en une seule image.

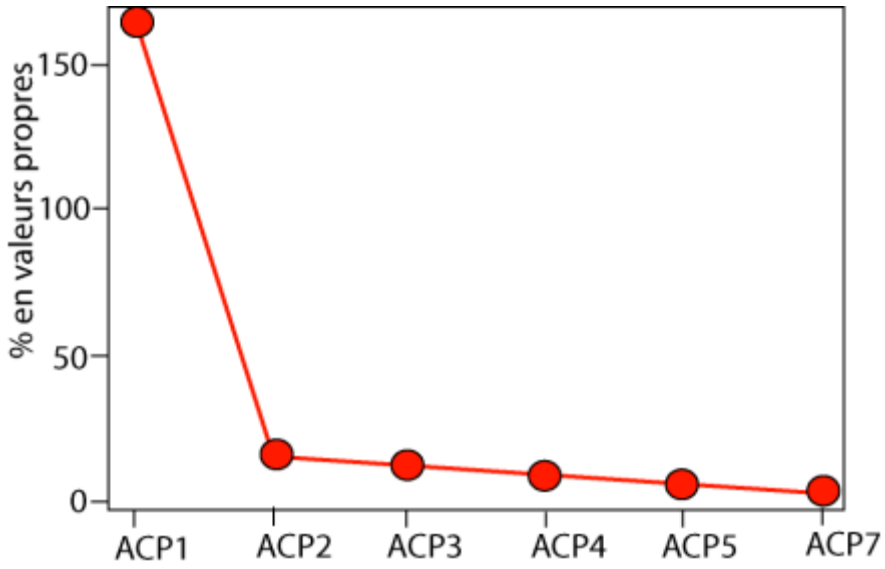


Figure II.7: Pourcentage en valeurs propres de différentes bandes obtenues par l'analyse en composantes principales (ACP). Cette figure montre que l'ACP1 présente le maximum d'informations avec un pourcentage en valeurs propres supérieurs à 150 suite à une amélioration par transformation inverse des fractions maximales de bruits (inverse MNF : Maximum Noise Fraction).

L'analyse en composantes principales offre les mêmes informations lithologiques que celles obtenues par la composition colorée. L'image fournie par la bande 1 seule en composante principale donne des informations sur certaines structures mais avec moins de précision concernant les contacts et les contours géologiques. Pour ce faire, l'utilisation de trois premières bandes (ACP1, ACP2 et ACP3), en mode RGB parait plus satisfaisante (figure I.8). On trouve des quartzites micacés et les métapelites en couleur rose foncée, les granitoïdes en rose claire, des grès en bleue, la couverture végétale en vert et les formations de couverture en bleue ciel. La précision des images obtenues par l'analyse en composante principale réside au niveau des contacts entre les lithologies et des contours lithologiques qui sont clairement discriminés. La forte réflectance des quartzites (figure I.8c) par rapport aux métapelites (figure I.8b) apparait plus claire à cet effet. Ces contours géologiques sont mal établis sur la carte géologique établie par Gsell et Sonet (1960).

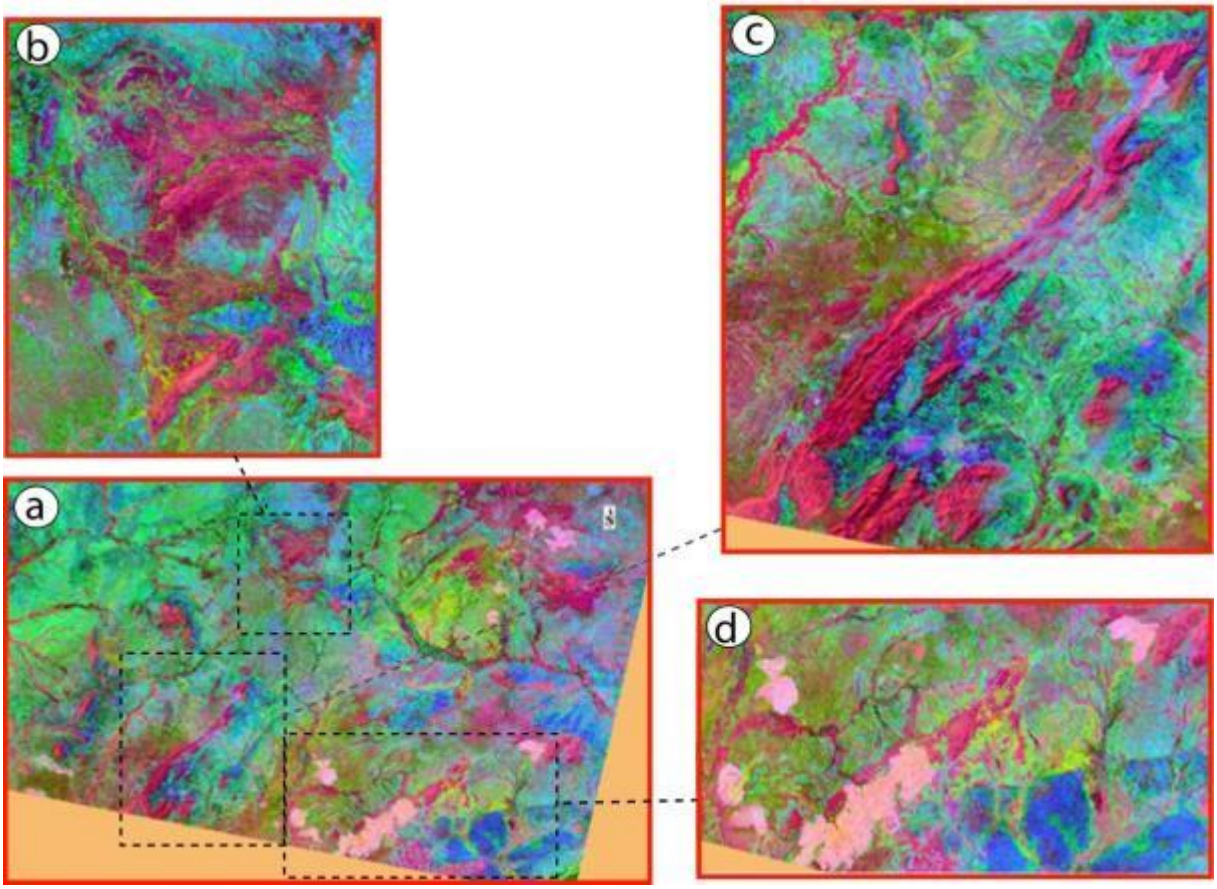


Figure II.8: a) Extrait de l'image satellite : composition colorée RGB de ACP1, ACP2 et ACP3, b) Zoom sur un secteur dominé par les métapelites caractérisés par une teinte rose foncée et un relief moyen ; c) Zoom sur un secteur dominé par les quartzites micacés caractérisés par une

teinte rose foncée plus soutenue et un relief plus marqué que les micaschistes ; d) Zoom sur un secteur dominé par des plutons granitiques caractérisés par une teinte rose claire.

C. Bandes ratios

Cette méthode permet de réduire les effets de la topographie et d'augmenter le contraste entre les surfaces minérales (Bhilisse al, 2012). L'étude des bandes ratios consiste en la division du nombre digital (Digital number) dans une bande par le nombre digital d'une autre bande pour le même pixel (Amri et al,.2009). Cette méthode permet d'identifier les contours de certaines lithologies avec beaucoup de netteté (figure II.9). Les combinaisons des compositions colorées des bandes ratios adaptées pour la zone d'étude sont : *[*6/5, 4/5, 1/6*].* Les plutons granitiques circonscrits non deformés apparaissent en multi-teinte (vert-brun-noir-jaune-rouge) et correspondent à des granites à deux micas sur la carte de Gset et Sonnet (1960) (figure II.9b). Ceux en teinte rouge sont constitués de granites à biotite et des leucogranites à biotite ou à muscovite d'après nos propres données de terrain (figure II.9c). Le contact concordant entre les métapelites en teinte brun-noir et les leucogranite à muscovite (alongement suivant le plan de la foliation) est clairement materialisé (figure II.9d). Ce leucogranite est cartographié comme une phyllade d'apès Gset et Sonet (1960).

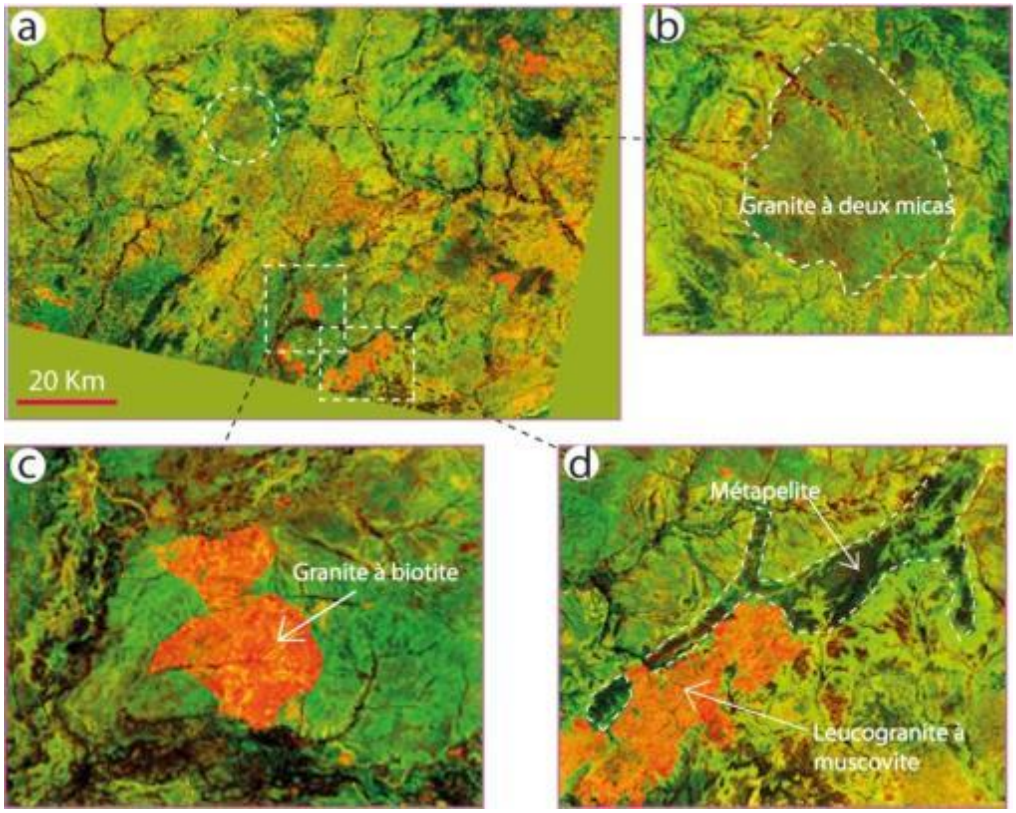


Figure II.9: a) Composition colorée des bandes ratios [6/5, 4/5, 1/6] ;b) contour géologique d'un corps granitique circonscrit et intrusif dans les métapelites de Rey ;c) contour de granite à biotite ; d) contour et contact entre un quartzite micacé et un granite déformé.

Les images obtenues par l'analyse en composantes principales et la composition colorée permettent de discriminer les structures de déformation caractérisant la partie méridionale du Ouaddaï. On met en évidence les traces de foliation S_0/S_{1-2}, marquées par une alternance de niveaux métapelitique et quartzique (figure II.10). La foliation S_0/S_{1-2} est affectées par des plis P_2 à plan axiaux subverticaux, faiblement à fortement inclinés vers le NNE ou le NE et des plis P_3 droits à légèrements deversés vers le NE, associés au développement de la schistosité S_3 de plan axial NE-SW (figure II.10c, d, e et f).

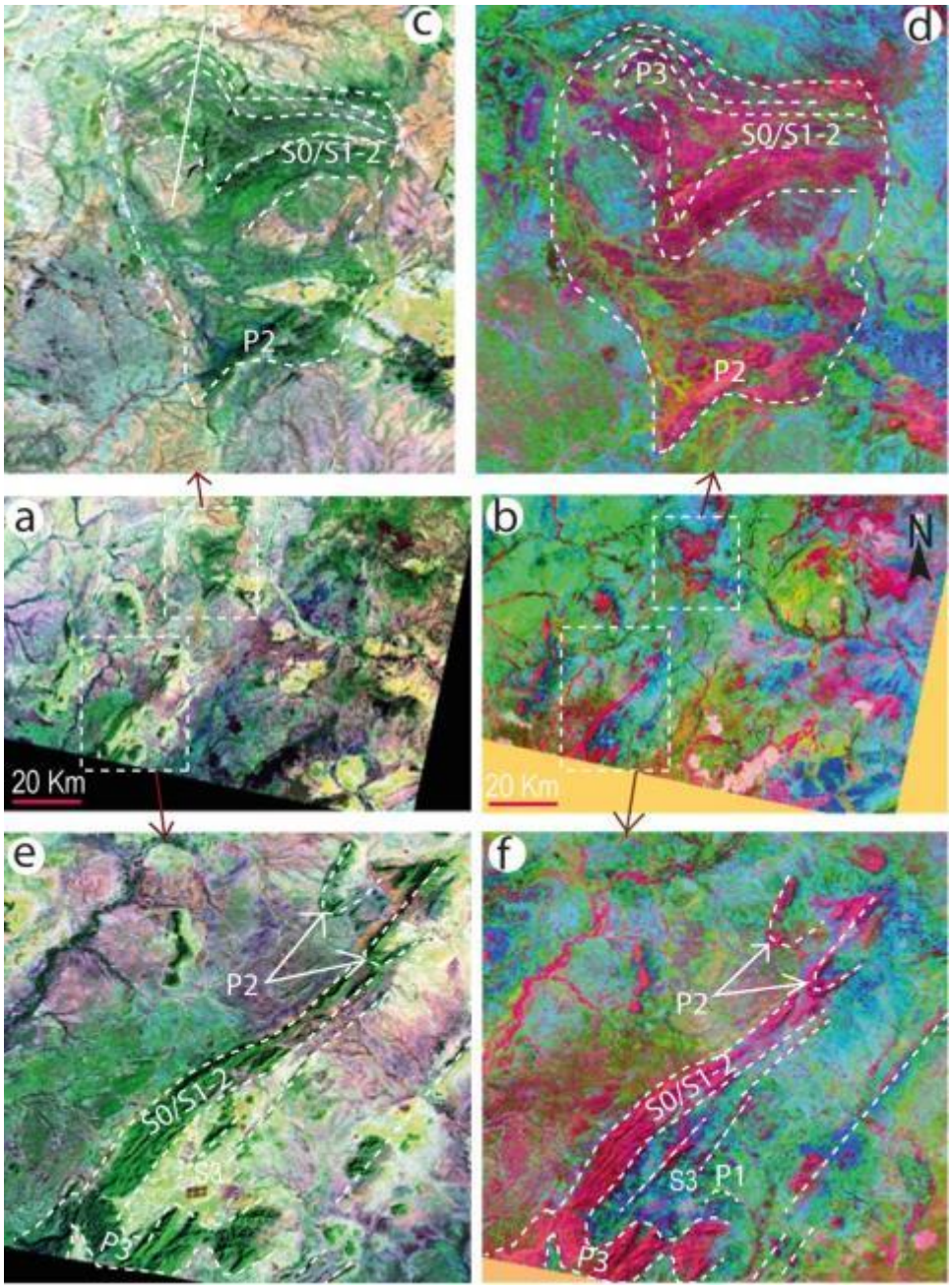


Figure II.10: Discrimination structurale issue des images satellites. a) Composition colorée RGB en utilisant les combinaisons de bandes 7/5/1 ; b) composition colorée RGB de ACP1, ACP2 et ACP3 ; c, d, e et f) zoom sur la foliation $S_{0/1-2}$ marquée par de niveaux de métapelitique, quartzitique et gréseux. Cette foliation est affectée par des plis isoclinaux P_2 d'axes plongeants légèrement vers le NNE ou le NE et des plis droits deversés P_3 d'axes plongeants légèrement vers le NE, associés à la schistosité de plan axial S_3.

D. Filtres directionnels

L'application des filtres directionnels permet de faire ressortir ou masquer des caractéristiques spécifiques d'une image en se basant sur leur fréquence liée à la texture (Himyari et al., 2002 ;Djemai *et al*., 2009; Guergour et Amri, 2009; Kouamé *et al*., 2009). Cette technique est conçue pour modifier la valeur des pixels d'une image, dans le but d'améliorer son aspect ; c'est-à-dire créer une nouvelle image en se servant des valeurs des pixels de l'image d'origine. L'objectif de ce travail est de déterminer les linéaments ayant une signification géologique tels que les contours lithologiques, les dykes, les filons, les traces des foliations, ou encore les failles. J'ai appliqué pour ce traitement, le filtre de Sobel avec un gradient de dimension 7×7 (les matrices d'application sont présentées dans le tableau II.3) à la bande ACP1, qui comprend le maximum de l'information. Ces images traitées dans le logiciel Envi, seront ensuite exportées dans le logiciel de système d'information géographique QGIS pour la digitalisation des linéaments et leur extraction.

Tableau II.3 : Matrices de filtres Sobel et gradient.

1	1	1	2	1	1	1	-1	-1	-1	0	1	1	1
1	1	2	3	2	1	1	-1	-1	-2	0	2	1	1
1	2	3	4	3	2	1	-1	-2	-3	0	3	2	1
0	0	0	0	0	0	0	-2	-3	-4	0	4	3	2
-1	-2	-3	-4	-3	-2	-1	-1	-2	-3	0	3	2	1
-1	-1	-2	-3	-2	-1	-1	-1	-1	-2	0	2	1	1
-1	-1	-1	-2	-1	-1	-1	-1	-1	-1	0	1	1	1
Filtre Sobel de direction N-S							Filtre Sobel de direction E-W						
0	1	1	1	1	1	2	2	1	1	1	1	1	0
-1	0	2	2	2	3	1	1	3	2	2	2	0	-1
-1	-2	0	3	4	2	1	1	2	4	3	0	-2	-1
-1	-2	-3	0	3	2	1	1	2	3	0	-3	-2	-1
-1	-2	-4	-3	0	2	1	1	2	0	-3	-4	-2	-1
-1	-3	-2	-2	-2	0	1	1	0	-2	-2	-2	-3	-1
-2	-1	-1	-1	-1	-1	0	0	-1	-1	-1	-1	-1	-2
Filtre Sobel de direction NE-SW							Filtre Sobel de direction NW-SE						

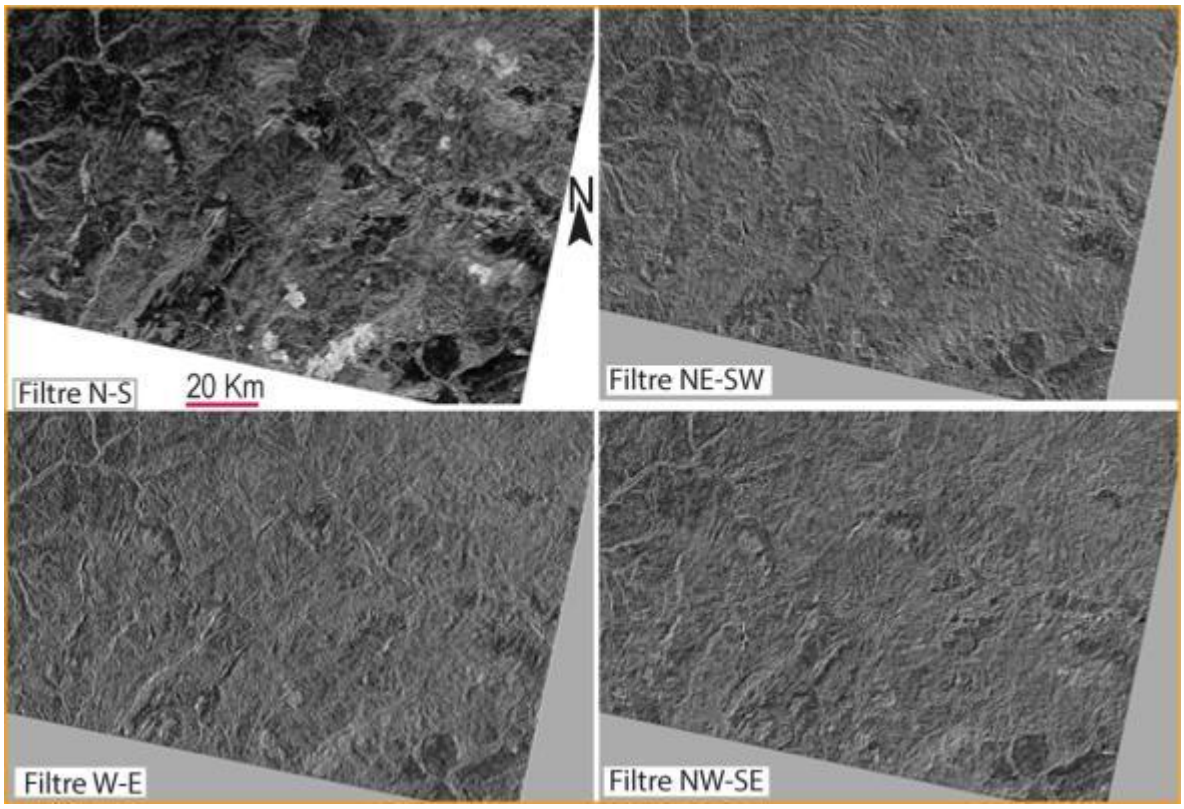


Figure II.11: Image issue de filtres directionnel de Sobel.

Afin de déterminer les discontinuités linéaires de la partie méridionale du Ouaddaï, j'ai utilisé le filtre directionnel de Sobel (0°, 45°, 90°, 135°) avec un masque de convolution de 7 × 7 sur la bande 1 de landsat-8 (figure II.11). Cette analyse permet de mettre en évidence plusieurs linéaments (figuere II.12-13) dont les principaux sont représentées par (i) les directions dominante N30-50; (ii) les directions N160-180 et N120-140 correspondent à des maximas secondaires. L'analyse des trajectoires de foliation permet de confirmer les structures de déformation mises en évidence par la composition colorée et l'analyse en composantes principales (figure II.14).

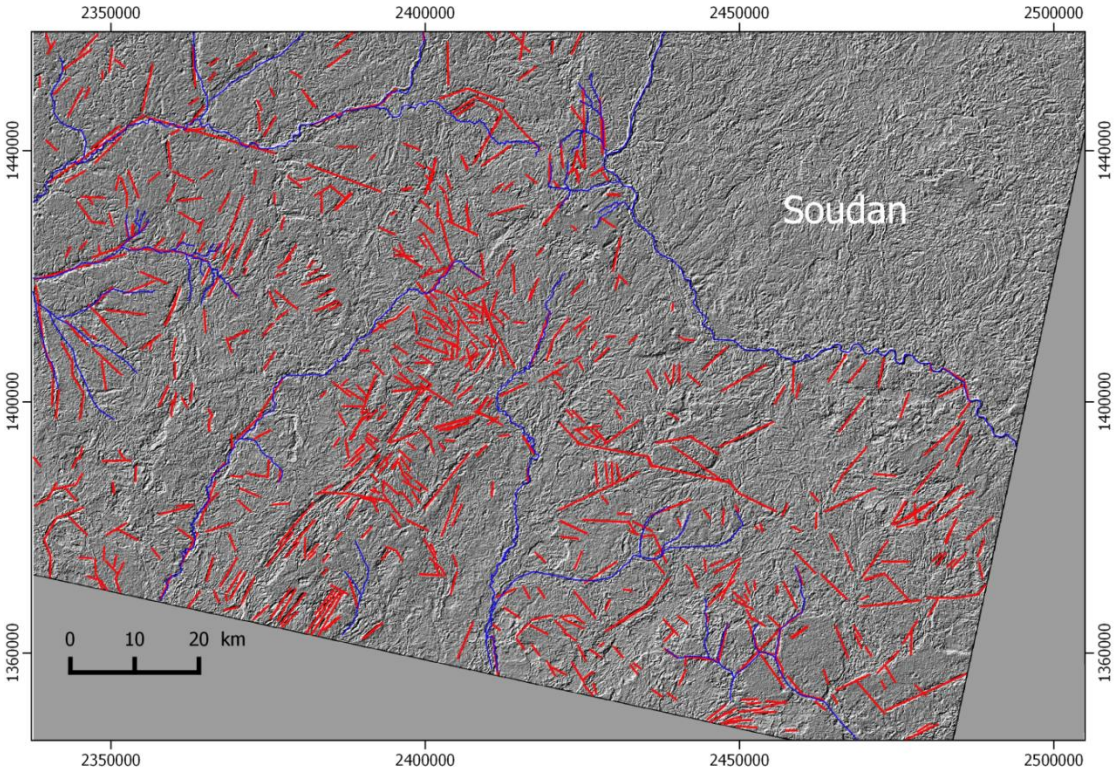


Figure II.12: Image issue de filtre directionnel de Sobel. Les linéaments (en rouge) sont tracés manuellement et correspondent en grande partie aux réseaux hydrographiques (ligne bleue), aux fractures et aux contacts entre les lithologies.

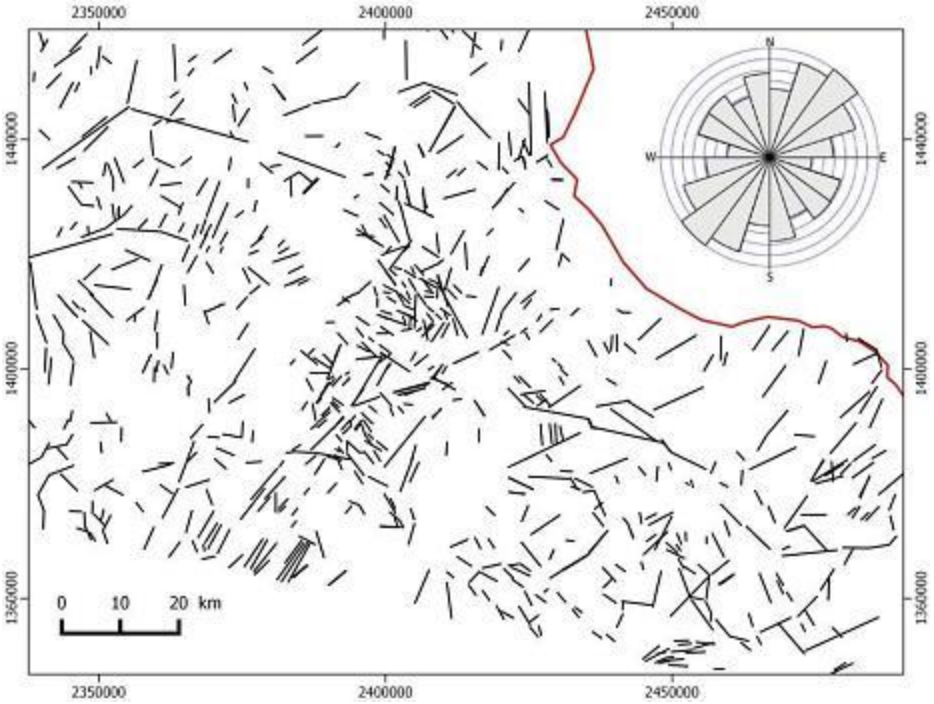


Figure II.13: Carte linéamentaire de la partie méridionale du massif du Ouaddaï issue des filtres directionnels de Sobel. La direction NE-SW est dominante, et les directions N-S et NW-SE correspondent à des maximas secondaires.

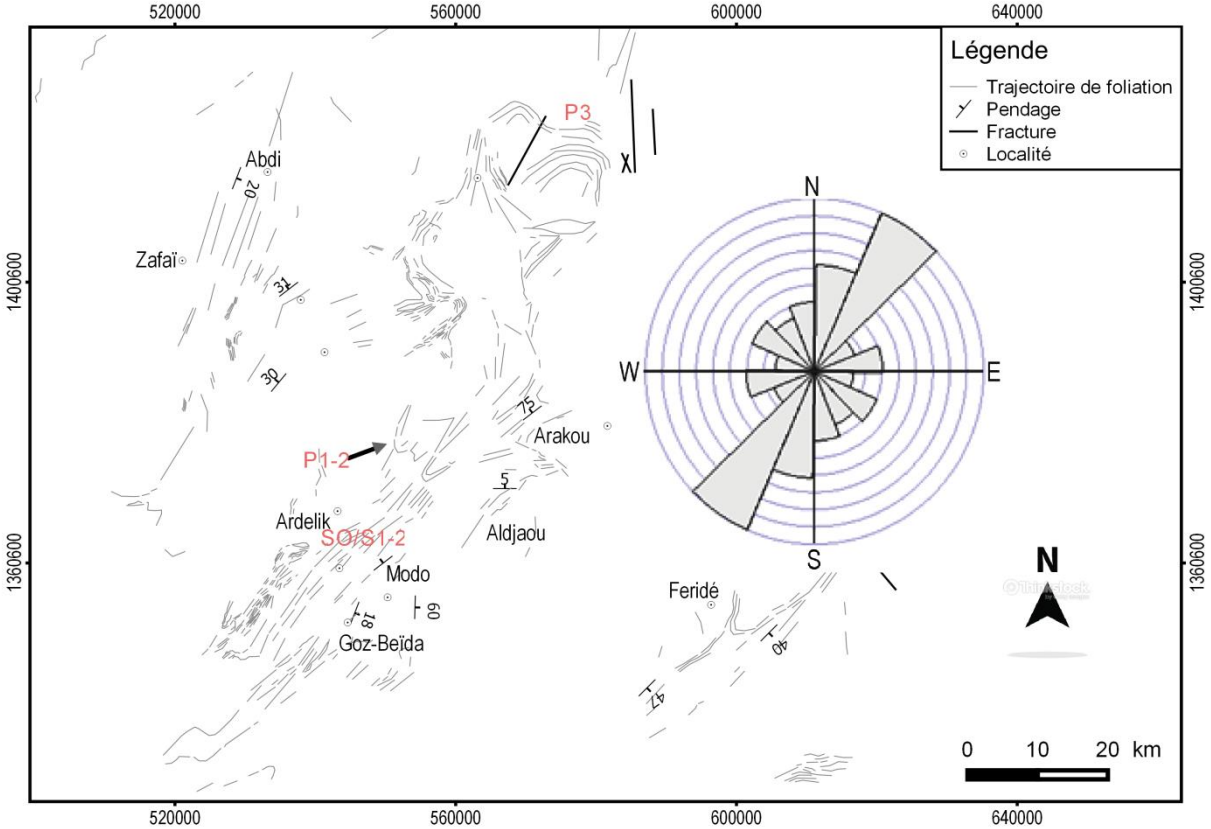


Figure II.14: Extraction des trajectoires de foliation issues des images en composition colorée, de l'analyse en composante principale, des ratios et des filtres directionnels. Cette carte met en évidence une foliation $S_0/_{1-2}$ dont l'azimut de direction se situe entre le NNE et NE. Cette foliation est associée à des plis P_{1-2} isoclinaux et des plis P3 asymétriques droits, à plans axiaux subverticaux à fortement pentés vers le SE ou le NW.

4 Synthèse

Le résultat issu du traitement d'image satellite landsat-8 a été très bénéfique à la cartographie lithostructurale de la partie méridionale du massif du Ouaddaï. L'analyse en composantes principales ACP, la composition colorée RGB et les bandes ratios ont permis de mettre en évidence plusieurs types lithologiques, leurs contours et leurs contacts mutuels (exemple de métapelite, quartzite et des granitoïdes circonscrits ou concordant). A ces différentes techniques de traitement, s'ajoutent les filtres directionnels dont les résultats permettent d'extraire les linéaments et des trajectoires de foliation. Cette approche permet de distinguer une foliation S_0/S_{1-2} de direction principale NE-SW. Cette foliation comprend des plis isoclinaux P1 dont quelques terminaisons sont identifiées à l'échelle régionale qui sont repris par des plis P_2 homoaxiaux aux plis P_1 (figure II.10). La superposition des plis P_1 et P_2 résulte en des figures d'interférences en crochet (figure II.10). La foliation composite S_0/S_{1-2} est plissée par des plis droits P_3 avec le développement d'une schistosité S_3 en position de plan axial. Les linéaments (réseaux hydrographique, contacts lithologiques, filons et fractures) présentent de directions variées mais avec une dominante NE-SW et des maximas secondaires de directions N-S et NW-SE.

CHAPITRE III :

ANALYSE PETROGRAPHIQUE ET STRUCTURALE

CHAPITRE III : ANALYSE PETROGRAPHIQUE ET STRUCTURALE

1 Introduction

Les données pétrographiques et structurales de la partie méridionale du massif du Ouaddaï sont inexistantes, excepté celles de Gsell et Sonet (1960) décrites en détail au chapitre 1 et 2. L'objectif de ce chapitre est de combler ces lacunes. Un échantillonnage sur les roches métamorphiques et sur l'ensemble magmatique a été effectué lors de nos campagnes de terrain (du 04 au 20 Mai 2015, du 02 au 15 Février 2016 et du 26 Mars au 04 avril 2018), pour la confection des lames minces représentatives des différents faciès et une préparation d'échantillons pour la géochimie des éléments majeurs, en traces et des isotopes radiogéniques. Les résultats de l'analyse pétrologique et structurale obtenus sont présentés de Nord-Ouest au Sud-est, orthogonalement à la structure dominante. La description des minéraux constitutifs de chaque type lithologique se fait sur la base des minéraux majeurs et accessoires observés dans les roches. Les échantillons étudiés sont reportés sur la figure III.1 et les coordonnées géographiques à l'annexe (page 202). Une coupe synthétique montrant les lithologies et structures de la déformation dominante est présentée à la fin de ce chapitre.

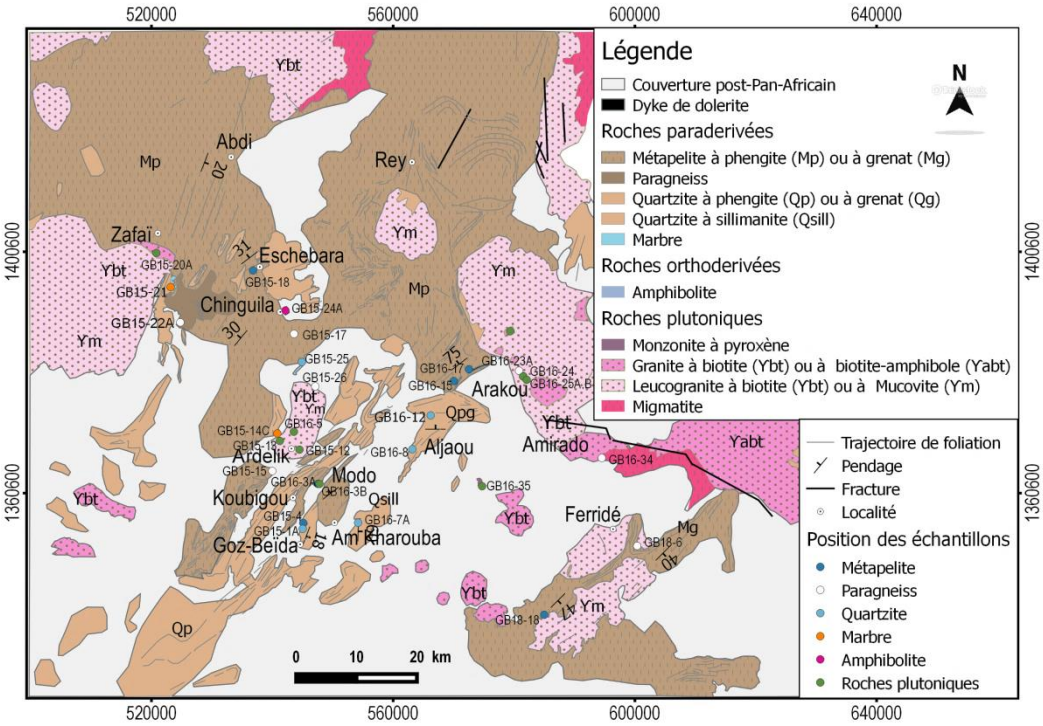


Figure III.1: Carte géologique montrant les localités et la position géographique des échantillons étudiés.

2 Description macroscopique et microscopique des roches méta-volcanosédimantaires

2.1 Métapelites

Les métapelites sont très répandues vers l'ouest du secteur d'étude. Elles se présentent soit en petites collines ou en dalles centimétriques à métriques autour de Goz-Beïda, dans les localités de Koubigou, Modo, Eschebara, Zafaï, Rey et Zabo (figure III.1). A l'affleurement, elles présentent une couleur gris claire ou noire, composées de micas et quartz. Ceux de Modo sont plus ou moins sombres et sont recoupés par des granites intrusifs sub-concordants (figure III.2a). Les métapélites comprennent des veines de quartz de forme lenticulaire et boudinées, transposées dans la foliation des métapelites (figure III.2b, c). Les veines de quartz sont également affectées par des micro-fractures (figure III.2d). Ces structures indiquent une succession entre déformation fragile (précipitation des veines dans des zones en dilatation), déformation ductile (transposition des veines) et déformation fragile (fracturation des veines).

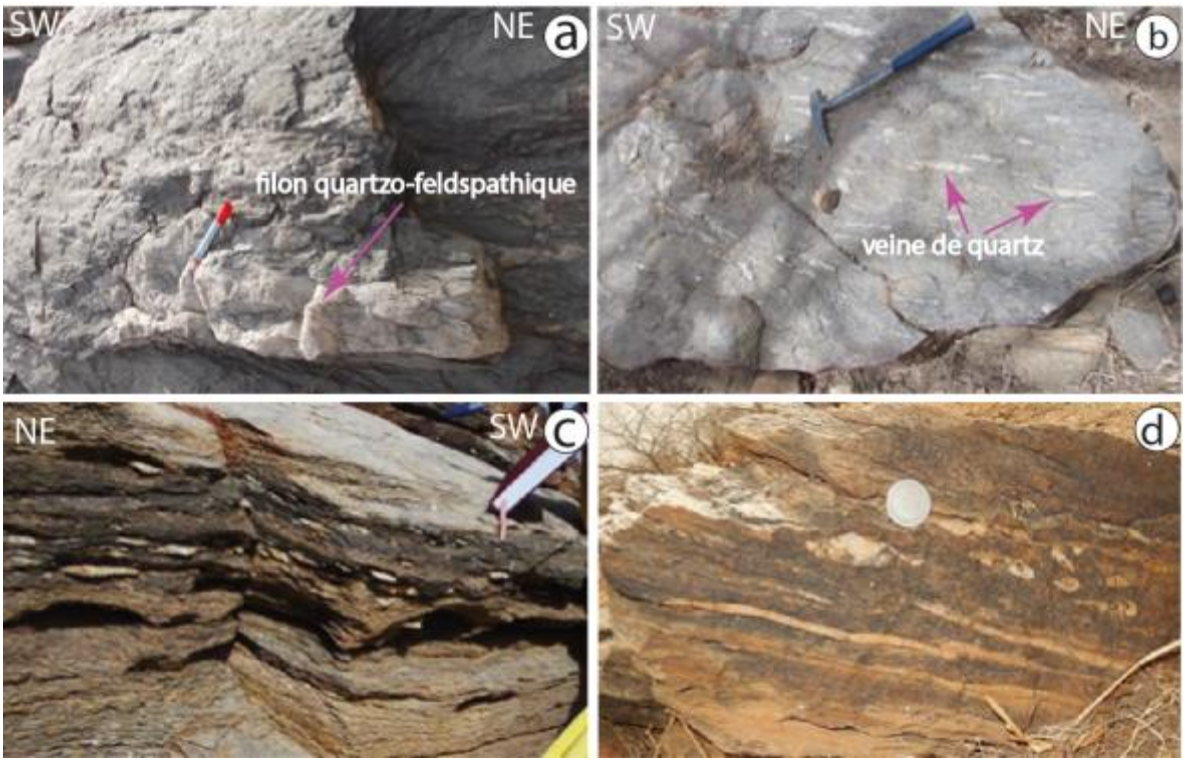


Figure III.2: Aspect macroscopique des métapelites. a) Métapelite de Modo (GB16-3A), recoupé par un filon quartzo-feldspathique. b) Métapelite d'Eschebara (GB15-18) souligné par des veines de quartz d'exsudation de forme lenticulaire. c) Métapelite de Goz-Beïda (GB15-4) montrant les lits clairs et sombres avec des veines de quartz boudinées et étirées parallèlement au plan de foliation. d) Métapelite de Zabo (GB16-15) avec des veines de quartz et des porphyroclastes de quartz déformés au même titre que l'encaissant.

Au microscope, les métapelites sont caractérisés par une texture grano-lépidoblastique et forment des lits clairs composés de quartz (figure III.3a, b) alternant avec des lits sombres essentiellement formés de micas (phengite et biotite). Le grenat est présent dans certaines lames minces. Les minéraux accessoires sont représentés par la tourmaline, la monazite, le zircon et des minéraux opaques. La phengite est subautomorphe et son orientation est parallèle à la foliation. Elle renferme des inclusions de monazites et des minéraux opaques. La biotite est essentiellement interstitielle entre les minéraux de phengite et de quartz. Son orientation préférentielle souligne un plan de schistosité parallèle au plan de foliation. Le quartz est allongé parallèlement à la foliation. La tourmaline se présente en cristaux automorphes et prismatiques avec un pléochroïsme intense du vert foncé au brun. Certaines sections allongées sont marquées par des fractures transversales. La monazite se présente en inclusion dans les micas et l'épidote est associée à la phengite. La lame GB18-6 est constituée de cristaux de grenat moulés par la biotite et la phengite (figure III.6c, d). Ces cristaux de grenat sont très fracturés et renferment des inclusions de biotite et de quartz.

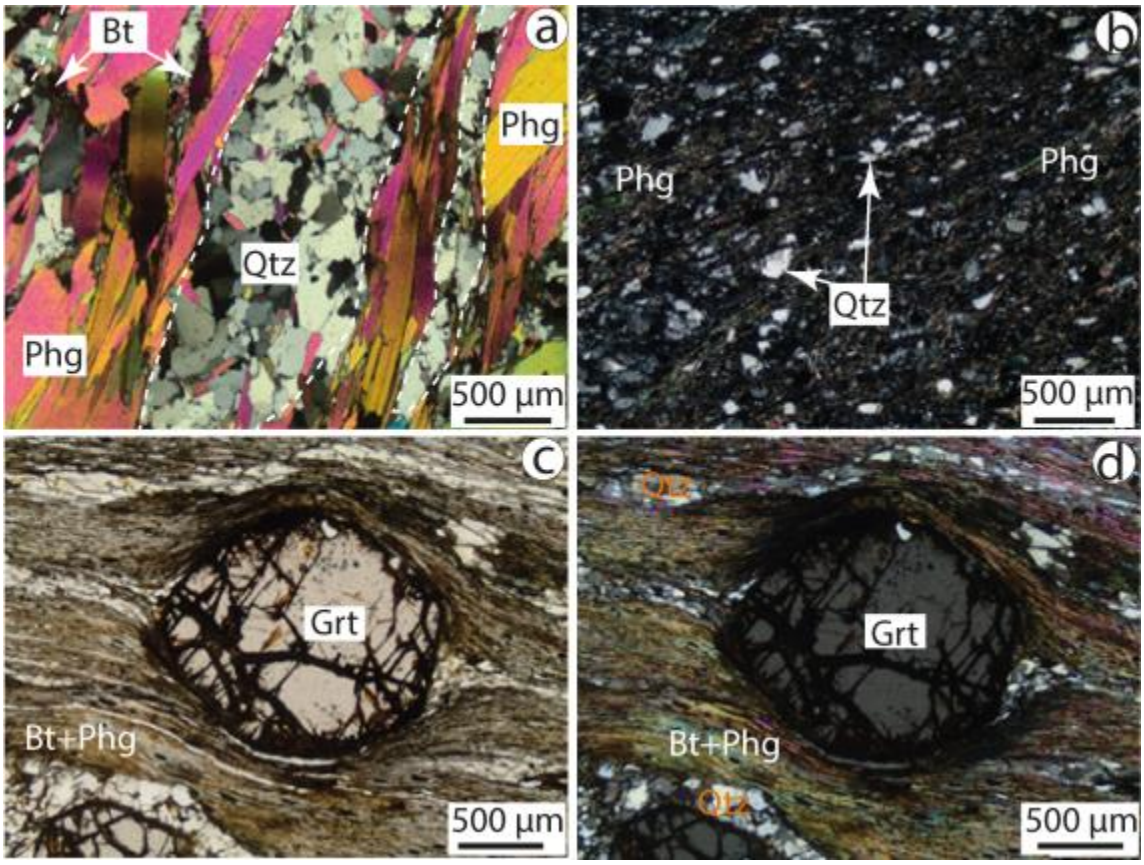


Figure III.3: Microphotographie de lames minces des métapelites. a) Texture grano-lépidoblastique en LPA (GB16-3A). b) Texture mylonitique en LPA (GB16-17). Phg=Phengite, Bt= Biotite, Qtz= Quartz;c et d) porphyroclastes de grenat moulés par les micas soulignant la foliation principale.

2.2 Paragneiss

Trois types de paragneiss sont identifiés selon la composition minéralogique :

- **Paragneiss à grenat-biotite** (figure III.4a) affleurent en dalles, proche des granites à biotite de Zabo. Ils présentent des niveaux sombres à grisâtres et sont caractérisés par une schistosité soulignée par l'orientation de la biotite.
- **Paragneiss à amphibole** (figure III.4b, c, d) affleurent au Sud de Zafaï, de Chinguila, Koutougou et d'Ardelik. Ils sont concordants aux métapelites et se présentent en dalles centimétriques à métriques. A la cassure, ils présentent des niveaux clairs riches en plagioclase avec quelques rares cristaux de quartz. Les niveaux sombres sont composés de minéraux ferromagnésiens (amphibole). La foliation est affectée par des plis dissymétriques visibles à la cassure (figure III.4d).

- **Paragneiss à silicate calcique** affleurent à proximité du cours d'eau situé dans la localité d'Amirado (figure III.1) et se présentent sous la forme de dalles (figure III.4e). La patine d'altération est de couleur jaunâtre à moyennement sombre. A la cassure, on note des niveaux clairs constitués essentiellement de plagioclase et des niveaux sombres riches en minéraux ferromagnésiens. Cette roche est également observée dans la localité de Ferridé, au pied d'un petit massif de métapelite. Elle forme des lits clairs quartzo-feldspathiques et des lits sombres riches en amphibole et biotite. Cette roche contient de nombreux cristaux de grenat (figure III.4f).

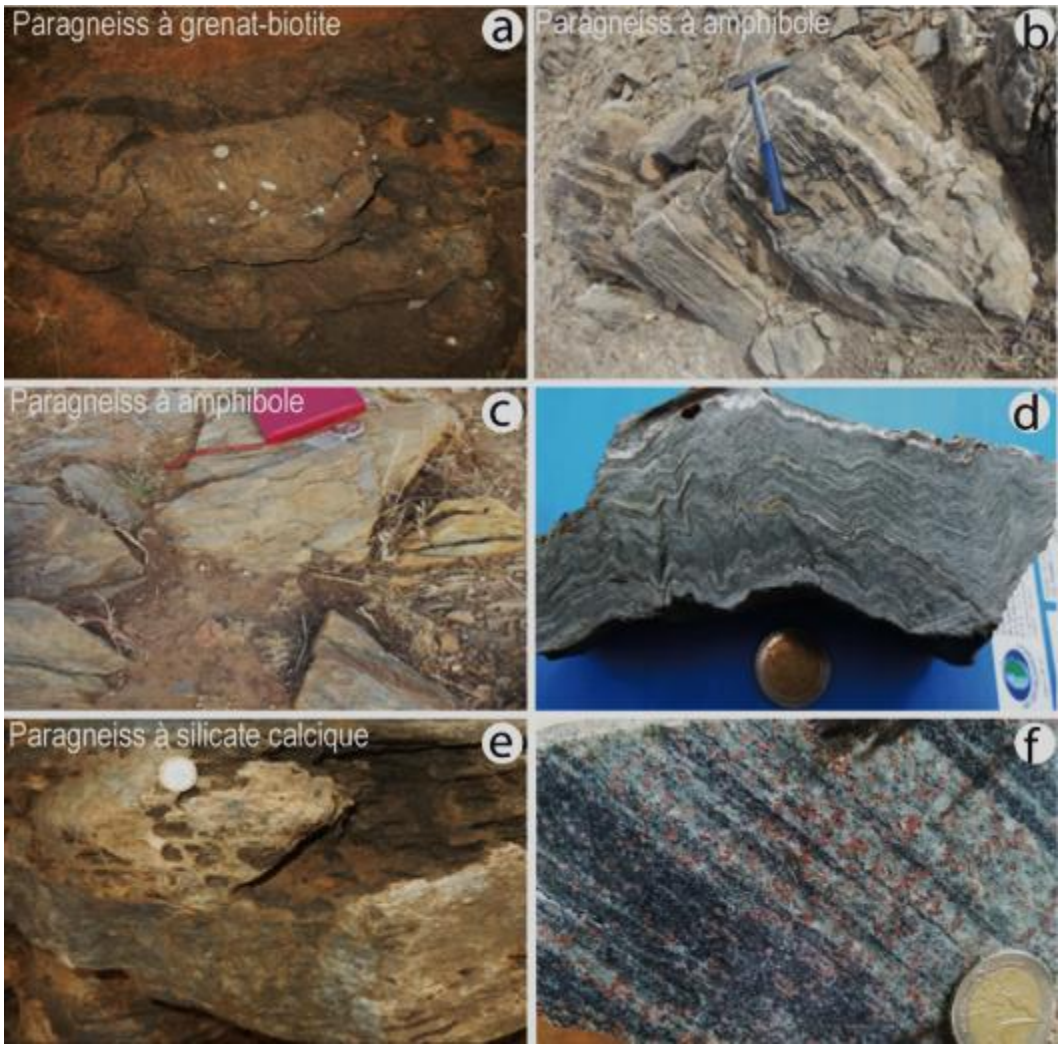


Figure III.4: Aspect macroscopique des paragneiss. a) Affleurement de paragneiss à grenat-biotite sous la forme de dalle dans la localité de Arakou ; b) paragneiss à amphibole situé au sud de Koutougou (GB15-26) souligné par des niveaux clairs quartzo-feldspathique et des niveaux sombres riches en amphibole; c et d) paragneiss à amphibole situé au sud d'Eschebara

(GB15-22A). e et f) Paragneiss à silicate calcique et à grenat d'Amirado (GB16-34) et de Feridé (GB18-6).

Au microscope, le **paragneiss à grenat-biotite** présente une texture grano-lepidoblastique et est composé de quartz, biotite, plagioclase, grenat et minéraux opaques (figure III.5a). Le quartz est xénomorphe et forme la matrice de la roche. La biotite est plus ou moins allongée et souligne la foliation. Le plagioclase est sub-automorphe et présente une surface plus ou moins alterée. Le grenat sub-automorphe à automorphe se présente en grosses plages. Il est marqué par de nombreuses fractures remplies par des cristaux de biotite. On note également des inclusions de minéraux opaque dans le grenat.

Le paragneiss à amphibole présente une texture nématoblastique à grano-lépidoblastique (figure III.5b, c). Des niveaux clairs de composition quartzo-feldspathique alternent avec des niveaux sombres constitués d'amphibole. Les minéraux accessoires sont représentés par l'épidote et le sphène. L'amphibole est une actinote et se présente en baguettes allongées. Les sections longitudinales sont marquées par des clivages transversaux. Sur la lame GB15-15 situé au sud d'Ardelick, des cristaux très fins d'amphibole sont noyés dans une matrice constituée de plagioclase et de quartz. Le plagioclase est sub-automorphe à automorphe et plus ou moins altéré. Il contient des inclusions d'amphibole sous forme d'aiguille et allongée au même titre que le plagioclase. Sur les lames GB15-17 et GB15-15 (figure III.5c, e), les paragneiss montrent une structure mylonitique et sont composés de micas très fins moulant les porphyroclastes de feldspath en boudins plus ou moins altérés et contenant des inclusions de micas, quartz et de minéraux opaques. Le quartz est xénomorphe et forme la matrice avec le plagioclase. La biotite est issue de la transformation d'amphibole. Le sphène se présente en cristaux incolores ou brunâtres avec un pléochroïsme net. Il est automorphe et montre une forme losangique, moyennement craquelé. Il est associé aux cristaux d'actinote. L'épidote se présente en cristaux allongé avec une teinte de polarisation brunâtre à bleue rosâtre. Elle est éventuellement issue de transformation de l'amphibole.

Les paragneiss à silicate calcique (figure III.5d, f) présentent une texture granoblastique et sont principalement composés d'amphibole, clinopyroxène, quartz, grenat, plagioclase et calcite. Les minéraux accessoires sont constitués d'épidote, sphène, prehnite et de zircon. L'orientation préférentielle de l'amphibole souligne la foliation et est partiellement rétromorphosée en chlorite. Le clinopyroxène est un diopside et se présente en phénocristaux

sub-automorphes à automorphes. Il présente une teinte de polarisation allant du jaunâtre au verdâtre. Le quartz se présente en cristaux xénomorphes et allongés parallèlement à la foliation. Le grenat est fortement fracturé et renferme des inclusions de plagioclase, d'amphibole et de quartz. Le plagioclase est légèrement altéré et présente localement des macles polysynthétiques. La calcite se présente en section allongée et montre un clivage bien net. Elle est caractérisée par des macles polysynthétiques lamellaires. Le sphène est automorphe et se présente en forme de losange et parfois en inclusion dans les cristaux d'amphiboles. L'épidote se présente en cristaux jaunâtre ou en multi-couleurs, associé à la calcite et aux clinopyroxènes. La biotite se développe dans les interstices entre les amphiboles.

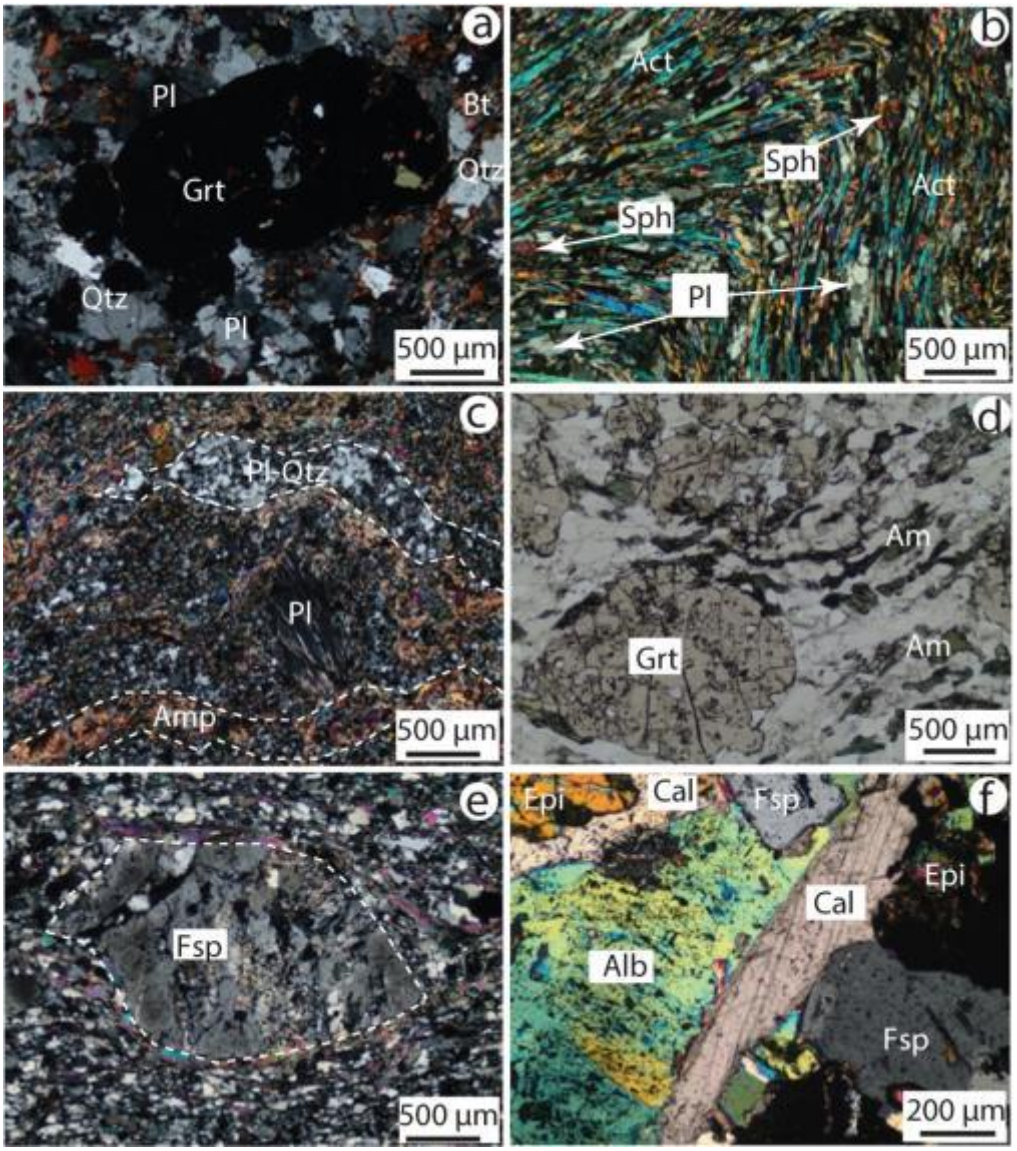


Figure III.5: Microphotographie de lames minces des paragneiss. a) Texture grano-lépidoblastique en LPA de paragneiss à grenat-biotite (GB16-23A) ; b) Texture

nématoblastique soulignée par des actinote sous la forme de baguette ou d'aiguille en LPA (GB15-22A). c) Texture lépidoblastique en LPA marquée par de lits clairs quartzo-feldspathiques et de lits sombres riche en amphibole (GB15-17). d) Texture grano-lepidoblastique en LPNA (GB18-6). e) Néoblastes de phengite et quartz étirés suivant une schistosité moulant des porphyroclastes de feldspath en partie recristallisés (GB15-15). f) Texture granoblastique en LPA (GB16-34).

2.3 Quartzites à phengite

Les quartzites à phengite sont associés aux métapelites. Les niveaux les plus imposants, sont situés à Goz-Beïda et ses environs, à Zafaï, Eschebara et à l'est d'Am Kharouba. Ces roches sont de couleur gris jaunâtre à blanc et forment parfois des crêtes allongées suivant la direction NE-SW (figure III.6a). On trouve localement des quartzites francs, vitreux et des quartzites micacés. Dans la localité de Goz-Beïda, les quartzites micacés sont recoupés par des veines de quartz boudinés et transposés parallèlement à la foliation (figure III.6b).

Au microscope, les quartzites à phengite sont caractérisés par une texture grano-lépidoblastique (figure III.6c, d). Ils sont essentiellement composés de quartz, phengite, grenat, sillimanite, tourmaline, zircon et de minéraux opaques. Le quartz est xénomorphe et se présente en plages avec des joints de grains lobés indiquant une recristallisation dynamique à haute température (Hirth and Tullis, 1990 ; Dunlap et al., 1995). On note aussi une extinction roulante et des microfractures indiquant une déformation à faible température (Nishikawa et Takeshita, 1999). Ces phénoblastes de quartz sont entourés de néoblastes se développant au niveau des joints dentelés caractérisant une texture en cœur et manteau typique du régime de déformation 2 (Hirth and Tullis, 1990). La phengite est xénomorphe et souligne le plan de la foliation. Elle contient localement des inclusions de minéraux opaques. La tourmaline est subautomorphe et présente une section allongée marquée par des microfractures transversales. Le grenat est automorphe, incolore à rose pâle et présente un relief fort. Il est moulé par les micas (figure III.6e). La sillimanite se présente en forme de baguettes allongées suivant le plan de la foliation (figure III.6f). Elle présente un relief très fort et est localement associée à la muscovite et aux grains de quartz néoformés. C'est un minéral typique du métamorphisme de moyenne pression et de moyenne température (>550°C).

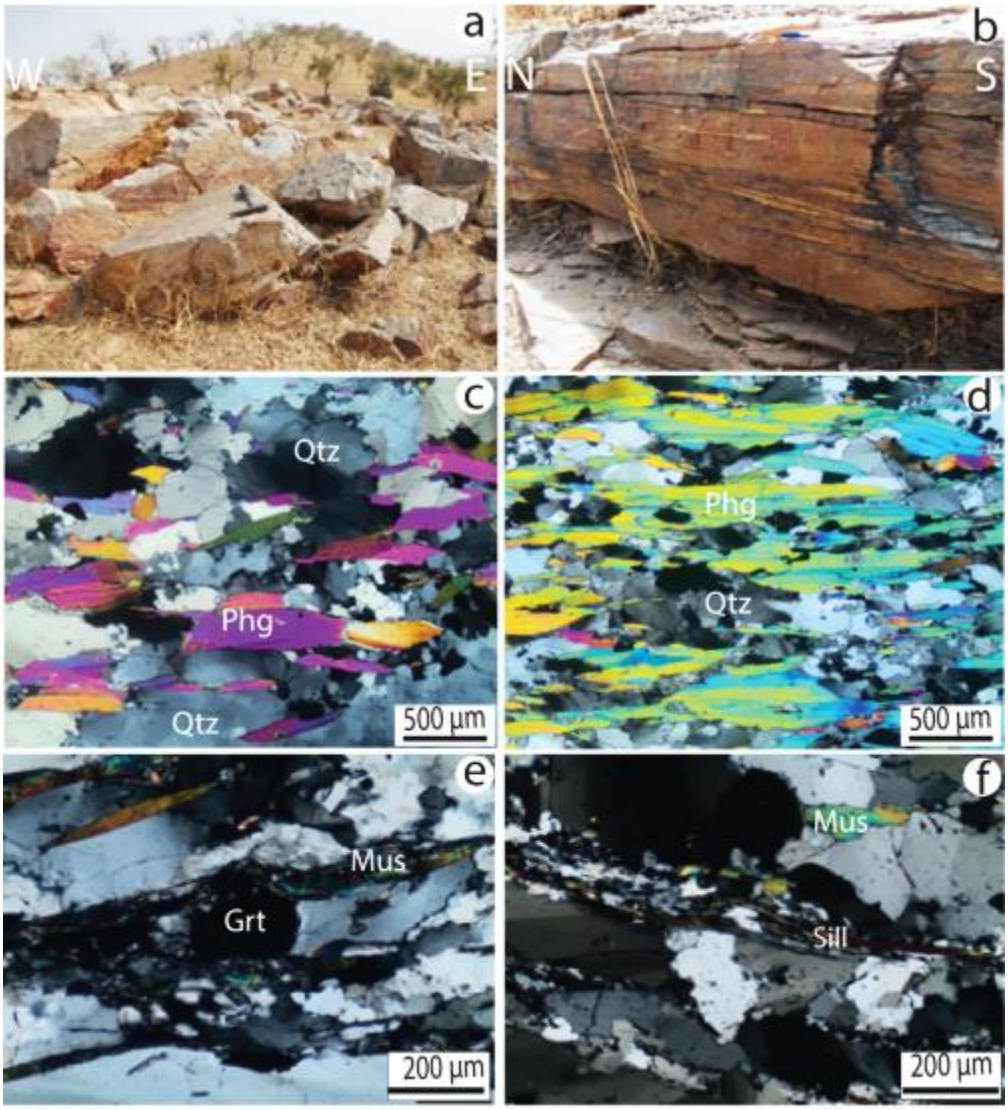


Figure III.6: Aspect macroscopique et microscopique des quartzites à phengite. a) Affleurement de quartzite d'Aldjaou (GB16-8) en forme de boule et de crête orienté NE-SW (le bout du marteau indique le nord). b) Quartzite de Goz-Beïde (GB15-1) souligné par de veines de quartz. c) Texture grano-lépidoblastique en LPA (GB16-8). d) Texture grano-lépidoblastique en LPA (GB15-1). e) Cristaux de grenat en LPNA légèrement moulé par la phengite (GB16-12). d) Texture grano-lépidoblastique en LPA (GB16-7A) soulignée par la muscovite et la sillimanite.

2.4 Marbres

Les marbres sont localisés dans la partie Ouest et affleurent notamment à Ardelik, Zafaï et Koutougou. Ils présentent une couleur blanche à jaunâtre, à structure saccharoïde et affleurent en dalles centimétriques à métriques (figure III.7a, b). Ils sont concordants à la foliation des quartzites, des métapelites et sont recoupées par des veines de quartz (cas des marbres d'Ardelik).

Au microscope, les marbres présentent une texture grano-lépidoblastique et sont composés de calcite et d'actinote (figure III.7c,d). La calcite se présente en forme quelconque avec une teinte de polarisation variant du gris rosâtre au brun jaunâtre ou verdâtre. La première génération de calcite montre des bandes chatoyant qui indiquent des macles polysynthétiques lamellaires tandis que la seconde, recristallise en fibre. L'actinote se présente sous la forme de baguettes allongées se développant entre les grains de calcite.

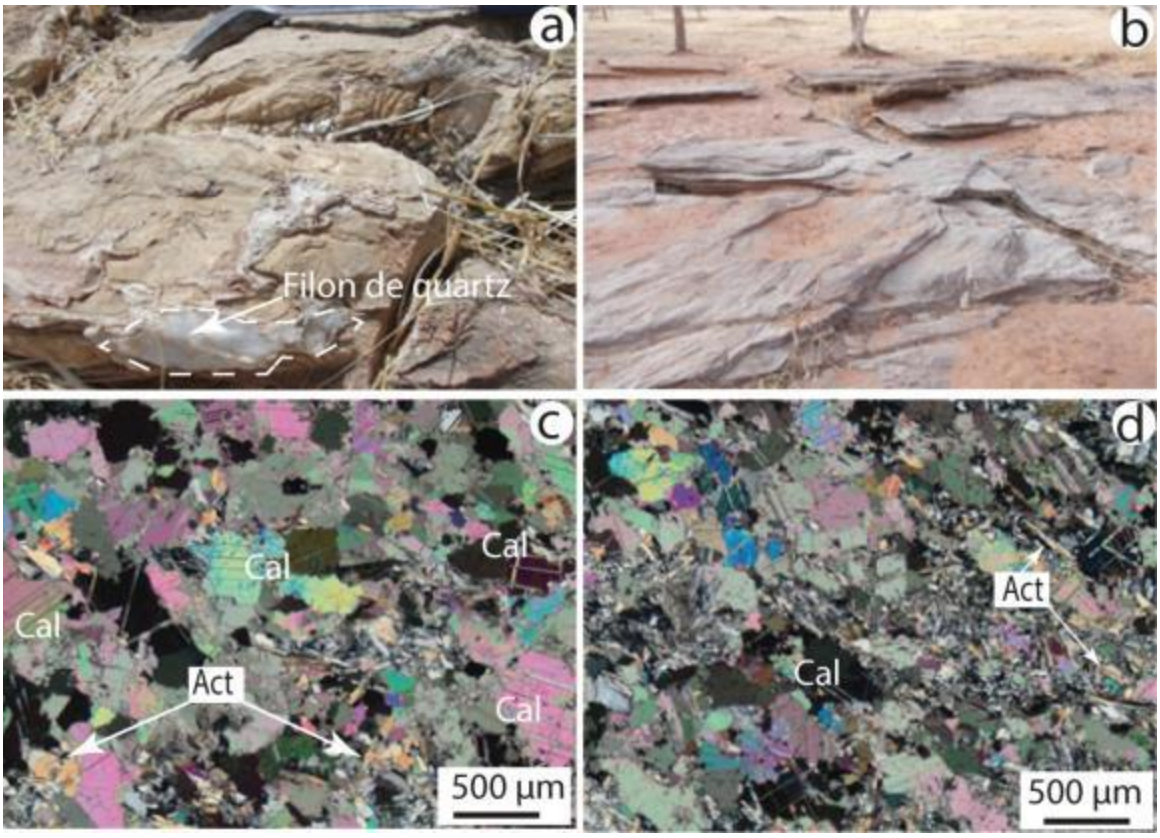


Figure III.7: a) Aspect macroscopique et b) microscopique à texture grano-lépidoblastique de marbre d'Ardelik (GB15-14C). b) Aspect macroscopique de marbre de Zafaï (GB15-21).

2.5 Amphibolites

Les amphibolites observées sont essentiellement massives et affleurent dans la localité de Chinguila (figure III.8a). Elles se présentent en petits massifs isolés avec une altération en boules centimétriques à métriques, présentant des niveaux sombres à légèrement verdâtre ou grisâtre. Ces amphibolites sont transposées dans la foliation de la roche encaissante.

Au microscope, l'amphibolite présente une texture grano-poeciloblastique et est constituée d'amphibole, plagioclase, quartz, sphène, épidote. L'amphibole est de type hornblende et se présente en deux générations. La première génération (figure III .8b) est caractérisée par de porphyroclastes automorphes et allongées, avec une teinte de polarisation allant du brun, vert au bleu et des extinctions ondulantes. Elle montre les deux clivages faisant un angle de 120°. La deuxième génération (figure III.8c) d'amphibole se présente en fibres noyées dans une matrice constituée localement de plagioclase et pourrait correspondre à une actinote. Le plagioclase constitue la matrice de cette roche et se présente en cristaux xénomorphes très fins. Il se trouve parfois en inclusion dans les grosses plages d'hornblende (figure III.8d). Le sphène se présente en cristaux losangiques avec une teinte de polarisation jaunâtre et brune et montre des craquelures. L'épidote est issue de la transformation de l'amphibole et se caractérise par une teinte de polarisation allant du brun-rouge au bleu. On note la présence de rares cristaux de quartz.

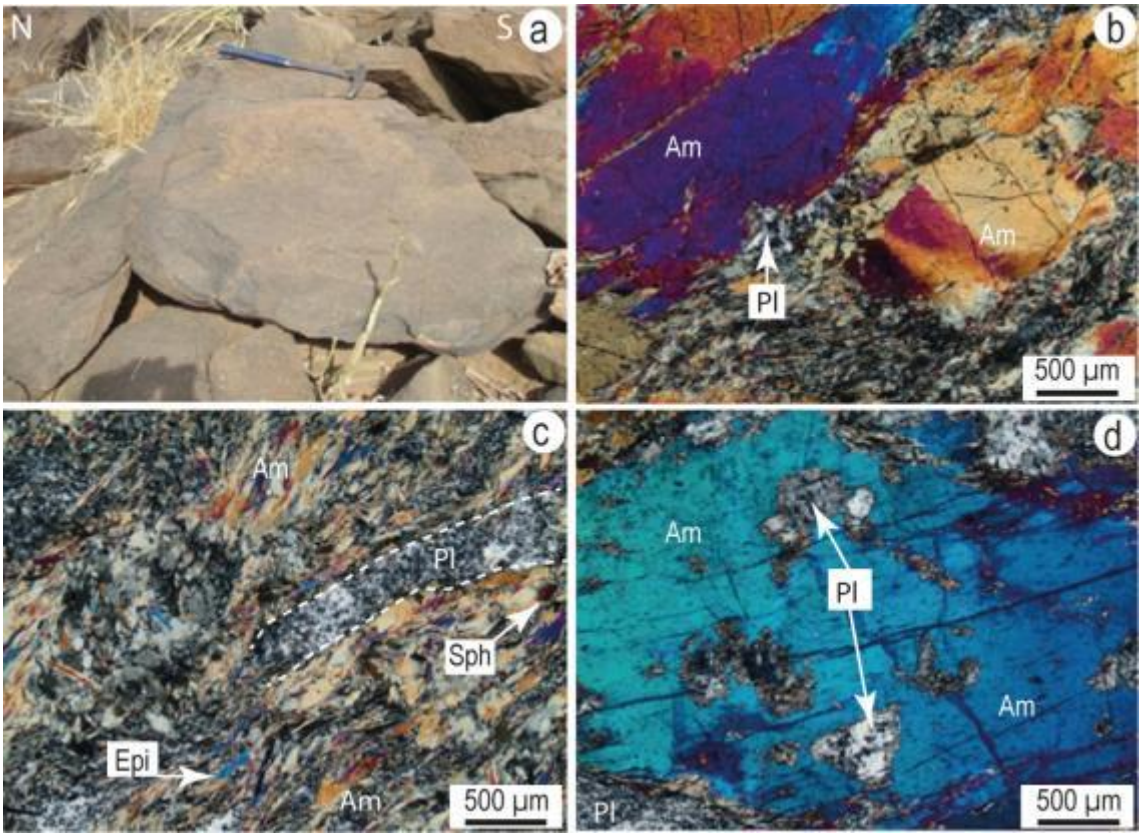


Figure III.8: Aspect macroscopique et microphotographie de lames minces des amphibolites. a) Affleurement des amphibolites massives en blocs de Chinguila. Le bout du marteau indique le nord. b) Texture grano-nématoblastique en LPA (GB15-24A). c) Texture lepido-nématoblastique en LPA (GB15-24B). d) Texture grano-lépidoblastique en LPA (GB15-24A). Am=Amphibole, Pl=Plagioclase, Sph=Sphene, Epi=Epidote.

3 Description macroscopique et microscopique des roches plutoniques

La granodiorite se présente sous la forme de dalles dans la localité d'Ardelik et présente des niveaux clairs à sombres en fonction des abondances relatives de feldspath, quartz et de biotite (figure III.9a). Ces roches sont caractérisées par une foliation soulignée par l'orientation préférentielle de la biotite.

Le granite à biotite est observé au sud de la localité de Zafaï, à Ardelick, Adé et Karouba. Il se présente en dalles et boules de couleur gris-rose à grains moyen ou fin (figure III.9c-d). A Arakou, le granite à biotite contient une enclave basique (figure III.9d), suggérant probablement un mélange partiel (hybridation) de deux magmas (magma acide et un magma basique). Le granite à biotite contien également des enclaves de granite à amphibole-biotite (figure III.9b).

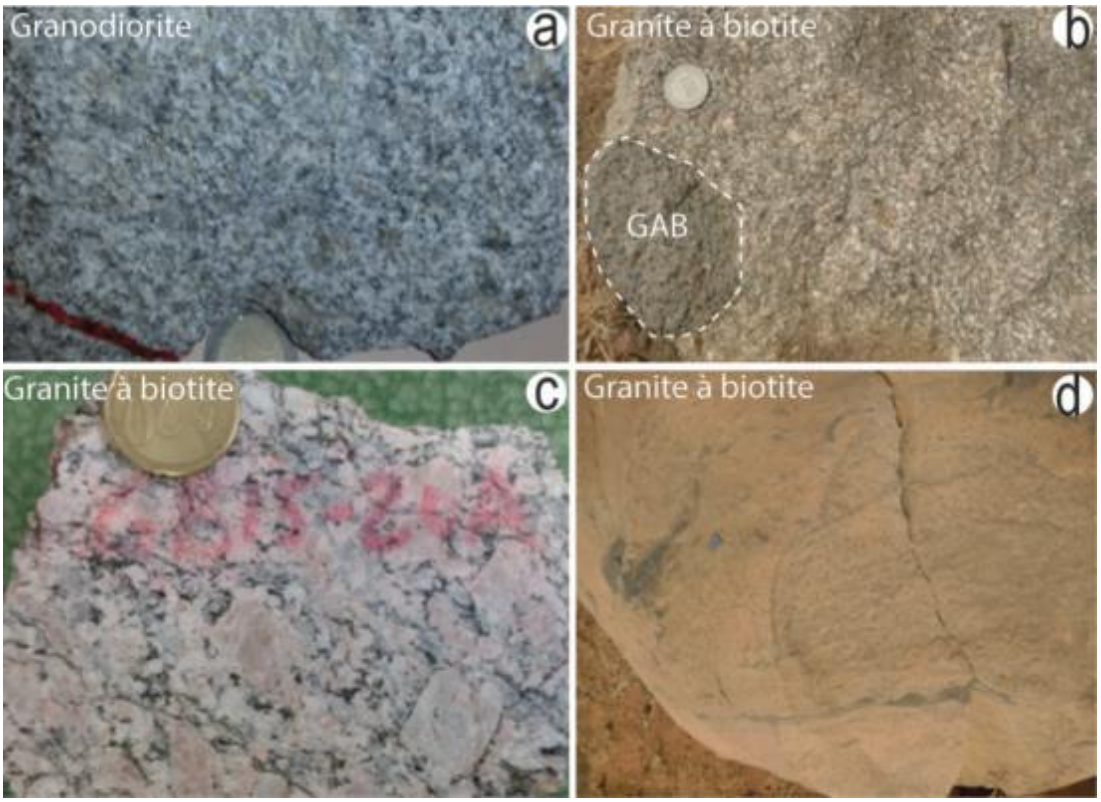


Figure III.9: Aspect macroscopique de granodiorite et granite. a) Echantillon de granodiorited'Ardelik et (b) Echantillon de granite à biotite d'Aldjaou contenant une enclave de granite à amphibole-biotite. c) Echantillon de granite à biotite de Zafaï ; et d) Echantillon de granite à biotite fin contenant des enclave basiques. GAB= granite à amphibole et biotite.

Au microscope, **la granodiorite** présente une texture grenue heterogranulaire (figure III.10a). Elle est composée de plagioclase, feldspath potassique, quartz, biotite, sphène, épidote. Le plagioclase est sub-automorphe à automorphe et se présente en porphyroblastes plus ou moins alterés et contenant des inclusions de biotite et de quartz. Le quartz se présente en phenocristaux allongés, à bords plus ou moins dentelés (figure III.10b) qui caracterisent une recristallisation dynamique, typique du régime de déformation 2 (Hirth and Tullis, 1990). La biotite est essentiellement interstitielle et se présente en petit cristaux alongés qui soulignent la foliation. Le sphène se présente sous la forme de phenocristaux prismatiques avec des craquelures visibles.

Le granite à amphibole et biotite présente une texture grenue porphyroïde (figure III.10c). Il est composé principalement de plagioclase, feldspath potassique, amphibole, quartz, biotite. Les minéraux secondaires sont constitués de sphène et d'oxydes. Le plagioclase est pertithique et se présente en grandes plages plurimilimètrique, xénomorphe,

renfermant des inclusions allongées de biotite et d'amphibole ainsi que des cristaux de quartz. Le feldspath potassique est perthitique et très altéré en séricite. L'amphibole se présente en cristaux allongés, intensément clivés et caractérisés par des inclusions de quartz et d'oxyde. Le quartz et la biotite cristallisent entre les feldspaths et l'amphibole. Le sphène présente un relief très fort de forme losangique ou allongé avec des craquelures et renferme des inclusions d'oxydes.

Le granite à biotite présente une texture grenue hétérogranulaire (figure III.10d). Il est composé de feldspath potassique, plagioclase, quartz, biotite, épidote et des opaques. Le feldspath potassique est perthitique et sub-automorphe. Il contient des inclusions de biotite et de quartz. Le plagioclase est subautomorphe et présente des mâcles polisynthetiques. Le quartz est xénomorphe avec des joints de grains dentelés et une extinction roulante. Il est caracterisé par la présence de néograins qui indique une recristallisation dynamique. La biotite se présente en cristaux allongés. Les plus fins se developpent dans les interstices ainsi qu'en inclusion dans les feldspaths.

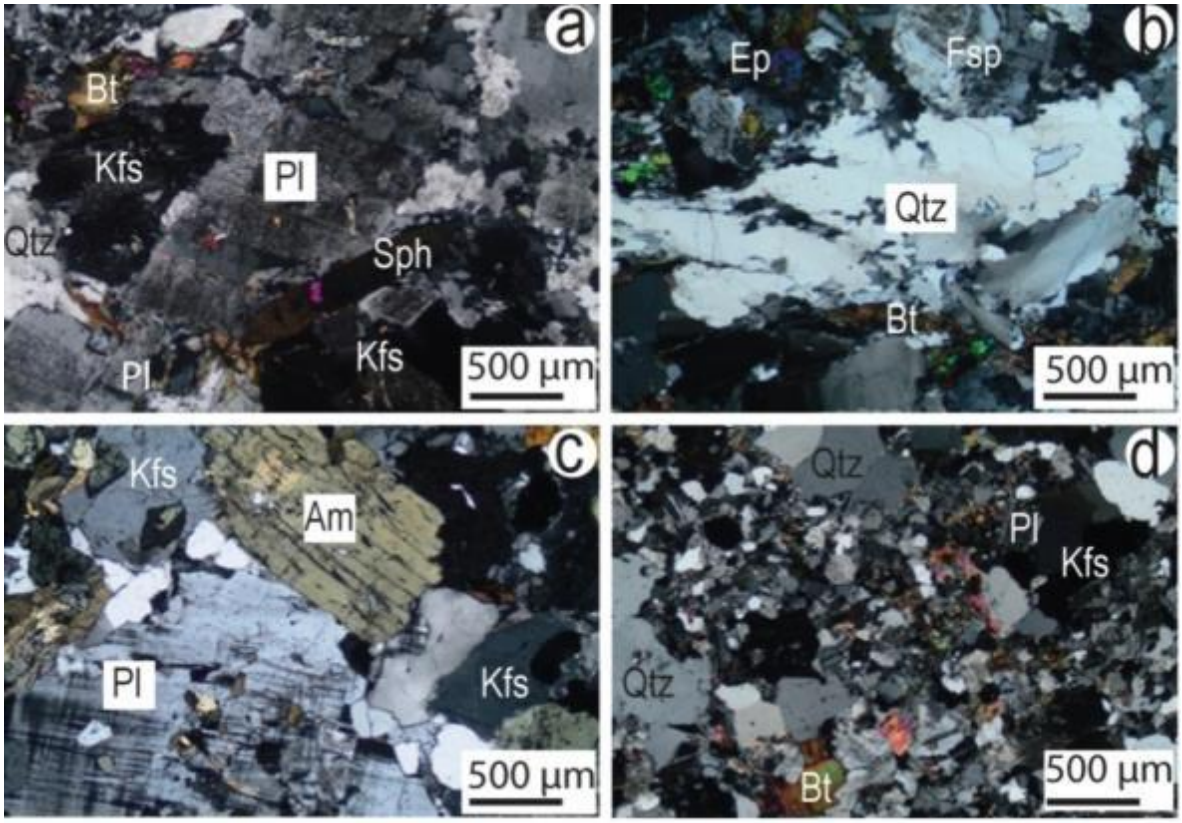


Figure III.10: Microphotographie de lames minces de la serie granodiorite-granite à amphibole et biotite-granite à biotite. A et b) lame mince en LPA de la granodiorite montrant des

phenocristaux de quartz allongés, à bord lobé et soulignant la foliation avec la biotite ;c) texture grenue de granite à amphibole-biotite avec des cristaux de quartz allongé ; d) texture grenue heterogranulaire de granite à biotite à grain fin montrant les porphyroblaste et de neograins de quartzen LPA.

Le leucogranite à biotite a une texture grenue et est recoupé par des filons de texture microgrenue. Il se présente sous la forme de dalles dans la localité de Ardelik (figure III.11a) ou en boule dans la localité d'Arakou (figure III.11c).

Au microscope, il présente une texure hétérogranulaire et se différencie des granites à biotite par l'abondance de quartz. Les minéraux principaux sont le feldspath potassique, le quartz, le plagioclase et la biotite. Les minéraux accessoires sont représenté par le sphène, épidote et oxydes. Le feldspath potassique est perthitique et contient des inclusions de biotite et quartz. Le quartz est allongé à joints de grains lobés et présente des néograins typiques d'une déformation en régime 2 (figure III.11b). Le plagioclase et la biotite se developpent dans les interstices de feldspath potassique et de quartz. Ils sont également allongés et soulignent ainsi la foliation.

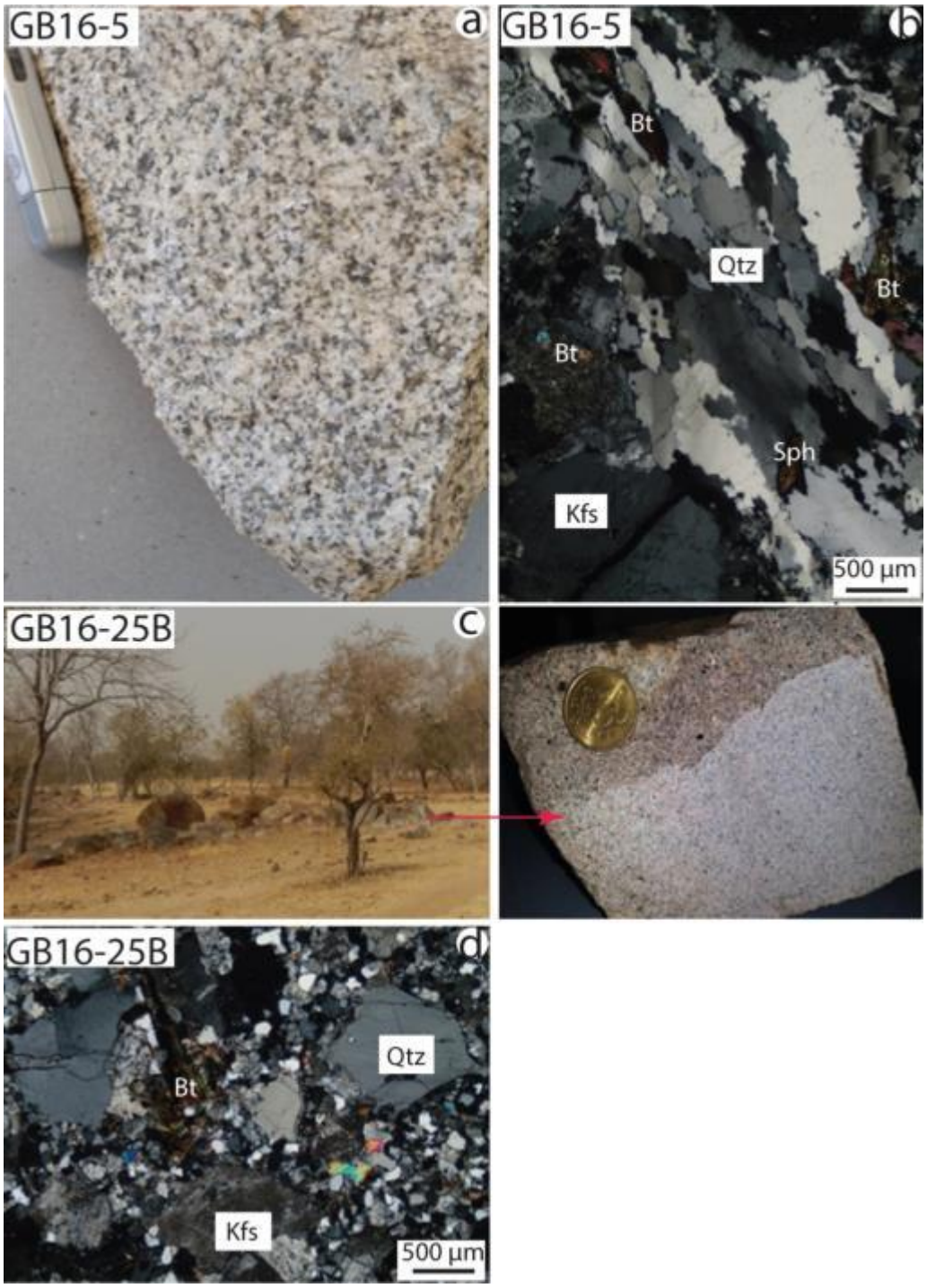


Figure III.11: a et b) Echantillon et microphotographie de lame mince en LPA du leucogranite à biotite montrant les phénoblastes de quartz allongé à joints de grains lobés ; c) Affleurement de leucogranite à biotite à grain fin ; d) Texture grenue hétérogranulaire en LPA de leucogranite à biotite montrant les phénocristaux et les néograins de quartz (GB16-25B).

Le Leucogranite à muscovite forme un petit massif allongé en direction N-Ssubconcordant à la foliation des métapelitesdans la localité de Modo (figure III.12a, b). A la

cassure fraiche, la roche présente une couleur blanche à rosâtre et montre une légère foliation soulignée par une orientation préférentielle de muscovite. A Feridé et ses environs, le leucogranite à muscovite est recoupé par des filons de pegmatite plus ou moins plissés (figure III.12d) et contient des enclaves de diorite (figure III.12e, f).

Au microscope, le leucogranite à muscovite présente une texture grenue (figure III.12g, h), composée de feldspath potassique, quartz, plagioclase, muscovite, grenat et oxyde. Le feldspath est sub-automorphe à automorphe et renferme des inclusions de muscovite, plagioclase et de quartz. Le quartz est xénomorphe et présente une extinction roulante avec des joints de grains localement lobés soulignant une recristallisation dynamique à haute temperature. Le plagioclase est xénomorphe et présente des macles polysynthétiques. Il s'altère en séricite. La muscovite se présente en paillettes allongées en position intersticielle entre les cristaux de feldspath. Le grenat est automorphe, craqueleux et renferme des inclusions de quartz et de muscovite.

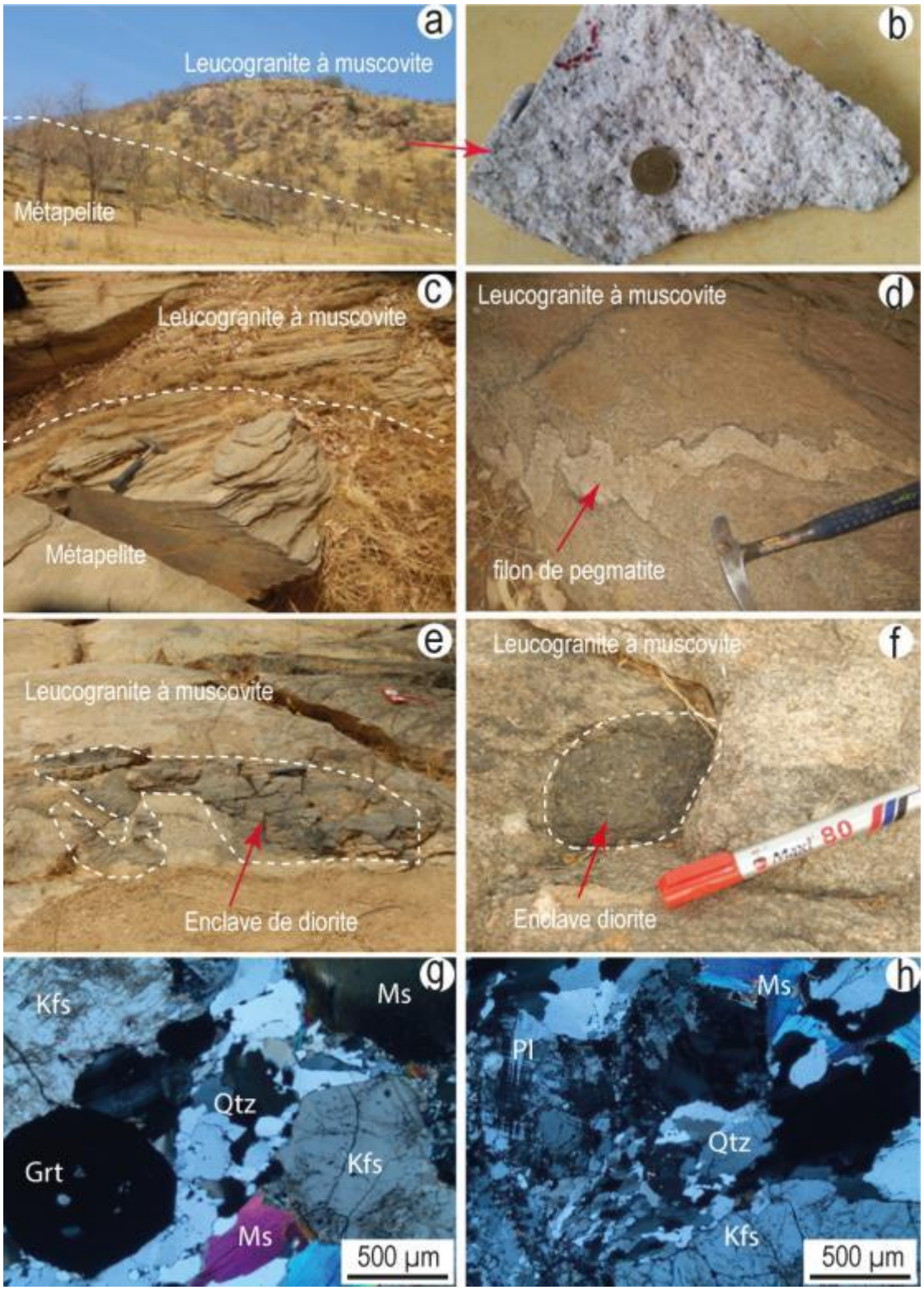


Figure III.12: Aspect macroscopique des leucogranites à deux micas : a et b) leucogranite à deux micas de Modo concordant à la foliation des métapelites. Leucogranite de Feridé (c) recoupant les métapelites ; (d) recoupé un filon de pegmatite et (e et f) des contenant des enclaves de diorite ; g et h) Aspect microphotographique de lames minces de leucogranite à muscovite.

La monzonite à pyroxène (figure III.13a) affleure en petites dalles au sud-est d'Aldjaou. Elle a une couleur rose sombre due à l'abondance de feldspath potassique et de minéraux ferromagnésiens (pyroxène, amphibole et biotite). Ces minéraux ne montrent aucune structure de déformation à l'état solide.

Au microscope, elle est caracterisée par une texture grenue porphyroïde (figure III.13b-c), composée de feldspath, clinopyroxène, plagioclase, orthopyroxène, biotite, amphibole et d'oxyde. Le feldspath est xenomorphe et est plus ou moins alteré. Le clinopyroxène est xénomorphe avec des clivages très fins et présente une extinction oblique. Il se trouve parfois en inclusion dans les amphiboles. L'orthopyroxène est xénomorphe et caracterisé par des clivages importants. Le plagioclage forme des niveaux polycristallins et est caractérisé par des macles polysynthetiques. L'amphibole est présente également en niveaux de cristaux xénomorphes et renferme des inclusion de clinopyroxène. La biotite renferme des inclusions de clinopyroxène et d'amphibole.

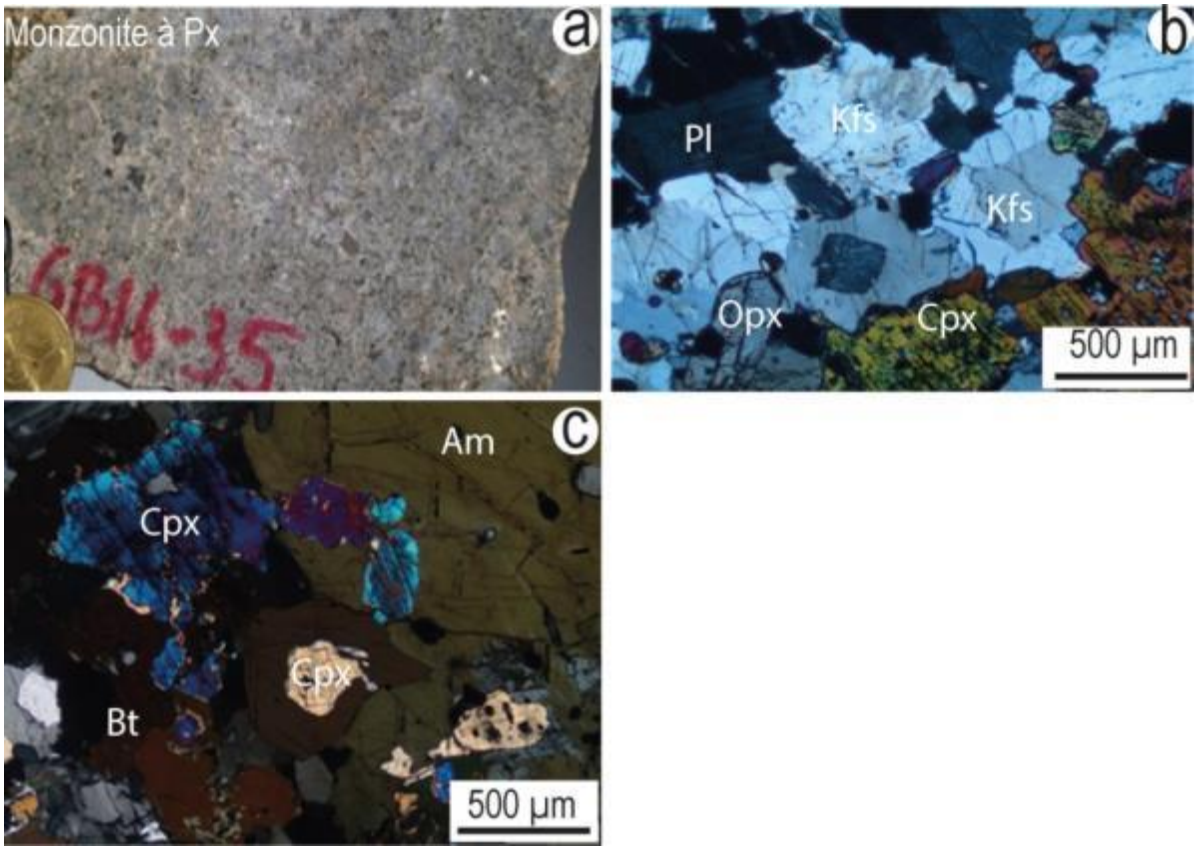


Figure III.13: Echantillon et microphotographie de lames minces en LPA de la monzonite à pyroxène (GB16-34).

4 Dykes de dolerite

Les dykes de dolerite affleurent en boules alignées sur plusieurs dizaines de mètres à des épaisseurs ne dépassant pas dix mètres (figure III.14a). Ces dykes sont localisés à Ardelik et Zabo, recoupant les quartzites à phengite et les métapelites. Au microscope, les dykes de dolerite présentent une texture microgrenue et sont composés principalement de plagioclase, biotite, chlorite et de minéraux opaques (figure III.14b). Le plagioclase est le plus abondant et se présente en lattes subautomorphes allongées avec localement des zonations bien marquées (figure III.14b). Ces phénocristaux de plagioclase zonés sont envelopés d'une auréole de néograins de plagioclase. La biotite se présente en paillettes allongées localement dans les interstices entre les cristaux de plagioclase. La chlorite résulte de la transformation de la biotite et forme des auréoles autour de cette dernière. Les oxydes sont également abondants et sont associés à la biotite et au plagioclase. On note la présence de rares cristaux d'épidote.

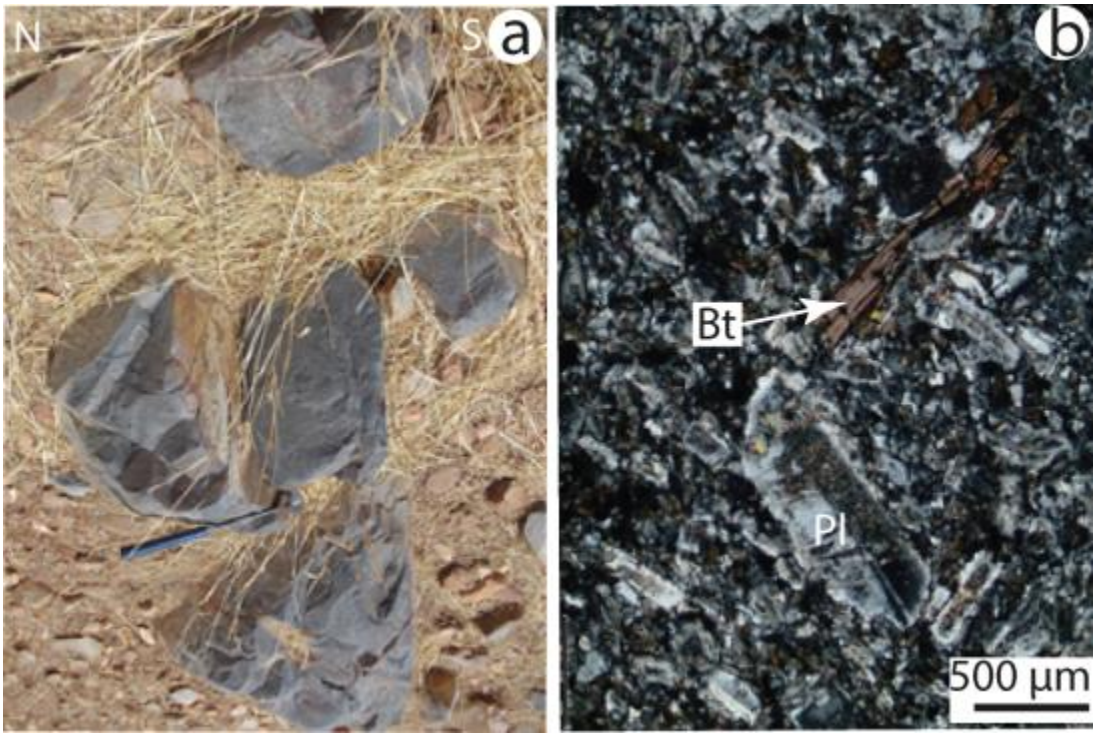


Figure III.14:a) Aspect macroscopique des dolerites d'Ardelik. b) Microphotographie de dolerite en LPA (GB15-14B).

5 Description structurale

5.1 Foliation $S_0/_{1-2}$

La structure dominante des roches métamorphiques du Sud du Ouaddaï est une foliation composite correspondant à la transposition d'un litage sédimentaire dans des schistosités superposées S_1 et S_2 en position de plan axial de plis isoclinaux P_1 et des plis asymetriques P_2 de plans axiaiaux NE-SW (figure III.16a, b, c). Cette foliation affecte les amphibolites, les paragneiss, les métapelites et quartzites à phengite. Elle est localement associée à des linéations L_1 et L_2, marquées par l'orientation préférentielle des micas et plongent faiblement (10-30°) vers NW. Dans les métapelites et quartzites de Goz-Beïda, l'azimuth de la foliation S_0/S_{1-2} varie de N29 à N60° avec un pendage faible à moyen (3-39°) vers le NW ou vers le SE et définissent un plongement moyen des axes de plis P_3 de 32° vers NE (figure III.15). Les mesures de la foliation et de la schistosité effectuées dans les différentes localités sont reportées dans des stéréogrammes (figure III.19).

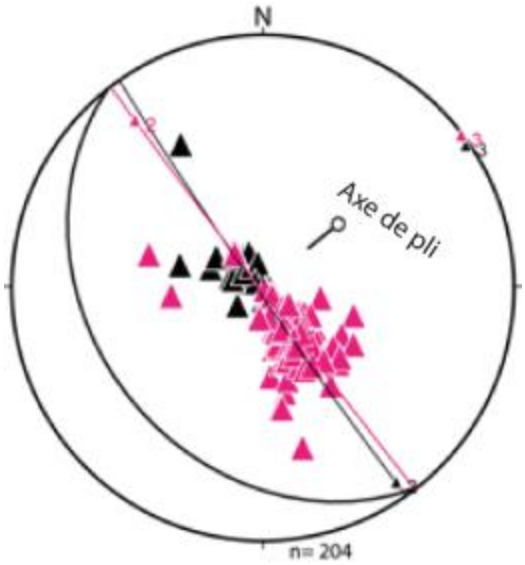


Figure III.15: Stéréogramme de foliation de direction NE-SW avec de pendages NW ou SE dans les métapelites de Goz-Beïda. Les rouge, correspondent meusures de S_0/S_{1-2} avec des pendages vers le NW tendis que ceux en noirs correspondent à des pendages vers le SE. Cette foliation décrit un plongement moyen des axes de plis P_3 de 32° vers le NE.

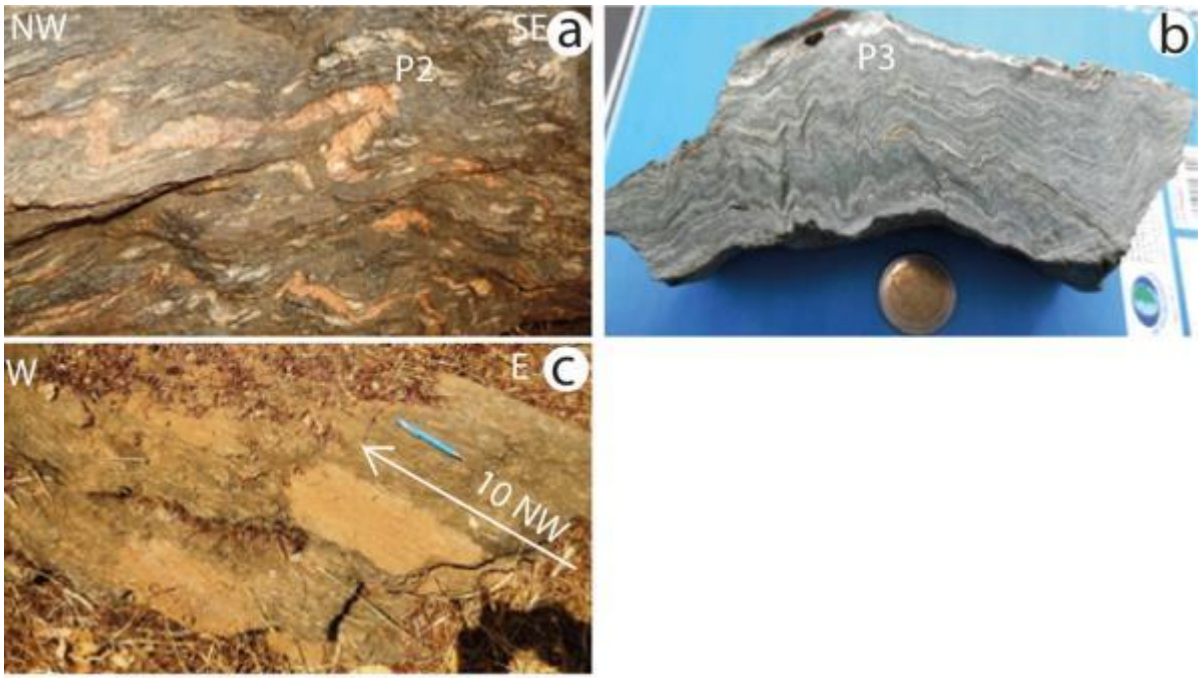


Figure III.16: Structures macroscopique de la déformation. a) Foliation S_0/S_{1-2} affectée par des plis P_1, P_2 et P_3 couchés; b) Pli P_2 souligné pas des filons de granite affectant un paragneiss situé à Modo. c) Linéation L_{1-2} plongeant faiblement (10 -30) vers NW.

5.2 Schistosité S_3

Une schistosité S_3 est présente localement en position de plan axial de plis droits P_3 à legerement deversé vers le SE (figure III.17c). Dans les localités de Zabo. Cette schistosité présente des plans d'azimuth qui varient de N58 à N75° avec un pendage fort (60 à 79°) vers le NW ou le NNW.

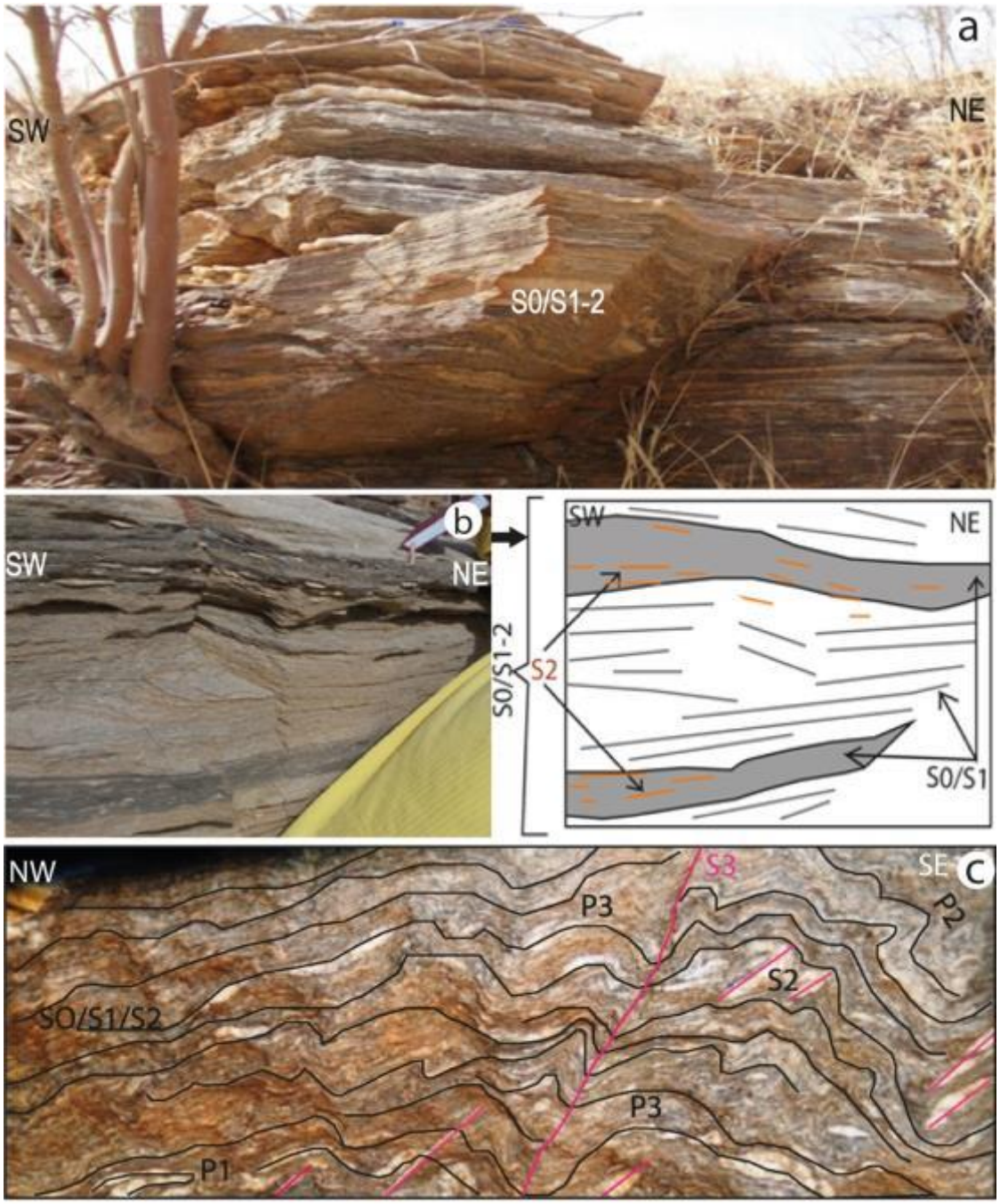


Figure III.17 : Aspect macroscopique des structures de déformation. a et b) Foliation S_0/S_{1-2}de type litage compositionnel affectant les métapelites de Goz-Beïda ; Les lits clairs sont caractérisés par l'orientation préférentielle et la disposition en paillette de micas ; c) Affleurement de paragneiss de Modo affecté par une foliation précoce S_0/S_{1-2}, sub-horizontale associées aux plis isoclinaux couchés, à la schistosité S3 sub-verticale et aux plis droits ouverts P3.

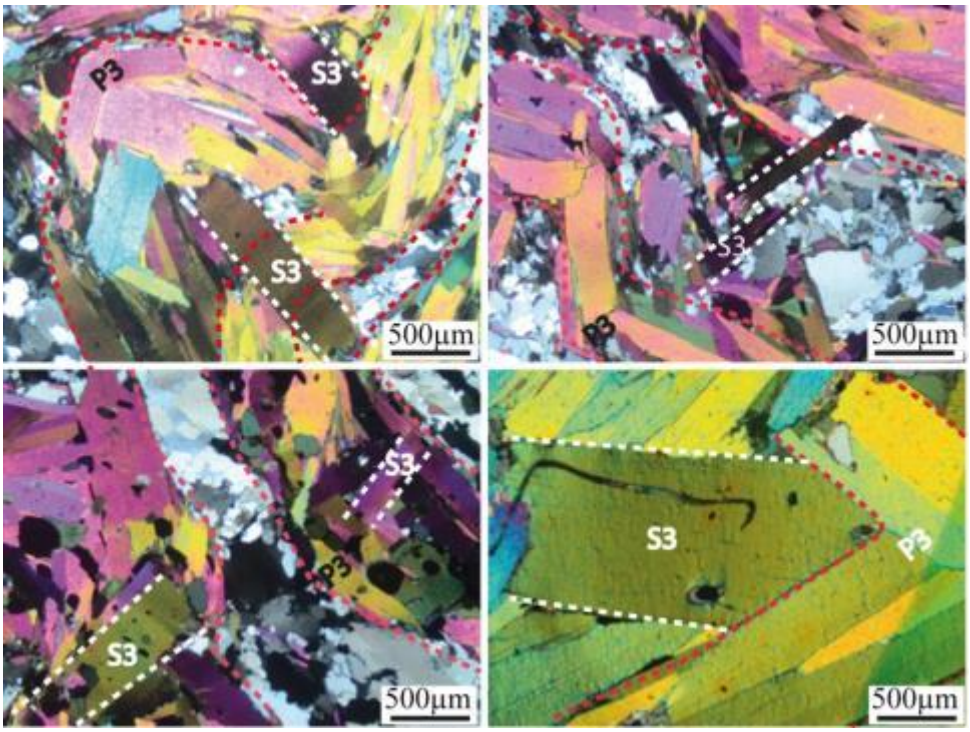


Figure III.18: Aspect microscopique en LPA de l'échantillon GB16-3A montrant la schistosité de plan axial S_3.

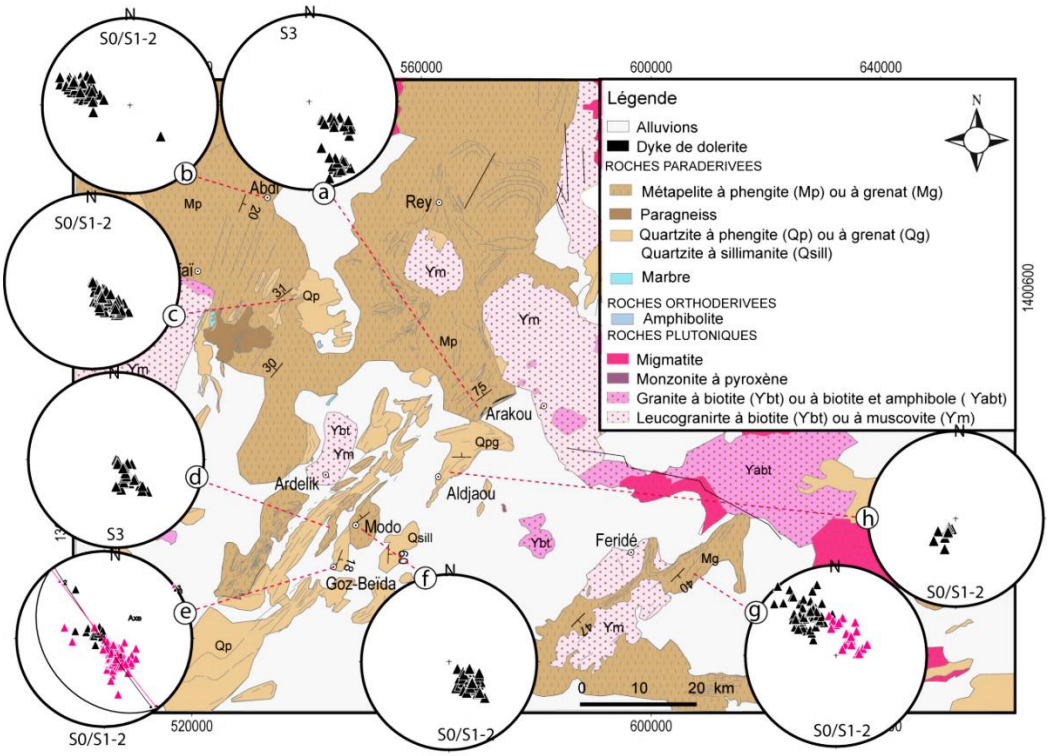


Figure III.19: Carte lithostructurale et stéréogrammes de foliation et schistosité de la partie méridionale du Ouaddaï. Les poits en rouge et noir dans les stéréogrammes e et g, correspondent à des plans d'azimut identique mais avec des pendages opposés et decrivent ainsi les axes des plis P_3.

6 Synthèse

Les nouvelles données de terrain acquises dans le Sud du massif du Ouaddaï ont permis de distinguer un ensemble métamorphique et un ensemble plutonique. L'ensemble métamorphique est dominé par une série de métapelites, paragneiss, quartzites à phengite et de marbre dans lesquelles sont intercalés quelques niveaux d'amphibolites. Ces roches métamorphiques sont intrudées par des granitoïdes déformés (granodiorite, granite à biotite et de leucogranite à biotite/muscovite) et de granite non déformé (monzonite à pyroxène). Les granites à biotite et les leucogranites à biotite/muscovite, contiennent des enclaves de diorite et sont recoupé par des filons de pegmatite, des dykes dolerite et des veines de quartz. L'ensemble métamorphique est affecté par une **première phase de déformation D_1** qui correspond à une foliation composite S_0/S_1 avec un azimuth de direction principale NE-SW et des pendages faible à moyen (9-39°) vers le NW ou le SE. Cette schistosité est associée à une linéation minérale L_1 plongeant faiblement (10°) vers le NW et donc paralèlle à la ligne de plus grande pente. Les veines de quartz sont transposées et boudinées dans la foliation S_0/S_1 . On note localement des plis P_1 isoclinaux qui affectent cette foliation.

Une deuxième phase de déformation D_2 correspond au développement d'une schistosité S_2 en position de plan axial de plis P_1 assymétriques à isoclinaux transposant la foliation S_0/S_1. Cette schistosité est soulignée par l'orientation préferentielle et la disposition en paillette des micas. Elle présente un azimut de direction NE-SW ou NNE-SSW avec des pendages faibles à forts (10-79°) vers le NW ou ESE. Cette schistosité est associée à une linéation L_2 qui plonge faiblement (30) vers le NW.

Une troisième phase de déformation D_3 correspond à des plis P3 droits à légèrement déversés affectant la foliation S_0/S_{1-2} associés localement à une schistosité de plan axial S_3 peu exprimée de direction ENE ou NE avec de fort pendage de 60 à 75° vers le NW ou NNW. A cette troisième phase de déformation, sont associés les dykes, les réseaux de linéaments et les décalages des contacts lithologiques, interprétées comme des fractures et qui montrent une direction principale NE-SW et sont posterieurs à la troisième phase de déformation.

Les assemblages minéralogiques des roches orthodérivées et paradérivées de l'ensemble métamorphique comprennant notamment la chlorite, l'épidote et l'actinote sont compatibles avec un métamorphisme dominant dans le faciès des schistes verts. La présence de sillimanite

au sein des quartzites suggère un métamorphisme de moyenne température et la présence de grenat et de biotite dans des paragneiss dans la partie Est de la zone d'étude aux abords de migmatites indique la préservation d'un métamorphisme en faciès des amphibolites allant jusqu'à la fusion partielle.

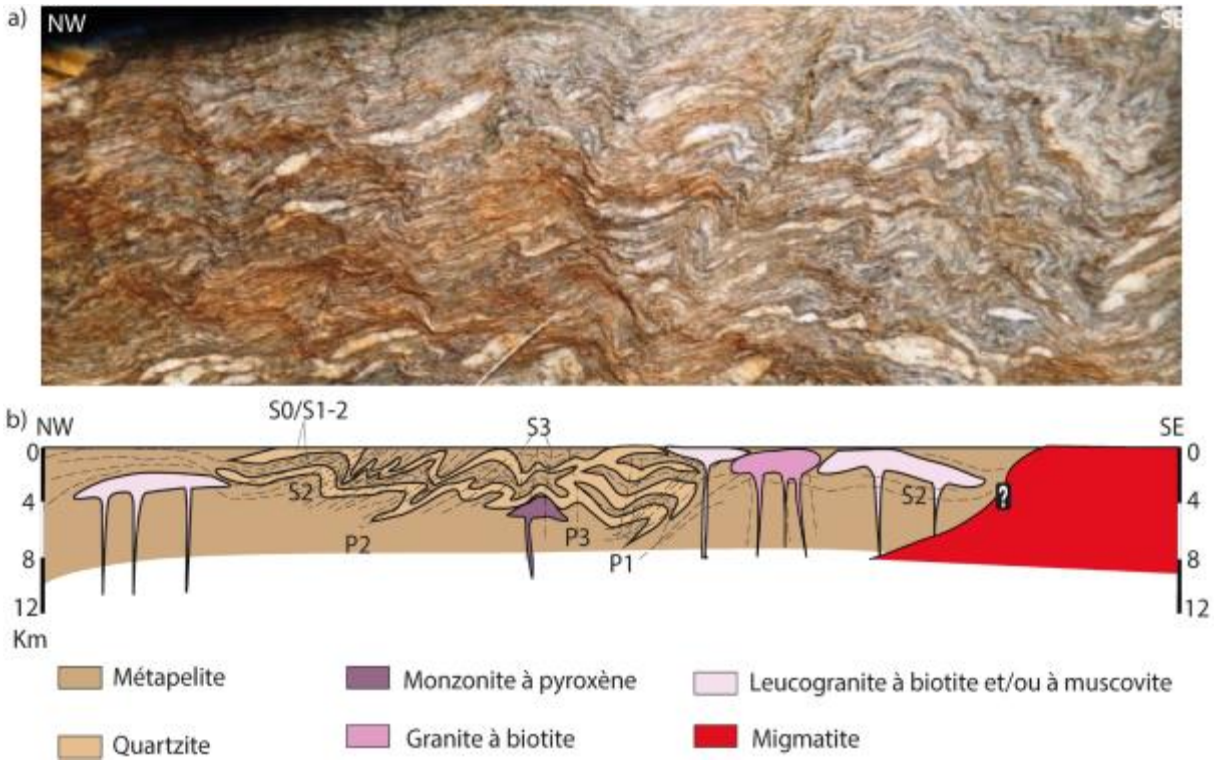


Figure III. 20: a) Affleurement montrant les faicès dominants (métasédiments) associé à quelques structures de déformations finies ; b) Coupe synthétique de la partie meridionale du massif du Ouaddaï. On note les métasediments qui passe progressivement au migmatite. L'ensemble est recoupé par des granitoïdes. Les migmatite sont mis en evidence par Gset et Sonnet (1960).

CHAPITRE IV :

ENREGISTREMENT METAMORPHIQUE DE LA REMOBILISATION PAN-AFRICAINE DU SUD DU OUADDAÏ

CHAPITRE IV : ENREGISTREMENT METAMORPHIQUE DE LA REMOBILISATION PAN-AFRICAINE DU SUD DU OUADDAÏ

1 Intoduction

L'étude du métamorphisme consiste à caractériser les modifications structurales, minéralogiques et chimiques d'une roche lorsque celle-ci est soumise à des conditions physico-chimiques (essentiellement pression et température) différentes de celles de sa formation. L'une des conséquences les plus directes du métamorphisme est la transformation minéralogique et parfois chimique de la roche (dans ce cas, il y a métasomatisme), par recristallisation et changements de phases. La partie méridionale du Ouaddaï, n'a bénéficiée d'aucune étude basée sur l'estimation des conditions P-T. Les seuls travaux existant sont ceux de Gsell et Sonnet (1960) axés sur la description pétrographique, soulignant un faible métamorphisme. Cependant, l'étude pétrographique (chapitre III) effectuée dans le cadre de cette thèse, montre la présence de paragneis à grenat-biotite (GB16-23A), de métapelites micacées (GB16-3A, GB15-10 et GB18-18) et de quartzites à muscovite-grenat-sillimanite (GB15-5, GB15-18, GB16-12 et GB16-7A) qui souligneraient sans doute un métamorphisme typique du faciès schiste vert à amphibolite. L'objectif de ce chapitre est de décrire les paragnèses de ces différents faciès sélectionnés, la composition chimique des minéraux associés dans le but de quantifier les conditions « pression et température » (thermobaromètrie). Le choix d'échantillons répartis sur l'ensemble de la zone d'étude et plus particulièrement suivant un transect perpendiculaire aux principales structures (figure IV.1) a pour but de déterminer un eventuel gradient métamorphique du NW au SE de la partie méridionale du Ouaddaï.

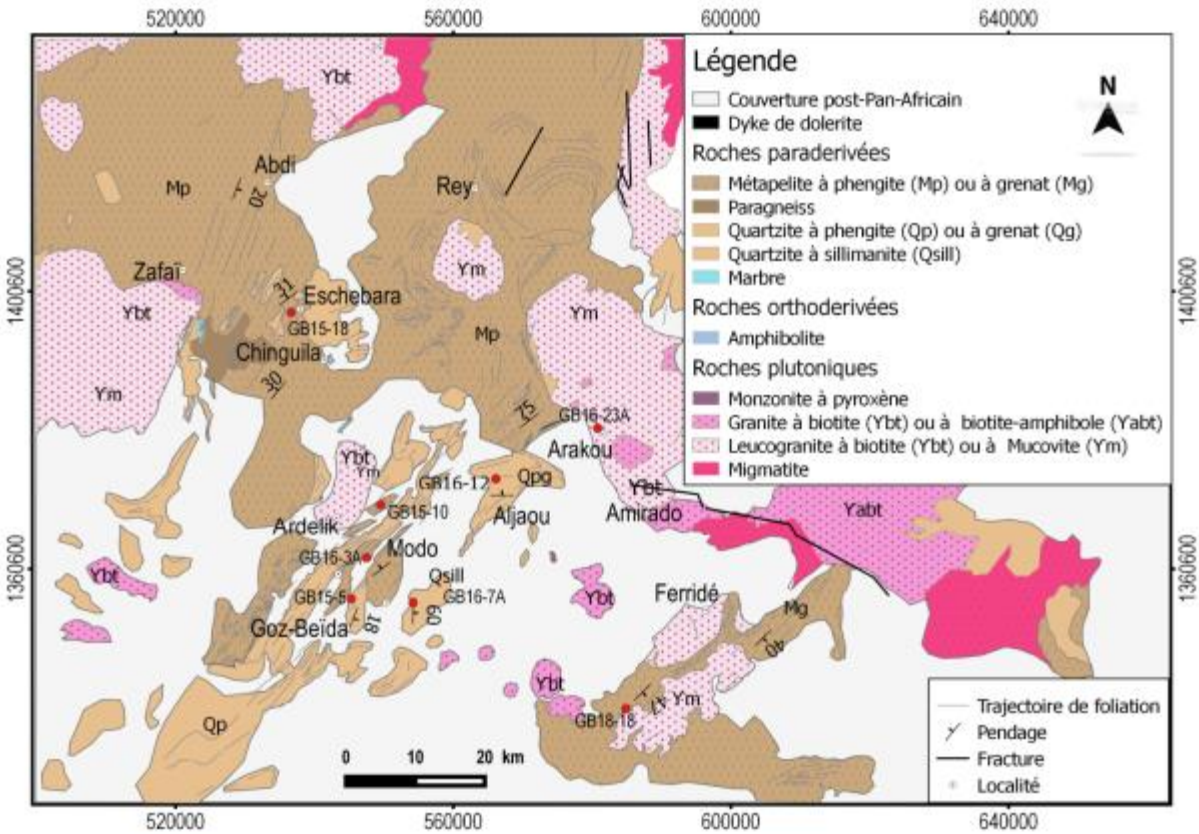


Figure IV.1: Carte géologique de la partie méridionale du massif du Ouaddaï (secteur d'étude). Les échantillons représentés en point rouge correspondent à ceux sélectionnés pour l'étude thermobarométrique.

2 Paragenèses et composition chimique des minéraux

La partie méridionale du Ouaddaï est constituée d'un ensemble métamorphique au sein duquel on distingue des roches orthoderivées (amphibolite) et paradérivées (paragneiss, métapelite, quartzite et de marbre). L'ensemble intrusif est constitué de granodiorite, granite à biotite, leucogranite à biotite/muscovite et monzonite. Les assemblages minéralogiques de ces différents faciès sont décrits en détail au chapitre III. Seul, les échantillons retenus pour l'étude métamorphique seront décrit dans cette section. Les analyses chimiques des minéraux effectuées à la microsonde sont reportées à l'annexe (page 215-256).

2.1 Paragneiss à grenat-biotite

Cette lithologie affleure en dalles entre les granite et les migmatites d'Amirado. Elle présente des niveaux sombres à grisâtres. La foliation est soulignée par l'orientation de biotite. Au microscope, elle présente une texture grano-lepidoblastique et est composé de quartz, biotite, plagioclase, grenat et de minéraux opaques (figure IV. 2). Le quartz est xénomorphe et forme la matrice de la roche. La biotite est plus ou moins allongée et souligne la foliation. Le plagioclase est subautomorphe et présente une surface plus ou moins alterée. Le grenat est marqué par de nombreuses fractures remplies par des cristaux de biotite et contient des inclusions de minéraux opaque.

Les données chimiques sur minéraux analysés à la microsonde électronique (annexe, tableau 13 et 14), montrent que la biotite est caracterisée par des valeurs élevées en XFe (0,44 ≤ XFe ≤ 0,48) par rapport à celles de XAl (0,04 ≤ XAl ≤ 0,15) et XMg (0,33 ≤ XMg ≤ 0,42) (figure IV.3a). Ces points analysés correspondent bien à la biotite (figure IV. 2b). Le grenat est de type almandin avec des valeurs élevées en XAl (0,74 ≤ XAl ≤ 0,80) par rapport à XPy (0,44 ≤ XPy ≤ 0,20), XSp (0,02 ≤ XSp ≤ 0,03) et XGr (0,02 ≤ XSp ≤ 0,03) (figure IV.3c). Il est riche en FeO par rapport à MgO, MnO et CaO. Les analyses effectuées de la bordure au cœur des differents grains de grenat ne montrent pas une variation importante (figure IV.3d)). La muscovite est caracterisée par des teneurs faibles en Si (2,95 ≤ Si ≤ 2,95) et de Al total relativement élevées (6,42 ≤ Al total ≤ 6,50).

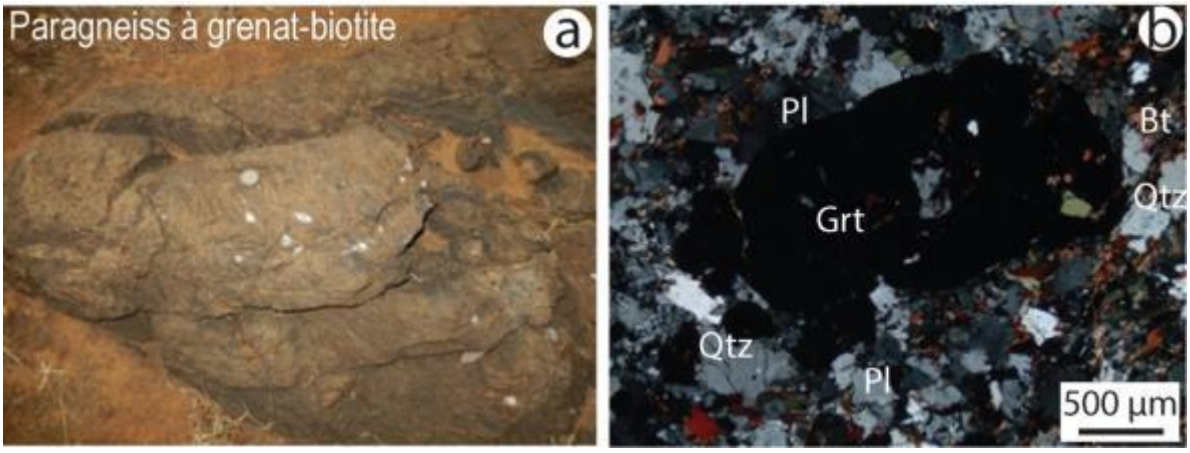


Figure IV.2: Photographie et microphographie de paragneiss à grenat-biotite (GB16-23A).

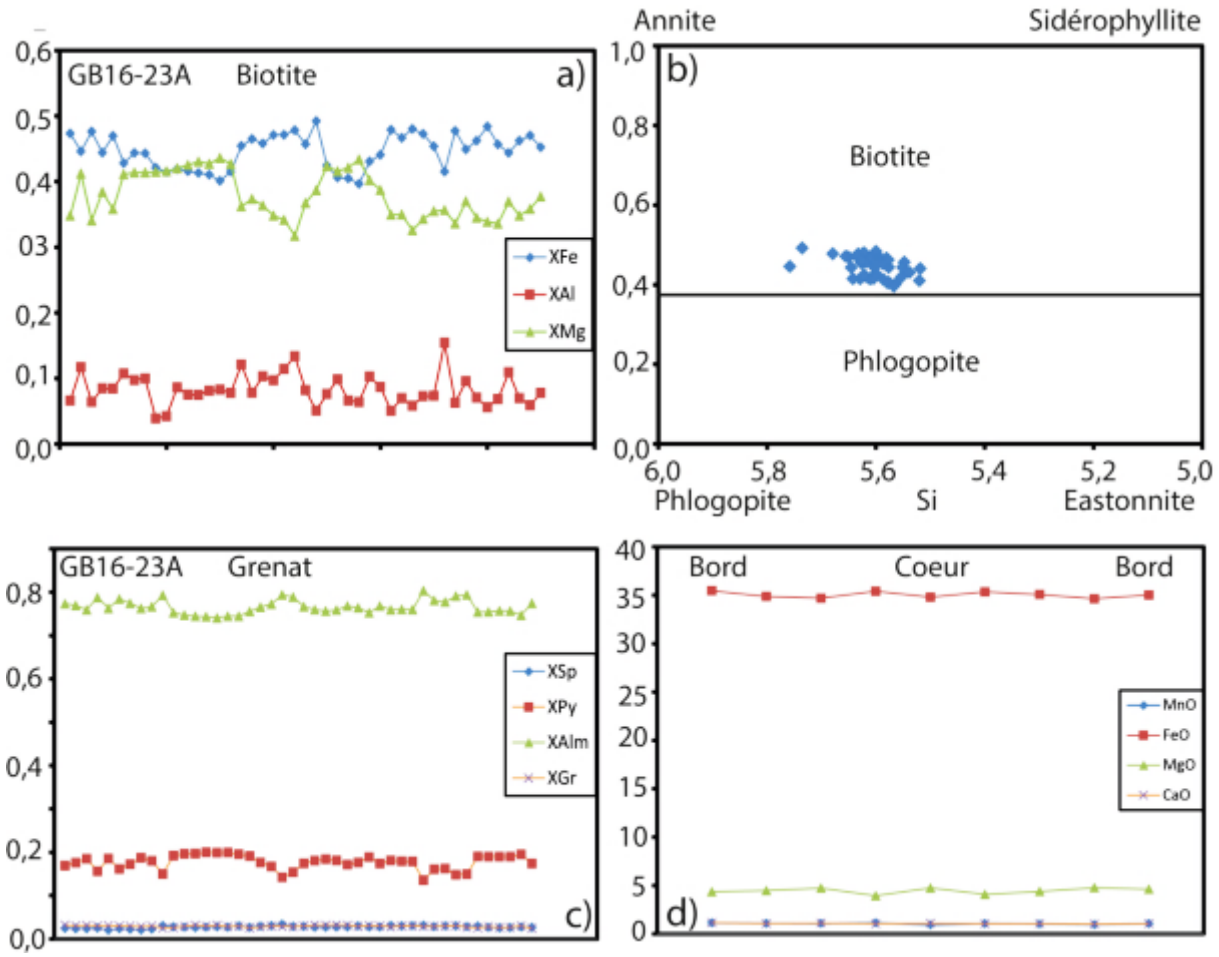


Figure IV.3: Profiles chimique et nomenclatures de la biotite et grenat dans le paragneiss à grenat-biotite (GB16-23A).

2.2 Métapelite à muscovite (GB16-3A)

Ce faciès est observé dans la localité de Modo et présente des niveaux plus ou moins sombres (figure IV.4a). Il est fortement folié et est recoupé par une intrusion de leucogranite à muscovite. La roche présente une texture grano-lépidoblastique et est composée principalement de micas (muscovite et biotite) et de quartz avec des minéraux accessoires tels que la monazite, zircon et oxyde (figure IV.4b).

Les données chimiques sur minéraux analysés à la microsonde électronique (annexe, tableau 16), montrent que les muscovites représentées en carré rose (figure IV.5b, f) ont des valeurs en X_{Al} (0,48-0,54) légèrement supérieures à celle de X_{Fe} (0,30-0,36) et de X_{Mg} (0,14-0,18) (figure IV.5a). A ces valeurs, s'ajoutent celles de Si (6,32-6,46) relativement élevées, ce qui suggère qu'il s'agit d'une muscovite phengitique (figure IV.5b). Les teneurs en K (1,85-

1,98), Na (0,04-0,08), Ca (0-0,01) et Ti (0,06-0,08) sont relativement faibles. Les micas noirs sont magnésiens (0,46 < XMg < 0,53 ; figure IV.5c, annexe, tableau 17). Dans le diagramme XFe (0,35-0,39) en fonction de Si (5,62-5,85), les micas noirs ont une composition de biotite proche de la limite avec la phlogopite (figure IV.5d). Les micas de l'échantillon GB15-10 présentent les mêmes caractéristiques chimiques (figure IV.5e, annexe, tableau 18) que GB16-3A et sont composés de muscovite phengitique (figure IV.5f).

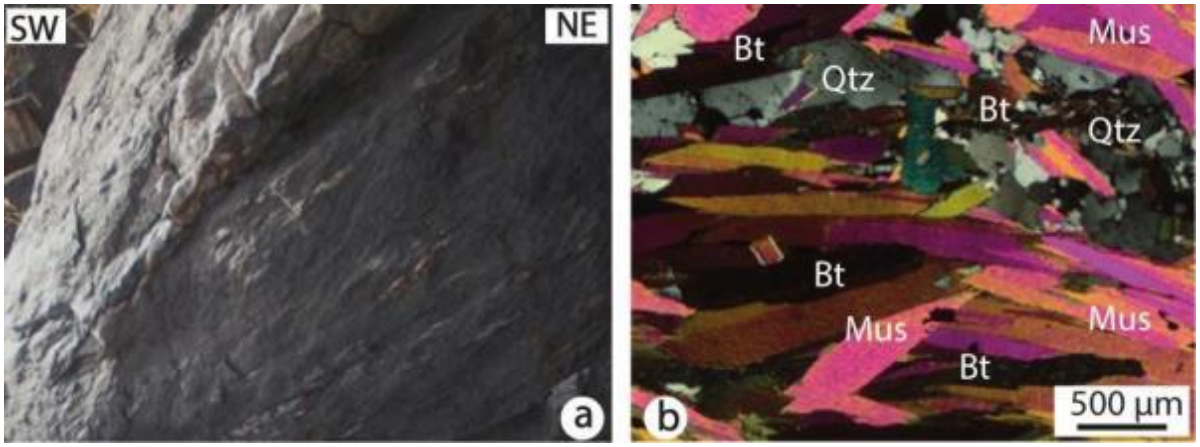


Figure IV.4: Photographie et microphographie des Métapelites (GB16-3A): a) affleurement et b) lame mince en LPA.

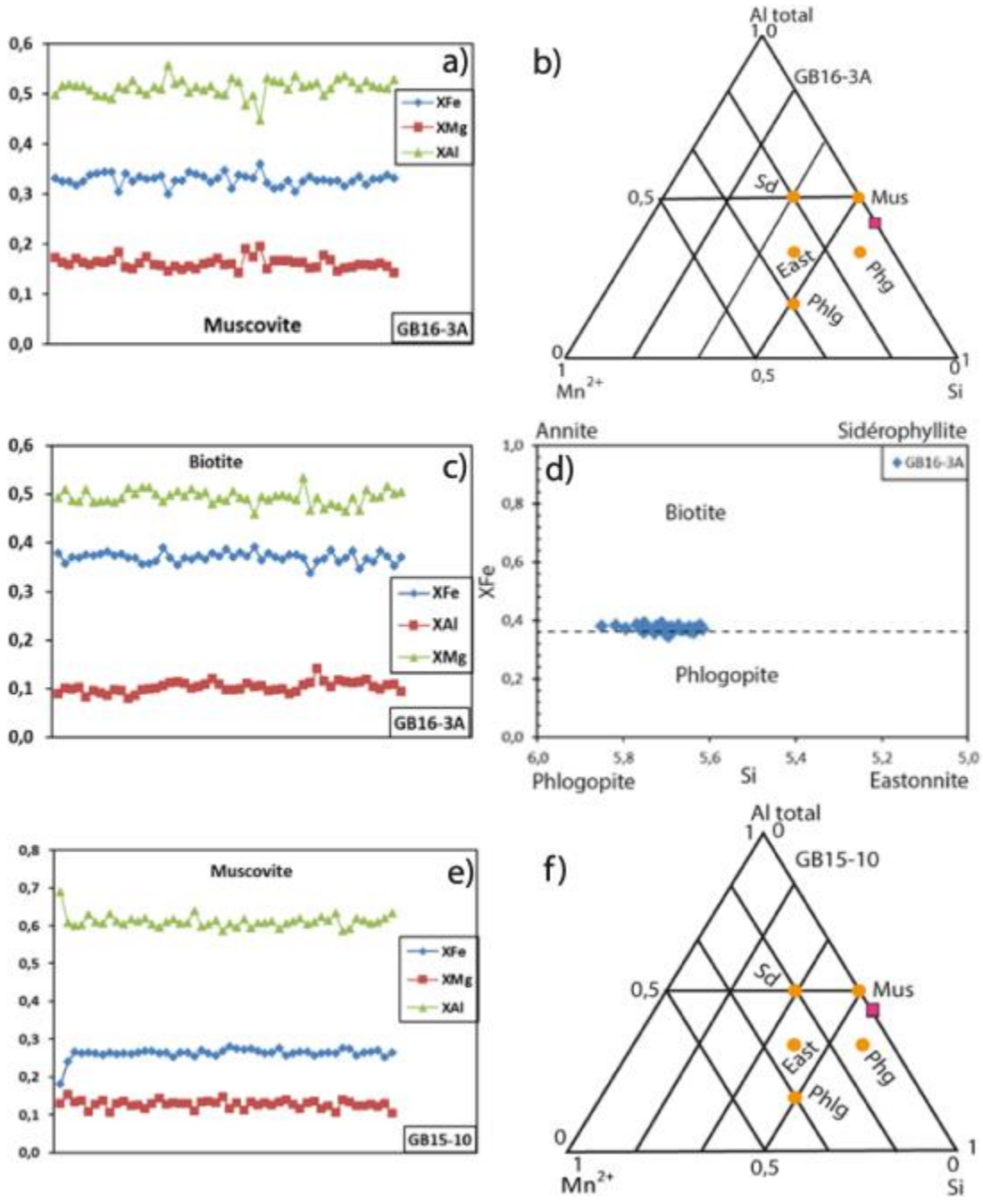


Figure IV.5: Profil chimique des métapelites (GB16-3A et GB15-10). a) profil chimique de la muscovite. b) classification des micas dans le diagramme triangulaire Si, Al total et Mn^{2+} de Deer et al., (1992). Mus=Muscovite ; Phg=Phengite ; Phlg=Phlogopite ; East=Eastonite ; Sd=Siderophyllite. Les points orange représentent les differents champs de micas et les points rouge correspondent aux valeurs de muscovite analysées à la microsonde électronique. c) profil chimique de la biotite ; d) nomenclature des biotites dans le diagramme XFe-Si. e) Profil chimique de la muscovite (GB15-10). f) classification des micas dans le diagramme triangulaire Si, Al total et Mn^{2+} de Deer et al., (1992).

2.3 Quartzite à muscovite (GB15-5 et GB15-18)

Il est observé dans les localités de Koubigou et à Eschebara (figure IV.6a, b) et est caracterisé par une texture grano-lepidoblastique (figure III.6c, d). Le quartz forme la matrice de la roche avec des cristaux millimétriques dont l'orientation préférentielle souligne la foliation de la roche. Les grains de quartz sont caractérisés par des bandes de déformation et localement par des neograins traduisant un glissement des dislocations avec restauration (régime intermédiaire entre 1 et 2;Hirth and Tullis., 1990). La muscovite se présente en cristaux allongée parallèlement à la foliation principale.

Les données chimiques issues de l'analyse à la microsonde électronique (annexe, tableau 19), indiquent que la muscovite représentées en carré rose (figure IV.7b, d) est de type phengite avec de valeurs en XAl (0,53-0,60) supérieures à XFe (0,27-0,31) et XMg (0,13-0,18) (figure IV.7a, c). Les valeurs de Si varies de 6,31-6,46 et celle en Ti de 0,08-0,12. L'échantillon GB15-18 est chimiquement identique à GB15-5 (annexe, tableau 20).

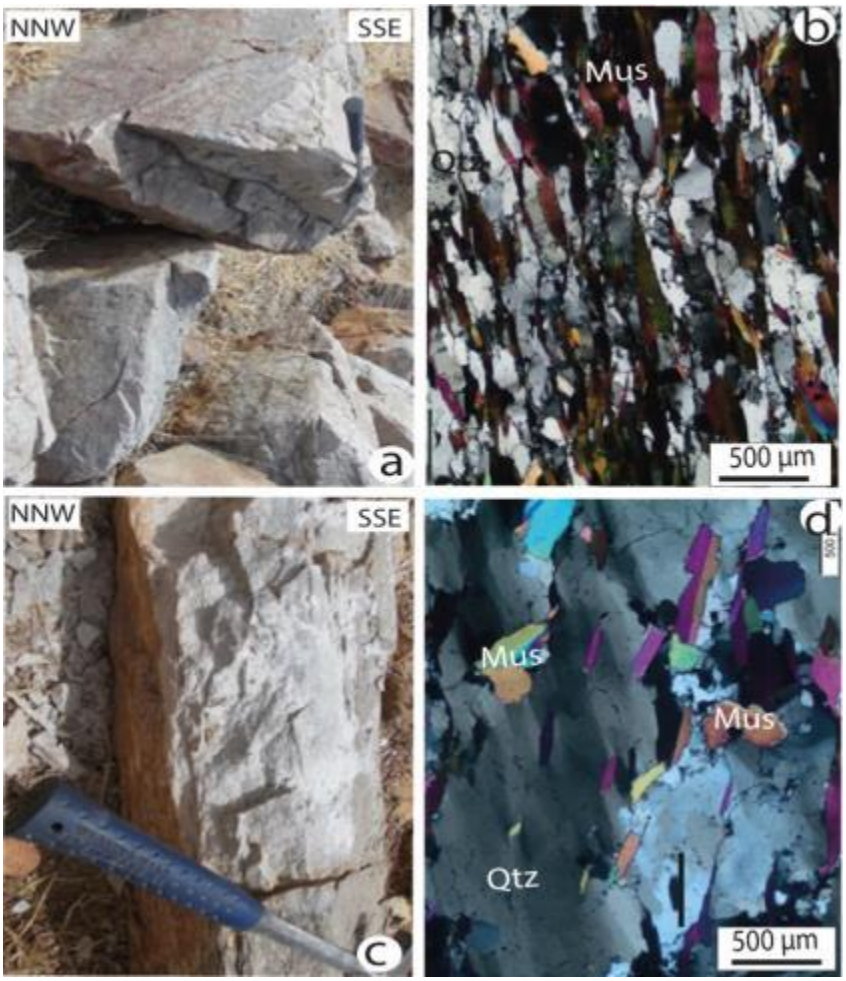


Figure IV.6: Photographie et microphotographie des quartzites à muscovite. a et b) affleurement et lame mince de l'échantillon GB15-5 ; c et d) affleurement et lame mince l'échantillon GB15-18.

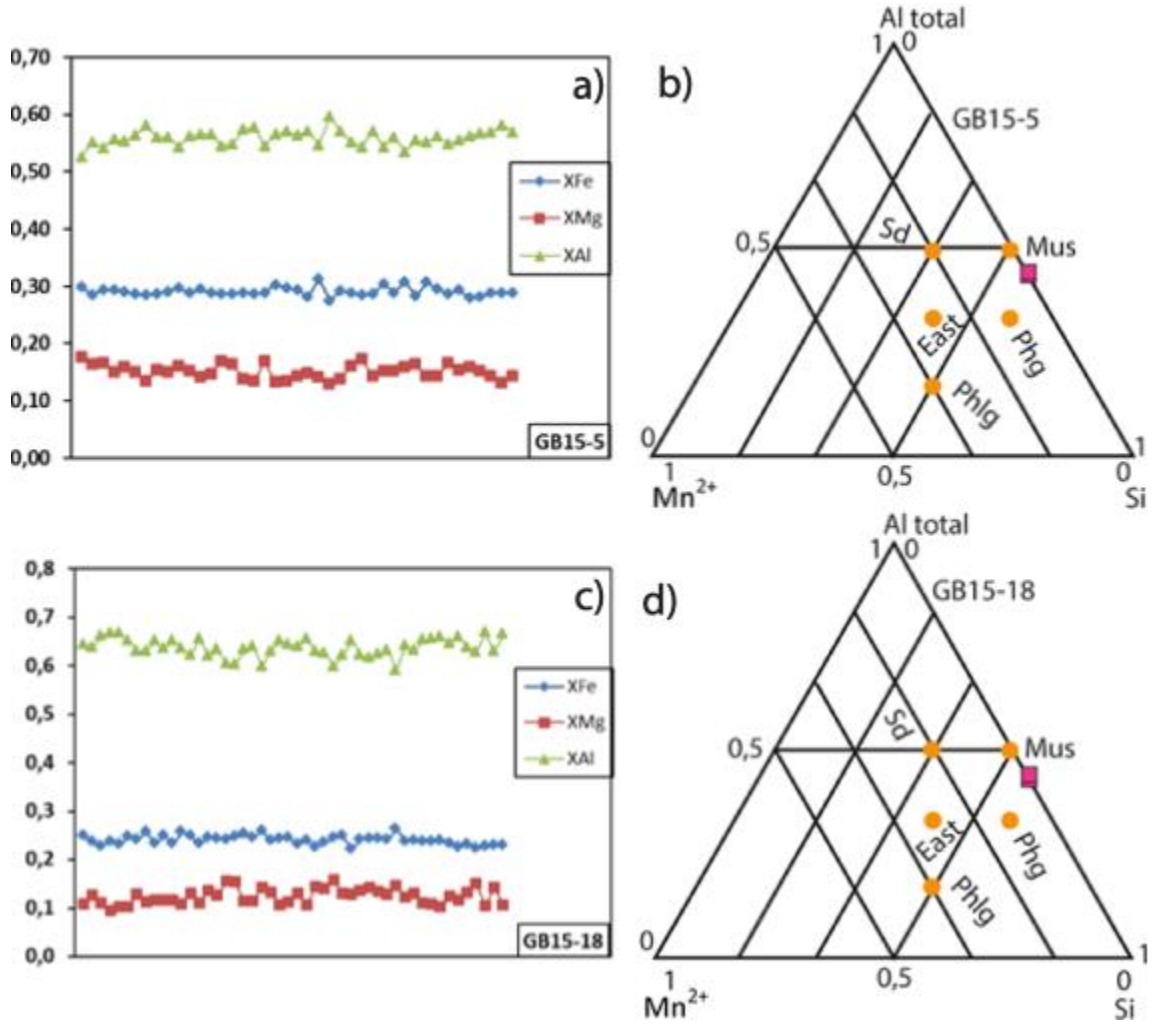


Figure IV.7: Profil chimique des quartzites à muscovite. a et c)Profil chimique de la muscovite (GB15-5 et GB15-18). b et d) Classification des micas (échantillon GB15-5 et GB15-18) dans le diagramme triangulaire Si, Al total et Mn^{2+} de Deer et al., (1992). Mus=Muscovite ; Phg=Phengite ; Phlg=Phlogopite ; East=Eastonite ; Sd=Siderophyllite. Les points orange représentent les differents champs de micas et les points rouge correspondent aux valeurs de muscovite analysées à la microsonde électronique.

2.4 Quartzite à grenat (GB16-12)

Le quartzite à grenat est observé au nord d'Aldjaou (figure IV.8a). Il est caractérisé par une texture grano-lépidoblastique, composée principalement de quartz, muscovite, grenat (figure IV.8b). Le quartz forme la matrice de la roche avec des phénocristaux partiellement recristallisés en néograins. La muscovite est allongée parallèlement à la foliation. Le grenat est légèrement moulé par la muscovite associée à la foliation principale S_0/S_{1-2}. Il contient localement des inclusions de quartz et d'oxydes.

La chimie des minéraux analysés à la microsonde électronique (annexe, tableau 22) montrent que les grains de grenat sont riches en MnO et pauvres en FeO, MgO et CaO. Ce qui indique une composition proche du pôle spessartine (0,62 < XSp < 0,70 ; 0,14 < XPy < 0,21 ; 0,10 < XAlm < 0,15 ; 0,03 < Gr < 0,08) (figure IV.9a, b, c). La composition chimique ne varie pas entre des grains de grenat de différentes tailles, du cœur à la bordure (figure IV.9d). Cette homogénéité de composition (0,67 < XSp < 0,69 ; 0,09 < XPy < 0,19) suggére qu'ils ont préservé les conditions du pic du métamorphisme. La muscovite est riche en XAl (0,66-0,73) et pauvre en XMg (0,09-0,14), XFe (0,17-0,21) (figure IV.9e). Sa teneur en Si (6,24-6,34) et Al total (5,07-5,18) relativement élevée indique qu'il s'agit de la muscovite phengitique. (figure IV.7f, annexe, tableau 23).

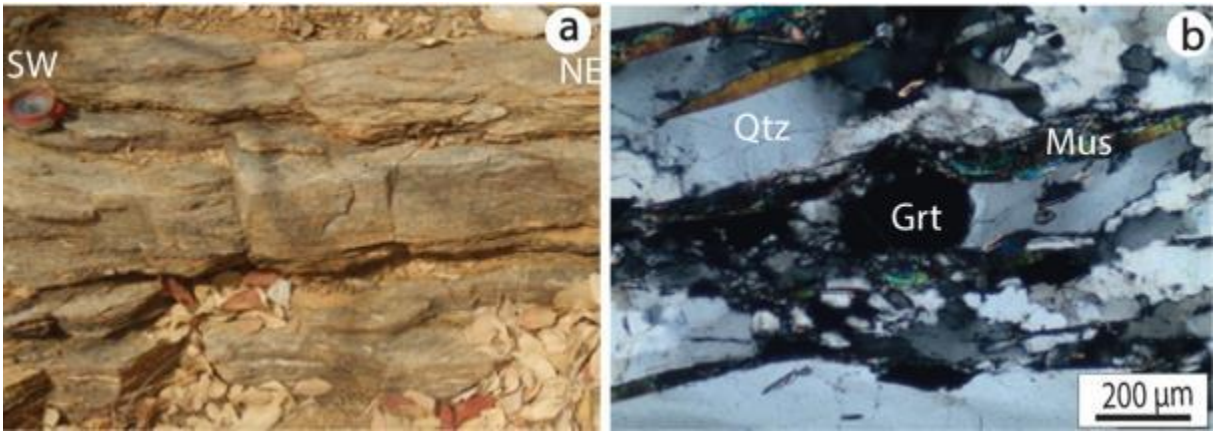


Figure III.8: photographie et microphotographie de quartzites à grenat (GB16-12). a) affleurement et b) lame mince en LPA.

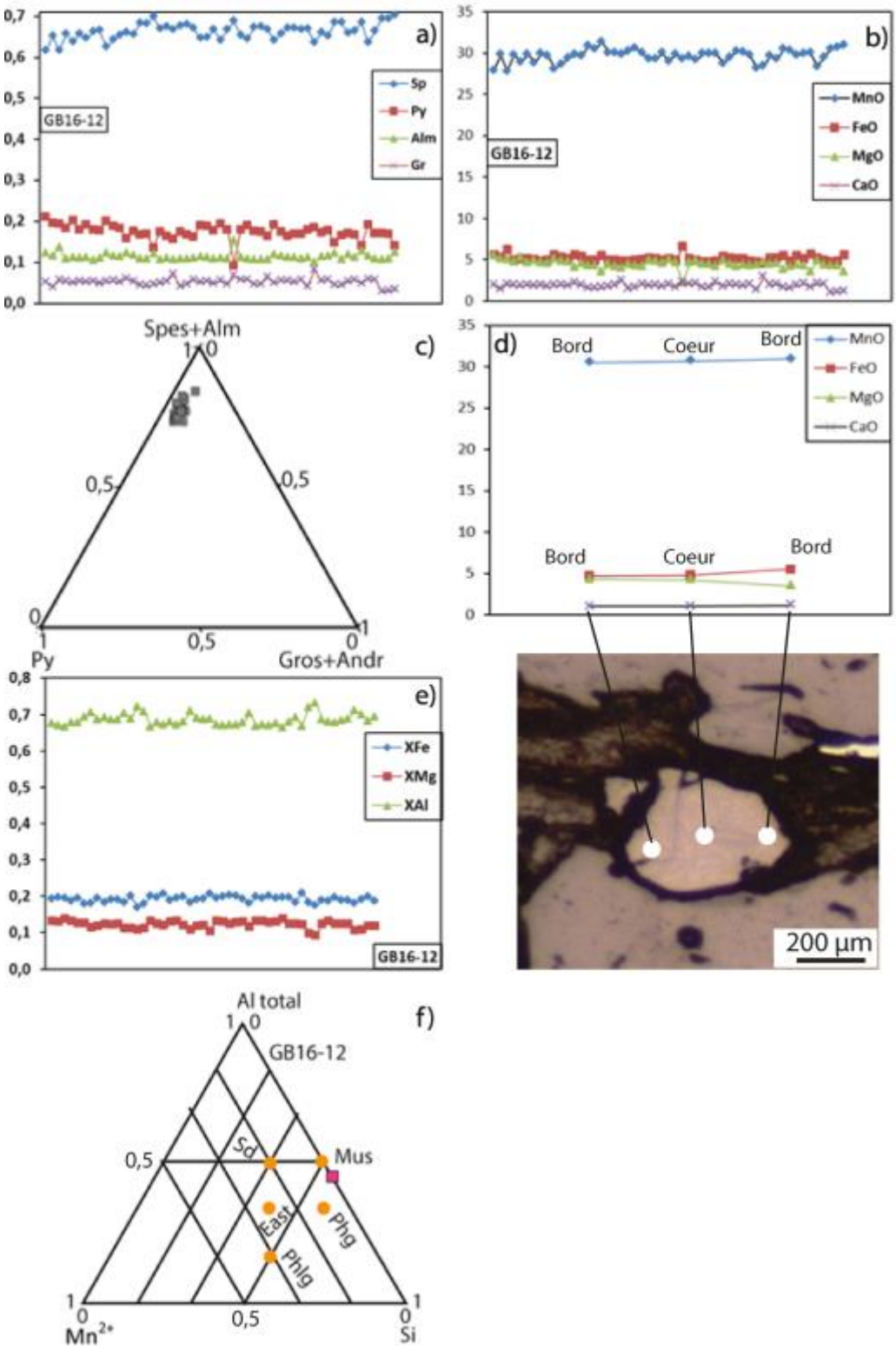


Figure IV.9: Profil chimique de quartzite à grenat. a et b) Profil chimique du grenat ; c) diagramme Spes+Alm-Gros+Andr-Py ; d) Profil chimique du grenat de la bordure au cœur ; e) profil chimique de la muscovite ; f) Classification des micas (échantillon GB16-12) dans le diagramme triangulaire Si, Al total et Mn^{2+} de Deer et al., (1992).Mus=Muscovite ;

Phg=Phengite ; Phlg=Phlogopite ; East=Eastonite ; Sd=Siderophyllite. Les points orange représentent les differents champs de micas et les points rouge correspondent aux valeurs de muscovite analysées à la microsonde électronique.

2.5 Quartzite à sillimanite (GB16-7A)

Cette lithologie s'observe à l'Est de Goz-Beïda (figure IV.10a). Elle est caractérisée par une texture grano-lépidoblastique, composée de quartz + sillimanite + muscovite (figure IV.10b). Le quartz est formé de phénocristaux à cœur et manteau, entourés de néoblastes de taille équante se développant au niveau des joints dentelés, typique d'une recristallisation dynamique en regime 2 dominant à la transition avec le regime 3. La sillimanite se présente en forme de baguettes allongées suivant le plan de la foliation. Elle est localement postérieure à la muscovite.

Les données chimiques analysées à la microsonde électronique (annexe, tableau 24), indiquent que les sillimanites sont caractérisées par de valeurs en SiO_2 (36,40-38,52%), Al_2O_3 (60,57-62,04%) et de Fe_2O_3 (0,63-1,09%). Ces valeurs sont corrélables avec celles des sillimanites proposées par Chinner et Sweatman, (1968). La muscovite représentée en carré rose (figure IV.11b) est de type phengite avec des valeurs en XAl (0,59-0,88) relativement élevées. Les valeurs de Si varient de 6,14-6,27 et celle de Ti de 0,03-0,06 respectivement.

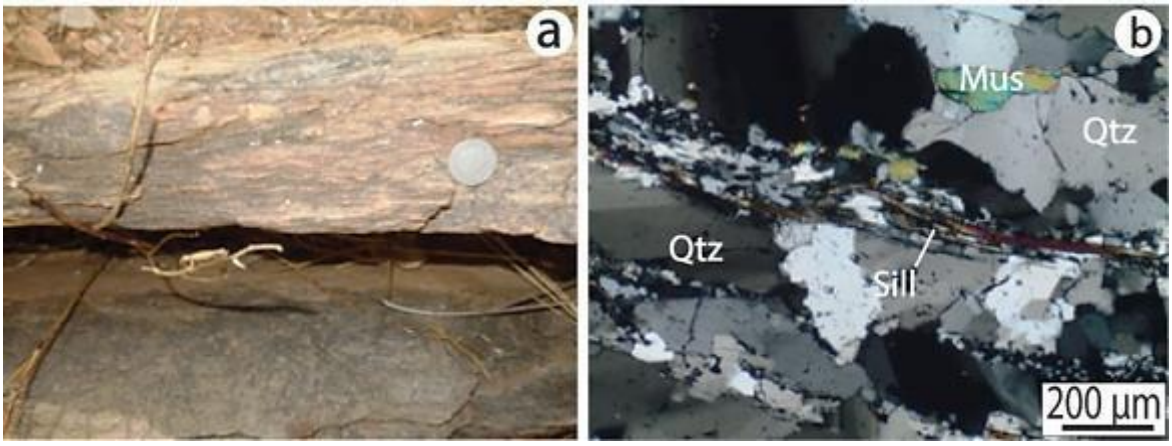


Figure IV.10: Photographie et microphotographie de quartzite à sillimanite. a)Affleurement et b) lame mince en LPA (GB16-7A).

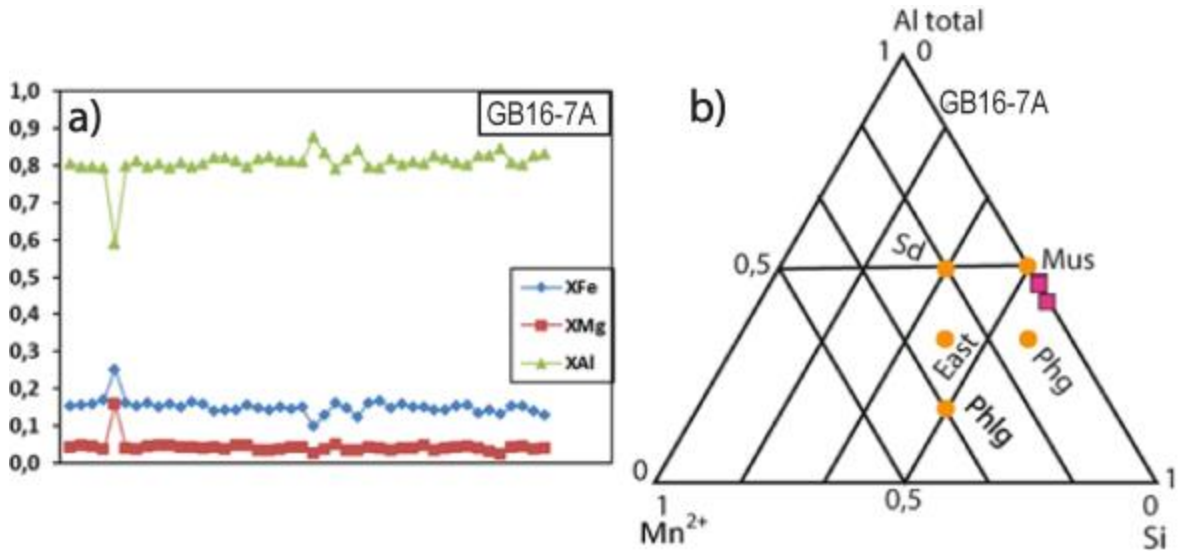


Figure IV.11: Profil chimique de quartzite à sillimanite. a) Profil chimique de la muscovite (GB16-7) et b) classification des micas (échantillon GB16-7A) dans le diagramme triangulaire Si, Al total et Mn^{2+} de Deer et al., (1992). Mus=Muscovite ; Phg=Phengite ; Phlg=Phlogopite ; East=Eastonite ; Sd=Siderophyllite. Les points orange représentent les differents champs de micas et les points rouge correspondent aux valeurs de muscovite analysées à la microsonde électronique.

2.6 Comparaison des échantillons à l'échelle microscopique

Les échantillons sélectionnés pour ce travail sont caracterisés par des microstructures variables. Les métapelites (figure IV.12a, b) et les quartzites (figure IV.12c, d) montrent des grains de quartz caractérisés par des bandes de déformation et localement par des neograins traduisant un glissement des dislocations avec restauration (régime intermédiaire entre 1 et 2 ; Hirth and Tullis., 1990). Les muscovites de ces mêmes échantillons se présentent en deux générations : la prémière génération est caracterisée par des muscovites allongées qui soulignent la foliation principale S_0/S_{1-2}. Elles sont par la suite recoupées par une deuxième génération de muscovites qui soulignent la schistosité S_3, parallèle à la linéation. Le quartzite à grenat (figure IV.12e) et à sillimanite (figure IV.12f) montrent des quartz de texture en cœur et manteau avec des neoblastes de taille équante, qui traduit une recristallisation dynamique en régime 2 dominant à la transition avec le régime 3 (Hirth and Tullis., 1990). Le grenat est plus ou moins contemporain à la muscovite tandis que la sillimanite est posterieure. Ce régime est de plus haute température que celui des autres quartzites de la figure IV.12c et d. Le

paragneiss à grenat-biotite est caracterisé par un grenat alumineux (type almandin). La biotite est très riche en XFe avec une muscovite avec de teneurs faibles en Si. Ce parageiss à grenat-biotite serait stable à plus haute temperature que les métapelites et quartzites. Cette description permet d'identifier une paragenèse à grenat-muscovite contemporaine à la S_2 et une paragenèse à muscovite-sillimanite contemporaine à la S_3 traduisant potentiellement une augmentation de temperature entre D_2 et D_3.

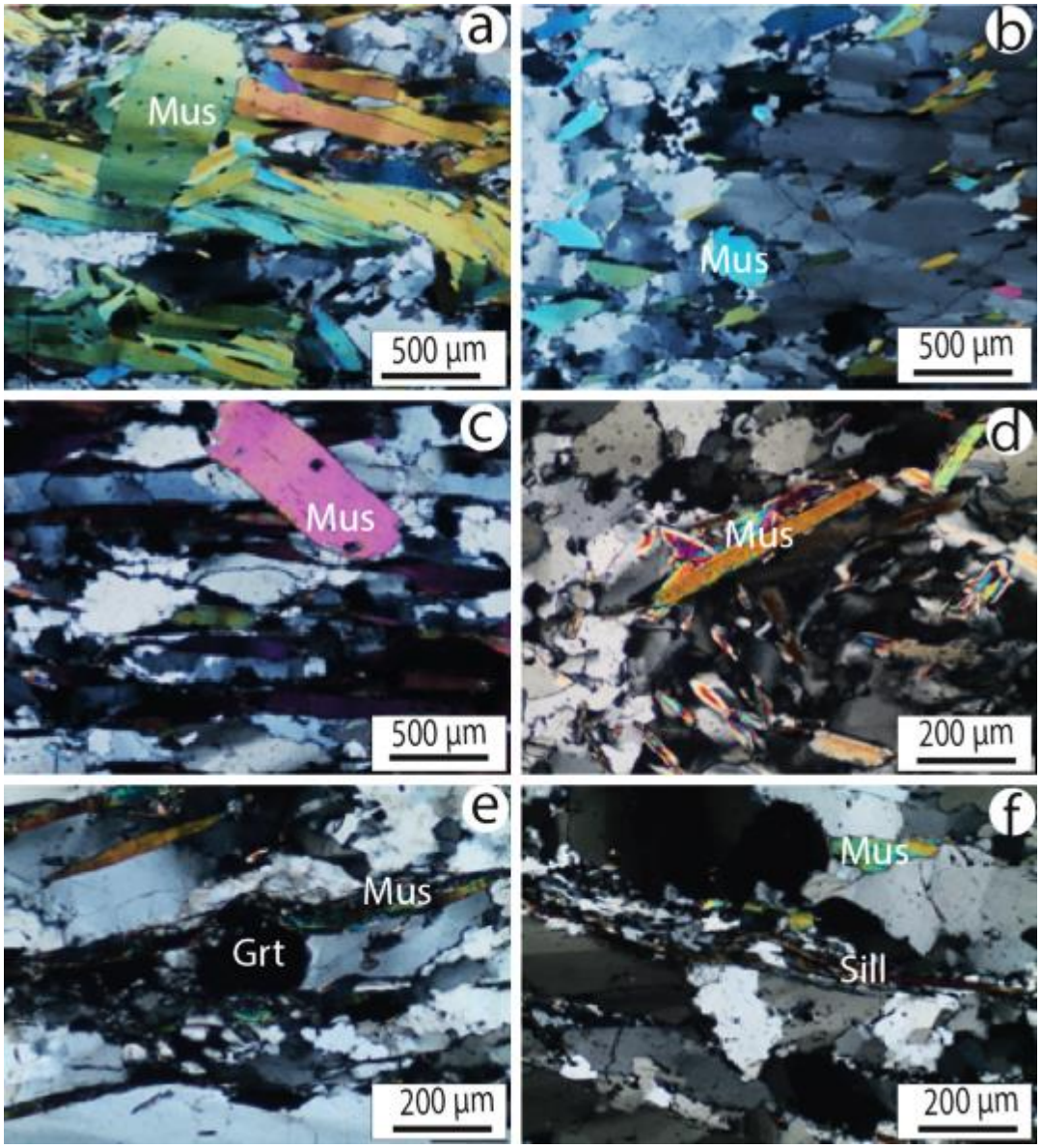


Figure IV. 12: Photos de lames minces en lumière polarisée et analysée illustrant la texture et la microstructure des échantillons de métapelites et quartzites et la diversité de l'impact de la recristallisation dynamique.a et b) Métapelite à muscovite (GB16-3A et GB15-10) ; c et d) quartzite à muscovite (GB15-5 et GB15-18) ; e) quartzite à grenat (GB16-12) et f) quartzite à sillimanite (GB16-7A).

Tableau IV.1 : Paragenèse des roches soumises à l'étude thermobarométrique.

Types pétrographiques	Paragenèses principales	Paragenèses accessoires	Faciès métamorphiques	Phases de déformation
Paragneiss à grenat-biotite	Qtz + Bt + Pl ± Grt	Ox	Amphibolites	D3?
Métapelite à muscovite	Mus + Bt + Qtz	Mzt + Zr + Ox	Schistes verts	D1-D2, (D3?)
Métapelite à grenat	Mus + Qtz + Bt ± Grt	Tour + Zr + Ox	Amphibolites	D1-D2
Quartzite à muscovite	Qtz + Mus	Tour + Zr + Ox	Schistes verts	D1-D3
Quartzite à grenat	Qtz + Mus ± Grt	Zr + Ox	Amphibolites	D1-D2
Quartzite à sillimanite	Qtz + Mus ± Sill	Zr + Ox	Amphibolites	D3

3 Estimation des conditions P-T

3.1 Thermobaromètrie

Dans cette étude, deux approches de modélisation thermodynamique ont étés utilisées pour déterminer les conditions P-T enregistrées par les roches métamorphiques. La méthode des pseudosections est basée sur le calcul de l'assemblage minéral le plus stable pour une composition chimique donnée et consiste à calculer l'énergie libre minimum d'un système composé de differentes combinaisons possible de minéraux. La méthode des « multi-équilibres », permet de calculer les conditions P-T d'équilibres pour un assemblage donnée, de minéraux qui peuvent coexister à l'équilibre pour le même échantillon (Vidal et al., 2001 ; Dubacque et al., 2010). Cette approche, basée sur l'analyse chimique de minéraux, utilise des critères pétrographiques tels que l'absence de texture reactionnelle, l'implication des minéraux dans les même structures contemporaines ou leur inclusion dans le même minéral (Ganne et al., 2012).

3.1.1 Les pseudosections

Les pseudosections correspondent à une projection de P-T dans un système chimique donnée (ex. TiMnCaNKFMASH), pour une composition chimique donnée et permettent pour chaque point, de déterminer : (1) la nature de l'assemblage stable, (2) la proportion modale de chaque phase à l'équilibre de mineraux à l'équilibre et (3) de deriver d'autres propriétés thermodynamiques et mécaniques des systèmes comme la densité, le volume, les vitesses sismiques (Connolly and Kerrick, 2002). Les pseudosections permettent également d'aborder

les processus géologiques généraux comme l'influence des transitions de phase sur les propriétés rhéologiques dans les modèles géophysiques et géodynamiques (Kerrick and Connolly., 2001b ; Kerrick and Connolly., 2001a ; Connolly, 2005 ; Gorman et al., 2006).

Plusieurs bases de données thermodynamiques (Berman and Aranovich, 1996; Holland and Powell, 1998) et d'outils de calcul et de construction plus ou moins automatiques sont utilisés de nos jours, comme Thermocalc (Powell and Holland, 1988; Powell et al., 1998), Theriak-Domino (DeCapitani and Brown, 1987) ou Perple-X (Connolly, 1997; Connolly and Petrini, 2002; Connolly, 2005). Même si les stratégies de calcul des pseudosections varient selon les programmes, le résultat final est sensiblement le même. Les différences possibles sont généralement liées à des bases de données thermodynamiques (Figure IV.13) ou des modèles de solution solide différents (Ganne et al., 2013).

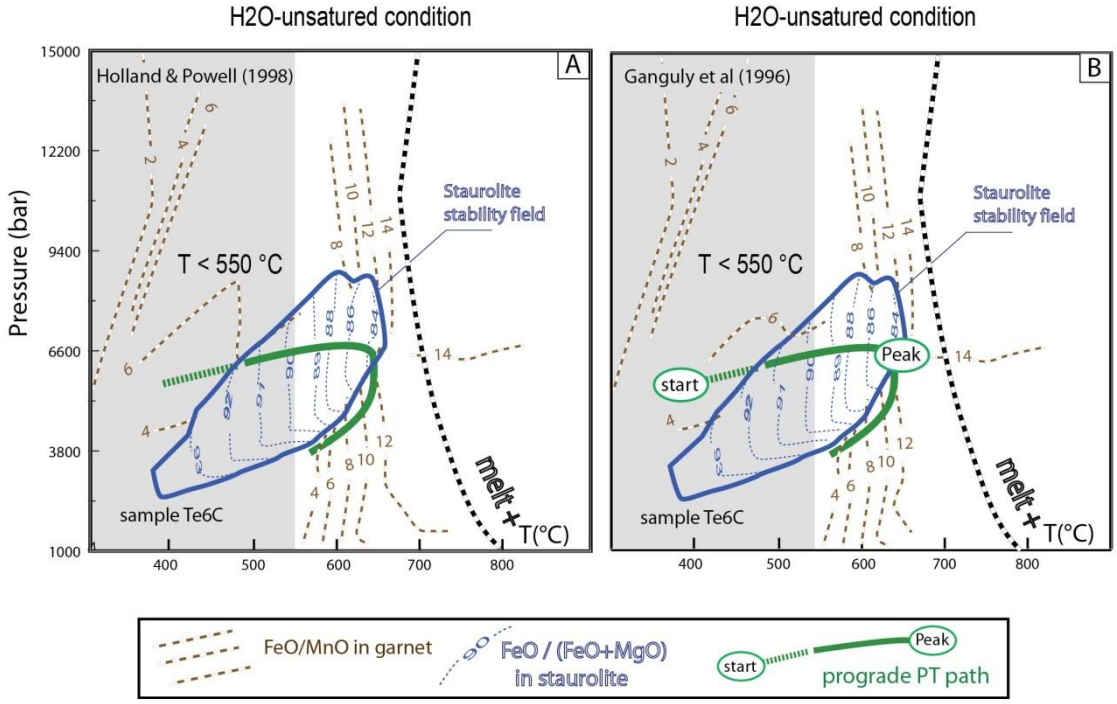


Figure IV.13 : Exemple de diagrammes de phases Pression-Température (PT) construits pour un même échantillon de méta-pélite (région de Tera au Niger Occidentale) dans un système MnCaNKFMASH sous-saturé en eau. Ces diagrammes prennent en compte des modèles de solution solide différents pour le grenat (à gauche : Ganguly et al, 1996 ; à droite : Holland & Powell, 1998). Le champ de stabilité du staurotide est indiqué par le contour en bleu ; celui du grenat par les courbes d'iso-composition de couleur marron qui correspondent au rapport FeO/ FeO+MgO dans ledit minéral. Noter dans ce cas d'étude, les faibles différences entre les deux grilles (d'après Ganne et al., 2012).

Une pseudosection sur un métapelite (GB16-3A) a été calculée à partir du programme Perple-X (version 6.6.8) (en accès libre à http://www.perplex.ethz.ch/) et la base de données thermodynamiques mise à jour de Holland et Powell (1998) pour un système chimique que nous avons préalablement déterminé par l'analyse ICP-MS).

La grille proposée dans la Figure IV.14 est construite à partir d'un échantillon de métapelite (GB16-3A) prélevé dans le massif du Ouaddaï, plus précisément dans la localité de Modo. Le manganèse et le calcium sont présents en quantité minime dans cet échantillon (respectivement 0.05 et 0.02 wt%) et, en pratique, ne devraient pas être pris en compte pour cette modélisation Perple-X. Le risque étant de pousser artificiellement le modèle à générer des phases minérales comme le plagioclase ou le grenat (contenant ces deux éléments chimiques) sur l'ensemble de la grille. L'absence de ces phases dans la grille indiquera en revanche que ces deux phases ne sont réellement pas stables dans l'espace de pression et de température que nous souhaitons étudier (i.e. l'échantillon GB16-3A ne contient en l'occurrence ni grenat, ni plagioclase). Nous avons donc choisi de tenir compte de ces éléments chimiques pour positionner au mieux, dans cet espace P-T, l'assemblage minéralogique dominant à quartz, biotite et micas blanc (± oxydes, ± albite) observé en lame mince et analysé à la microsonde. Les modèles de solution solide utilisés sont Pl(h) pour les plagioclases, Phg(HP) pour les micas blancs, Bio(TCC) pour les micas noirs, San pour le pôle haute température du feldspath et melt(HP) pour les produits de fusion. Les caractéristiques chimiques des différents pôles purs composant ces phases minérales sont détaillées dans le fichier solution model téléchargé le 15_04_2014.

L'absence de plagioclase calcique et d'un silicate d'alumine (sillimanite ou andalousite) dans cette roche GB16-3A nous fixe une limite haute en température, située entre 400°C (à 1000 bars) et 550°C (à 10 000 bars). Cette limite haute monterait à 550°C (à 1000 bars) et 750°C (à 10 000 bars) si le plagioclase était présent (actuellement non reconnu). Suivant la prédiction Perple-X, autour de 500°C, ce plagioclase représenterait moins de 1% en volume de la charge minérale de cet échantillon. La possibilité de ne pas l'avoir reconnu au microscope puis analysé à la microsonde est donc réelle. Les valeurs d'iso-composition (isoplethes) calculées pour le micas noir (biotite) et données par le rapport FeO/[FeO+MgO]*100, ne permettent de restreindre notre domaine d'incertitude, ni en pression, ni en température. Ces valeurs sont représentées par les lignes mauves sur la Figure IV.14. Ces valeurs (68-76) sont d'ailleurs

supérieures à celles des biotites analysées à la microsonde (~57), ce qui indiquerait qu'une phase riche en fer (présente dans la roche) est manquante dans cette grille.

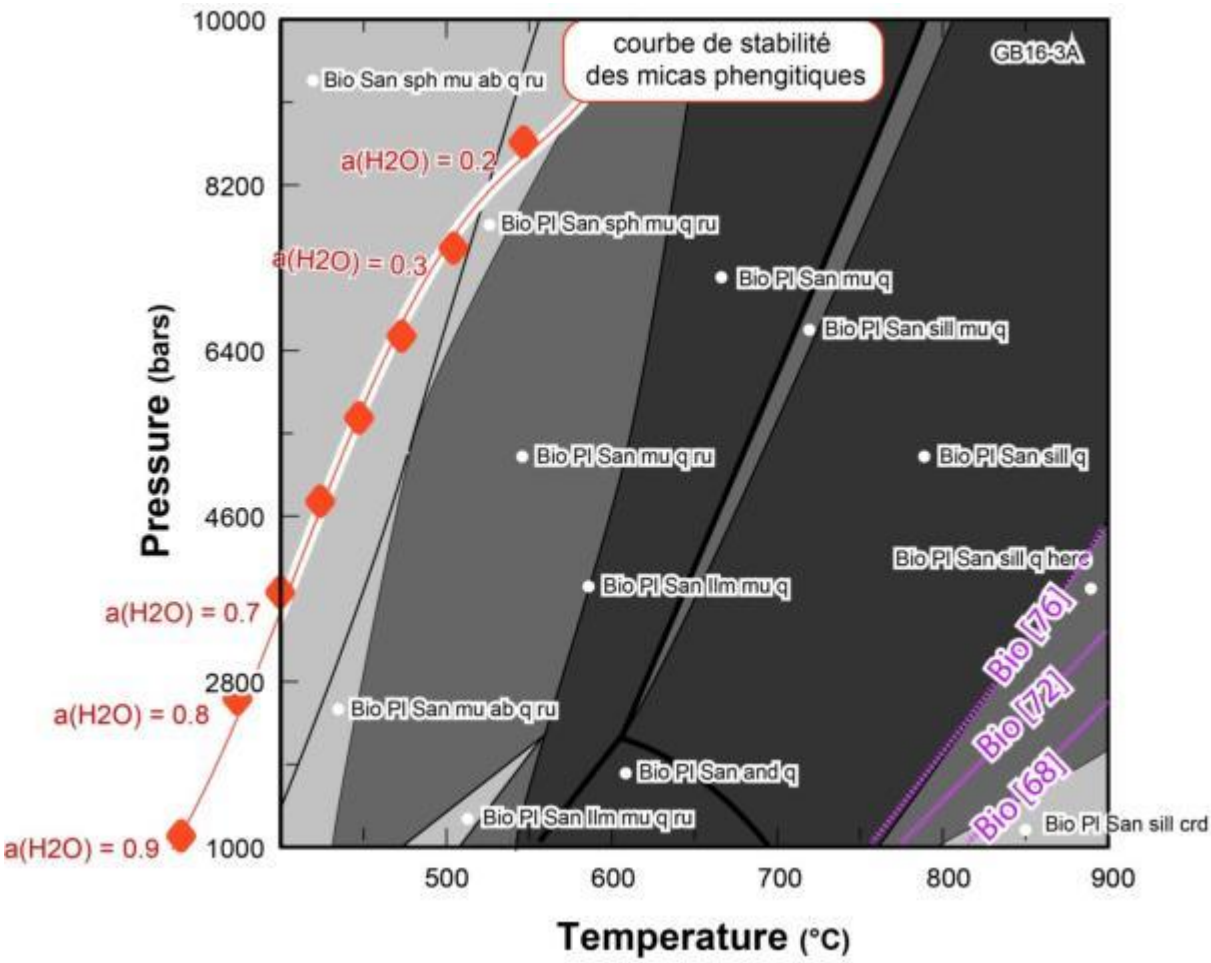


Figure IV.14: Exemple de pseudosections construit dans un système TiMnNKFMASH (TiO2-CaO-Na2O-K2O-FeO-MgO-Al2O3-SiO2-H2O :0.64-0.02-0.05-0.18-6.47-6.0-1.80-16.45-64.34) à partir d'un échantillon d'un métapelite à biotite + muscovite (GB16-3A) prélevé dans la localité de Modo. Les points et les lignes correspondent respectivement aux équilibres invariants et des portions des réactions univariantes stables des grilles pétrogénétiques. Les champs multivariants sont notés avec différents niveaux de gris en fonction de leur variance (gris clair pour V=3 jusqu'au gris foncé pour V=5). Seules les lignes univariantes correspondent à des réactions dans les pseudosections, alors que les limites de champ correspondent à des lignes où un minéral apparaît ou disparaît. Le pourcentage modal d'un minéral tend vers zéro en se rapprochant d'une ligne pour être nul sur la ligne. La courbe rouge positionnée dans le champ de variance 3 (e.g. Bio-San-Sph-Mu-Al-Qtz-Ru) représente la pente d'équilibre

« moyenne » des micas blancs analysés dans cet échantillon. Cette pente passe par les points en rouges (coefficient de corrélation 0.99). Ces points correspondent aux moyennes de pression (P) et de température (T) calculées pour ces micas blancs par la méthode du multi-équilibre Pgh-Qtz-H2O, pour une activité en eau s'échelonnant entre 0.9 (hydraté) et 0.1 (anhydre). Les valeurs réalistes pour cette activité en eau se situent au-dessus de 0.7 (Ganne et al., 2012). Une température maximum de 400°C est obtenue pour cet échantillon, au pic du métamorphisme, pour une pression ne dépassant pas les 4 Kbars.

3.1.2 Le multi-équilibre

A l'image de l'échantillon GB16-3A, les autres roches schisteuses que nous avons étudiées dans la partie méridionale du Ouaddaï montrent des assemblages minéralogiques à biotite- micas blancs dont les pics de métamorphisme peuvent atteindre 550 °C ou plus. La sillimanite est effectivement présente dans un échantillon de quartzite (GB16-7A). Signalons également la présence de petits grains de grenat très riches en manganèse dans l'échantillon de quartzite (GB16-12), reflétant un métamorphisme schiste vert n'atteignant pas le facies amphibolite. A ces relativement basses à moyennes températures, les équilibres thermodynamiques ne sont que locaux au sein des roches schisteuses en évolution P-T (Vidal et Parra, 2000). L'équilibre thermodynamique est alors maintenu par la cristallisation de nouveaux grains montrant une composition différente de ceux préexistant, plutôt que par un changement de composition des minéraux par diffusion. Il en résulte la formation d'une mosaïque d'équilibres locaux différents impliquant des minéraux de compositions variées qui se sont formés à différents moments, et qui coexistent de manière métastable (hors de l'équilibre).

Pour affiner nos estimations en pression et en température, nous avons donc utilisé la méthode du multi-équilibre. L'intérêt principal de cette technique vient du fait que l'on peut travailler dans un système surdéterminé, c'est-à-dire avec un nombre d'équilibres indépendants supérieur à deux. Si les données thermodynamiques sont correctes et si la paragenèse observée est bien à l'équilibre, toutes les réactions d'équilibre intervenant dans le calcul de la $\sum \Delta G^2$ s'intercepteront en un point dans un diagramme P-T (Figure IV.15).

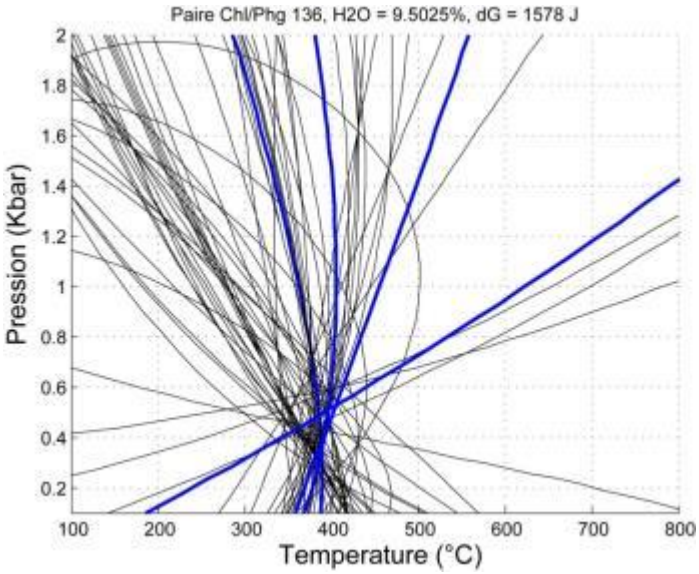


Figure IV.15: Exemple d**e** diagramme P-T d'un équilibre chlorite - phengite - quartz - eau. 66 réactions sont tracées sur 359 possibles, 7 sont indépendantes (4 ont été tracé en bleu foncé). Chacune des 66 courbes tracées représente une réaction d'équilibre faisant intervenir des pôles purs de chlorite et de phengite. Les pôles purs utilisés pour les chlorites sont : le clinochlore, Mg-amésite, Fe-amésite, sudoite, daphnite; et pour les phengites : Al-céladonite, Fe-céladonite, muscovite, pyrophyllite, pyrophyllite hydratée. Les réactions se coupent parfaitement (sans montrer de dispersion) en un point représentant les conditions P-T d'équilibre de l'assemblage Chl-Phg-Qtz-H2O. Cela indique que les chlorites et les phengites testées (composition chimique donnée ci-dessus en poids d'oxyde et en fraction molaire avec le format d'input de TWEEQ) sont à l'équilibre thermodynamique à 4.8 kbar et 390°C (échantillon HO-18, Houndé, Burkina Faso, Ganne et al., 2012).

Nous nous sommes focalisés sur la phase minérale phengite (Phg) car la chlorite n'a pas été identifiée dans les roches étudiées. Les données thermodynamiques sur les pôles purs des micas phengitiques sont par ailleurs très bien connues (Dubacq et al., 2010), probablement mieux que celles des chlorites (Vidal et al., 2001), ou bien encore celles d'autres silicates utilisés dans le logiciel Perple-X. Pour ces micas phengitiques, il s'agit des pôles muscovite (Ms: $Si_3Al_3KO_{10}(OH)_2$), pyrophyllite (Prl: $Si_4Al_2O_{10}(OH)_2$), pyrophyllite hydratée (Prl.H2O: $Si_4Al_2O_{10}(OH)_2.H_2O$), céladonite (Cel: $Si_4Al(Mg,Fe)KO_{10}(OH)_2$), paragonite (Pg: $Si_3Al_3NaO_{10}(OH)_2$) et enfin phlogopite (Phl: $Si_3AlMg_3KO_{10}(OH)_2$).

Nous avons alors utilisé un programme de calcul matlab (PhgQtz), développé par Benoit Dubacq, intégrant le traitement de ces informations chimiques des phengites ainsi que des fonctions thermodynamiques compatibles avec elles (Dubacq et al., 2010). L'utilisation de cet algorithme a permis de mener une étude thermodynamique assez complète sur six échantillons de schistes de la partie méridionale du Ouaddaï, constitués essentiellement de phyllosilicates et de quartz (GB15-5, GB15-10, GB15-18, GB-16-3A, GB16-7A, GB16-12).

Les courbes bleues présentées (Figure IV.16*)* correspondent aux pentes d'équilibre de chacun des micas blancs analysés dans ces six échantillons alors que les courbes présentées dans la Figure IV.17 représentent une moyenne de ces pentes d'équilibre, calculée sur l'ensemble des micas blancs analysés dans chacun de ces six échantillons. Ces pentes passent par des points en mauve (Figure IV.16) ou des figurés de différentes couleurs (Figure IV.17). Ces points ou figurés correspondent aux moyennes de pression (P) et de température (T) calculées pour ces micas phengitiques par la méthode du multi-équilibre Pgh-Qtz-H2O, pour une activité en eau s'échelonnant entre 0.9 (hydraté) et 0.1 (anhydre). Les valeurs réalistes pour cette activité en eau se situent au-dessus de 0.7 en domaine orogénique de type alpin ou himalayen (Dubacq et al., 2010 ; Ganne et al., 2011) (Figure IV.14). Ces données indiquent une température de 400°C pour ces échantillons du Ouaddaï, pour une pression maximale à 5 GPa (figure IV.16).

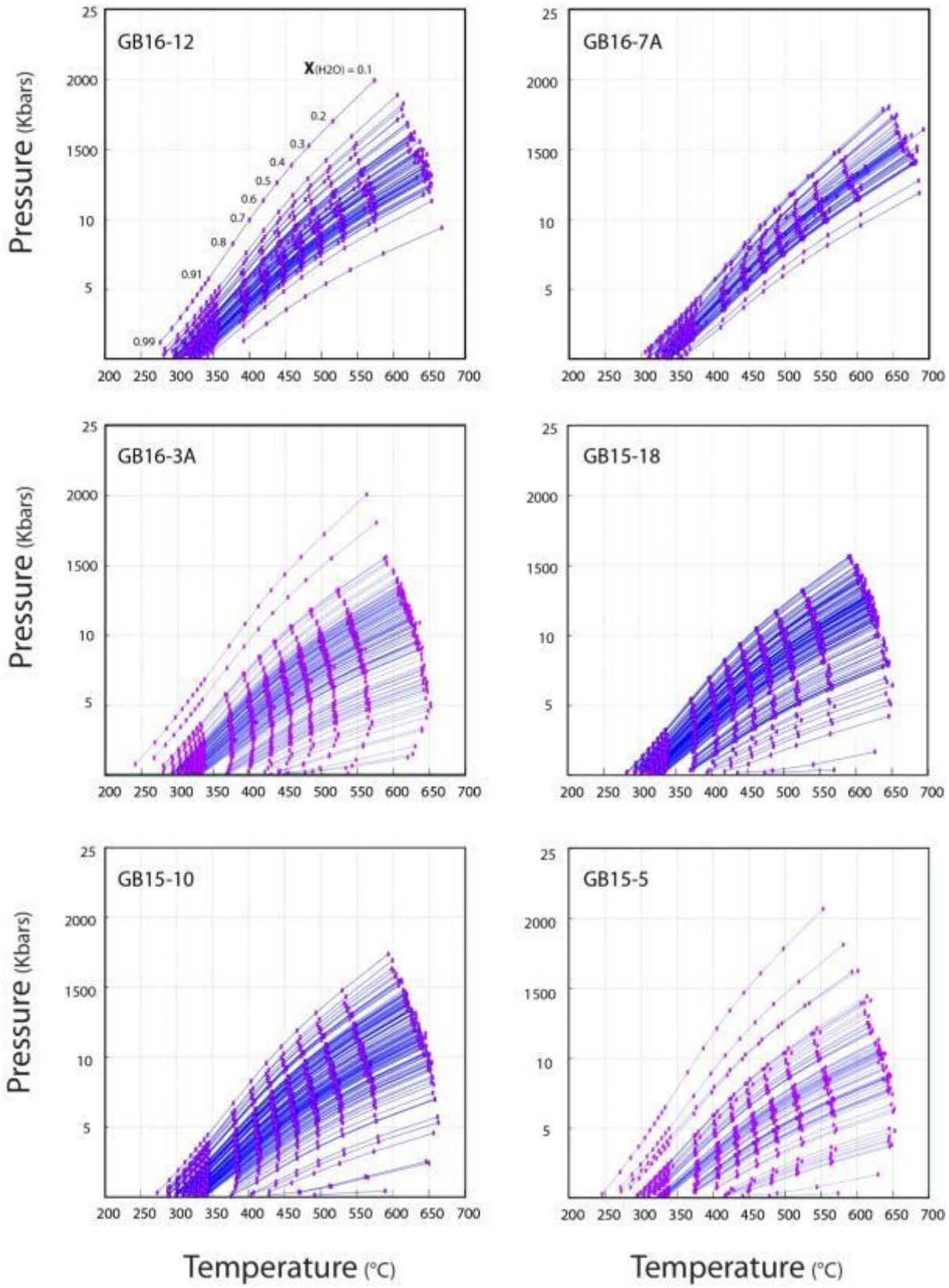


Figure IV.16: Pentes d'équilibre des micas blancs analysés dans six échantillons du massif du Ouaddaï et reportées dans un espace Pression-Température. Ces pentes passent par les points en mauves (coefficient de corrélation 0.99). Ces points correspondent aux moyennes de

pression (P) et de température (T) calculées pour ces micas blancs par la méthode du multi-équilibre Pgh-Qtz-H2O, pour une activité en eau s'échelonnant entre 0.9 (hydraté, basse pression dans la grille PT) et 0.1 (anhydre, haute pression). Les valeurs réalistes pour cette activité en eau se situent au-dessus de 0.7 (Ganne et al., 2012). Une température de 400°C est obtenue pour cet échantillon, au pic du métamorphisme, pour une pression maximale de 5 Kbars.

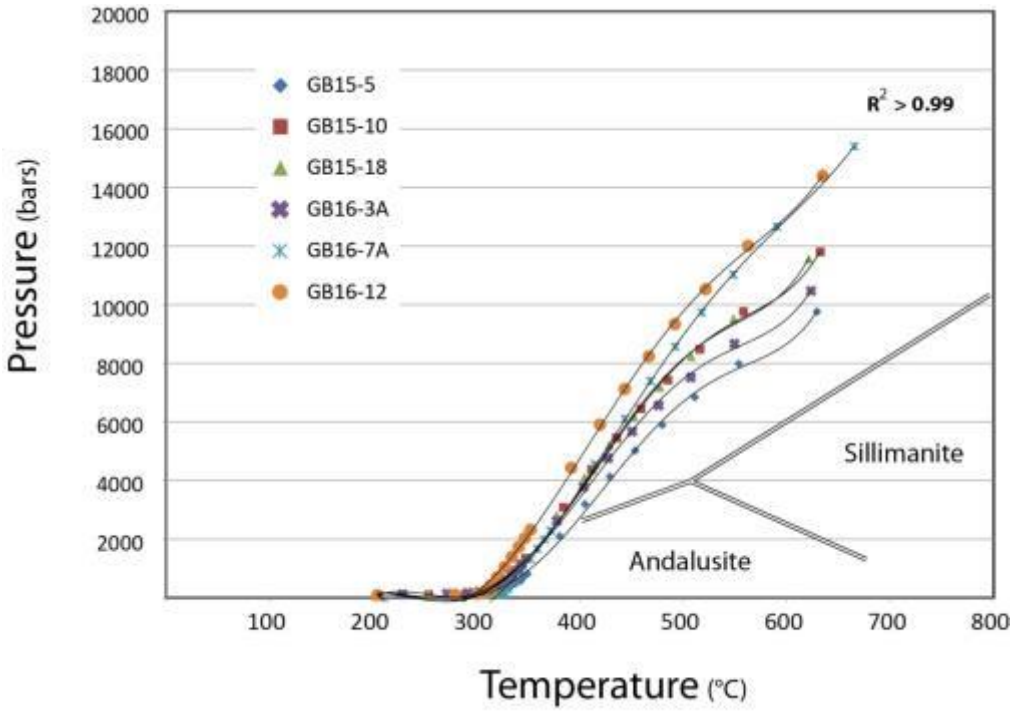


Figure IV.17: Pentes d'équilibre « moyenne » des micas blancs analysés dans six échantillons du massif du Ouaddaï et reportées dans un espace Pression-Température.

4 Synthèse

La modélisation thermodynamique (pseudosection, couplée à la méthode multi-équilibre de la muscovite phengitique et la biotite) donnent une estimation des conditions de pression inferieures à 0,5 GPa à des températures inférieures ou égales à 400°C dans la partie ouest de la zone d'étude (figure III.18, à gauche). Ces équilibres thermodynamiques sont donc restés locaux au sein des roches schisteuses en évolution suivant les conditions pression-température très variable due à la présence de muscovite de plusieurs générations dans des schistosités distinctes. On note des variations locales de pression autour de 0,5 GPa à des

températures de 550°C dans les quartzites à grenat et à sillimanite (au centre et au sud-est de la zone d'étude). Ces conditions de pression et température sont estimées pour une activité en eau supérieure 0,7, en domaine orogénique de type alpin ou himalayen (Dubacq et al., 2010 ; Ganne et al., 2011). Si on considère que l'activité en eau dans ces muscovites est inferieure 0,7, on évoluerait vers des conditions thermiques elevées comme temoin les courbes de stabilités des micas phengitiques réalisées par la méthode multi-équilibre, identique au champ des phengites en vert dans la pseudosection (figure III.18, à droite). Le paragneiss à grenat-biotite situé à l'Est de la zone d'étude est en cours de modélisation thermodynamique. Cependant, la présence de grenat alumineux (type almandin) dans cette roche permet de souligner un faciès de moyenne pression (faciès à disthène-sillimanite) et s'inscrit dans les paragenèses de micaschiste à biotite, muscovite, disthène, staurotide qui reste stable à des temperatures élevées, dans le faciès des amphibolites.

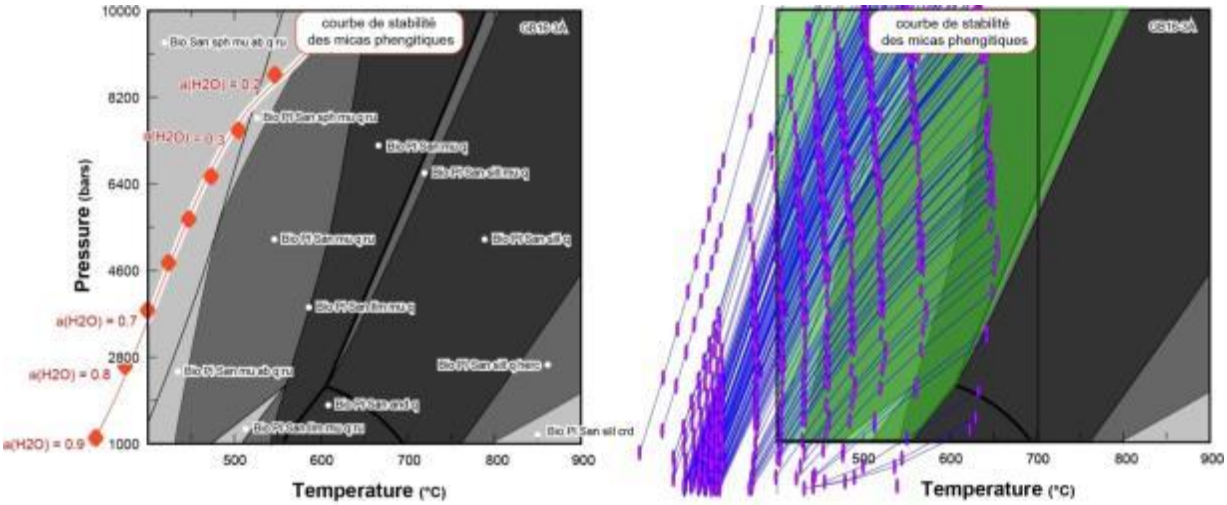


Figure IV.18 : Pseudosection comparée au courbe de stabilité des micas phengitiques calculé par la méthode multi-équilibre pour une activité en eau supérieure 0,7, en domaine orogénique de type alpin ou himalayen (Dubacq et al., 2010 ; Ganne et al., 2011).

Ces études ont permis de mettre en evidence des conditions métamorphiques variables dans la partie méridionale du Ouaddaï : faciès schistes verts dans la partie NW et faciès amphibolites dans la partie SE (figure IV.19). Ces conditions métamorphiques sont comparables au gradient métamorphique de type barrovien.

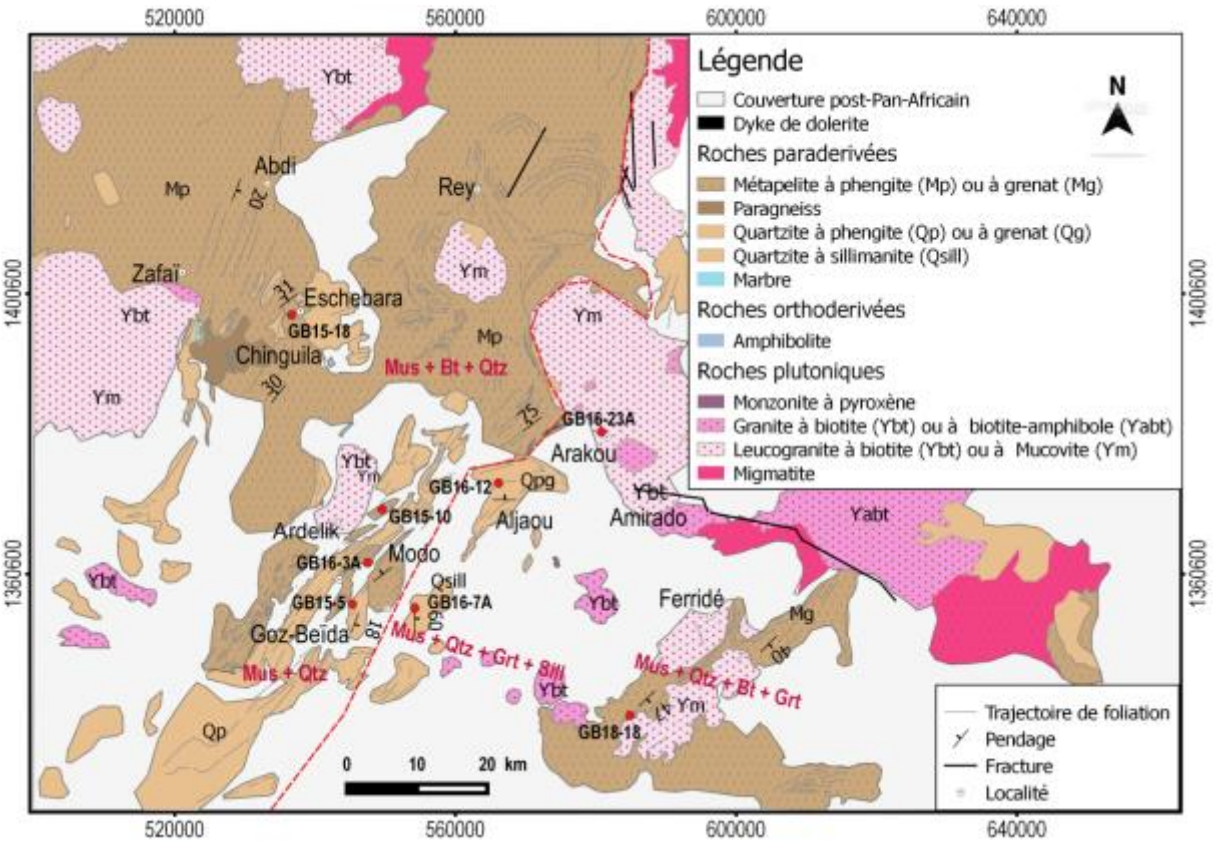


Figure IV.19: Carte géologique montrant des gradients métamorphiques croissants du NW vers le SE.

CHAPITRE V:

SIGNATURES GEOCHIMIQUES MAJEURS, TRACES ET ISOTOPIQUES DES ROCHES METAMORPHIQUES ET PLUTONIQUES

CHAPITRE V: SIGNATURES GEOCHIMIQUES MAJEURS, TRACES ET ISOTOPIQUES DES ROCHES METAMORPHIQUES ET PLUTONIQUES

1 Introduction

La partie méridionale du Ouaddaï est formée d'un ensemble de roches n'ayant bénéficié d'aucune étude géochimique détaillée. L'objectif de ce chapitre est de combler cette lacune dans le but de discuter du ou des protolithes des roches métamorphiques, des sources des magmas et des processus de différenciation magmatique. Des échantillons représentatifs des principaux types lithologiques (roches métamorphiques et magmatiques) selectionnés en fonction de leurs positions géographiques ont fait l'objet d'une analyse géochimique (éléments majeurs, traces et REE) au Service d'Analyse des Roches et Minéraux (SARM) du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG) de Nancy par ICP AES et ICP-MS (Carignan et al., 2001). Les résultats de ces analyses sont reportés dans les tableaux V. 1-2-3 et les méthodes analytiques à l'annexe. La détermination du protolithe des roches métamorphiques et leurs environnements géodynamiques reste un exercice assez ardu compte tenu du fait qu'elles sont chimiquement modifiées par les effets du métamorphisme. Ces roches métasédimentaires sont comparées aux PAAS, (Post Archean Australian Shale*)*, NASC (North American Shale Composite*)* et loess, représentatifs des principaux sédiments de la croûte superieure. Les signatures isotopiques (Sm/Nd) des roches plutoniques permettent (i) de préciser l'origine continentale ou mantellique des roches magmatiques, (ii) de déterminer les âges modèles d'extraction du manteau appauvri.

2 Géochimie des éléments majeurs et en trace des roches métamorphiques

2.1 Métapelites

Les métapelites sont caracterisés par des teneurs en SiO_2 qui varient de 64,34-77,10%, en accord avec l'abondance de quartz dans la composition minéralogique. Leurs valeurs en Al_2O_3 varient de 11,29-16,45% et celles en K_2O varies de 4,41-7,62%. Les valeurs en Fe_2O_3 (2,90-6,67%) et MgO (0,18-1,80%) sont moyennes à faibles (tableau V.1). Dans le diagramme de Herron, les échantillons se situent entre le champ des grauwackes et des arkoses (figure

V.1a). Dans le diagramme ternaire Th-Hf-Co, les échantillons se distribuent dans le champ de la croûte superieure, proche des shales post archéen australien (figure V.1b). Les spectres des terres rares normalisés aux valeurs chondritiques, montrent un enrichissement en LREE (3,28 ≤ La_N/Yb_N ≤ 4,76) par rapport aux MREE et HREE (1,08 ≤ Gd_N/Yb_N ≤ 1,84) et une anomalie négative en Eu (0,64 ≤ Eu/Eu* ≤ 0,97), typique des shales (Taylors et McLennan, 1985), des NASC (Hakin et al., 1966) et des loess (Gallet et al., 1998 ; Jahn et al., 2001). Les spectres multi-éléments montrent des anomalies négatives en Ba, Nb, Ce, Sr et Y ; excepté l'échantillon Gb16-17 qui montre une anomalie positive en Ba.

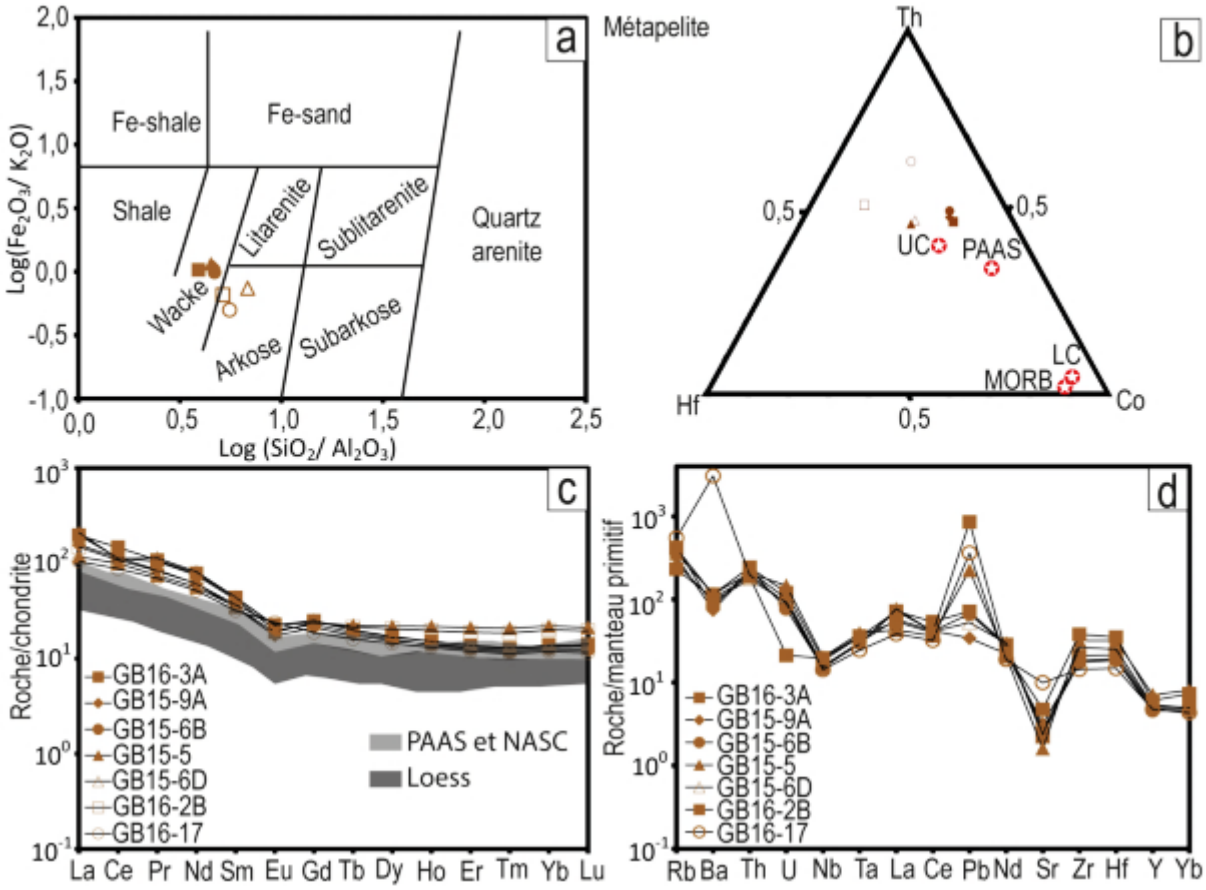


Figure V.1: Classification géochimique des éléments majeurs et en traces des métapelites. a) diagramme Log(Fe_2O_3/ K_2O) vs Log (SiO_2/ Al_2O_3) de Herron.,(1988) ; b) Diagramme ternaire Th-Hf-Co montrant des composition chimique (des métapelites) proches de celle de la croûte superieure et à celle des shales post archéens d'Australie. UC= Upper Crust, PAAS= Post Archean Australian Shale, NASC= North American Shale Composite, LC= Lower Crust, MORB= Mid-Ocean Ridge Basalt; c) spectre des terres rares normalisés au valeur chondritique et d) Spectres multi-éléments normalisés au manteau primitif selon McDounough et Sun (1995).

2.2 Paragneiss

Les paragneiss à amphibole, paragneiss à grenat et paragneiss à silicates calciques sont caracterisés par des valeurs faibles en SiO_2 (41,9-57,67%) et élevées en Al_2O_3 (9,69-15,4%). Les valeurs en CaO (9,13-17,32%) et MgO (7,28-9,75%) des deux premiers sont relativement élevées alors que celles en K_2O et Na_2O varient de 0,17-5,75% et 0,72-2,31% (tableau V.2). Dans le diagramme de Herron, les échantillons se situent dans le champ des arkoses, excepté un échantillon de paragneiss à amphibole (GB15-26) qui occupe le champ de Fe-shale (figure V.2a). Dans le diagramme ternaire Th-Hf-Co, les échantillons se distribuent dans le champ de la croûte superieure, comparable aux shales post Archéen Australien (figure V.2b). Les spectres des terres rares normalisés aux valeurs chondritiques, montrent un enrichissement en LREE ($2,24 \leq La_N/Yb_N \leq 4,98$) par rapport aux MREE et HREE ($1,42 \leq Gd_N/Yb_N \leq 1,67$) et une anomalie négative en Eu ($0,60 \leq Eu/Eu^* \leq 0,69$, figure V.2c). Les spectres multi-éléments normalisés au manteau primitif montrent des anomalies négatives en Nb, Ce, Sr et Y excepté le paragneiss à grenat qui montre une anomalie positive en Sr et negative en Rb (figure V.2d). Ces spectres sont également comparable aux shales (Taylors et McLennan, 1985), aux NASC (Hakin et al., 1966) et loess (Gallet et al., 1998 ; Jahn et al., 2001)

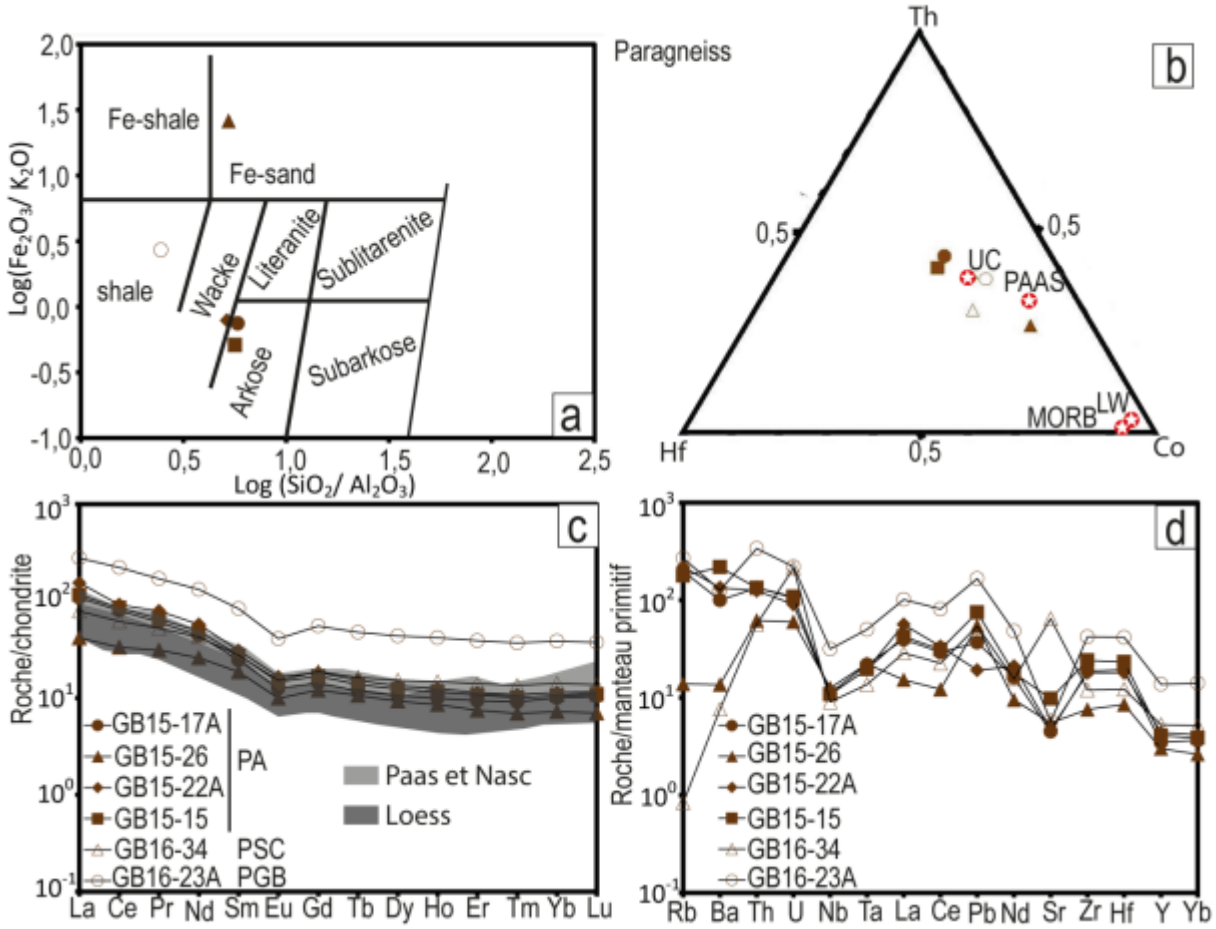


Figure V.2: Classification géochimique des éléments majeurs et en traces des paragneiss. a) diagramme Log(Fe_2O_3/ K_2O) vs Log (SiO_2/ Al_2O_3) de Herron.,(1988) ; b) Diagramme ternaire Th-Hf-Co montrant des compositions chimiques (des paragneiss) proches à celle de la crôute superieure et celle des shales post archéens d'Australie. UC= Upper Crust, PAAS= Post Archean Australian Shale, NASC= North American Shale Composite, LC= Lower Crust, MORB= Mid-Ocean Ridge Basalt; c) Spectre des terres rares normalisés au valeur chondritique et d) Spectres multi-éléments normalisés au manteau primitif selon McDounough et Sun 1995. PA= paragneiss à amphibole, PSC= paragneiss à silicate calcique et PGB= paragneiss à grenat et biotite.

2.3 Quartzites à phengite

Les quartzites à phengite sont caracterisés par des valeurs élevées en SiO_2 (70,61-92,56%), Al_2O_3 (3,98-15,44%) et des valeurs faibles en Fe_2O_3 (0,85-2,22%), MgO (0,12-1,11%). Les valeurs en Na_2O (0,07-4,96%) et K_2O (1,13-3,84%) sont relativement moyennes à faibles

(tableau V.1). Dans le diagramme de Herron (figure V.3a), les échantillons occupent les champs de grauwackes et arkoses (GB15-10 et GB15-7A), le champ de subarkose (GB16-10 et GB16-8) et le champ de sublitarenite (GB15-12). Dans le diagramme ternaire Th-Hf-Co, les échantillons se distribuent dans le champ de la croûte superieure, proche des shales post-archéen australien (figure V.3b). Les spectres des terres rares normalisés aux valeurs chondritiques montrent un enrichissement en LREE (3,47 ≤ La_N/Yb_N ≤ 5,95) par rapport aux MREE et HREE (1,30 ≤ Gd_N/Yb_N ≤ 2,88). Les échantillons montrent soit une anomalie négative ou pas d'anomalie en Eu (0,59 ≤ Eu/Eu* ≤ 1) et peuvent être comparer aux shales (Taylors et McLennan, 1985), aux NASC (Hakin et al., 1966) et loess (Gallet et al., 1998 ; Jahn et al., 2001). Les spectres multi-éléments montrent des anomalies négatives en Ba, Nb, Ce, Sr et des anomalies positives en Sr pour GB16-7A).

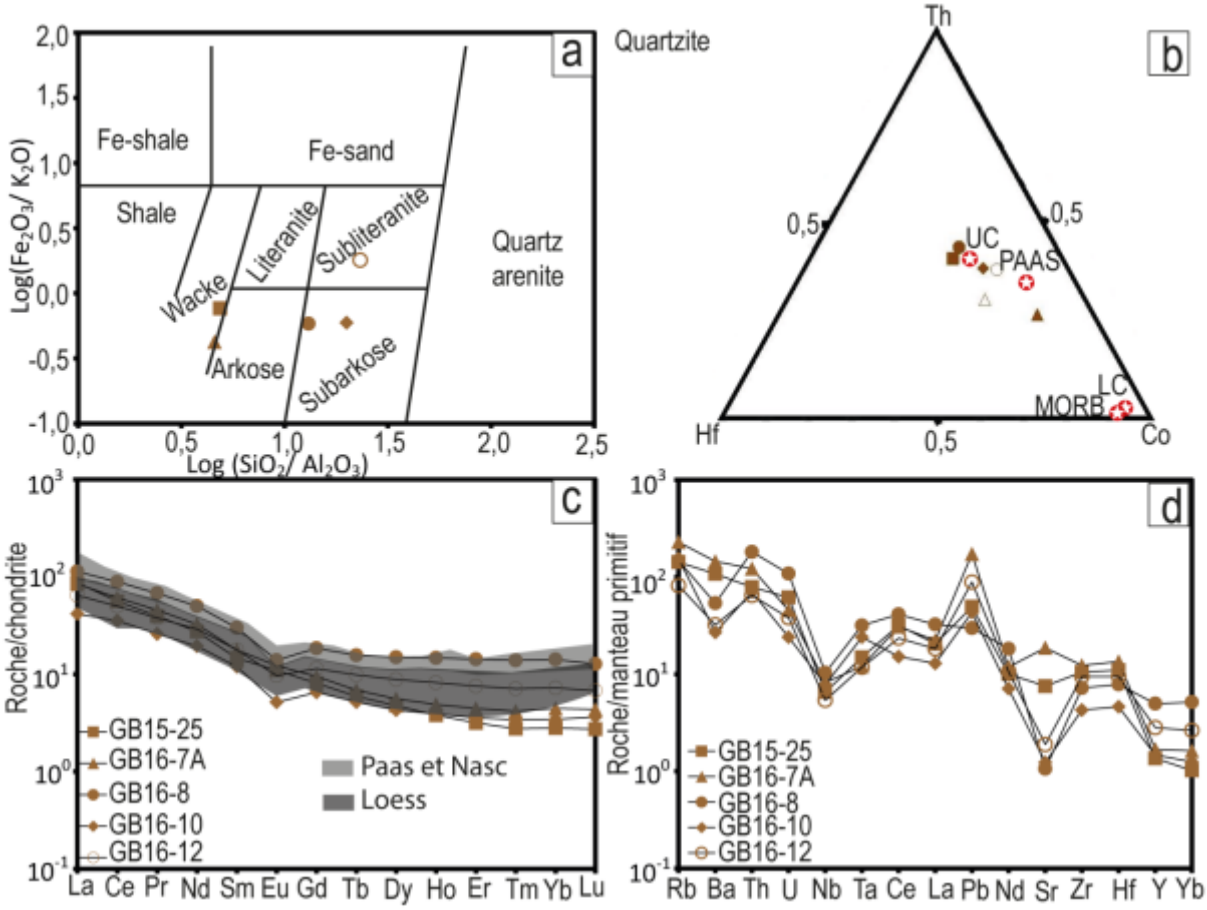


Figure V.3: Classification géochimique des éléments majeurs et en traces des quartzites à phengite. a) Diagramme Log(Fe_2O_3/ K_2O) vs Log (SiO_2/ Al_2O_3) de Herron.,(1988) ; b) diagramme ternaire Th-Hf-Co montrant des composition chimique (des quartzite à phengite) proches à celle de la crôute superieure et celle des shales post archéens d'Australie. UC= Upper Crust, PAAS= Post Archean Australian Shale, NASC= North American Shale Composite, LC= Lower

Crust, MORB= Mid-Ocean Ridge Basalt; c) Spectre des terres rares normalisés au valeur chondritique et d) Spectre multi-élement normalisé au manteau primitif selon McDounough et Sun 1995.

Tableau V.1: Composition chimique des éléments majeurs et en trace sur roches totales pare ICP-AES des roches métamorphiques du Ouaddaï. <L.D= inferieur à la Limite de Detection.

Lithologie	Metapelite							Quartzite à phengite				
Echantillon	GB16-3A	GB15-5	GB15-6B	GB15-9A	BG16-17	GB16-2B	GB15-6D	GB15-25	GB16-7A	GB16-8	GB16-10	GB16-12
Oxides/wt%												
SiO2	64,34	68,53	68,65	68,71	70,35	75,13	77,10	71,47	70,61	88,26	90,99	92,56
Al2O3	16,45	15,23	14,63	14,86	12,63	14,56	11,29	14,68	15,44	6,76	4,56	3,98
Fe2O3	6,67	6,26	5,80	5,99	3,80	2,90	3,27	2,22	1,62	1,18	0,85	2,02
MnO	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03	< L.D.	< L.D.	0,04
MgO	1,80	0,80	1,77	1,33	0,46	0,18	1,04	1,11	0,43	0,12	0,18	0,15
CaO	0,05	< L.D.	< L.D.	0,07	0,55	< L.D.	< L.D.	1,19	1,89	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Na2O	0,18	0,14	0,11	0,14	0,99	0,32	0,11	4,96	4,45	0,15	0,07	0,09
K2O	6,47	5,43	5,88	5,50	7,62	4,42	4,41	2,90	3,84	2,02	1,44	1,13
TiO2	0,64	0,89	0,55	0,57	0,41	0,50	0,55	0,23	0,23	0,17	0,08	0,18
P2O5	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,05	0,10	< L.D.	< L.D.	0,08	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
PF	2,26	2,50	2,64	2,24	0,95	2,33	1,71	1,22	0,58	1,10	0,94	0,77
Total	98,86	99,80	100,04	99,47	97,89	100,37	99,51	100,08	99,11	99,75	99,11	100,92
Trace/ppm												
Cr	192,66	75,64	215,30	274,50	149,43	98,95	419,60	91,48	63,34	117,62	92,88	234,26
Co	15,43	9,65	12,92	12,98	4,62	3,80	8,21	3,89	3,01	0,95	1,64	2,40
Ni	32,87	27,80	32,93	72,69	29,24	7,27	55,84	7,38	20,35	15,47	16,83	18,81
Rb	248,15	215,42	256,90	195,90	328,26	139,21	165,40	85,38	137,30	88,18	93,11	48,98
Sr	44,28	31,92	54,30	63,23	198,02	94,60	47,18	149,80	371,39	21,08	24,49	37,60
Cu	3,26	< L.D.	< L.D.	< L.D.	8,00	< L.D.	5,64	< L.D.	8,56	< L.D.	< L.D.	2,12
Zn	36,82	70,03	21,25	23,25	49,06	33,78	12,11	38,56	46,81	9,46	18,28	13,38
Cs	16,69	12,79	14,79	10,76	24,55	12,38	6,72	1,09	4,48	3,35	7,20	4,02
Ba	756,62	767,15	536,20	489,70	20201,16	679,51	627,80	711,60	955,40	355,23	177,46	212,33
Sc	14,04	14,25	12,43	12,50	7,72	9,10	9,44	3,02	3,28	2,84	2,57	3,16
V	65,38	226,87	55,41	55,19	48,56	14,65	44,97	19,49	20,74	37,44	14,37	21,58
Ta	1,31	1,45	1,10	1,13	0,91	1,34	1,08	0,55	0,45	1,17	0,89	0,44
Nb	12,08	13,26	9,81	10,36	9,37	12,88	10,04	4,30	5,39	6,79	5,14	3,55
Zr	219,49	334,46	183,80	193,00	150,97	398,71	278,20	110,50	128,99	75,75	44,94	99,15
Hf	6,09	9,02	5,24	5,49	4,18	9,93	7,11	3,11	3,82	2,22	1,31	2,68
Th	19,33	16,35	18,38	17,37	15,57	14,85	13,98	6,26	9,70	14,42	5,59	5,14
U	2,77	3,37	1,76	2,34	2,05	0,49	2,11	1,42	1,04	2,49	0,55	0,88
Y	21,99	30,65	19,64	20,61	20,44	26,12	22,99	5,84	7,21	21,39	6,32	12,11
La	46,61	27,82	46,89	37,10	24,80	35,03	49,75	20,56	19,99	26,77	9,83	15,21
Ce	90,05	60,98	69,35	70,23	53,67	66,16	68,68	34,38	37,30	54,32	21,64	30,58
Pr	9,97	6,92	9,68	7,90	6,50	7,69	10,53	3,66	4,22	6,28	2,40	3,51
Nd	35,79	25,56	34,27	27,79	23,63	27,88	37,16	12,51	14,85	22,86	8,85	13,26
Sm	6,45	5,17	6,16	5,09	4,72	5,44	6,52	2,16	2,62	4,43	1,77	2,63
Eu	1,25	1,07	1,12	0,99	1,34	1,28	1,26	0,62	0,69	0,78	0,29	0,54
Gd	4,92	4,73	4,51	4,18	3,73	4,74	5,00	1,60	1,88	3,66	1,29	2,27
Tb	0,72	0,80	0,68	0,64	0,58	0,77	0,72	0,21	0,25	0,56	0,19	0,35
Dy	4,20	5,39	3,90	3,74	3,56	5,01	4,10	1,17	1,37	3,67	1,05	2,16
Ho	0,83	1,19	0,76	0,78	0,72	1,08	0,83	0,21	0,27	0,80	0,21	0,45
Er	2,21	3,38	2,01	2,09	1,91	3,01	2,20	0,51	0,71	2,27	0,57	1,21
Tm	0,32	0,51	0,29	0,31	0,28	0,46	0,32	0,07	0,10	0,34	0,08	0,17
Yb	2,24	3,54	2,03	2,15	1,90	3,22	2,19	0,45	0,72	2,27	0,55	1,16
Lu	0,34	0,52	0,31	0,33	0,28	0,48	0,35	0,07	0,11	0,31	0,09	0,17
Pb	10,74	33,63	10,02	5,12	54,16	128,05	7,90	7,41	25,87	4,47	6,50	13,30

Tableau V.2: Composition chimique des éléments majeurs et en trace sur roches totales pare ICP-AES et ICP-MS des roches métamorphiques du Ouaddaï. <L.D= inferieur à la Limite détection.

Lithologie	Amphibolite		Paragneiss à grenat et biotite	Paragneiss à amphibole				Paragneiss à silicate calcique
Echantillon	GB15-24A	GB15-24B	GB16-23A	GB15-17A	GB15-26	GB15-22A	GB15-15	GB16-34
Oxides/wt%								
SiO2	49,26	46,90	53,44	56,41	56,07	56,25	57,67	41,99
Al2O3	21,04	16,58	21,74	9,69	10,69	10,91	10,22	15,74
Fe2O3	5,03	8,18	11,78	2,95	4,49	4,53	3,43	2,60
MnO	0,08	0,14	0,18	0,07	0,14	0,07	0,08	0,05
MgO	6,49	10,82	3,89	9,61	7,28	9,75	9,16	1,95
CaO	14,07	13,12	0,55	13,37	17,32	9,13	9,88	26,70
Na2O	2,06	1,60	0,92	1,78	2,31	0,79	0,72	0,02
K2O	0,06	0,16	4,36	3,95	0,17	5,75	6,71	< L.D.
TiO2	0,30	0,26	1,62	0,41	0,51	0,46	0,43	0,30
P2O5	< L.D.	< L.D.	0,12	0,18	0,09	0,11	0,10	0,13
PF	0,88	1,28	0,91	0,59	0,41	1,46	0,93	9,36
Total	99,28	99,04	99,50	99,00	99,47	99,19	99,33	98,85
Trace/ppm								
Cr	936,10	922,20	332,15	113,30	107,20	65,32	65,13	240,86
Co	24,97	47,49	31,67	8,06	11,09	10,71	8,58	6,81
Ni	106,60	216,30	71,03	56,37	32,42	37,30	32,74	133,08
Rb	0,57	2,02	161,91	118,70	8,32	131,50	107,00	0,51
Sr	212,30	124,50	113,98	89,54	109,80	93,77	194,50	1287,28
Cu	< L.D.	12,16	29,63	< L.D.	5,74	< L.D.	< L.D.	7,35
Zn	26,21	47,59	161,70	21,89	52,79	12,53	38,37	91,13
Cs	< L.D.	0,10	5,37	14,08	0,71	0,98	1,68	0,19
Ba	32,51	39,34	838,30	660,70	89,98	887,60	1441,00	50,31
Sc	35,60	38,33	31,35	7,59	13,70	9,00	7,48	6,59
V	125,70	130,40	201,00	36,68	52,53	56,03	38,58	375,30
Ta	0,01	< L.D.	1,85	0,81	0,83	0,72	0,73	0,51
Nb	0,20	0,17	20,77	7,33	8,27	7,17	7,12	5,96
Zr	7,50	4,94	443,01	197,10	79,49	188,70	253,50	126,32
Hf	0,25	0,20	11,77	5,47	2,41	5,09	6,60	3,46
Th	< L.D.	< L.D.	27,00	10,65	4,93	9,96	10,64	4,51
U	< L.D.	< L.D.	5,07	2,44	1,38	2,09	2,50	4,92
Y	5,72	5,94	59,09	14,93	12,94	18,86	17,54	22,79
La	0,58	0,87	65,83	25,68	9,88	36,56	27,46	18,68
Ce	1,51	1,07	136,14	49,08	20,42	56,19	52,37	37,84
Pr	0,26	0,28	15,79	5,63	2,89	7,33	6,10	4,88
Nd	1,48	1,47	60,34	20,14	11,86	26,24	22,35	19,45
Sm	0,59	0,53	12,37	3,63	2,75	4,58	4,10	4,07
Eu	0,44	0,41	2,30	0,71	0,56	0,93	0,82	0,86
Gd	0,81	0,75	10,99	2,84	2,40	3,63	3,35	3,73
Tb	0,14	0,14	1,72	0,43	0,38	0,55	0,50	0,59
Dy	1,04	0,97	10,75	2,60	2,28	3,27	3,03	3,75
Ho	0,23	0,22	2,29	0,54	0,47	0,68	0,63	0,81
Er	0,62	0,57	6,24	1,50	1,20	1,82	1,72	2,25
Tm	0,09	0,08	0,91	0,23	0,17	0,27	0,25	0,33
Yb	0,57	0,55	6,22	1,62	1,16	1,83	1,71	2,28
Lu	0,09	0,09	0,92	0,26	0,17	0,28	0,27	0,34
Pb	1,00	1,09	24,98	5,52	8,18	2,88	11,25	8,12

2.4 Amphibolites

Les deux échantillons d'amphibolites (GB15-24A et GB15-24B) sont caracterisés par des compositions chimiques semblables (tableau V.3). Ces amphibolites présentent les plus faibles teneurs en SiO_2 (46,9-49,3%) et en K_2O (0,06-0,016%) des échantillons étudiés. Les pourcentages en MgO (6,5-10,8%), FeO^T (4,5-7,4%) et Mg# (72,03-72,50) relativement élevés sont en accord avec leur nature basique. Dans le diagramme de nomenclature Na_2O+K_2O vs SiO_2 de Le Maitre (1989) et Middlemost (1997), les amphibolites se situent dans le domaine sub-alcalin (figure V.4a) ; ce qui suggère une origine probable à partir d'un protolithe gabbroïque. Leurs compositions en éléments en traces sont caractérisées par des teneurs faibles en Ba (32-39 ppm), moyennes en Sr (124-212 ppm) et très faibles en Rb (0,56-2,0 ppm). Les valeurs en Cr (922-936 ppm) sont élevées et celle en Ni (107-216 ppm) relativement moyenne. Les rapports Rb/Sr sont faibles (0-0,01). Les spectres des terres rares normalisés aux valeurs chondritiques (McDounough et Sun 1995) des amphibolites sont appauvris et relativement plats en LREE ($0,61 \leq (La_N/Yb_N \leq 1,02)$ et en HREE ($1,1 \leq Gd_N/Yb_N \leq 1,1$). Elles possèdent une anomalie positive en Eu ($1,9 \leq (Eu/Eu^*) \leq 1,9$) et en Ce (figure V.4c). La distribution en REE de ces amphibolites est semblable à celles des métagabbros du Mayo-Kebbi (Isseini, 2011). Les spectres multi-éléments normalisés au manteau primitif (McDounough et Sun 1995) des amphibolites montrent des anomalies négatives en Nb, Ce, Nd, Zr-Hf et des anomalies positives en Ba, Pb et Sr (figure IV.4d). Les anomalies positives en Eu et Sr sont attribuées à un fractionnement lié à l'accumulation du plagioclase au cours de la cristallisation fractionnée; l'anomalie négative en Nb, Zr-Hf et les spectres plats des HREE sont typiques des signatures des magmas mis en place le long des marges actives et sont classiquement attribuées à la fusion partielle d'un manteau suprasubduction dans le domaine de stabilité du grenat et du rutile (Dilek and Altunkaynak, 2009). L'anomalie négative en Ce est attribuée au fractionnement de l'apatite.

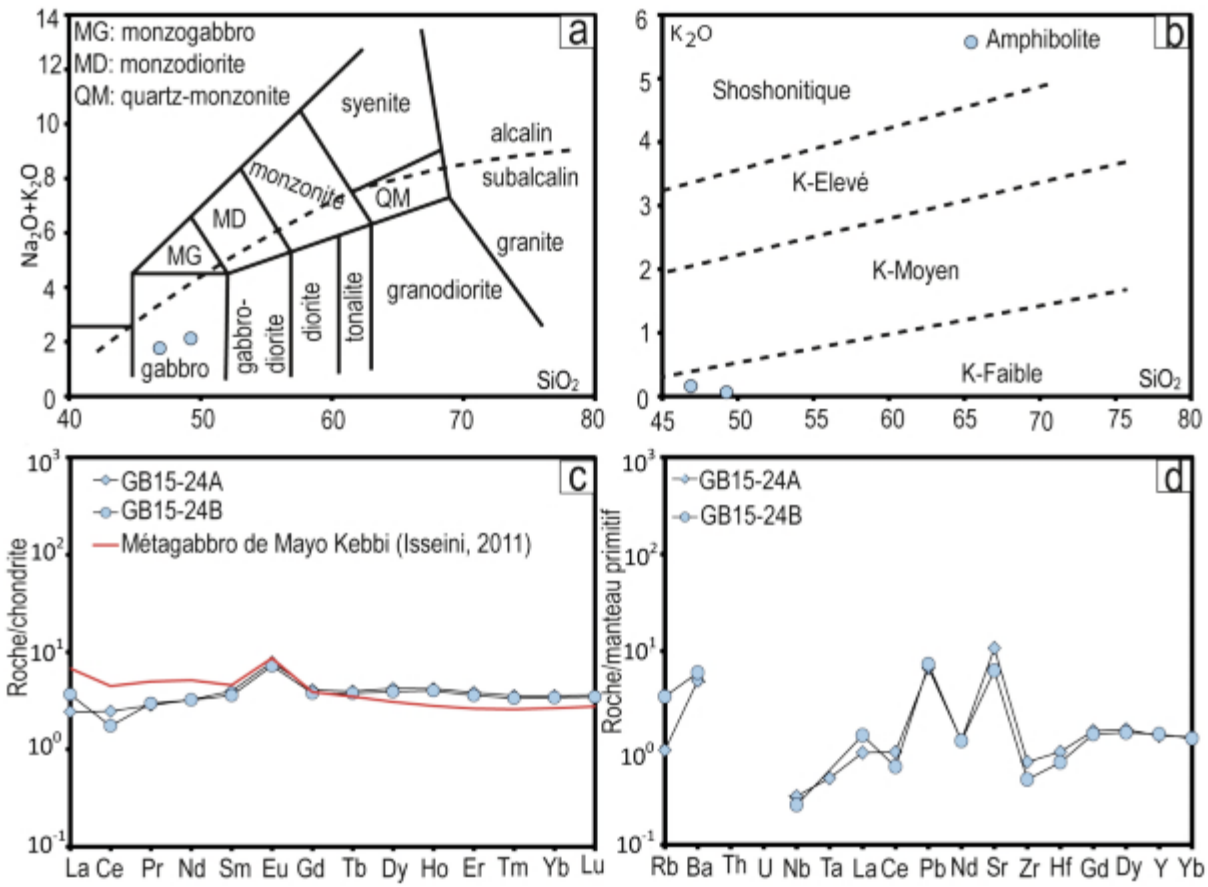


Figure V.4 : Classification des roches métamorphiques : a) diagramme Na_2O+K_2O vs SiO_2 de Le Maitre (1989) et Middlemost (1997) ; b) diagramme K_2O vs SiO_2 de Rickwood (1989) ; c) Spectre des terres rares normalisés aux valeurs chondritiques et d) Spectre multi-éléments normalisé au manteau primitif (McDounough et Sun, 1995) des roches orthoderivées.

3 Géochimie des éléments majeurs et en traces des granitoïdes

La série granodiorite-granite à biotite présente une composition en SiO_2 comprise entre 58-71% et se caracterise par une distribution en Al_2O_3, Na_2O et K_2O relativement semblable. Dans le diagramme de nomenclature Na_2O+K_2O vs SiO_2 de Le Maitre (1989) et Middlemost (1997), la granodiorite se situe dans le champ de quartz-monzonite avec une teneur élevée en potassium (figure V.5a, b) et présente une nature alcaline-calcique alors que les granites à biotite se situent dans le champ des granites sub-alcalin et présentent une nature alcaline-calcique à calco-calcique (figure V.5c). Le rapport A/CNK ($Al_2O_3/(CaO+K_2O+Na_2O)$) de ces roches est compris entre 0,96 et 1,02; ce qui leurs confère un caractère métalumineux à

peralumineux de type-I (figure V.6d). Ces roches montrent des compositions en éléments en trace très similaires, avec des valeurs très elevées en Ba (2036-801 ppm) et Sr (967-387 ppm). Les teneurs en Rb sont relativement faibles (206-135 ppm) et les rapports Rb/Sr (0,14-0,54) très faible. Les spectres des terres rares normalisés aux valeurs chondritiques (McDounough et Sun, 1995) montrent un enrichissement en LREE (4,23 ≤ La_N/Yb_N ≤ 6,44) par rapport aux MREE et HREE (2,8 ≤ Gd/Yb ≤ 3,2). Ces roches sont caracterisées par une anomalie negative très faible en Eu (0,77 ≤ Eu/Eu* ≤ 0,97) excepté l'échantillon GB16-24 de granite à biotite qui présente une anomalie faiblement positive en Eu (Eu/Eu*= 1,05). Ces spectres sont semblables à ceux des granitoïdes à hornblende et biotitite (Tchameni et al., 2006) ou aux gabbros post-tectonique (Kwekam et al., 2013) identifiés au Caméroun (figure V.6). Les spectres multi-éléments normalisés au manteau primitif (McDounough et Sun, 1995), montrent des anomalies négatives en Nb, Ce, Nd, Zr-Hf et des anomalies positives en Pb (pour l'ensemble de roches) et Sr (pour la granodiorite, et un échantillon de granite à biotite (GB16-24)).

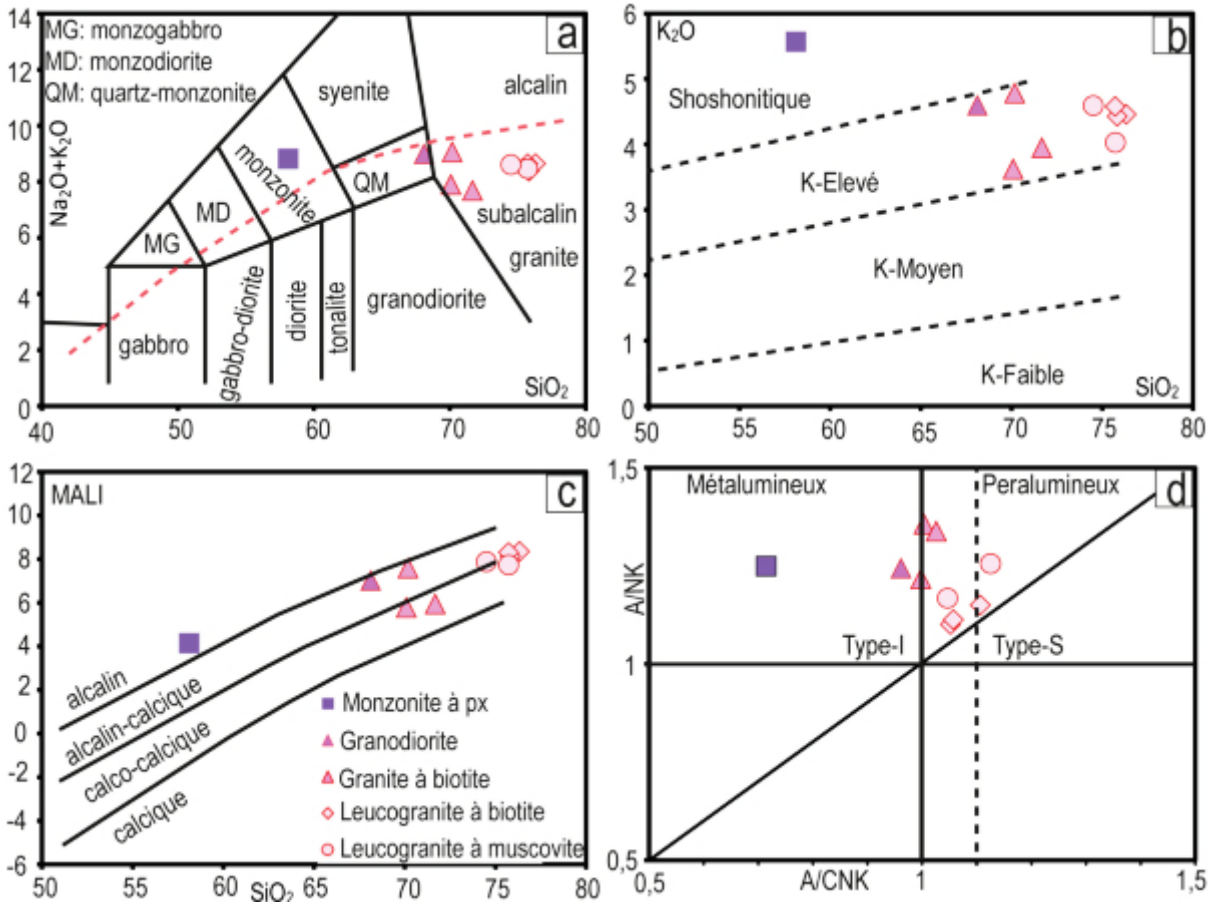


Figure V.5: Classification géochimique des éléments majeurs. a) diagramme Na_2O+K_2O vs SiO_2 de Le Maitre (1989) et Middlemost (1997) ; b) diagramme K_2O vs SiO_2 de Rickwood (1989) ; c)

diagramme MALI (Modified Alkali Lime Index ; Frost et al., 2001) ; d) diagramme A/NK vs. A/CNK (Maniar et Piccoli, 1989); d) A/CNK = molar Al2O3/(CaO + Na2O + K2O) versus SiO2 (wt%).

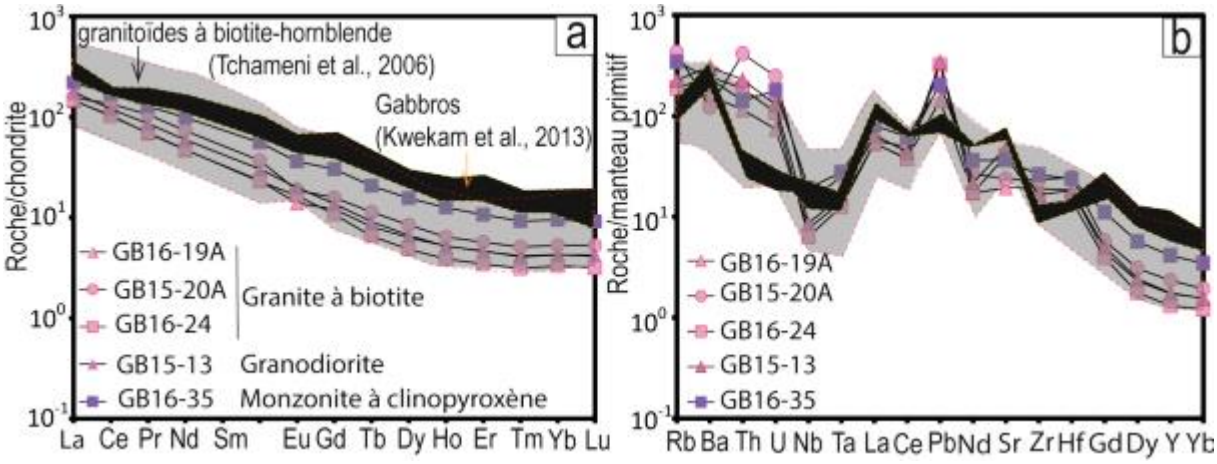


Figure V.6: a) Spectres des terres rares normalisés aux valeurs chondritiques et b) Spectre multi-élément normalisés au manteau primitif (McDounough et Sun, 1995) des granitoïdes potassiques et de monzonite à pyroxène comparés aux granitoïdes à hornblende-biotite syn-tectononiques (Tchameni et al., 2006) et aux gabbros post-tectoniques (Kwekam et al., 2013).

Les leucogranites à biotite (GB16-5, GB16-25A et GB16-25B) sont caracterisés par des teneurs élevées en SiO_2 (75-76%) et tombent dans le champ de granite sub-alcalin selon le digramme Na_2O+K_2O vs SiO_2 de Le Maitre (1989) et Middlemost (1997). Le rapport K_2O/Na_2O varie de 1,06 à 1,12. Ils présentent une affinité potassique à tendance calco-calcique (figure V.5b, c*).* Le rapport A/CNK ($Al_2O_3/(CaO+K_2O+Na_2O)$) varie de 1,05-1,10, ce qui leur confère le caractère peralumineux de type-I (figure IV.5d). Ces roches sont caractérisées par des teneurs faibles en Ba (8-27 ppm), Sr (4-8,6 ppm) et des teneurs élevées en Rb (710-794 ppm). Les rapports Rb/Sr sont très élevés (89-195). Les spectres des terres rares (figure V.7a, b) normalisés aux valeurs chondritiques (McDounough et Sun 1995) sont plats en LREE ($0,85 \leq (La/Yb)_N \leq 1,17$) et HREE ($1,11 \leq (Gd/Yb)_N \leq 1,11$) et montrent des anomalies fortement négative en Eu ($0,01 \leq Eu/Eu^* \leq 0,02$). Ces spectres sont semblables à ceux du pluton granitique de Zabili (Isseini, 2011), mais aussi à ceux des granitoïdes de Ngaoundéré qui sont légèrement enrichis en LREE avec une anomalie moyennement négatives en Eu (Tchaméni et al., 2006). Les spectres multi-éléments montrent des anomalies fortement négatives en Ba, et

Sr. Ces données géochimiques sont corrélables avec celles des leucogranite du nord Hymalaya (Liu et al., 2016)

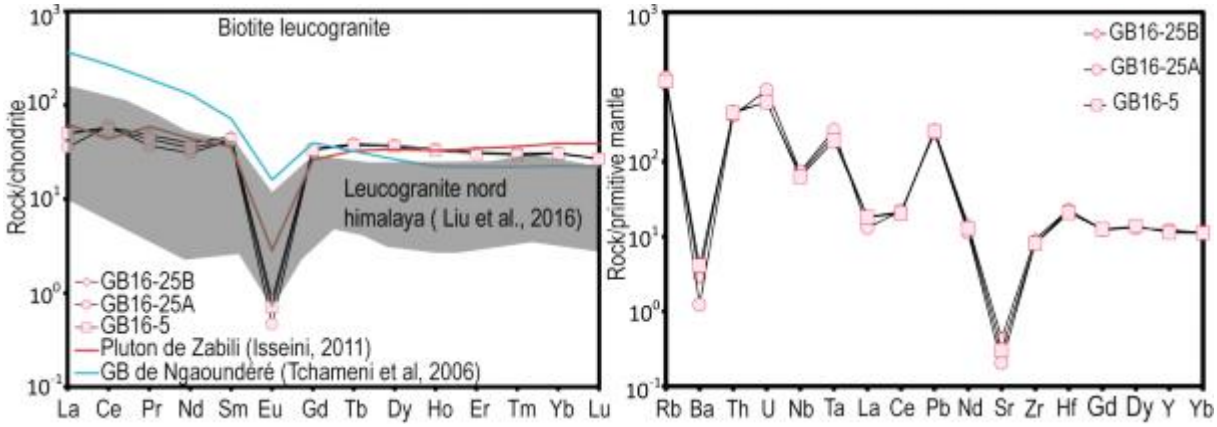


Figure V.7: a) Spectre des terres rares normalisés aux valeurs chondritiques et b) Spectre multi-éléments normalisés au manteau primitif (McDounough et Sun, 1995) des leucogranites à biotite comparés aux leucogranites Nord Hymalaya (Liu et al., 2016).

Les leucogranites à muscovite (GB16-3B et GB16-12) présentent une distribution en SiO_2, Na_2O et K_2O relativement semblable à celle des leucogranites à biotite (tableau V.4). Dans le diagramme Na_2O+K_2O vs SiO_2 de Le Maitre (1989) et Middlemost (1997), les leucogranites à muscovite tombent dans le champ de granite sub-alcalin et présentent une affinité potassique à tendance calco-calcique. Le rapport K_2O/Na_2O est compris entre 0,90-1,14 et celui de A/CNK ($Al_2O_3/(CaO+K_2O+Na_2O)$) = 1,04-1,12 relativement élevé indique leur caractère peralumineux, correspondant aux granitoïdes de type-S (figure V.5d). Ils présentent une teneur faible en Ba-Sr (41 ppm et 31 ppm) et une teneur moyenne en Rb (289 ppm). Le rapport Rb/Sr (9,09) est relativement élevé. Les spectres des terres rares normalisés (figure V.8a, b) aux valeurs chondritiques (McDounough et Sun 1995) montrent un enrichissement de LREE ($(La/Yb)_N$=3,15) par rapport aux HREE ($(Gd/Yb)_N$=0,34) et une anomalie négative en Eu (Eu/Eu*=0,45) pour l'échantillon GB16-3A. L'échantillon GB15-12 montre un appauvrissement en REE par rapport au premier et se caractérise par une anomalie faiblement positive en Eu (Eu/Eu*=1,14). Ces spectres montrent un léger enrichissement en HREE par rapport à ceux des granitoïdes à deux micas de Bafoussam (Djouka et al., 2007). Les spectres multi-éléments montrent des anomalies négatives en Ba, Nb, Ce, Sr et positives en U, Ta, Pb et Hf.

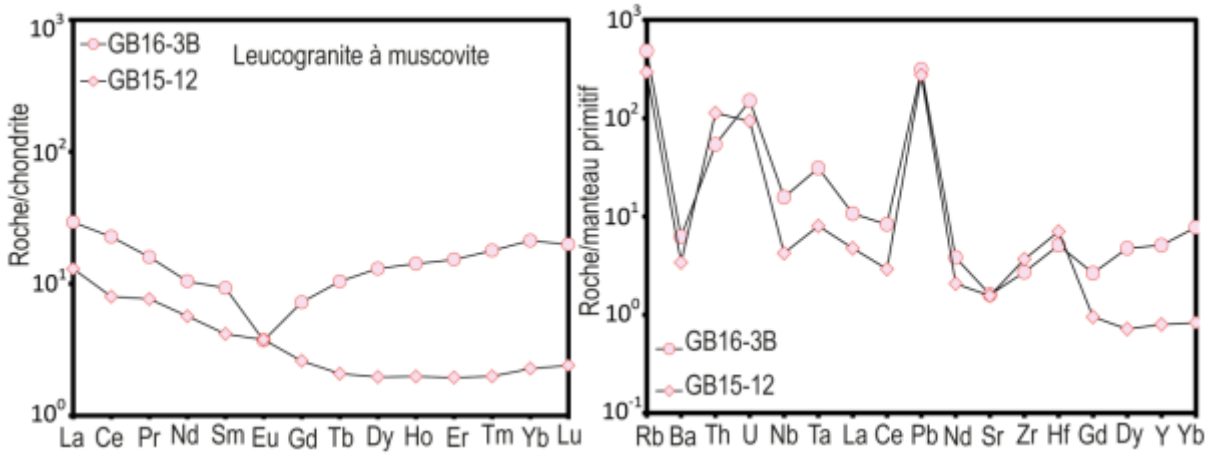


Figure V.8: a) Spectre des terres rares normalisés aux valeurs chondritiques et b) Spectre multi-élément normalisés au manteau primitif (McDounough et Sun, 1995) des leucogranites à deux micas.

La monzonite à pyroxène est caracterisée par une teneur intermediaire en SiO_2 (58%) et présente des valeurs en Al_2O_3, Na_2O et K_2O similaires à celles de la série granodiorite-granites à biotite. Dans le diagramme de nomenclature Na_2O+K_2O vs SiO_2 de Le Maitre (1989) et Middlemost (1997), la monzonite à pyroxène se situe dans le champ de monzonite et présente une affinité shoshonitique de nature alcaline (figure V.5b). Le rapport A/CNK ($Al_2O_3/(CaO+K_2O+Na_2O)$) de cette roche est de 0,71; ce qui lui confère un caractère métalumineux de type-I (figure V.6d). Elle est caracterisée par une valeur élevée en Ba (1550 ppm) et Sr (727 ppm). La teneur en Rb est relativement faible (206 ppm) et le rapport Rb/Sr (0,3) très faible. Les spectres des terres rares normalisés aux valeurs chondritiques (McDounough et Sun, 1995) montrent un enrichissement en LREE (La_N/Yb_N= 3,9) par rapport aux MREE et HREE (Gd_N/Yb_N= 3,2) (figure V.6a,b). Ces roches sont caracterisées par une anomalie négative très faible en Eu (Eu/Eu*= 0,87). Les spectres multi-éléments normalisés au manteau primitif (McDounough et Sun, 1995), montrent des anomalies négatives en Nb-Ta, Nd, Zr-Hf et des anomalies positives en Pb et Sr.

Dans le diagramme de Harker des éléments majeurs et en traces (figure V.9,10), les points représentatifs des differents types litologiques se repartissent en trois groupes. (i) les amphibolites ; (ii) l'association monzonite à pyroxène, granodiorite et granites à biotite ; (iii) les leucogranites à biotite et les leucogranite à muscovite. Les amphibolites sont riches en Mg#, Fe_2O_3, Al_2O_3, CaO, Cr et pauvres en Ba, Rb et La. Ces caracteristiques sont associés à une

origine mantellique. Les leucogranites à biotite et à muscovite sont pauvres en Mg#, Fe_2O_3, Al_2O_3, CaO, Cr , typique à ceux du nord Hymalaya (Liu et al., 2016) et seraient probablement d'origine crustale. La monzonite à pyroxène, la granodiorite et les granites à biotite sont caracterisés par des valeurs intermediaires en Mg#, Fe_2O_3, Al_2O_3, CaO, Cr et correspondent aux granitoïdes à biotite de Bafoussam au Cameroun (Djouka et al., 2007) ou aux granitoïdes G2-G3 du Mayo Kebbi au Tchad (Doumnang, 2006), attribués à la fusion du manteau et/ou d'un mélange de magma (manteau/croûte).

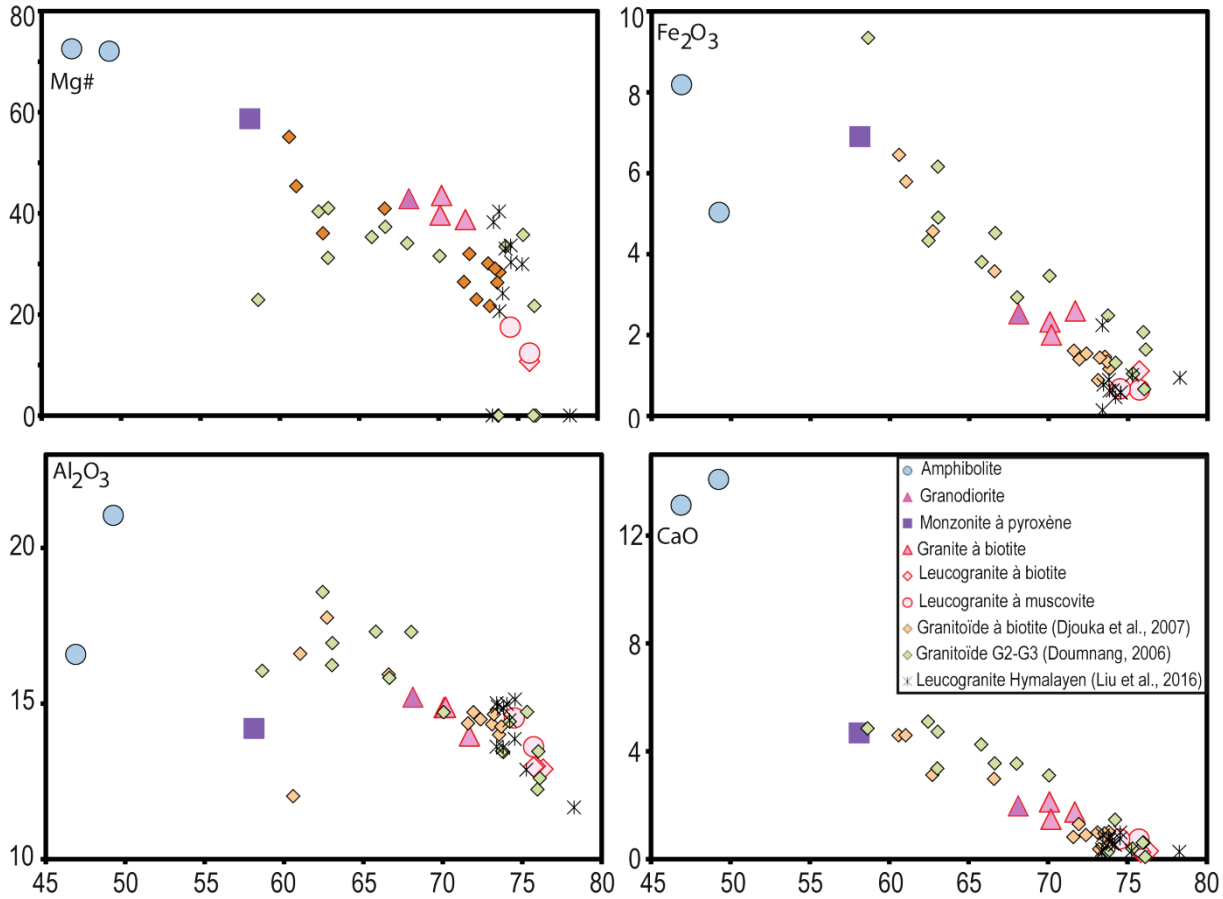


Figure V.9: Diagramme de type Harker des éléments majeurs des roches magmatiques du Ouaddaï comparées aux granitoïdes à biotite de Bafoussam au Cameroun (Djouka et al., 2007), aux granitoïdes G2-G3 du Mayo Kebbi au Tchad (Doumnang, 2006) et aux leucogranites nord Hymalayen (Liu et al., 2016).

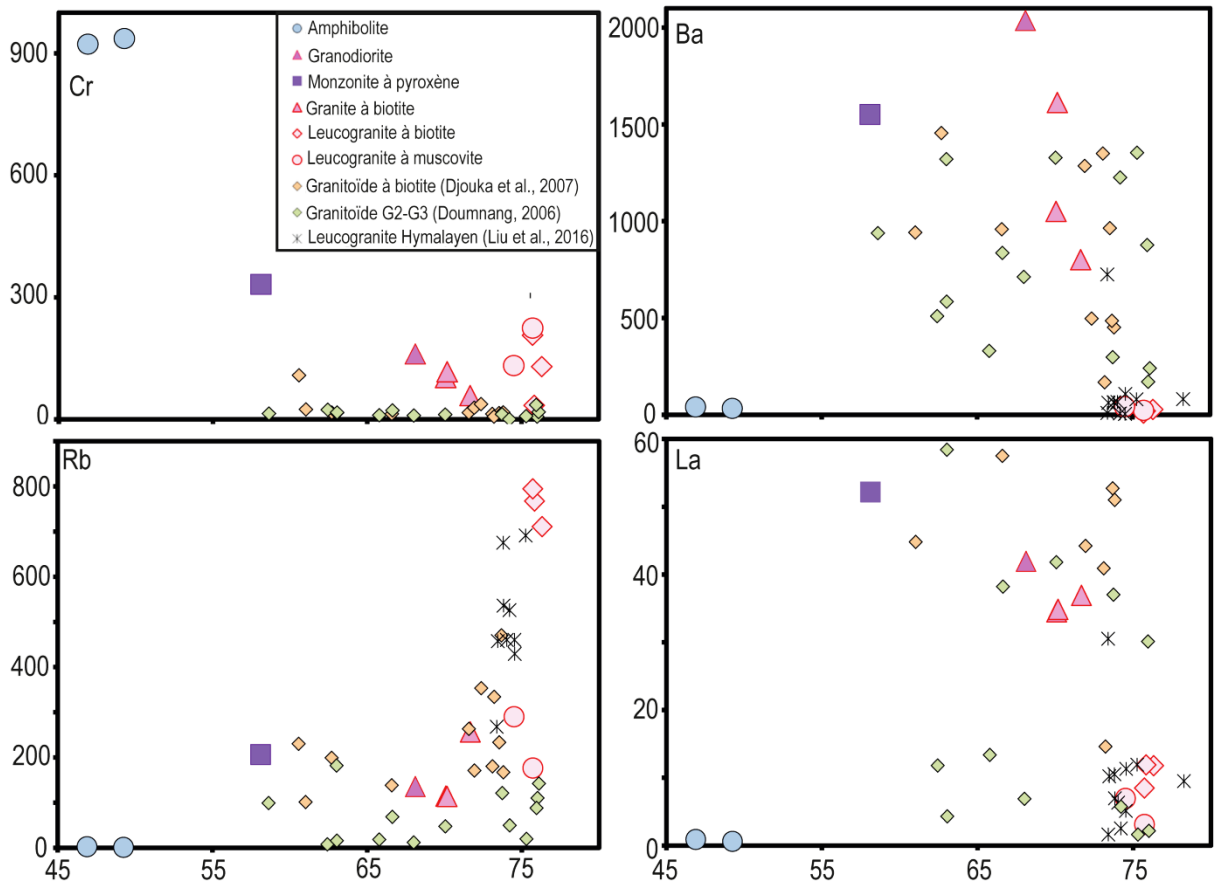


Figure V.10: Diagramme de type Harker des éléments en traces des roches magmatiques du Ouaddaï comparées aux granitoïdes à biotite de Bafoussam au Cameroun (Djouka et al., 2007), aux granitoïdes G2-G3 du Mayo Kebbi au Tchad (Doumnang, 2006) et aux leucogranites nord Hymalayen (Liu et al., 2016).

Tableau V.4: Composition chimique des éléments majeurs et en trace sur roches totales pare ICP-AES des roches magmatiques du OuaddaÏ. <L.D= inferieur à la Limite de Détection.

Lithologie	Monzonite à pyroxène	Granodiorite	Granite à biotite			Leucogranite à biotite			Leucogranite à muscovite	
Echantillon	GB16-35	GB15-13	GB16-19A	GB15-20A	GB16-24	GB16-5	GB16-25B	GB16-25A	GB16-3B	GB15-12
Oxides/wt%										
SiO2	58,12	68,12	70,09	71,68	70,18	76,32	75,83	75,72	74,51	75,73
Al2O3	14,20	15,20	14,87	13,96	14,88	12,89	12,99	12,96	14,53	13,61
Fe2O3	6,90	2,52	2,32	2,60	2,00	1,11	1,01	1,03	0,67	0,64
MnO	0,10	0,03	0,03	0,05	0,03	0,04	0,04	0,04	0,11	0,01
MgO	4,91	0,95	0,77	0,82	0,77	< L.D.	< L.D.	0,06	0,07	0,05
CaO	4,67	1,98	2,12	1,75	1,48	0,30	0,24	0,34	0,73	0,74
Na2O	3,25	4,40	4,28	3,74	4,28	4,19	3,95	4,06	4,02	4,44
K2O	5,57	4,60	3,63	3,95	4,79	4,46	4,43	4,58	4,59	4,03
TiO2	0,98	0,33	0,36	0,50	0,27	0,02	0,02	< L.D.	0,03	0,03
P2O5	0,56	0,12	0,11	0,21	0,10	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
PF	0,17	0,67	0,69	0,58	0,45	0,64	0,54	0,89	0,47	0,34
Total	99,42	98,91	99,27	99,84	99,22	99,96	99,05	99,68	99,73	99,61
Trace/ppm										
Cr	331,66	160,60	102,49	57,99	116,48	129,12	33,95	206,41	131,78	223,90
Co	23,58	5,45	4,92	4,45	4,19	0,61	0,77	1,50	0,65	0,79
Ni	125,10	22,65	43,69	11,20	18,79	22,26	10,67	69,34	25,17	33,89
Rb	206,01	135,50	114,25	256,40	113,38	710,61	767,16	794,29	289,84	176,10
Sr	726,82	967,80	387,16	469,50	804,47	5,99	8,61	4,06	31,86	30,98
Cu	44,36	8,35	22,43	< L.D.	4,66	2,10	4,26	9,52	2,68	< L.D.
Zn	81,04	52,87	54,76	87,52	50,77	38,85	48,48	63,07	14,61	16,51
Cs	7,49	3,14	3,70	8,44	2,66	20,42	20,19	14,73	33,41	1,49
Ba	1550,67	2036,00	1050,14	801,10	1613,02	27,03	18,77	8,07	41,03	22,43
Sc	15,42	3,24	3,73	4,63	2,73	1,15	1,27	1,18	1,54	1,37
V	118,93	26,02	33,25	37,01	20,14	2,55	1,58	3,30	2,52	5,21
Ta	1,02	0,58	0,52	0,93	0,47	7,08	8,32	9,76	1,15	0,30
Nb	12,63	5,68	5,04	9,22	4,18	41,34	44,84	48,55	10,32	2,79
Zr	273,94	173,90	200,88	244,10	138,77	84,27	96,60	85,43	28,41	38,55
Hf	6,71	5,15	5,21	6,96	4,07	5,87	6,51	6,37	1,44	1,99
Th	11,20	18,14	9,16	32,88	14,88	35,71	37,44	33,12	4,29	8,96
U	4,12	2,99	1,70	5,68	2,47	14,47	14,22	20,88	3,46	2,16
Y	17,74	7,55	7,42	10,06	5,64	48,66	50,72	52,63	21,90	3,42
La	52,15	41,94	34,49	36,92	34,85	11,76	11,90	8,48	6,93	3,07
Ce	103,95	73,52	63,58	82,85	62,44	34,24	35,86	36,86	13,90	4,89
Pr	11,86	7,96	6,38	9,83	6,47	4,06	4,47	3,43	1,48	0,71
Nd	45,30	27,08	21,47	33,42	21,66	16,03	17,97	14,18	4,77	2,59
Sm	8,27	4,49	3,46	5,45	3,37	6,26	6,84	6,22	1,37	0,62
Eu	2,03	1,12	0,78	1,05	0,93	0,04	0,05	0,03	0,21	0,21
Gd	6,03	2,73	2,41	3,14	2,14	6,63	6,83	6,81	1,44	0,52
Tb	0,75	0,33	0,29	0,41	0,24	1,35	1,36	1,41	0,38	0,08
Dy	3,83	1,64	1,55	2,07	1,19	8,88	8,82	9,28	3,20	0,48
Ho	0,69	0,28	0,28	0,35	0,21	1,79	1,78	1,87	0,77	0,11
Er	1,71	0,75	0,74	0,91	0,55	4,88	4,88	5,05	2,44	0,31
Tm	0,23	0,10	0,10	0,13	0,08	0,72	0,73	0,76	0,44	0,05
Yb	1,53	0,68	0,69	0,85	0,53	4,90	4,97	5,02	3,41	0,37
Lu	0,22	0,10	0,10	0,13	0,08	0,66	0,66	0,67	0,49	0,06
Pb	29,80	51,71	21,41	31,65	47,98	38,10	39,90	36,24	46,86	41,01

4 Synthèse des données géochimiques (éléments majeurs, traces)

L'ensemble des roches métasédimentaires (métapelites, paragneiss, quartzite à phengite), sont probablement issues des grauwackes et arkoses. Ces roches sont caractérisées par un enrichissement en LREE par rapport au HREE et présentent une anomalie négative en Eu (0,59 ≤ (Eu/Eu*) ≤ 1). Ces signatures géochimiques sont caractéristiques des matériaux

provenant d'une remobilisation de materiaux continentaux (McLennan et al., 1990), comparable à ceux de la croûte supérieure, proche des Shales Post Archéens d'Australie et des shales Nord Americain. Dans les diagrammes Th/Sc vs Zr/Sc de McLennan et al, (1993) et K_2O vs Rb de Froyd et al, (1989), la composition de ces métasediments se situe entre celles des granites et granodiorites et impliquent une source felsique à intermédiaire (figure V.11a, b).

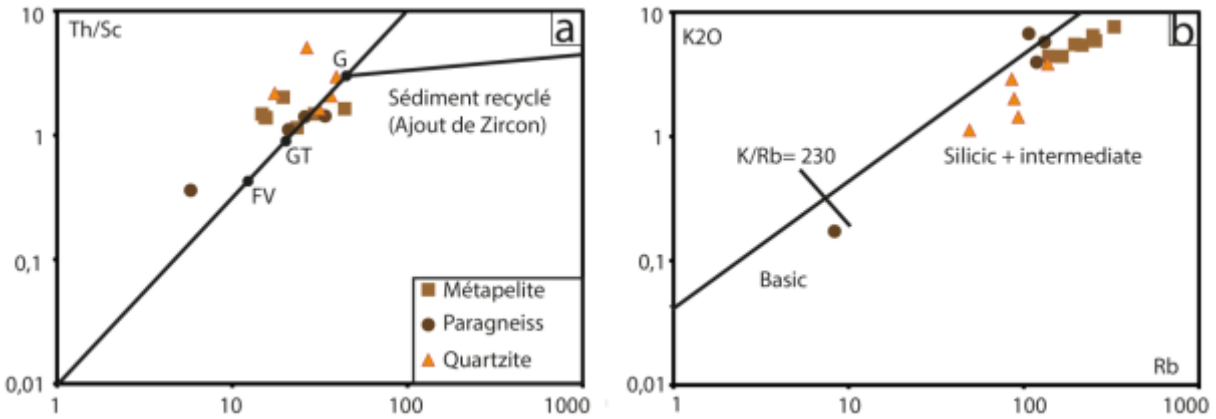


Figure V.11 : Diagrammes de discrimination géotechnique des métasédiments. a) Th / Sc vs Zr / Sc (McLennan et al ., 1993). G : Granite, GT : Granodiorite et FV : Roches volcaniques felsiques sont après Condie (1993). b) Rb-K_2O (Floyd et al., 1989), K/Rb=230 correspond à une tendance magmatique.

Les amphibolites présentent une tendance subalcaline et suggèrent une origine probable à partir d'un protolithe gabbroïque tholéiitique ; ce qui est en accord avec les teneurs faibles en K_2O, SiO_2, et des teneurs élevées en MgO, CaO, et Al_2O_3 (classification des séries tholéiitiques de Peccerillo et Taylor (1976) ; Maury (1984)). Ces amphibolites sont caractérisées par des spectres appauvris avec des anomalies négatives en Nb, Ce, Zr-Hf, comparables aux basaltes des arcs des Tonga, des iles Sandwich du Sud (Gill, 1981 ; Ewart et Hawkesworth, 1987 ; Saunders et Tarney (1984)) ou encore aux basaltes des bassins d'arrière-arc du Nord de Fidjien et du bassin de Lau (Hawkins et Melchior, 1985).

Les leucogranites à biotite sont caractérisés par une affinité potassique à tendance alcaline-calcique à calco-calcique et correspond aux granitoïdes peralumineux (A/CNK= 1,05-1,10) de type I tandis que les leucogranites à muscovite montrent un caractère peralumineux à hyperalumineux (A/CNK= 1,04-1,12) et correspondent aux granitoïdes de type-I-S. Ils sont

caracterisés par un enrichissement en LREE et des anomalies négatives prononcées en Eu pour les leucogranites à biotite, comparable à ceux des métasédiments. Ils sont probablement issus de la fusion partielle de ces derniers (sédiments).

La série granodiorite-granites à biotite est caractérisée par une affinité potassique à tendance alcaline-calcique à calco-calcique et correspond aux granitoïdes métalumineux (A/CNK=0,71-1,02) de type I, marqué par une anomalie négative très faible en Eu (Eu/Eu*= 0,87-0,97). La monzonite à pyroxène se caractérise par une affinité shoshonitique de nature alcaline et présente une composition en éléments en trace similaire aux granitoïdes métalumineux de type-I.

5 Géochimie isotopique (Sm/Nd)

Le samarium possède 7 isotopes dont deux présentent un intérêt en datation: le ^{147}Sm, qui se désintègre en ^{143}Nd avec une période de 106 Ga, et le ^{146}Sm, aujourd'hui éteint, qui se désintégrait en ^{142}Nd avec une période de 103 Ma. Le néodyme possède également 7 isotopes, tous stables, et dont seuls le ^{142}Nd et le ^{143}Nd sont en partie radiogéniques. Le samarium et le néodyme sont généralement incompatibles dans les principales phases minérales du manteau supérieur. Par conséquent, leur concentration est élevée dans les liquides produits par fusion partielle des roches du manteau et le budget en Sm et Nd de la Terre silicatée est ainsi en grande partie contrôlé par les différents réservoirs crustaux. Le samarium possédant un rayon ionique légèrement inférieur à celui du néodyme (Shannon, 1976), ce dernier est légèrement plus incompatible que le samarium, et ces éléments subissent un fractionnement lors de la fusion partielle. La croûte continentale possède ainsi un rapport Sm/Nd inférieur à celui du manteau primitif, ce qui requiert l'existence d'un réservoir mantellique complémentaire, caractérisé par un rapport Sm/Nd élevé. Le système isotopique ^{147}Sm/^{143}Nd a ainsi été envisagé comme un outil permettant d'établir des contraintes sur la différenciation de la croûte et du manteau au cours de l'histoire de la Terre.

5.1 Résultats et interprétations des isotopes Sm/Nd

Les résultats des échantillons de roches métamorphiques et magmatiques soumises à l'analyse isotopique Sm/Nd sont reportés dans le tableau VII.1. L'étude de ces isotopes permet de tracer les caractéristiques des potentiels réservoirs isotopiques crustaux ou mantelliques (ou mixtes) des roches (métamorphiques, magmatiques et sédimentaires). Elle permet également de calculer plusieurs paramètres isotopiques :

1. Calcul des âges modèles par rapport au manteau appauvri, dont les interprétations dépendent des types de roches étudiées (Rollinson, 1993) :

- L'âge modèle des roches magmatiques dérivées de la fusion partielle de la croûte continentale, renvoie à l'âge de leur protolithe ;
- L'âge modèle des roches magmatiques issues de la fusion partielle du manteau, reflète l'âge de l'extraction de leur protolithe basaltique, dérivé de la fusion partielle du manteau. Cet âge est donc proche de l'âge de cristallisation de ces granites. Les granitoïdes d'origine mixte (croute/manteau), restent cependant ardus à interpréter ;
- L'âge modèle des métasediments, représente soit l'âge minimum de résidence crustale ou soit la moyenne des âges de résidence crustale.

2. Calcul de $\varepsilon^{t}Nd$ qui est la mesure de l'écart à un âge donné (t) entre les rapports ($^{143}Nd/^{144}Nd$) respectivement d'un échantillon et du réservoir chondritique uniforme (en Anglais, CHUR ; De Paolo et Wasserburg, 1976) représentant l'évolution isotopique d'un système idéalement clos depuis la création du système solaire. Ce calcul se fait à t= âge de cristallisation de la roche (en Ma) ou t= 0 Ma (actuel) ; il peut aussi se faire à un âge t donné pour pouvoir comparer les signatures isotopiques entre plusieurs roches à un instant donnée.

- $\varepsilon^{t}Nd = 0$, indique que la roche a conservé le même rapport isotopique que le CHUR jusqu'à l'âge t ;
- $\varepsilon^{t}Nd > 0$, indique une une roche dont le magma parent est issu d'un mateau appauvri;
- $\varepsilon^{t}Nd < 0$, indique une origine crustale (ou du manteau enrichi).

3. Le calcul des rapports $^{147}Sm/^{144}Nd$ qui représentent enfin une référence essentielle dans l'interprétation des signatures isotopiques mesurées dans les différents réservoirs terrestres.

Ces différents paramètres isotopiques sont en relation avec le modèle d'évolution du manteau et négligent cependant le recyclage de la croûte.

Tableau VII.1: résultat des isotopes de strontium de l'ensemble des roches étudiées. Les valeurs ƐNd par rapport au CHUR et les âges modèles par rapport au manteau appauvri ont été calculé avec les valeurs suivantes (De Paolo, 1981) : $^{143}Nd/^{144}Nd$= 0,512638, $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0,1967 pour CHUR et $^{143}Nd/^{144}Nd$= 0,513114, $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0,222 pour le manteau appauvri (Faure, 1986).

Sample	Sm (ppm)	Nd (ppm)	143Nd/144Nd	± (2σ)	143Nd/144Nd (620 Ma)	147Sm/144Nd	εNd (0)	εNd (520 Ma)	TDM (Ga)
Amphibolite									
GB15-24A	0,589	1,481	0,513020	0.000012	0,512043	0,240388	7,45	4,4	
GB15-24B	0,53	1,474	0,512907	0.000012	0,512024	0,217335	5,25	3,8	
Granodiorite									
GB15-13	4,487	27,08	0,511540	0.000008	0,511133	0,100152	-21,42	-14,7	1,96
Monzonite à pyroxène									
GB16-35	8,2704	45,2959	0,511729	0.000007	0,511281	0,110362	-17,73	-11,8	1,88
Granite à biotite									
GB15-20A	5,448	33,42	0,512057	0.000005	0,511657	0,098533	-11,33	-4,5	1,3
Leucogranite à biorite									
GB16-5	6,2597	16,0302	0,511866	0.000007	0,510907	0,23603	-15,06	-17,8	
Leucogranite à muscovite									
GB16-3B	1,3698	4,7702	0,512021	0.000014	0,511316	0,173569	-12,04	-10,4	3,41
GB15-12	0,615	2,59	0,512312	0.000008	0,511729	0,143525	-6,36	-2,7	1,55
Paragneiss à amphibole									
GB15-22A	4,576	26,24	0,511218	0.000006	0,510790	0,105408	-27,7	-21,4	2,47
Paragneiss à grenat et biotite									
GB16-23A	12,3661	60,3387	0,511911	0.000007	0,511408	0,123877	-14,18	-9,1	1,86

5.1.1 Roches métamorphiques

Le paragneiss à amphibole (GB15-22A) et paragneiss à grenat-biotite (GB16-23A) sont caractérisés par un rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$ relativement bas (0,105 et 0,12) avec une valeur de $ƐNd_{540Ma}$ (-21,4 et -9,1) fortement à moyennement négative.

Les amphibolites (GB15-24A et GB15-24B) se caractérisent par des rapports $^{147}Sm/^{144}Nd$ très élevés (0,217 et 0,240) et des valeurs de $Ɛ^{0}_{Nd}$ actuels positives comprises entre +5,25 et +7,45 (valeurs recalculées à 540 Ma : +4,4 et +3,8). Ces valeurs sont caractéristiques du manteau et suggèrent donc une origine par fusion partielle d'un manteau appauvri pour le protolithe magmatique des amphibolites, ce qui concorde avec leur spectre de terres rares plat. Les âges modèles Nd n'ont pas été calculés car le rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$ est similaire à celui du manteau appauvri.

5.1.2 Granitoïdes

La granodiorite et le granite à biotite (GB15-13 et GB15-20A) sont caractérisés par un rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$ relativement bas (0,100 et 0,098) avec des εNd_{540MA} (-14,7 et -4,5) fortement à faiblement négatifs.

Le leucogranite à biotite (GB16-5) possède un rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$ relativement élevé (0,236) avec une valeur εNd_{540MA} (-17,8) fortement négatives.

Les granites à muscovite (GB15-3B et GB15-12) sont caractérisés par des rapports $^{147}Sm/^{144}Nd$ relativement faible (0,17 et 0,14) avec des valeurs εNd_{540MA} (-10,4 et -2,7) fortements à faiblements négatives.

La monzonite à pyroxène (GB16-34) est caractérisée par un rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$ relativement faible (0,110) avec une valeur εNd_{540MA} fortement négative malgré ses caracteristiques géochimiques compatibles avec une origine mantellique du magma parent.

5.2 Les âges modèles du Néodyme

L'ensemble des échantillons sélectionnés ont été soumis aux calculs des âges modèles du néodyme (T_{DM}). Ces âges nous indiquent potentiellement l'âge d'extraction à partir du manteau appauvri. Pour des échantillons qui ont un rapport élevé en $^{147}Sm/^{144}Nd$ (≥ 0,200), l'âge TDM calculé n'a pas de signification géologique (cas des amphibolites GB15-24A, GB15-24B et de leucogranite à biotite GB16-5) car $\varepsilon Nd_{(t)}$ est parallèle à la la courbe du manteau appauvri. Notons que si l'âge TDM correspond à l'âge de cristallisation, alors on peut suggérer qu'il s'agit de matériel juvénile (directement issu de la fusion partielle du manteau enrichi). Quatre groupes d'âges modèles sont répertoriés :

- Ages modèles archéen ca. 3,41 Ga pour un échantillon de leucogranite à muscovite, âge pour le protolithe à partir duquel il se différencie ;
- Ages modèles Paléoprotéroïques entre ca. 2,47 et ca. 1,86 Ga pour deux échantillons de paragneiss, âge pour le temps de résidence dans les niveaux crustaux ;
- Ages modèles paléoprotérozoïques entre ca. 1,96 et ca. 1,88 Ga pour un échantillon de granodiorite et un échantillon de monzonite à pyroxène, âges du protolithe;
- Ages modèles Mésoprotérozoïque ca. 1,55 Ga et ca. 1,30 Ga pour un échantillon de granite à biotite (GB15-20A) et de leucogranite à muscovite (GB15-12), âge du protolithe.

6 Synthèse des signatures isotopiques (Sm/Nd)

Un échantillon de paragneiss à amphibole et de paragneiss à grenat-biotite sont caracterisés par des valeurs de εNd_{540Ma} (-21,4 et -9,1) fortement à moyennement négative, typique d'une origine crustale avec des âges modèles Archéens à Paléoprotérozoïques (2,4 Ga et 1,8 Ga).

les amphibolites sont caracterisées par des valeurs de εNd_{540MA} (+4,4 et +3,8) positives, typique du manteau et suggèrent donc une origine par fusion partielle d'un manteau appauvri pour le protolithe magmatique.

Les leucogranites à biotite sont caractérisés par des valeurs en εNd_{540MA} (-17,8) forlement négative pour les leucogranites à biotite ou moyennement à faiblement négative (εNd_{540MA} = -10,4 et -2,7) avec des âges modèle archéens à mésoprotérozoïques (3,4 Ga et 1,5 Ga) pour le leucogranite à muscovite. Ces âges modèles sont identiques à ceux obtenus dans les sédiments ; ce qui montre clairement que les leucogranites à biotite/muscovite sont issus de la fusion partielle des sédiments.

La série granodiorite-granites à biotite est caractérisée des signatures isotopiques globalement enrichie (croûte ou manteau enrichi) avec des valeurs εNd_{540MA} (-14,8, -11,8 et -4,5) négatives. Les âges modèles se situent entre ca. 1,96, 1,8 et ca. 1,3 Ga (paléoprotérozoïque à mésoprotérozoïque). Les données pétrologique et géochimique de ces roches sont typiques à celles des granitoïdes potassiques synt-à-post-tectoniques issus du manteau lithosphèrique subcontinental observés dans la Ceinture Orogenique d'Afrique Centrale (Tchameni et al., 2006 ; Kwekam et al., 2013). Les signatures isotopiques crustales obtenues sur ces roches seraient probablement liées à un mélange de magma (manteau-croûte) ou soit à la contamination du manteau subcontinental enrichi (Carlson et Ivring, 1994).

CHAPITRE VI:

GEOCHRONOLOGIE DES ROCHES METAMORPHIQUES ET PLUTONIQUES

DU SUD DU OUADDAÏ

CHAPITRE VI: GEOCHRONOLOGIE DES ROCHES METAMORPHIQUES ET PLUTONIQUES

DU SUD DU OUADDAÏ

1 Introduction

L'objectif de ce chapitre est de déterminer (i) l'âge des sources des protolithes des roches métasédimentaires, (ii) l'âge de mise en place des roches magmatiques et (iii) l'âge du métamorphisme des roches exposées dans la partie méridionale du massif du Ouaddaï. Pour ce faire, des analyses isotopiques U-Pb sur zircon sélectionnés ont été effectuées sur trois (03) échantillons de quartzite (GB15-7, GB15-25 et GB15-1B), et quatre échantillons de roches plutoniques (leucogranite à biotite GB16-5, leucogranite à muscovite GB15-12, granite à biotite GB15-20A et monzonite à pyroxène GB16-35). Dans le but de déterminer l'âge du métamorphisme, les analyses isotopiques U-Th-Pb sur monazite en lame mince ont été effectuées sur un échantillon de métapelite (GB16-3A). Les résultats des analyses sont reportés en annexe (tableaux 2, 3, 4, 5, 6 et 7).

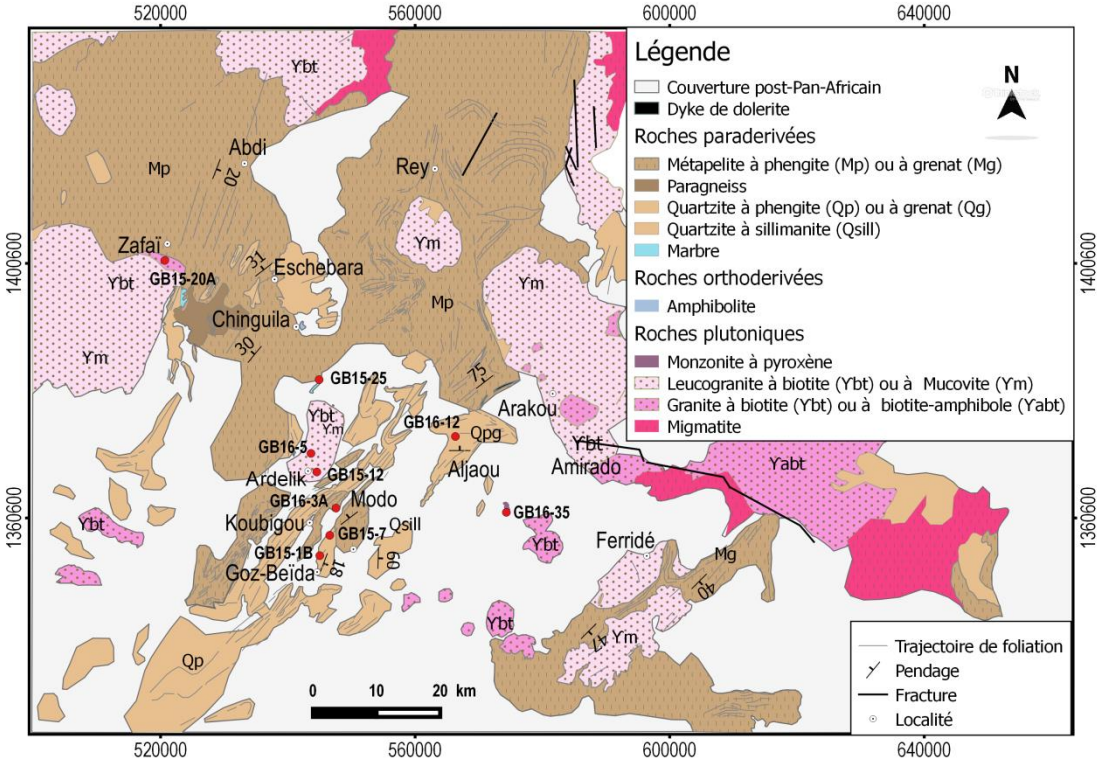


Figure VI.1: Carte géologique de la partie méridionale du massif du Ouaddaï avec le positionnement des échantillons datés.

2 Géochronologie U-Pb sur zircon des roches métasédimentaires

2.1 Quartzite à phengite

Les grains de zircons issus des images MEB (microsonde électronique à balayage) et cathodoluminescences des échantillons de quartzite à phengite (GB15-7, GB15-25 et GB15-1b) sont caractérisés par des formes variées (figure VI.2 ou figure 4, 5 et 6 en annexe). Certains sont allongés à bordures sub-arrondie, plus ou moins émoussées indiquant une origine détritique. Certains de ces grains détritiques et d'autres présentent des zonations oscillatoires suggérant une cristallisation au sein d'un magma origine magmatique (*Corfu, 1995*). Les zircons de l'échantillon GB15-25 sont marqués par des zones de dissolution recristallisation tandis que ceux de GB15-1b, sont caractérisés par des cœurs hérités à bordure plus ou moins fracturée. Ces roches sont caractérisées par des âges apparents $^{207}Pb/^{206}Pb$ qui s'étalent entre ca. 2,6 à ca. 0,6 Ga. Dans les diagrammes concordia, ces échantillons se caractérisent par des âges discordants, fortement affectés par la perte de plomb et s'étalant entre ca. 2,6 Ga et ca. 1.0 Ga (figure VI.3). Ces âges sont interprétés comme celui des roches sources qui ont été érodées et constituent la source des sédiments protolithes des quartzites. Ces zircons detritiques sont caracterisés par des rapports élevés en Th/U typiques d'une cristallisation magmatique (tableau 2, 3 en annexe). Seul un de ces trois échantillons donne un âge concordant de 602 ± 3 Ma sur les bordures des grains de zircon et des âges discordants qui s'etalent jusqu'à ca. 620 Ma. Ces tranches d'âges correspondraient potentiellement à l'âge du métamorphisme reconnu dans le Pan-Africain et sont caracterisés par des rapports Th/U faibles typiques d'une cristallisation métamorphique (tableau 2, 3 et 4 en annexe).

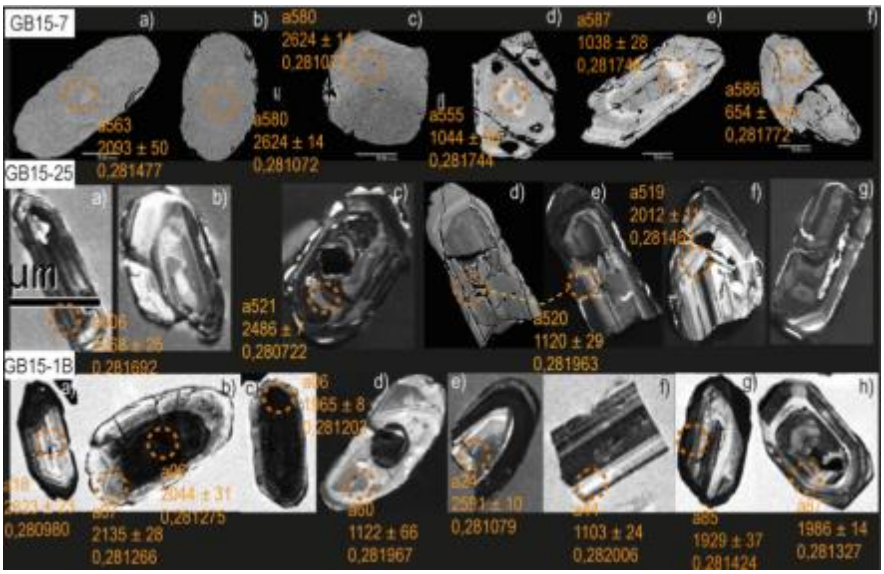


Figure VI.2: Images MEB et cathodoluminescence de quelques grains de zircons représentatifs des quartzite à phengite (GB15-7, GB15-25 et GB15-1B) avec des âges apparents $^{207}Pb/^{206}Pb$ et des rapports $^{176}Hf/^{177}Hf_t$.

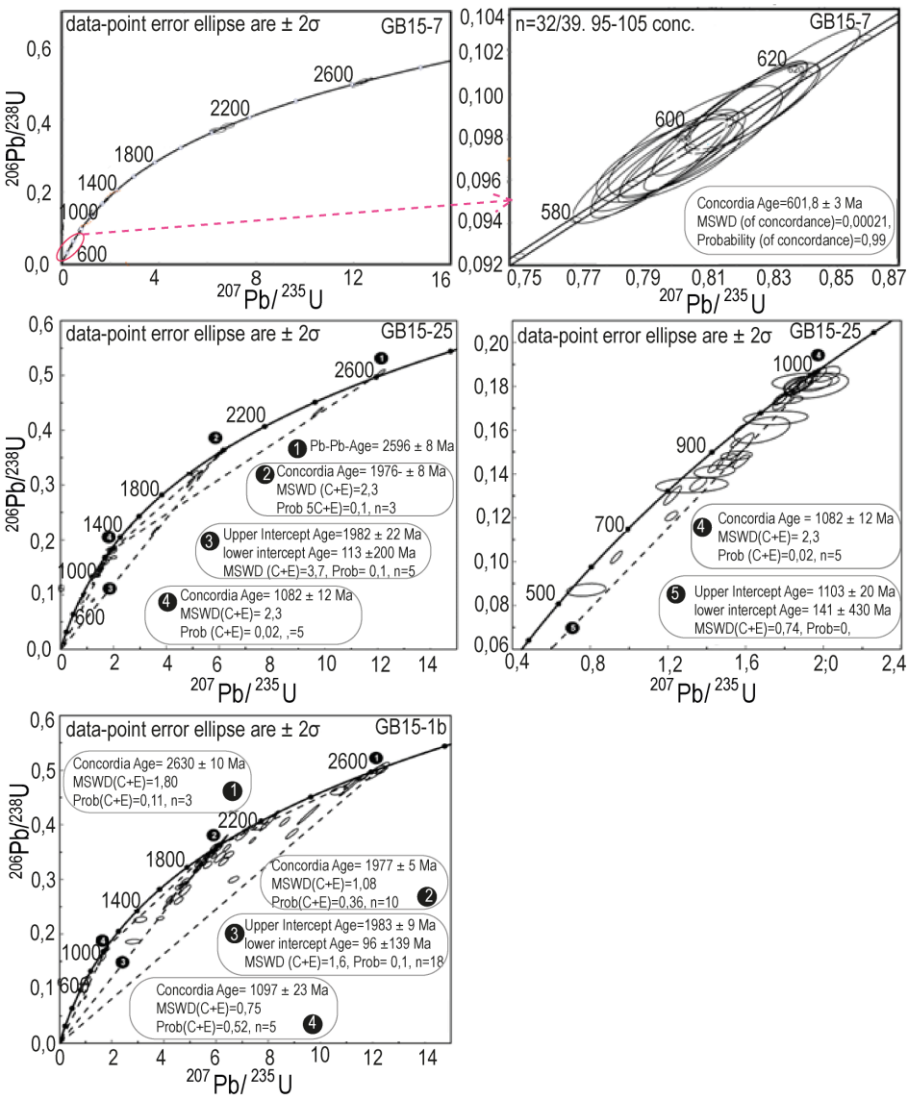


Figure VI.3: Diagramme concordia des quartzites à phengite de la partie méridionale du Ouaddaï.

3 Géochronologie U-Pb sur zircon des roches plutoniques

Les grains de zircon de roches plutoniques sont caractérisés par des formes allongées à terminaisons plus ou moins prismatiques (figure VI.4 ou figure 7, 8 et 9 en annexe). Le leucogranite à biotite montre des cœurs hérités et présente des zonations oscillatoires tandis que le leucogranite à muscovite (GB15-12) montre une texture interne caractérisée par des fractures associées à des zones de forte luminescence et des zones sombres, typique des

zircons métamictes. Ces roches sont caractérisées par des âges apparents $^{207}Pb/^{206}Pb$ qui s'étalent entre ca. 2,9 Ga et ca. 0,6 Ga (leucogranite à biotite) et entre ca. 0,8 Ga et ca. 0,5 Ga pour le leucogranite à muscovite (tableau 5, 6 et 7 en annexe). Dans les diagrammes concordia (figure VI.5), le leucogranite à biotite est caractérisé par des âges U-Pb sur zircon discordants avec des intercepts supérieurs entre ca. 3,0 Ga, ca. 2,6 Ga et ca. 2150 Ma. Ces âges correspondent aux âges des roches qui ont partiellement fondu à la source de ce granite. L'âge concordant de 635,4 ± 2,5 Ma (MSWD = 1.3) représente l'âge de cristallisation pour ce leucogranite avec des rapports Th/U relativement élevés entre 0,14-4,01. Notons que la présence de zircons hérités d'âges archéens à paléoprotérozoïques obtenus sur ce leucogranite, témoingnent de sa source sédimentaire. Le leucogranite à muscovite est également affecté par la perte du plomb mais caractérisé par l'absence de zircons hérités. Les âges obtenus sur ces zircons metamictes sont en général imprécis et difficilement interprétables mais quelques grains donnent un âge concordant de 613 ± 8 Ma (MSWD = 0,16) cohérent avec les âges reconnus pour les roches plutoniques dans la Ceinture Orogenique Pan-Africaine d'Afrique Centrale. Cet âge pourrait être interprété comme l'âge de cristallisation du leucogranite. Des rapports Th/U compris entre 0,19 et 1,84, soulignent une origine magmatique pour cet échantillon.

Le granite à biotite est caracterisé par des zircons aux cœurs hérités donnant un intercept supérieur ou spots concordants à ca. 1,05 Ga (figure VI.6a) et des zircons à bord magmatiques donnant un intercept inferieur avec un âge concordant à 538 ± 5 Ma (figure VI.6b), interpété comme l'âge de cristallisation. La monzonite à pyroxène est caractérisée par quelques rares zircons non zonés avec des âges $^{206}Pb/^{238}U$ discordants entre 504 ± 28 et 544 ± 31 Ma (figure VI.6c). Les rapports Th/U sont très élevés entre 3,8 à 6,8.

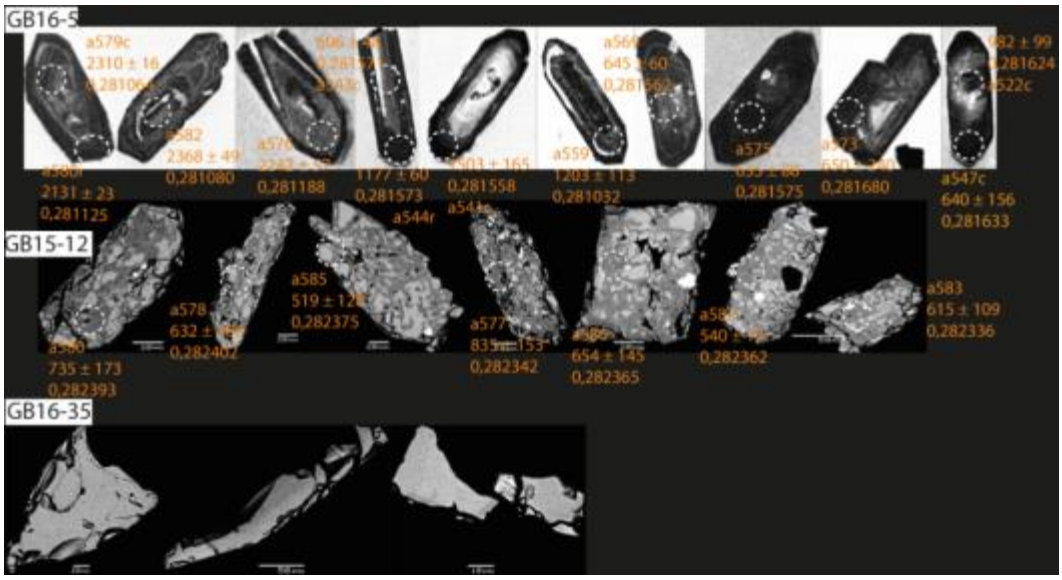


Figure VI.4: Images cathodoluminescence et MEB de quelques grains de zircons représentatifs de leucogranite à biotite (GB16-5) et de leucogranite à muscovite (GB15-12) avec des âges apparents $^{207}Pb/^{206}Pb$ et des rapports $^{176}Hf/^{177}Hf_t$.

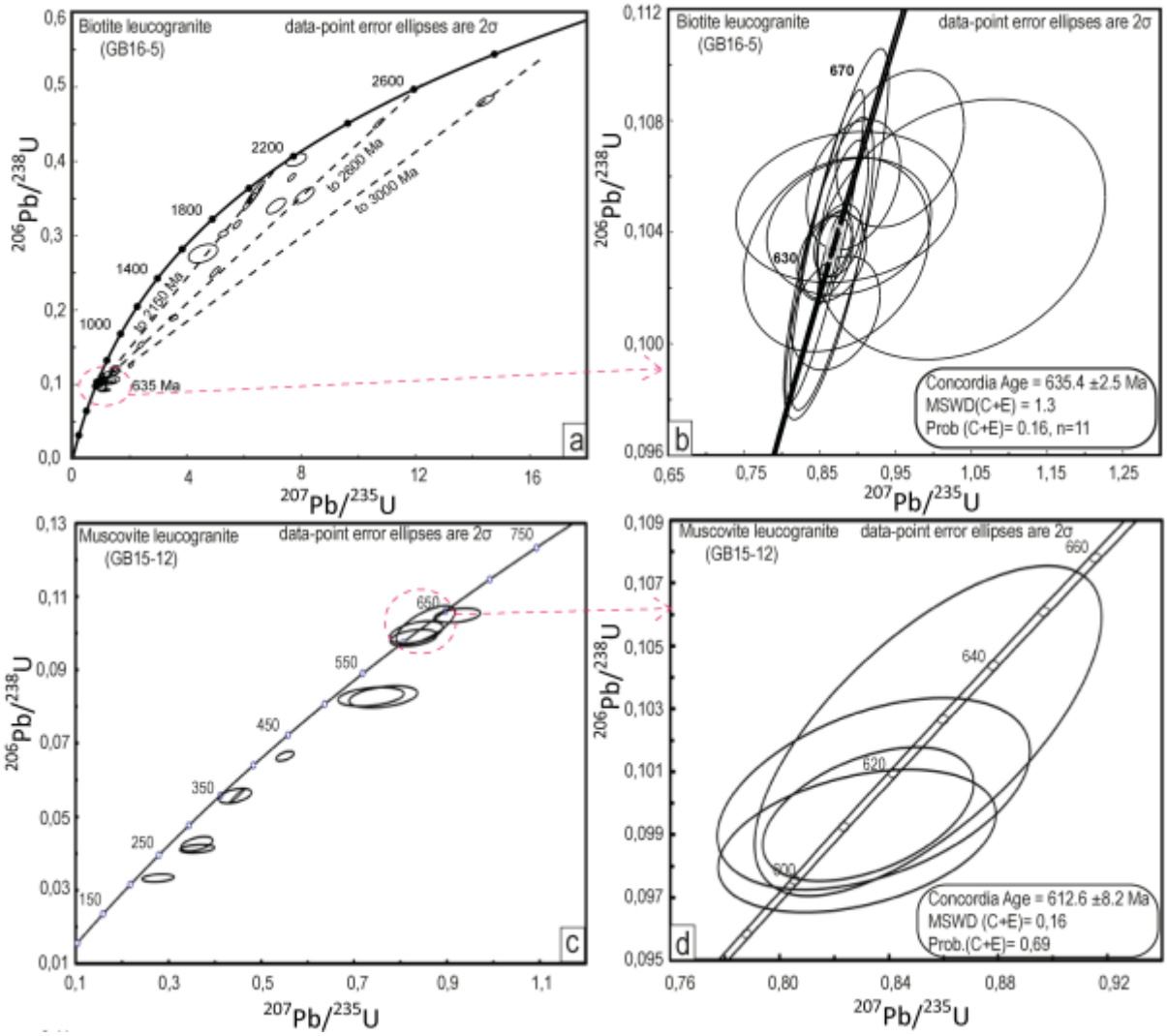
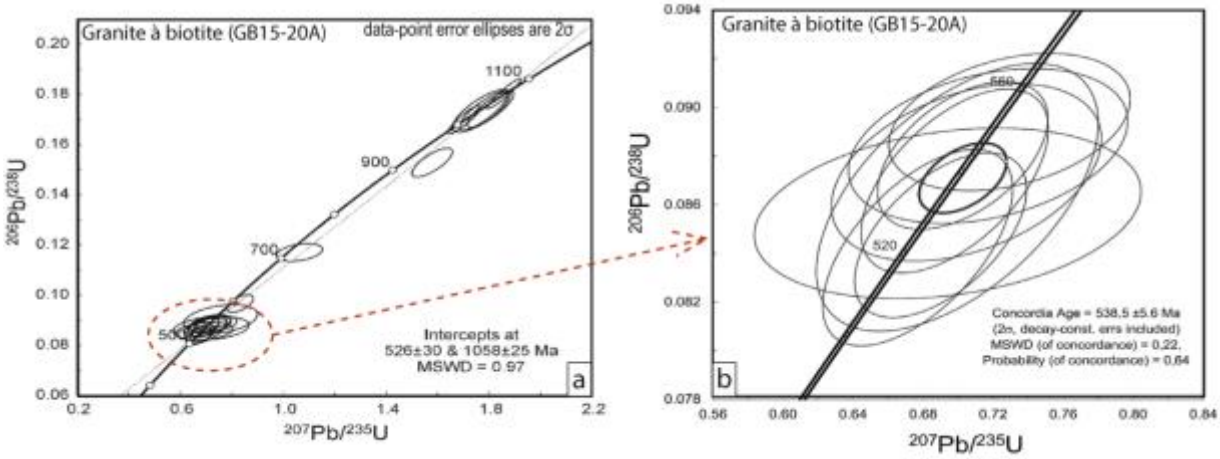


Figure VI.5: diagramme concordia de roches plutoniques (leucogranite à muscovite (GB15-12) et de leucogranite à biotite (GB15-5).



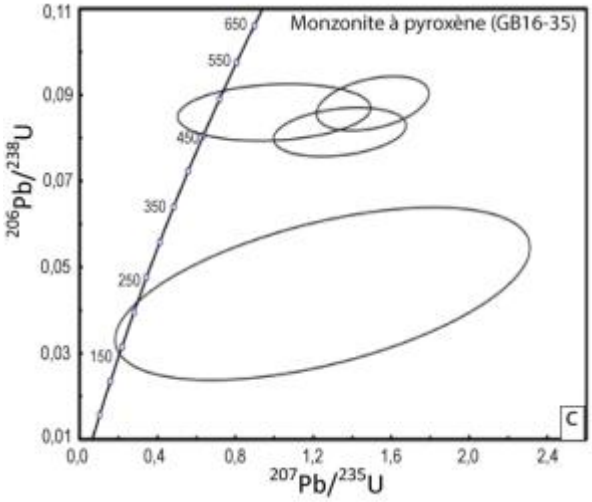


Figure VI.6: Diagramme concordia de roches plutoniques (granite à biotite (GB15-20A) et de monzonite à biotite (GB16-35).

4 Géochronologie U-Th-Pb sur monazite de roche métasédimentaire

4.1 Métapelite GB16-3A

La méthode de datation chimique U-Th-Pb sur monazite a été appliquée à un échantillon de métapelite de Modo. Les monazites de cet échantillon (figure VI.6) se présentent sous forme de petits cristaux en inclusion dans la phengite. Ces monazites ont une forme quelconque à terminaison sub-arrondie et anguleux. Les données analytiques, présentées sur

le tableau 8 en annexe, sont caractérisées par des teneurs en U variant de 0,010 à 0,017%, en Th de 3,210 à 5,289% et en Pb de 0,134 à 2,50%. Ces valeurs, ont permis de calculer des âges qui s'étalent entre ca. 435 et 760 Ma. Les analyses statistiques de la distribution des âges, montrent trois pics qui s'étalent entre 697 Ma, 627 ± 6 Ma et 500 ± 18 Ma (figure VI.6). L'âge moyen présentant une forte densité (627 ±6 Ma) pourrait probablement être l'âge du pic métamorphique associé à la déformation D_2. Les autres âges correspondraient soit à des artefacts ou soit à des évenements géologiques dont la signification reste à determinée.

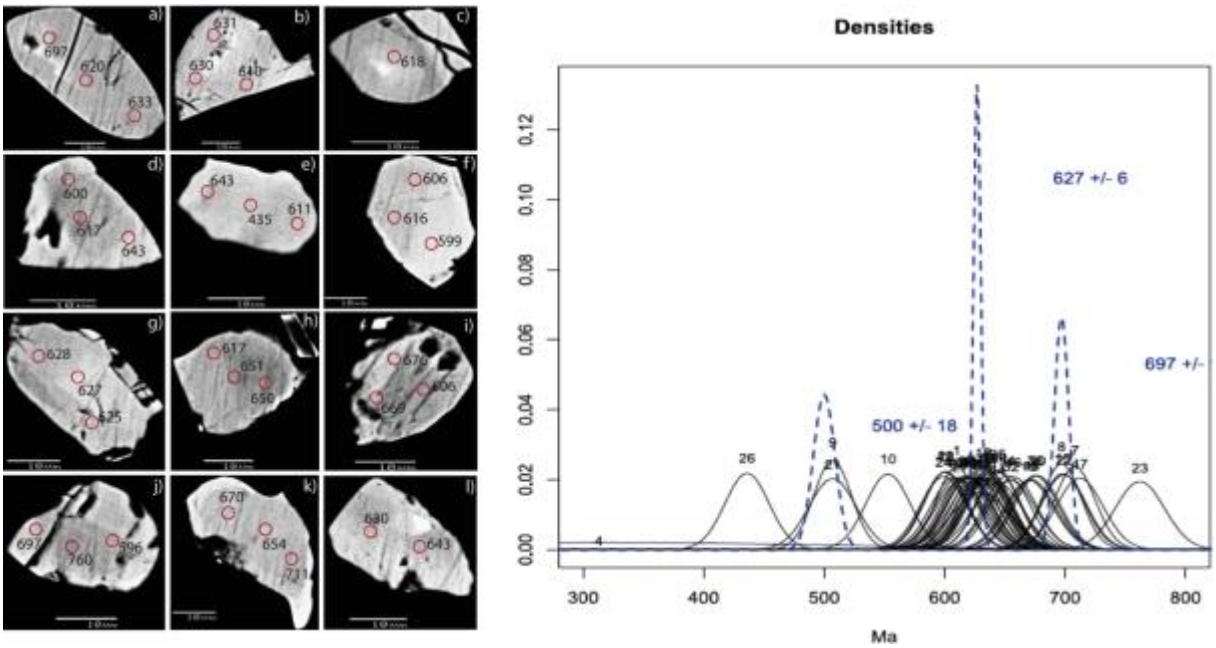


Figure VI.6: Image de monazites observées à la microsonde électronique à balayage de l'échantillon de métapelite GB15-3 montrant les points analysés et les âges en Ma, diagramme montrant une analyse statistique de la distribution des âges de monazites d'un échantillon de métapelite (GB16-3A).

5 Synthèse des données isotopiques U-Pb/Zircon et U-Th-Pb/Monazite

Les trois échantillons de roches métasédimentaires datées, se caractérisent par des zircons hérités qui donnent des âges discordants attribués à une perte de Pb avec des intercepts supérieurs de ca. 2,6 Ga, et ca. 1,0 Ga et par un âge concordant de 602 ± 3 Ma (U-Pb sur zircon) déterminé à partir de quelques analyses de l'échantillon GB15-7 et un âge de 627 ± 6 Ma (U-Th-Pb sur monazite) de l'échantillon GB16-3A. L'âge de 602 ± 3 Ma est attribué

à l'âge du métamorphisme, associé à la déformation D_1 et l'âge de 627 ± 6 Ma (U-Th-Pb/monazite), correspondrait à celui du métamorphisme associé à la déformation D_2. Ce dernier est semblable à ceux obtenus dans la Ceinture Orogénique Pan-Africaine d'Afrique Centrale (COPAC) au Cameroun de 620 ± 10 et 623 ± 4 Ma, 618 ± 7 Ma (U-Pb sur zircon) par Penaye et al.,(1993) ; Stendal et al., (2006) ; Toteu et al., (2006b) et Owona, (2008); de 622 ± 43 et 653 ± 29 Ma (U-Th-Pb sur monazite) par Yonta et al, (2010) dans la Ceinture Orogénique d'Afrique Centrale (COAC) au Cameroun.

Les deux leucogranites montrent des âges de cristallisation respectivement de 613 ± 8 Ma pour le leucogranite à muscovite et 635 ± 2 Ma pour le leucogranite à biotite. Ce dernier, montre des âges sources très discordants autour de ca. 3,0 Ga et ca. 2,1 Ga, comparables à ceux de quartzites et des paragneiss qui pourraient représenter des équivalents des roches ayant partiellement fondu pour générer les magmas granitiques ainsi une origine métasédimentaire.

Le granite à biotite et la monzonite à pyroxène sont caracterisés par des âges de cristallisation respectivement de 538 ± 5 Ma et 540 Ma.

CHAPITRE VII:

TRAÇAGE ISOTOPIQUE LU-Hf DE LA CROISSANCE ET DE LA REMOBILISATION DE LA CROUTE EXPOSEE AU SUD DU OUADDAÏ

CHAPITRE VII: TRAÇAGE ISOTOPIQUE LU-Hf DE LA CROISSANCE ET DE LA REMOBILISATION DE LA CROUTE EXPOSEE AU SUD DU OUADDAÏ

1 Introduction

L'objectif de ce chapitre est de determiner l'âge d'extraction des roches depuis le manteau appauvri ainsi que la contribution d'une source juvénile c'est-à-dire directement issue du manteau appauvri ou enrichi. Pour ce faire, quelques grains de zircon des roches selectionnées ont été soumis à une analyse isotopique Lu-Hf par spectrométrie de masse à plasma induit par ablation laser (LA-ICP-MS), à l'Université Goethe de Francfort (Allemagne) par Armin Zeh. Les échantillons choisis pour cette analyse sont les mêmes que ceux datés par la méthode U-Pb sur zircon.

2 Isotopes de Lu/Hf sur zircon

Le système Lu-Hf est basé sur la désintégration radioactive de l'isotope 176 du lutétium en isotope 176 de l'hafnium selon une radioactivité de type *β*-. La demi-vie de l'isotope ^{176}Lu a été évaluée à 35,9 milliards d'années ce qui représente une constante de désintégration de 1,93 x 10-11 ans-1 (Sguigna et al., 1982). Le système Lu-Hf présente des applications en géochronologie pour la datation d'échantillons météoritiques, de roches terrestres anciennes et de minéraux enrichies en lutétium comme le grenat (Patchett et Tatsumoto, 1980a; Patchett et Tatsumoto, 1980c; Pettingill et Patchett, 1981; Duchêne et al., 1997; Blichert-Toft et al.,1999a). Cependant les fractionnements que subissent Lutétium et Hafnium durant les processus de magmatogenèse permettent aussi l'application du système Lu-Hf aux questions de pétrogenèse des roches terrestres (Patchett et Tatsumoto, 1980b; Patchett et al., 1981; Patchett, 1983a; Patchett, 1983b).

2.1 Compositions isotopiques de l'hafnium de la croûte et du manteau terrestre

Lors des processus de fusion partielle des matériaux terrestres, lutétium et hafnium ne se comportent pas de manière identique. Ces deux éléments sont généralement fractionnés lors des phénomènes de fusion partielle et de cristallisation fractionnée (Patchett et al., 1981). Ainsi les magmas produits par fusion partielle des matériaux terrestres présentent généralement des rapports Lu/Hf inférieurs à ceux du matériel source. À l'opposé le résidu solide de la fusion possède un rapport Lu/Hf supérieur à ceux du matériel source. L'hafnium est ainsi considéré comme un élément plus incompatible que le lutétium au cours des processus de magmatogenèse (Hofmann, 1988). Ce fractionnement que subissent lutétium et hafnium durant la génération des magmas a permis l'individualisation sur Terre de deux ensembles principaux aux rapports Lu/Hf distincts: La croûte continentale et le manteau supérieur appauvri (Patchett et al., 1981; Patchett, 1983b; Hofmann, 1988; Hofmann, 1997). La croûte continentale générée par fusion du manteau primitif de la Terre a hérité d'un rapport Lu/Hf inférieur à ce dernier (Taylor et McLennan, 1985; McLennan, 2001). En complément, le manteau supérieur, considéré comme le résidu laissé par l'extraction de la croûte doit posséder un rapport Lu/Hf supérieur au manteau primitif (Patchett et Tatsumoto, 1980b; Patchett et al., 1981; Patchett, 1983b; Salters et Hart, 1989; Salters et Hart, 1991; Hofmann, 1997; Chauvel et Blichert-Toft, 2001).

2.2 Résultats et interprétations des isotopes Lu/Hf

Les résultats obtenus sur des roches métasédimentaires (GB15-7, GB15-25 et GB15-1B) et magmatiques plutoniques (GB16-5, GB15-20A et GB15-12) sélectionnées pour ce travail, sont reportés dans les tableaux en annexe.

2.2.1 Isotopes Lu-Hf des roches métasédimentaires

2.2.1.1 Quartzite à phengite

Les trois échantillons de quartzite à phengite (GB15-7, GB15-25 et GB15-1b) sont caractérisés par des rapports $^{176}Hf/^{177}Hf_t$ compris entre 0,280722 et 0,282089 (tableaux 9, 10, et 11 en annexe). Les valeurs ƐHf de ces trois échantillons varient entre -31 et +8,7 et s'alignent, pour une partie des donnée un alignement dans le diagramme $ƐHf_t$ vs âge U-Pb indiquant des âges modèles Hf (T_{DM2}) autour de ca. 3,0 Ga, ca. 2,7 Ga et ca. 1 Ga (figure VII.1), interprétés comme des âges d'extraction depuis le manteau appauvri des roches sources des sédiments protolithes des quartzites. Quelques grains de zircon de l'échantillon GB15-1b, montrent des rapports $^{176}Lu/^{177}Hf_t$ proche des CHUR et soulignant un alignement pointant vers une contribution mineure du manteau appauvri dans la source à ca. 1 Ga.

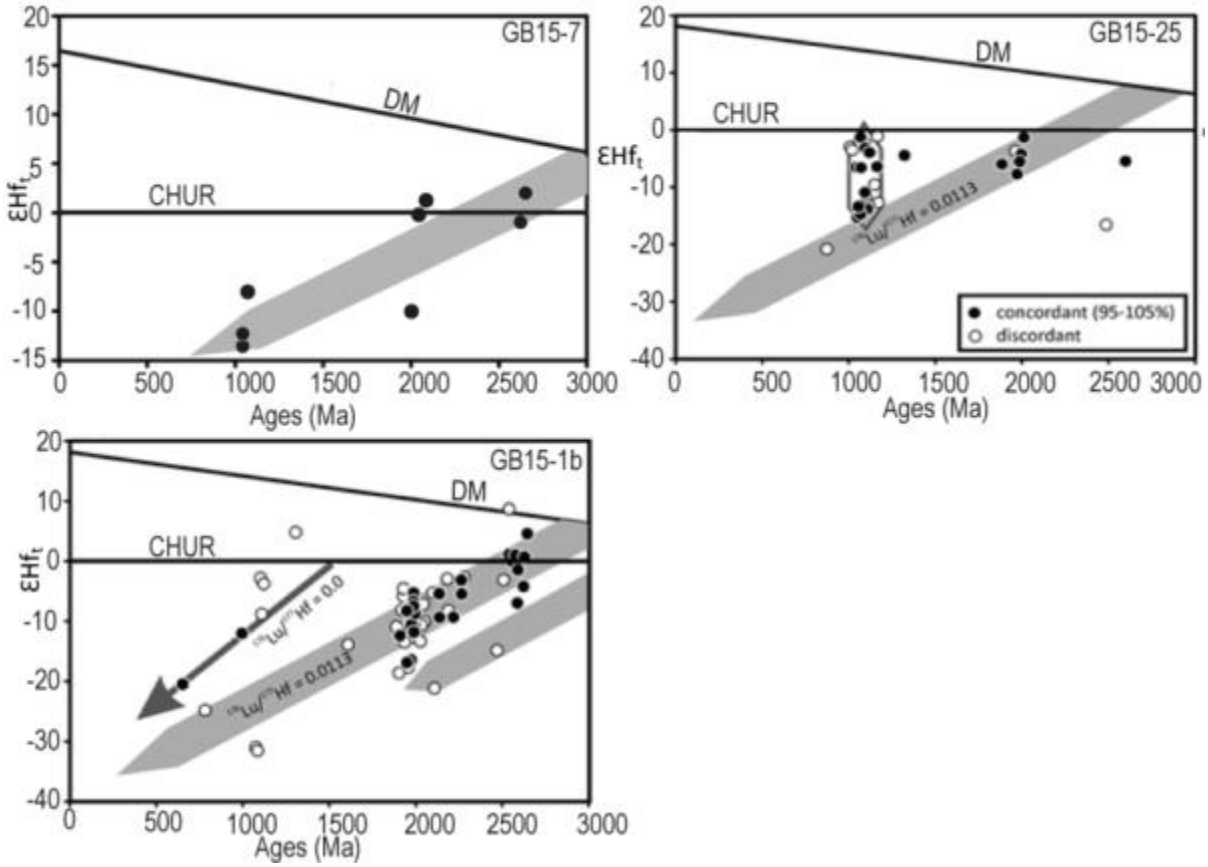


Figure VII.1: Diagramme $ƐHf_{(t)}$ vs âge (Ma) du quartzite à phengite (GB15-7, GB15-25 et GB15-1b).

2.2.1.2 Isotopes Lu-Hf sur zircon des roches plutoniques

Les roches plutoniques (leucogranite à biotite et à muscovite) sont caractérisées par des rapports $^{176}Hf/^{177}Hf_t$ qui varient entre 0,280865 et 0,282402 (tableaux 12 et 13 en annexe). Le leucogranite à biotite montre des valeurs fortement négatives à positives (-36 et +7,4) et

l'alignement d'une partie des données indique des âges modèles archéens à paléoprotérozoïques entre ca. 3,0 Ga et ca. 2,7 Ga. Quelques zircons discordants (GB16-5) se situent proche du CHUR avec un rapport $^{176}Lu/^{177}Hf_t$=0, impliquant la contribution mineure d'une source juvénile autour de 2 Ga (figure VII.2). Le leucogranite à muscovite, caractérisé par l'absence de zircons hérités et un âge de cristallisation U-Pb sur zircon autour de 613 Ma sujet à caution du fait de la métamictisation, montre des valeurs εHf_t faiblement négatives à positives (-2,3 et +0,1). Ces signatures sont les plus élevées de celles obtenues sur les zircons néoprotérozoiques des granitoides. Le granite à biotite est caracterisé par des grains de zircons proches du CHUR indiquant ainsi une source juvénile à ca. 1 Ga.

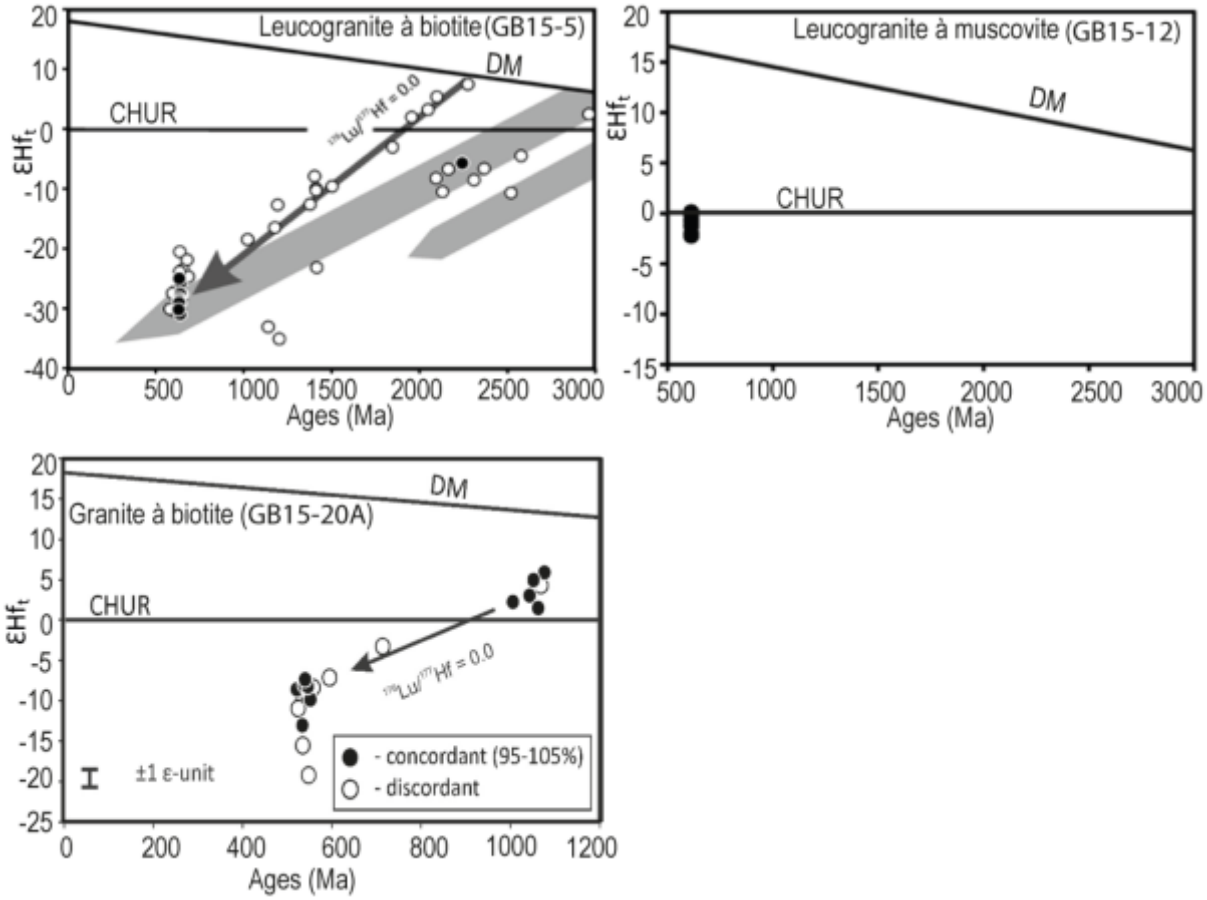


Figure VII.2: Diagramme $\varepsilon Hf_{(t)}$ vs âge (Ma) de leucogranite à biotite (GB15-5), leucogranite à muscovite (GB15-12) et granite à biotite (GB15-20A).

3 Synthèse des données isotopiques Lu-Hf

Les contraintes isotopiques Lu-Hf des roches métasédimentaires, indiquent la contribution d'une croûte archéenne à paléoprotérozoïque avec des âges modèles à ca. 3,0 Ga et ca. 2,7 Ga. La présence de quelques zircons caractérisés par des ƐHf positives sur des zircons avec des âges U-Pb autour de 1.0 Ga suggèrent une contribution mineure d'une source juvénile pour ces sédiments. Les granitoides témoignent également de sources variées avec une contribution archéenne à paléoprotérozoique avec des âges modèles entre ca. 3,0 Ga et ca. 2,7 Ga pour le leucogranite à biotite, une contribution de matériel juvénile autour de 1.1 Ga pour le granite à biotite et une signature Hf proche du CHUR pour les grains de zircons métamictes Pan-Africains du leucogranite à muscovite. Ces contraintes témoignent de la remobilisation d'un matériel essentiellement hérité de l'Archéen et du Paléoprotérozoique au cours de l'orogenèse Pan-Africaine avec une contribution mineure de matériel juvénile du Néoprotérozoique.

CHAPITRE VIII:

DISCUSSION ET CONCLUSION

CHAPITRE VIII: DISCUSSION ET CONCLUSION

1 Introduction

La coupe effectuée de Nord-Ouest au Sud-Est dans la partie méridionale du massif du Ouaddaï, a permis de distinguer deux ensembles lithologiques: (i) un ensemble métamorphique constitué majoritairement des roches paradérivées (métapelite, paragneiss, quartzite et marbre) alternant avec des roches orthoderivées (amphibolites) et (ii) un ensemble plutonique intrusif, représenté par des granitoïdes déformés (granodiorite, granites à biotite, leucogranite à biotite et leucogranite à muscovite) et de granitoïde non déformé (monzonite à pyroxène). Ces ensembles sont recoupés par des veines de quartz et dykes de dolerite. Les données pétrologiques, géochimiques, géochronologiques et isotopiques obtenues sur ces roches permettent de discuter la nature du ou des protolithes des roches métamorphiques, la source et le contexte de genèse des roches plutoniques, les relations entre métamorphisme et déformation, et servent de base pour reconstruire l'histoire géologique de la partie sud du Ouaddaï intégrant l'accrétion de la croûte continentale et sa remobilisation Pan-Africaine.

2 Nature et origine des protolithes

2.1 Roches paradérivées

Les protolithes des roches paradérivées (métapelite, paragneiss et quartzite à phengite) correspondent aux grauwackes et aux arkoses. Les éléments chimiques disponibles de ces roches sont semblables à celles de la croûte supérieure (enrichissement en terres rares légères, anomalie négative en europium), soumise à une érosion comme indique la valeur fortement négative de εNd_{540Ma} (-21,4) pour un échantillon de paragneiss à amphibole et moyenne pour le paragneiss à grenat-biotite (εNd_{540Ma}= -9,1). Ces interprétations sont en accord avec celles de Kuster et Liégéois (2000) à l'Ouest de Bayuda et Sabaloka au Soudan et

à celles de Standal et al. (2006) à Yaoundé au Cameroun. Les données isotopiques U-Pb sur zircon montrent que ces roches présentent des âges archéens à paléoprotérozoïques (ca. 3,0 Ga et ca. 1,9 Ga), interprétés comme l'âge des roches à la source des protolithes sédimentaires de ces roches métamorphiques. Le pic d'âges autour de ca. 1,0 Ga obtenu sur des grains détritiques suggère la contribution de roches avec un enregistrement néoprotérozoique dans la source des sédiments et fournit un âge maximum pour le dépôt de ces sédiments. Ces âges de dépôt sont comparables à ceux du Tibestien inferieur entre ca. 1-0,8 Ga identifiés au nord du Tchad (Elmakhrouf, 1988 et Kasser, 1995). L'âge U-Pb de 602 ± 3 Ma obtenu en bordure de zircon sur des domaines à Th/U faible, correspond probablement à l'âge du métamorphisme Pan-Africain, semblable à celui du Cameroun autour de 620 Ma (Toteu et al., 2004).

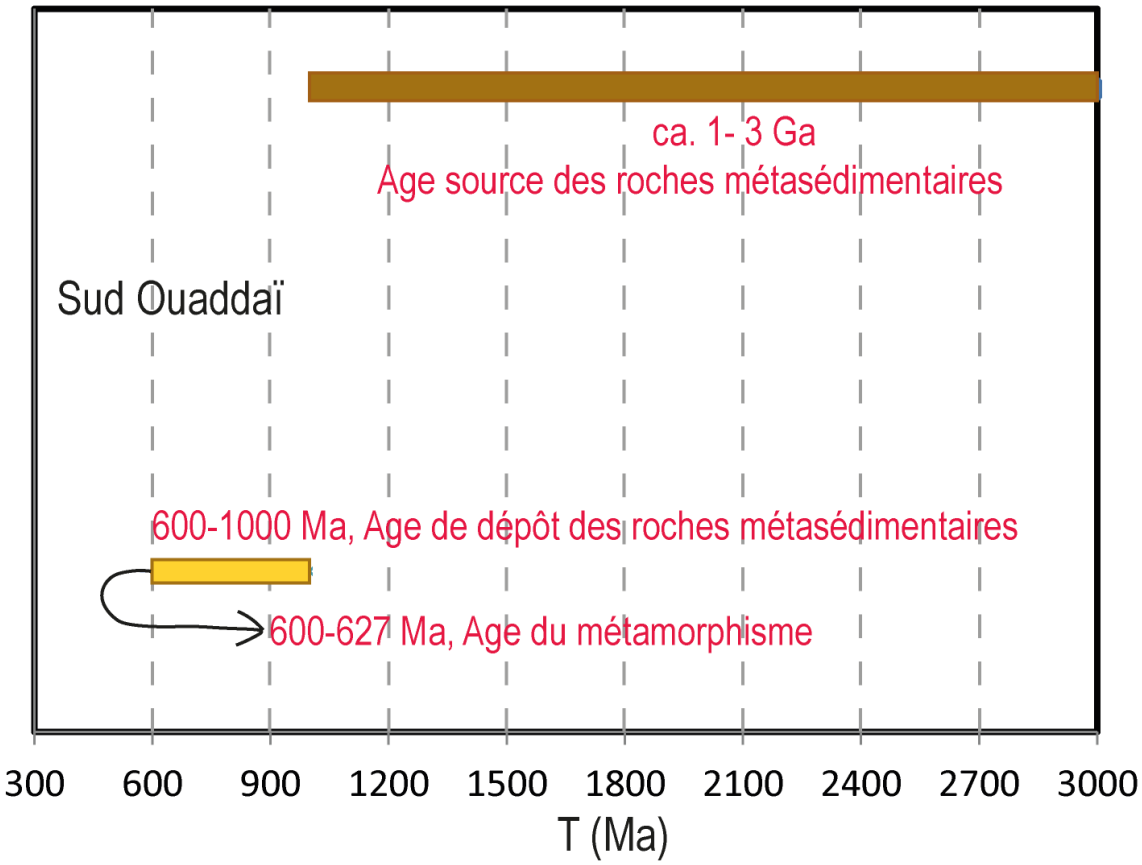


Figure VIII.1 : Résumé des âges source, de dépôt et du métamorphisme des roches paradérivées de la partie sud du Ouaddaï.

2.2 Roches orthoderivées

Le protolithe des amphibolites correspond à un gabbro tholéiitique, en accord avec des teneurs faibles en K_2O, SiO_2, TiO_2 et des teneurs élevées Al_2O_3 et MgO (classification des séries tholéiitique de Peccerillo et Taylor., (1976) ; Maury., (1984). Ces amphibolites sont caractérisées par des spectres appauvris et des anomalies négatives en Zr, Nb-Ta et Ce ; comparable aux basaltes des arcs des Tonga, des îles Sandwich du Sud (Gill., 1981 ; Ewart et Hawkesworth., 1987 ; Sauders et Tarney., 1994) ou aux basaltes des bassins d'arrière-arc du Nord Fidjien et du bassin de Lau (Hawkins et Melchior., 1985). Les teneurs faibles en K_2O et Rb avec des anomalies positives en Eu (1,95 ≤ (Eu/Eu*) ≤ 1,96) sont en relation avec l'accumulation des plagioclases. Leurs compositions élevée en Cr, Ni et faible en Rb/Sr, associée à des valeurs positives de εNd_{540Ma} (+3,8 et +4,4), suggèrent une origine par fusion partielle d'un manteau appauvri pour ces roches durant le néoprotérozoïque. De tels résultats sont également obtenus dans la région voisine (Soudan) sur les amphibolites du désert de Bayuda (Kûster et Liégeois., 2000).

2.3 Roches magmatiques

Les leucogranites à biotite sont caractérisés par une affinité potassique à tendance calco-calcique avec des rapports Al_2O_3/(CaO+ K_2O+ Na_2O) compris entre 1,05-1,10, suggérant ainsi un caractère peralumineux de type-I. Leurs teneurs en Ba (8-27 ppm) et Sr (4-8 ppm) sont faibles, avec des rapports Rb/Sr (89-196) très élevés. Les données pétrographiques montrent l'absence des minéraux mafiques tels que le pyroxène et l'amphibole, en accord avec de faibles teneurs en TiO_2 (0,02%), Fe_2O_3 (1,01-1,1%) et de CaO (0,2-0,3). Ils sont caractérisés par des spectres plats en LREE (0,85 ≤ $(La/Yb)_N$ ≤ 1,17) et HREE (1,11 ≤ $(Gd/Yb)_N$ ≤ 1,11), des anomalies fortement négatives en Eu (0,01 < (Eu/Eu*) < 0,02) et des teneurs élevées en Th et U. Ces caractéristiques géochimiques permettent de conclure que ces roches sont d'origine crustale, en accord avec des valeurs fortement négatives en εNd_{540Ma} (-18,2). Les valeurs élevées en Rb, Rb/Sr et faibles en Ca, Ba et Sr montrent que ces roches sont issues de la fusion partielle d'une roche riche en micas (Harris and Inger, 1992; Le Breton and Thompson, 1988; Vielzeuf and Holloway, 1988). Les données isotopiques de l'échantillon GB16-5, montrent des valeurs εHf (-35 et + 7,4) fortement négatives à moyennement positives avec des âges modèles archéens (ca. 3,76 Ga) à paléoprotérozoïques (ca. 2,0 Ga) issus des zircons hérités. Ces données sont en accord avec une origine à dominante crustale et une contribution

mineure des matériaux juvéniles. L'âge U-Pb de ce leucogranite est de 635 ± 2 Ma, interprété comme l'âge de cristallisation. Cet âge est comparable à ceux de granitoïdes syntectoniques identifiés au Mayo-Kebbi (Doumnang et al 2006 ; Isseini et al, 2012), au Cameroun (Toteu et al, 2006 ; Njiekak et al, 2008 ; Kwekam et al, 2010), en RCA (Pin et Poidevin, 1987) et au Nigeria (Adetunji et al, 2018).

Les leucogranites à muscovite ont un caractère peralumineux à moyennement hyperalumineux de type-S (Al_2O_3/ (CaO+ K_2O+ Na_2O) = 1,04-1,12), en relation avec la présence de mica et grenat dans leurs compositions minéralogiques. Ces types de granite sont issus de la fusion partielle des roches métasédimentaires de composition pelitiques ou grauwackeuses (Chappell et White 1974, 1992). La présence de migmatites mise en évidence par Gsell et Sonet (1960) dans la partie Nord et le NE de la zone d'étude vient enappui de cette interprétation. Ces leucogranites sont caractérisés par un enrichissement en LREE ($(La/Yb)_N$=3,15) par rapport aux HREE ($(Ga/Yb)_N$=0,34) et une anomalie négative en Eu (Eu/Eu*=0,45). Les données isotopiques montrent des valeurs négatives de εNd_{540Ma} (-10,2 et -2,1) avec un âge modèle archéen (ca. 3,41 Ga) obtenu sur les zircons hérités pour l'échantillon GB16-3B et mésoprotérozoïque (ca. 1, 55 Ga) pour GB15-12. La signification de ce dernier âge est sujet à caution du fait du caractère métamicte des zircons analysés. Une tentative de datation U-Pb sur zircon du leucogranite à muscovite (GB15-12) donne des âges fortement affectés par la perte de plomb avec seulement trois grains de zircons concordants à 613 ± 8 Ma. Les valeurs de εHf sont proches du CHUR (-2,3 et +0,1) et, avec l'absence de grains de zircons hérités, suggèrent un taux de fusion partielle faible avec une participation minimale de la muscovite.

Les leucogranites à biotite et à muscovite exposés dans la partie méridionale du massif du Ouaddaï montrent des caractéristiques minéralogique (micas + tourmaline + grenat) et géochimiques (faible teneur en MgO, CaO, TiO_2, Fe_2O_3, enrichissement en LILE (Rb) et en HFSE (Nb, Zr)), typique des leucogranites du nord Himalaya, issue de fusion partielle des métasediment (Liu et al., 2016).

La série granodiorite-granite à biotite est caractérisée par des teneurs en SiO_2 (68-71,68%), K_2O (3,60-4,80%), Na_2O + K_2O – CaO (7-7,60) et de Al_2O_3/ (CaO+ K_2O+ Na_2O)= 0,96-1,02. Ces valeurs sont cohérentes avec une affinité potassique à tendance alcaline-calcique à calco-calcique et confère à cette série un caractère métalumineux à faiblement peralumineux de type-I. Les teneurs élevées en Ba (801-2036 ppm), Sr (387-968 ppm) et les rapports faibles

en Rb/Sr (0,14-0,54), permettent d'envisager une origine de cette série (1) soit par la fusion partielle du manteau enrichi produit par un magma parental basaltique à andésitique puis différenciation vers des compositions granitiques (2) soit par la fusion partielle de la croûte inferieure. Avec le Mg# élevé (39-43), les teneurs élevées en Cr (58-160 ppm), la faible anomalie négative ou l'absence d'anomalie en Eu, l'anomalie négative en Nb et Zr-Hf, la deuxième hypothèse est peu probable. Les données isotopiques montrent des valeurs en εNd_{540MA} comprises entre -4,5 et -14,8. Ces valeurs faiblement à moyennement négatives sont attribuées à la fusion d'un manteau enrichi (manteau lithosphérique suprasubduction ou cratonique) (Clément et al., 2011 ; Carlson et Irving., 1994) ou à un mélange avec un magma issu de la fusion de la croûte. Ces données isotopiques de Nd sont cependant similaires à celles des granitoïdes potassiques déformés ou des granites non déformés dont le magma parental est issu du manteau subcontinental enrichi, decrit au Cameroun (figure VIII.2).

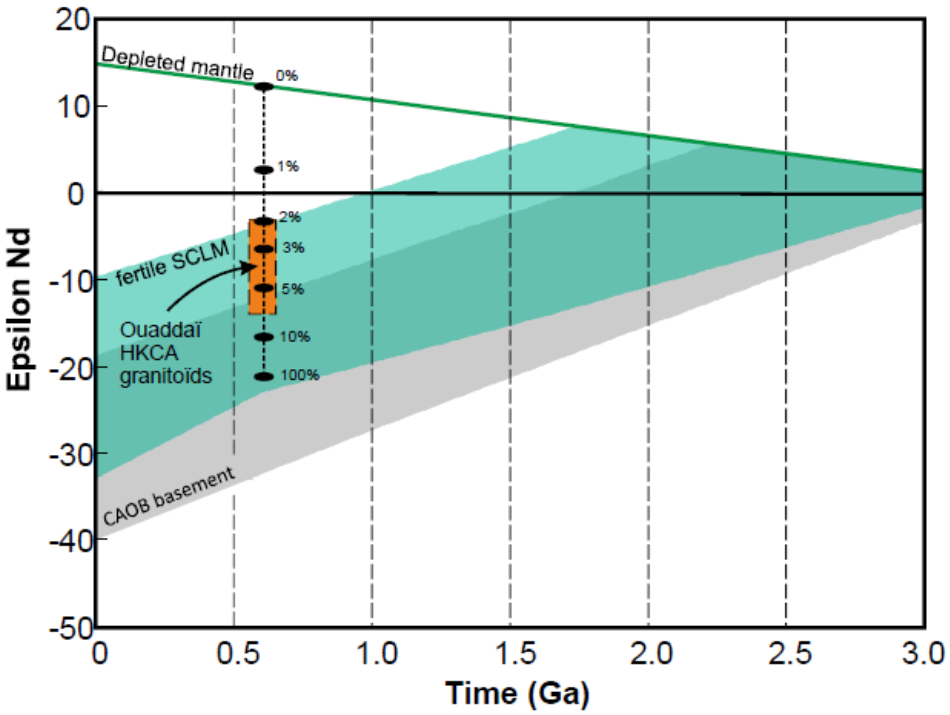


Figure VIII.2: Evolution isotopique de Nd d'une potentielle source des plutons potassiques de la partie Sud du Ouaddaï. L'évolution du manteau appauvri est calculée sous forme de modèles à une étape avec les données de Salters et Stracke (2004). L'evolution des roches du COPAC est tirée de Toteu et al (2004). L'évolution du manteau lithosphérique sous-continental a été recalculée avec les données de Carlson et Irving (1994) acquises sur des xénolithes lherzolites enrichis représentatifs du craton de Wyoming. La ligne de mélange entre le manteau appauvri (εNd_{540Ma}= +12; Nd: 0,713 ppm; Salters et Stracke, 2004) et un

métasédiment radiogénique provenant du CAOB au Cameroun (εNd_{540Ma}= -22; Nd: 27 ppm; Toteu et al., 2001) représente provisoirement le mélange de manteau et de sédiments dans un coin de manteau de zone de subduction autour de 630 Ma. Les pourcentages indiquent la quantité de matériau sédimentaire dans le mélange.

La monzonite à pyroxène est caractérisée par une composition intermédiaire (SiO_2=58%) avec des teneurs élevées en K_2O (5,6%) et de rapport A/CNK (Al_2O_3/($CaO+K_2O+Na_2O$)) égal à 0,71, permettant de conclure une affinité shoshonitique à tendance alcaline et métalumineuse de type-I à cette roche. Les valeurs elévées en Mg# (58,7), Ni (125 ppm) et Cr (331 ppm), la faible anomalie négative en Eu (Eu/Eu*=0,8) et l'anomalie négative en Nb-Ta et Zr-Hf l'associe aux magmas issues de la fusion du manteau (Foley et al., 1987). La signature crustale εNd_{540Ma} (-11,8) obtenue pour cette roche est probablement liée à la contamination du manteau source de ce magma par les sédiments du prisme d'accrétion lors de la subduction de la lithosphère océanique ou éventuellement par contamination du magma par des roches crustales lors de son transfert jusqu'à son site de mise en place (Clement et al., 2011 ; Castro, 2014).

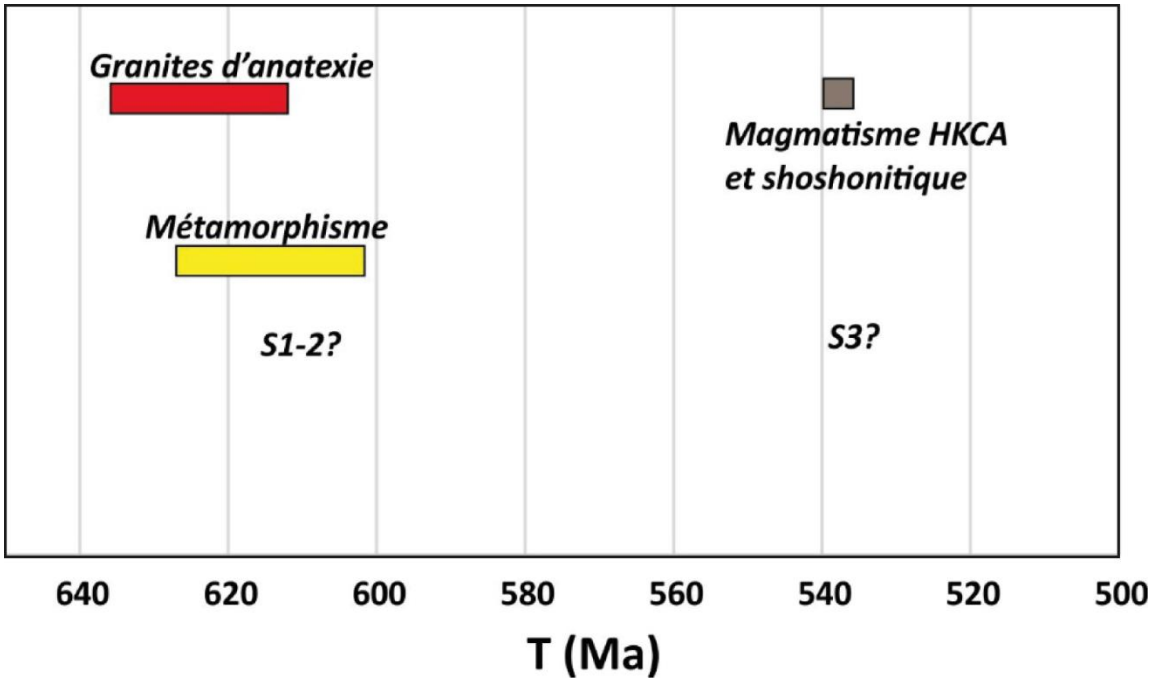


Figure VIII.3: Synthèse des données des roches plutoniques du Sud Ouaddaï

3 Déformation de la partie sud du Ouaddaï

Les données disponibles mettent en évidence trois phases de déformation pour la partie Sud du Ouaddaï.

La première phase de déformation D_1, affecte l'ensemble des roches métamorphiques. Elle est marquée par une foliation S_0/S_1 avec des plans d'azimuths qui varient de N29° à N60° et des pendages faibles à moyens vers le NW ou le SE. Cette foliation S_0/S_1 est associée à une linéation minérale qui plonge faiblement (10°) vers le NW et des plis isoclinaux P_1 de plan axial NE-SE.

La deuxième phase de déformation D_2 est marquée dans les roches paradérivées par des figures d'interférences de plis P_1/P_2 depuis l'échelle de l'échantillon à celle de la région. Lors de cette déformation, la foliation S_0/S_1 est transposée et aboutit à une surface S_0/S_{1-2}. Le plan d'azimuth de la schistosité S_2 varie de N25° à N75° avec des pendages faibles à forts (20-79°) vers le NW, SE, NNW et NE. Cette schistosité est associée à une linéation minérale L_2 qui plonge faiblement (30°) vers NW et des plis P_2 asymétriques dont les axes plongent de 32° vers le NE. Cette phase de déformation s'exprime également dans les leucogranites de Feridé, caractérisés par des plans d'azimuts N-S ou NW-SE avec des pendages faible (28-37) vers le S ou le SW.

La troisième phase de déformation D_3 correspond à un plissement de la foliation S_0/S_{1-2} par des plis P_3 droits avec un plan axial fortement penté vers le NW et localement au développement d'une schistosité S_3 de plan axial.

Suite à ces phases de déformation ductiles, les roches sont affectées par des fractures et sont intrudées par des dykes de direction majeure NE-SW.

4 Métamorphisme de la partie sud du Ouaddaï

Les formations orthoderivées et paradérivées de la partie méridionale du massif du Ouaddaï sont affectées par un métamorphisme typique du faciès schistes verts, en accord avec les minéraux index tels que la chlorite, albite, actinote, épidote et sphène observés dans les amphibolites et les paragneiss à amphibole ainsi que la prédominance de micas de type

phengite ± biotite observés dans les métapelites et quartzites. La modélisation thermodynamique (pseudosection et la méthode multi-équilibre) basée sur les métapelites et quartzites de composition phengite + biotite, permet d'estimer les conditions de pression inférieure à 0,4 GPa à des températures de moins de 400°C dans la partie Ouest de la zone d'étude, ce qui est cohérent avec l'assemblage minéralogique. Cette température passe localement à 550°C à une pression autour de 0,4 GPa dans un quartzite à grenat et à sillimanite au centre de la zone d'étude. Ce gradient métamorphique de moyenne pression à moyenne température est de type Barrovien. Notons que ces conditions P-T sont obtenues à partir de l'analyse des minéraux soulignant la foliation principale S_0/S_{1-2}. Le paragneis à grenat-biotite est caracterisé par la présence de grenat alumineux de type almandin et correspondrait à des conditions de pression et de température dans le faciès des amphibolites. Les métasédiments de la partie méridionale sont caractérisés par des âges U-Pb concordant de 602 ±3 Ma et discordant autour de ca. 620 Ma et un âge U-Th-Pb sur monazite de 627 ±6 Ma. Ces âges sont interprétés comme datant la déformation D_1 et D_2 et du métamorphisme reconnus également au Cameroun (Toteu et al., 2004) et en Centrafrique (Pin et Poidevin., 1998) autour de 620 Ma. Ces travaux permettent de mettre en evidence un gradient métamorphique allant des conditions du faciès schistes verts dans la partie NW au faciès amphibolites dans la partie SE (figure VII).

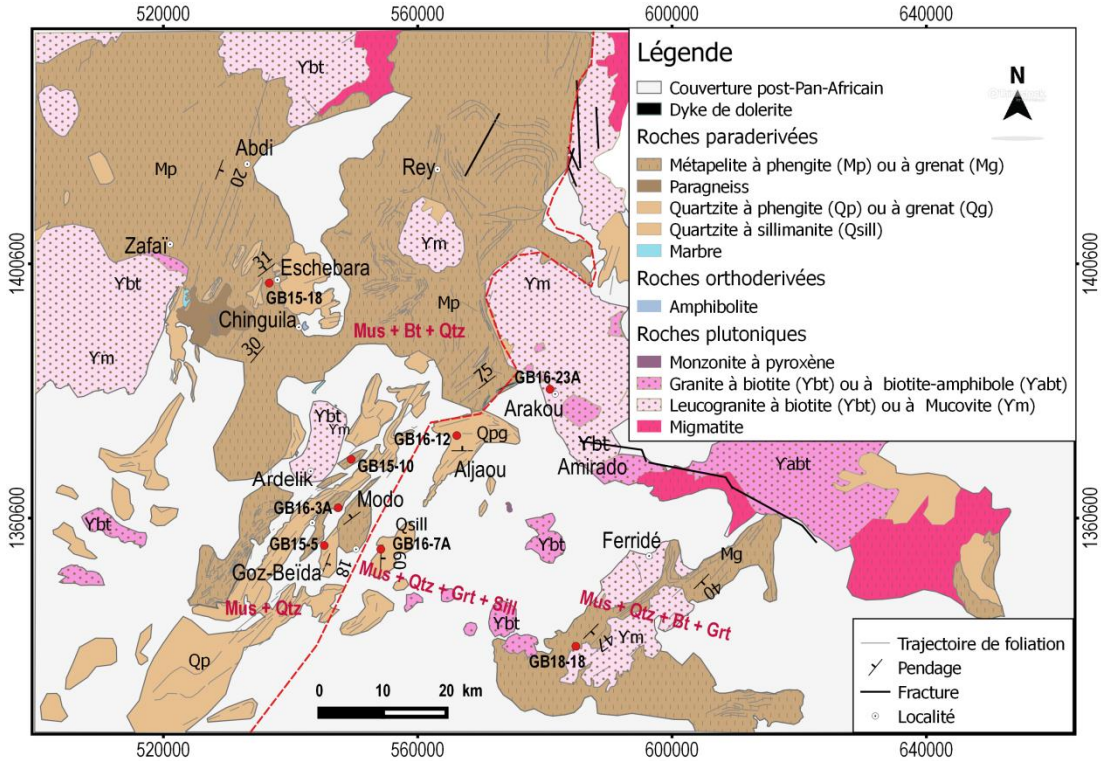


Figure VIII.4: Carte géologique de la partie sud du Ouaddaï méttant en évidence un métamorphisme du faciès schiste vert au NW et un facièes amphibolite au SE.

5 Evolution crustale et remobilisation de la partie méridionale du massif du Ouaddaï

Les amphibolites présentent des caractéristiques géochimiques et isotopiques (faible teneurs en SiO_2, K_2O, MgO, TiO_2, CaO avec des teneurs élevées en Al_2O_3, Cr, Ni, des anomalies négatives en HFSE (Nb, Zr-Hf), positives en Eu associée aux valeurs positives de εNd_{540Ma} attribués à la fusion partielle du manteau appauvri. Ces caractéristiques témoignent d'une contribution d'un magma juvénile au cours de l'évolution de la croûte au néoprotérozoïque. A cette contribution liée au magma juvénile, s'ajoute la fusion partielle du manteau supra-subduction enrichi ayant produit le magma parent de la granodiorite, des granites à biotite et de la monzonite à pyroxène. Ces roches sont caractérisées par des teneurs en SiO_2 comprises entre 58-71% avec un enrichissement en éléments lithophiles légers et lourds (Ba, Th et U), comparable aux andésites d'arc actuelles. Les valeurs de εNd_{540Ma} (-4,5 et -14,8) sont faiblement à moyennement négatives liées à la contamination de la source par les sédiments lors de la subduction. L'évolution de la croûte exposée dans la partie méridionale du massif du Ouaddaï est également associée à la fusion partielle de métasédiments constituant la croûte continentale produisant des leucogranites à biotite et des leucogranites à muscovite. Un échantillon de leucogranite à biotite donne des valeurs de εHf (-36 et +7,4) fortement négative à moyennement positive avec des âges modèles Hf archéens à paléoprotérozoïques (ca. 3.0 et 2.3 Ga). Les âges U-Pb obtenus sur les zircons hérités entre ca. 2,1 et ca. 2,6 Ga avec un âge concordant de 635 ± 2 Ma interprété comme l'âge de cristallisation. Ces caractéristiques montrent que le leucogranite à biotite est issu de la fusion partielle de roches issues d'une croûte archéenne à paléoprotérozoïque, remobilisée au cours de l'Orogenèse Pan-africaine. Le leucogranite à muscovite montre des valeurs εHf_t proches du CHUR (-2,3 et +0,1). L'âge concordant de trois grains de zircon pour ce leucogranite est de 612,6 ± 8 Ma.

Les quartzites sont caractérisés par des âges U-Pb discordants indiquant des intercepts supérieurs autour de ca. 2,6 Ga, ca. 2,0 Ga et ca. 1,0 Ga excepté un échantillon qui donne un âge concordant de 602 ± 8 Ma, interprété comme l'âge du métamorphisme. L'âge le plus jeune des zircons détritiques (ca. 1,0 Ga) fournit un maximum pour l'âge du dépôt de ces quartzites. Les valeurs εHf varient de -31 et +8,7 avec des âges modèles de ca. 3,0 Ga et ca. 2,7 Ga. La

majorité des valeurs de ƐHf sont négatives et suggère une remobilisation de la croûte archéenne à paléoprotérozoïque. Quelques valeurs de ƐHf positives ou proches du CHUR, observées dans les zircons détritiques, impliquent une contribution des roches juvéniles dans la source de ces quartzites.

6 Implication pour la Ceinture Orogénique Pan-Africaine d'Afrique Centrale

La Ceinture Orogénique d'Afrique Centrale est située au nord du Craton du Congo et passe vers l'ouest par la Ceinture Orogénique Sergipano (Bresil) et la Ceinture Orogénique des Oubanguides (Soudan et Centrafrique). Plusieurs études ayant conduit à des modèles d'évolution géodynamique ont été proposés pour le Cameroun (Toteu et al., 2004 ; Ngako et al., 2008), leTchad (Doumnang et al., 2006 ; Isseini et al., 2012 ; Mbaguedje, 2015), et l'Afrique Centrale (Castaing et al., 1993, 1994 ; Abdelsalam et al., 2002, Oliveira et al., 2006). Ces auteurs suggèrent une collision du Craton São Francisco et du Congo au Sud, le Craton ouest-africain et le Métacraton du Sahara au nord. Les données litho-structurales, métamorphiques, géochimiques et géochronologiques obtenues lors de ce travail de thèse dans la partie méridionale du massif du Ouaddaï sont trop limitées géographiquement pour proposer un modèle géodynamique à l'échelle globale de la Ceinture Orogénique d'Afrique Centrale. Cependant, quelques points importants méritent d'être soulignés. Ces données mettent en évidence des granites d'anatexies de type-S (635-612 Ma), contemporains d'un magmatisme d'arc continental au Caméroun (figure VIII.5). A cette évolution, s'ajoute la mise en place d'un magmatisme post-orogénique à 540-538 Ma bien reconnu au Tchad dans le Guera et le Mayo Kebbi (Shellnut et al., 2017, 2018; Isseini et al., 2012).

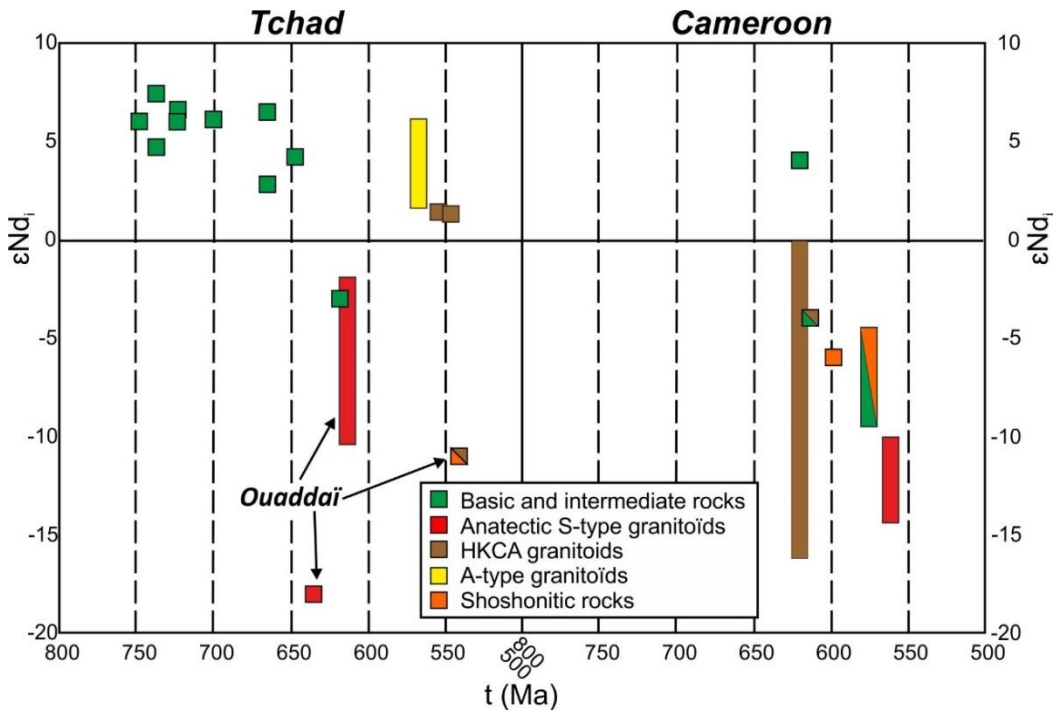


Figure VIII.5: Compilation des âges sur zircon et des valeurs epsilon Nd issues des échantillons du Cameroon et au TChad d'après Toteu et al. (2006); Penaye et al. (2006); Djouka-Fonkwé et al., (2008); Kwekam et al. (2010); Isseini (2011); Isseini et al. (2012); Kwekam et al. (2013); Nkoumbou et al. (2014); Shellnutt et al. (2018).

7 Implication pour le métacraton du Sahara

Le Métacraton du Sahara correspond à un craton qui a été remobilisé lors d'un événement orogénique, mais qui est encore reconnaissable grâce à la prédominance de ses caractères rhéologique, géochronologiques et isotopiques (Abdelsalam et al., 2002 ; Liégéois et al., 2013*).* Selon ces auteurs, ce domaine enregistre largement des événements Pan-africains, avec des protolithes d'âges paléoprotérozoïques ou archéens. Ils concluent que de nombreuses parties de cette zone, présentent des caractéristiques pré-néoprotérozoïques et se comportent comme un seul bloc pendant le Phanérozoïque. Nos propres données obtenues dans le sud du massif du Ouaddaï (sud du Métacraton du Sahara) mettent en evidence, une prédominance des roches métasédimentaires caracterisées par des sources archéennes à paléoprotérozoïques (ca. 3,0 Ga et ca. 1,9 Ga) associées à une déformation, un métamorphisme (MP/MT) et un magmatisme contemporain au Néprotérozoïque. Nous proposons que la remobilisation de la partie sud du Ouaddaï se soit effectuée par érosion des

cratons archéen à paléoprotérozoïque environant (métacraton du Sahara, Craton du Congo ; figure VIII.6), puis déformation et métamorphisme au cours de l'Orogenèse Pan-africaine.

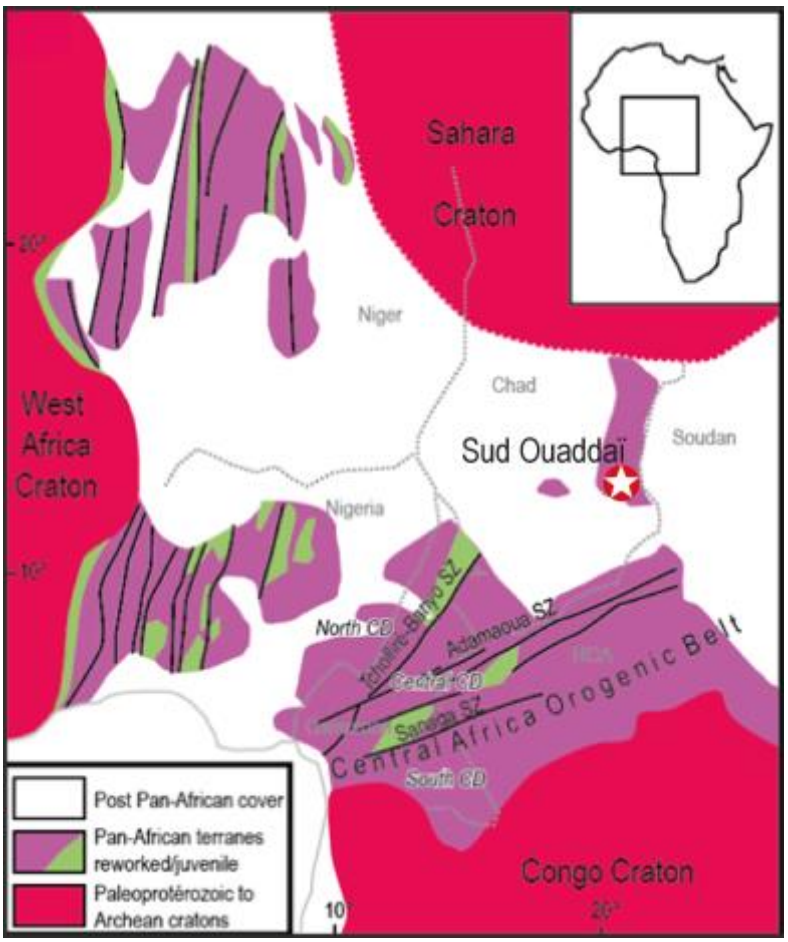


Figure VIII.6 : Ceintures orogénique, métacraton et cratons Précambriens africains (Abdelsalam et al., 2011, modifié d'après Meert and Lieberman, 2007). L'étoile correspond à la zone d'étude.

8 Conclusion et perspectives

L'histoire géodynamique de la partie méridionale du massif du Ouaddaï se résume en trois partie : (i) la première partie correspond à l'ouverture d'un rift associé aux dépôts des sédiments, protolithe des roches paradérivées (paragneiss, métapelites et quartzites) et un magmatisme mafique, produisant des amphibolites issus de la fusion partielle par décompression du manteau appauvri. L'âge de dépôt de ces sédiments se situe entre 1 Ga et 635 Ma (figure VIII.7a). (ii) La deuxième partie correspond à la convergence des blocs continentaux qui a provoqué une déformation et un métamorphisme de moyenne pression et monyenne température, associé à un magmatisme peralumineux ayant produit des leucogranites à biotite/muscovite issus de la fusion partielle des métasédiments entre 635 et 600 Ma (figure VIII.7b). (iii) La troisième partie correspond à la convergence des blocs continentaux avec retrait associé à un magmatisme HKCA produisant des granodiorites, granites à biotite et monzonite à pyroxène autour de 538 Ma, par fusion partielle d'un manteau enrichi (figure VIII.7c.).

Pour apporter plus de précision géodynamique sur ce segment de croûte exposée au Sud du Ouaddaï, quelques points importants restent à developpés.

1. Déterminer les migmatites soulignées au SE ou au Nord du Ouaddaï et établir les relations structurales et métamorphiques avec les métasédiments;
2. Déterminer l'âge de mise en place des roches mafiques (amphibolites);
3. Déterminer la nature de l'événement à 1 Ga exprimé dans les zircons de roches magmatiques très peu connu dans la sous région;
4. Préciser les conditions de l'événement thermique associé à la S3.

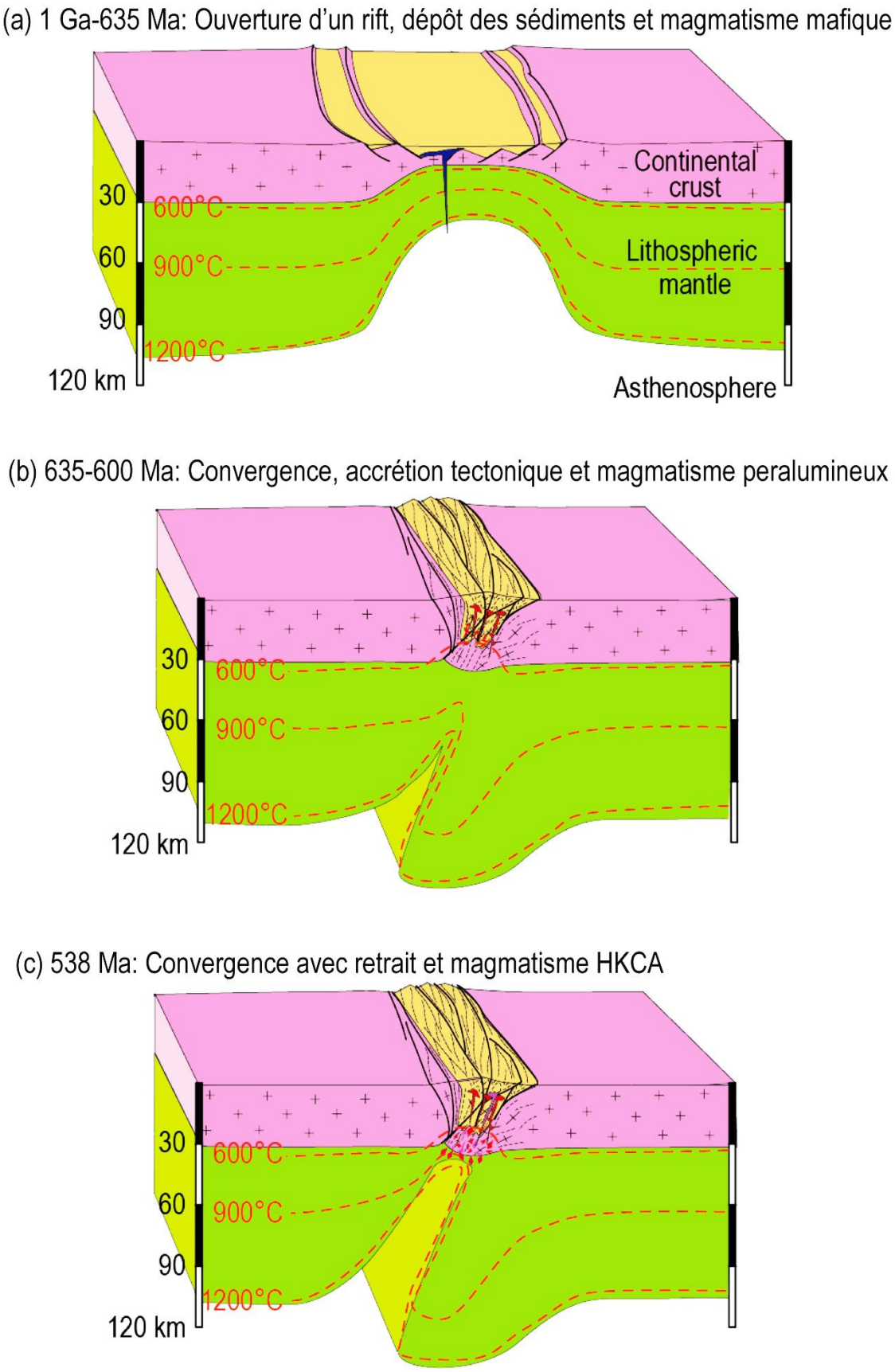


Figure VIII.7: Modèle géodynamique de la partie Sud du Massif du Ouaddaï

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

9 REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

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

Abdelsalam, M.G., Abdel-Rahman, E.-S.M., El-Fakib, E.-F.M., Al-Hur, B., El-Bashier, F.-R.M., Stern, R.J., Thurmond, A.K., 2003. Neoproterozoic deformation in the northeastern part of the Saharan Metacraton, northern Sudan. Precambrian Research 123, 203–221.

Abdelsalam, M.G., Liégeois, J.P., and Stern, R.J. 2002. The Saharan metacraton. Journal of African Earth Sciences, 34: 119–136. Affaton, P. 1990. Le bassin des Volta (Afrique de l'Ouest) : une marge passive d'âge protérozoïque supérieur, tectonisée au panafricain (600 ± 50 Ma). Etudes et Thèses ORSTOM, Paris, France.

Acef, K., Liégeois, J.P., Ouabadi, A., Latouche, L., 2003. The Anfeg post-collisional Pan- African high-K calc-alkaline batholith (Central Hoggar, Algeria), result of the Latea microcontinent metacratonisation. Journal of African Earth Sciences 37, 295–311.

Affaton, P. 1990. Le bassin des Volta (Afrique de l'Ouest) : une marge passive d'âge protérozoïque supérieur, tectonisée au panafricain (600 ± 50 Ma). Etudes et Thèses ORSTOM, Paris, France.

Albarède, F., 1998. The growth of continental crust. Tectonophysics 296, 1–14.

Amri et al, (2009).Apport des images Landsat7 ETM + pour la lithologique et l'étude structurale de la region d'Afara Héouine, Tahéfet, Hoggar Central. Journée d'Animation Scientifique de l'AUF 2009.

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

Anderson, A.T., 1982. Parental basalts in subduction zones : implications for continental evolution. J. Geophys. Res. 87 7047 – 7060.

Archanjo, C.J., Viegas, L.G.F., Hollanda, M.H.B.M., Souza, L. C., Liu, D., 2013. Timing of the HT/LP transpression in the Neoproterozoic Seridó Belt (Borborema Province, Brazil): constraints from UPb (SHRIMP) geochronology and implications for the connections between NE Brazil and West Africa. *Gondwana Research* 23, 701-714.

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

Armstrong, R.L., Harmon, R.S., 1981. Radiogenic Isotopes: The Case for Crustal Recycling on a Near-Steady-State No-Continental-Growth Earth [and Discussion]. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 301, 443–472.

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

Armstrong, R.L., 1991. The persistant myth of crustal growth. American Journal of Earth Sciences 38, 613-630.

Artemieva, I.M., 2009. The continental lithosphere: Reconciling thermal, seismic, and petrologic data. Lithos 109, 23–46.

Artemieva, I.M., Mooney, W.D., 2001. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study. J. Geophys. Res. 106, 16387–16,414.

Aurélien Eglinger., 2013. Cycle de l'uranium et évolution tectonométamorphique de la ceinture orogénique Pan-Africaine du Lufilien (Zambie). Thèse de doctorat, Université de Lorraine (France). 398p

Bailo, T., Schandelmeier, H., Franz, G., Sun, C.-H., Stern, R.J., 2003. Plutonic and metamorphic rocks from the Keraf Suture (NE Sudan): a glimpse of Neoproterozoic tectonic evolution on the NE margin of W. Gondwana. Precambrian Research 123, 67–80.

Bédard, J.H., 2006. A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. Geochim. Cosmochim. Acta 70, 1188–1214.

Bédard, J.H., Brouillette, P., Madore, L., Berclaz, A., 2003. Archaean cratonization and deformation in the northern Superior Province, Canada: an evaluation of plate tectonic versus vertical tectonic models. Precambrian Research 127, 61–87.

Belousova, E.A., 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 zircon Hf-isotope data. Lithos 119, 457-466.

Bell, R. T. & Jefferson, C. W. (1987) An hypothesis for an Australian-Canadian connection in the Late Proterozoic and the birth of the Pacific Ocean. Proceedings 'Pacific Rim Congress' 87, 39-50.

Bendaoud, A., Ouzegane, K., Godard, G., Liégeois, J.P., Kienast, J.R., Bruguier, O., Drareni, A., 2008. Geochronology and metamorphic P–T–X evolution of the Eburnean granulite-facies metapelites of Tidjenouine (Central Hoggar, Algeria): witness of the LATEA

metacratonic evolution. In: Ennih, N., Liégeois, J.-P. (Eds.), The Boundaries of the West African Craton: Geological Society of London Special Publication, 297, pp. 111–146.

Bhilisse et al. (2012). La télédétection et le système d'information géographique appliquée à la cartographie géologique du secteur d'Aït Ahmane (Bou Azzer, Antis-Atlas Central). International conference of GIS-Users, Taza GIS-Days. Proceeding book.

Bédard, J.H., 2006. A catalytic delamination-driven model for coupled genesis ofArchaean crust and sub-continental lithospheric mantle. Geochim.Cosmochim. Acta 70, 1188–1214.

Bertrand, J.M.L., Caby, R., 1978. Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt: a new interpretation of the Hoggar shield (Algerian Sahara). Geologische Rundschau 67, 357 383.

Berman, R.G. and Aranovich, L.Y. (1996). Optimized standard state and solution properties of minerals. I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al2O3-TiO2-SiO2. Contributions to Mineralogy and Petrology, 126, 1-24.

Bessoles, B. & Trompette, R. (1980). La chaîne panafricaine. Zone mobile d'Afrique Centrale (partie sud) et zone soudanaise. Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, 92, 394 pp.

Black, R. 1992. Mission géologique au Tchad du 14. 1. au 8.2.1992. *Rapport inédit* 15p. PNUD/DRGM, N'Djaména.

Black, R. and Lidgeois, J.-P**.** 1993. Cratons, mobile belts, alcaline rocks and continental lithospheric mantle: The pan-african testimony. *Journal Geological Society, London* 150, 89-98.

Black R. 1978. Propos sur le Pan- africain. Bull. Sac. Géol. Fr., (7), 20 : 843-850.

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

Black, R., Latouche, L., Liégeois, J.-P., Caby, R. & Bertrand, J. M. (1994) Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (Central Sahara). Geology, 22, 641-644.

Black R., Caby R., Moussine-Pouchkine, Bayer R., Bertrand J.M., Boullier A.M.,Fabre J., Lesquier A. 1979. Evidence for late Precambrian plate tectonics in west Africa. Nature, 278, 5701: 223-227.

Blichert-Toft, J., F. Albarède, et al. (1999a): Lu-Hf isotope systematics of garnet pyroxenitesfrom Beni Bousera, Morocco: Implications for basalt origin. *Science,* Vol. 283, p. 1303-1306.

Burke K., Dewey J. 1973. An outline of Precambrian plate development. In : Implication of continental drift to the earth Dciences. Tarling D.H. and Runcorn S.K. Academic Press. London and New-York: 1035-1045.

Bridg water D., Mc Gregoir V.R., Myers J.S. 1974. A horizontal tectonic regime in the archean of Greenland and its implications for early crustal thickening. Precamb. Res., 1 : 179-197.

Boardman, J. W., and Kruse, F. A., (1994), Automated spectral analysis: a geological example using AVIRIS data, north Grapevine Mountains, Nevada: in Proceedings, ERIM Tenth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, Environmental Research Institute of Michigan, Ann Arbor, MI, pp. I-407 - I-418.

Bouyo Houketchang, M., Penaye, J., Barbey, P., Toteu, S.F., Wandji, P., 2013. Petrology of high-pressure granulite facies metapelites and metabasites from Tcholliré and Banyo regions: Geodynamic implication for the Central African Fold Belt (CAFB) of northcentral Cameroon *Precambrian Research* 224, *412-433.*

Caby, R., et Andreopoulos-Renaud, U. 1987. Le Hoggar oriental, bloc cratonisé à 730 Ma dans la chaîne panafricaine du nord du continent africain. Precambrian Research, 36: 335–344.

Caby, R., 1978. Paleogeodymique d'une marge passive et d'une marge active au précambrien superieur: leur collision dans la chaine panafricaine du Mali. Bull. Soc. Géol. Fr. (7), 20: 857-869

Caby, R. 1989. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and Northeast Brazil and the late Proterozoic South Atlantic fit. Geological Society of America, Special Paper 230. pp. 145–158.

Caby, R., Bertrand, J.M.L., and Black, R. 1981. Pan-African ocean closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, central Sahara. *In* Precambrian plate tectonics. *Edited by* A. Kröner. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, pp. 407–434.

Carignan. J, Pascal Hild, Guy Mevelle, Jacques Morel and Delphine Yeghicheyan., 2001. Routine Analyses 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. The Journal of Geostandards and Geoanalysis ; Vol. 25 — N°2-3 ; p.187-198.

Caron, V., Ekomane, E., Mahieux, G., Moussango, P., Ndjeng, E., 2010. The Mintom Formation (new): sedimentology and geochemistry of a Neoproterozoic, paralic succession in south-east Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 57, 367-385.

Castaing, C., Feybesse, J.L., Thieblemont, D., Triboulet, C., and Chevremont, P. 1994. Palaeogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks? Precambrian Research, 67: 327–344.

Chapell, B.W., White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Earth Sciences, 83, 1-26.

Chapell, B.W., 1974. Two contrasting granite type. Geochemical Journal, 37 545-556.

Chauvel, C. et J. Blichert-Toft (2001): A hafnium isotope and trace element perspective onmelting of the depleted mantle. *Earth and Planetary Science Letters,* Vol. 190, p. 137-151.

Condie, K.C., 2007. Accretionary orogens in space and time, in: Hatcher, R.D., Jr., Carlson,M.P., McBride, J.H., Martinez-Catalan, J.R., eds., 4-D framework of the continental crust. Geological Society of America, Memoir 200, 145-158.

Condie, K.C., 2000. Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions. Tectonophysics 322, 153–162.

Condie, K.C., 1998. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? Earth Planet. Sci. Lett. 163, 97–108.

Condie, K.C., 1982. Plate tectonics and Crustal Evolution. Pergamon Press, Elmsford, N.Y.

Connolly, J.A.D. and Kerrick, D.M. (2002). Metamorphic controls on seismic velocity of subducted oceanic crust at 100-250 km depth. Earth and Planetary Science, 204, 61-74.

Connolly, J.A.D. and Petrini, K. (2002). An automated strategy for calculation of phase diagram sections and retrieval of rock properties as a function of physical conditions. Journal of Metamorphic Geology, 20, 697-708.

Connolly, J.A.D. (1997). Devolatilization-generated fluid pressure and deformation-propagated fluid flow during regional metamorphism. Journal of Geophysical Research, 102, 18149-18173.

Connolly, J.A.D. (2005). Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. Earth and Planetary Science, 236, 524-541

Cordani, D.G., D'Agrella-Filho, M.S., Brito-Neves, B.B., Trindade, R.I.F, 2003. Tearing upRodinia: the Neoproterozoic palaeogeography of South American cratonic fragments. Terra Nova 15, 350-359.

Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P., 2003. Atlas of Zircon Textures. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 53, 469–500.

Cratchley, C.R., Louis, P., Ajakaiye, D.E., 1984. Geophysical and geological evidence for the Benue-Chad Basin Cretaceous rift valley system and its tectonic mplications. Journal of African Earth Sciences 2, 141–150

Da Silva, L.C., McNaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R., 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U–Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. Precambrian Research 136, 203–240.

D'Agrella-Filho M. S., R.I.F. Trindade, R. Siqueira, C.F. Ponte-Neto, and I.G. Pacca (1998). Paléomagnetic constraints on the Rodinia Supercontinental: Implications for its Neoproterozoic break-up and the formation of Gondwana. *International GeologicalReviens*, 40,171-188.

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

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

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

D'Agrella-Filho, M. S., Pacca, I. G., Trindade, R. I. F., Teixeira, L. R., Raposo, I. B., Onstott, T. C., 2004. Paleomagnetism and 40Ar/39Ar ages of mafic dikes from Salvador (Brazil): new

constraints on the São Francisco craton APW path between 1080 and 1010 Ma. Prec. Res. 132, 55-77.

D'Agrella-Filho, M. S., Trinidade, R. I. F., Siqueira, R., Ponte-Neto, C. M. & Pacca, I. G. (1998) Paleomagnetic constraints on the Rodinia supercontinent: implications for its Neoproterozoic break-up and the formation of Gondwana. International Geology review, 40, 171-188.

De Capitani, C. and Brown, T.H. (1987). The computation of chemical equilibria in complex systems containing non-ideal solutions. Geochimica et Cosmochimica Acta, 51, 2639-2652.

DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. Geophysical Research Letters 3, 249.

De Waele, B., Johnson, S.P., Pisarevsky, S.A., 2008. Palaeoproterozoic to Neoproterozoic growth and evolution of the eastern Congo Craton: Its role in the Rodinia puzzle. Precambrian Research 160, 127–141.

De Waele, B., Liégeois, J.P., Nemchin, A.A., Tembo, F., 2006. Isotopic and geochemical evidence of Proterozoic episodic crustal reworking within the Irumide belt of South-Central Africa, the southern metacratonic boundary of an Archaean Bangweulu craton. Precambrian Research 148, 225–256

De paolo, D. J. & Wasserburg, G. J. (1979) Sm-Nd age of the Stillwater complex and the mantle evolution curve for neodymium. Geochimica et Cosmochimica Acta, 43, 999-1008.

Dhuime, B., Hawkesworth, C.J., Delavault, H., Cawood, P.A., 2017. Continental growth seen through the sedimentary record. Sedimentary Geology 357, 16e32.

Dhuime et al., 2012. A Change in the Geodynamics of Continental Growth 3 Billion YearsAgo. Life Science 335, 1334.

Djouka-Fonkwe. M.L, Schulz.B, Schussler .U, Tchouankoue.P, Nzolang.C. Geochemistry of the Bafoussam Pan-African I- and S-type granitoidsin western Cameroon. Journal of African Earth Sciences 50 (2008) 148–167.

Doumnang, J. C. (2006) Géologie des formations néoprotérozoïques du Mayo Kebbi (sud-ouest du Tchad) : Apports de la pétrologie et de la géochimie, implications sur la géodynamique au Panafricain. Doctorat de 3ème Cycle, Université d'Orléans (France), 158pp.

Doumnang, J. C. (2013) Geotectonic Study of Gold Concentrations in Neoproterozoic Formations of Pala, Mayo-Kebbi Region in South-West of Chad. *Journal of Basic and Applied Scientific Research., 3(6)358-364.*

Dubacq, B., Vidal, O., De Andrade, V. (2010). Dehydration of dioctahedral aluminous phyllosilicates:thermodynamic modelling and implications for thermobarometric estimates. Contrib Mineral. Petrol. 159,159–174.

Duchêne, S., J. Blichert-Toft, et al. (1997): The Lu-Hf dating of garnets and the ages of theAlpine high-pressure metamorphism. *Nature,* Vol. 387, p. 586-589.

Dumont, J.F., Toteu, S.F., et Penaye, J. 1985. Ensembles structuraux et principales phases de déformations panafricaines dans la zone mobile du Nord Cameroun, région de Poli. Revue des Sciences et Techniques, Série Sciences de la Terre, Yaoundé, **1**: 9–23.

Drummond, M.S., Defant, M.J., 1990. A Model for Trondhjemite-Tonalite-Dacite Genesis and Crustal Growth Via Slab Melting: Archean to Modern Comparisons. J. Geophys. Res. 95, 21503–21,521.

Eisbacher, G.H., 1985. Late Proterozoic rifting, glacial sedimentation, and sedimentary cycles in the light of Windermere deposition, western Canada. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 51, 231–254.

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

El-Sayed, M.M., Furnes, H., Abou Shagar, S., 2007. Growth of the Egyptian crust in the northern East African Orogen: a review of existing models and proposed modifications. Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Abhandlungen 183, 317–341 2007.

Ennih, N., Liégeois, J.P., 2008. The boundaries of the West African craton, with a special reference to the basement of the Moroccan metacratonic Anti-Atlas belt. In: Ennih, N., Liégeois, J.-P. (Eds.), The boundaries of the West African craton: Geological Society, London, Special Publications, 297, pp. 1–17.

Ewart A. et Hawkesworth C.J. - The pleistocene-recent Tonga-Kermadec arc lavasinterpretation of new isotopic and rare earth data in terms of a depleted mantle source mode!. Journal of Petrology 28 (1987) pp 495-530.

Ferré, E., Déléris, J., Bouchez, J.L., Lar, A.U., and Peucat, J.J. 1996. The Pan-African reactivation of Eburnean and Archean provinces in Nigeria: structural and isotopic data. Journal of Geological Society of London, 153: 719–728.

Finger, F., Dörr, W., Gerdes, A., Gharib, M., Dawoud, M., 2008. U–Pb zircon ages and geochemical data for the Monumental Granite and other granitoid rocks from Aswan, Egypt: Implications for the geological evolution of the western margin of the Arabian Nubian Shield. Mineralogy and Petrology 93, 153–183.

Frimmel, H. E., Zartman, R. E. & Spath, A. (2001) The Richtersveld Igneous Complex, South Africa: U–Pb zircon and geochemical evidence for the beginning of Neoproterozoic continental breakup. Journal of Geology, 109, 493-508.

F. Sun , L. Tekoum , J. C. Doumnang , R. Tchameni & A. A. Ganwa (2013) Petrographic and structural analysis of the Precambrian rocks in the Zalbi Sector, northwest Léré, Chad, Australian Journal of Earth Sciences: An International Geoscience Journal of the Geological Society of Australia, 60:5, 649-658, DOI: 10.1080/08120099.2013.814589

Ferré, E., Gleizes, G., and Caby, R. 2002. Obliquely convergent tectonics and granite emplacement in the Trans-Saharan belt of Eastern Nigeria: a synthesis. Precambrian Research, 114: 199–219.

Fezaa, N., Liégeois, J.P., Abdallah, N., Cherfouh, E.H., De Waele, B., Bruguier, O., Ouabadi, A., 2010. Late Ediacaran geological evolution (575–555 Ma) of the Djanet Terrane, Eastern Hoggar, Algeria, evidence for a Murzukian intracontinental episode. Precambrian Research 180, 299–327.

Foley, S., Tiepolo, M. & Vannucci, R. (2002) Growth of early continental crustcontrolled by melting of amphibolite in subduction zones. Nature, 417, 837-840.

Fuck, R.A., Brito Neves, D. B. B., Schobbenhaus, C., 2008. Rodinia descendants in South America. Precambrian Research 160, 108-126.

Fyfe, W.S., 1978. The evolution of the earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics? Chemical Geology pp. 89– 114.

Ganne, J., De Andrade, V., Weinberg, R., Dubacq, B., Vidal, O. and Kagambega, N., Naba, S., Baratoux, L., Jessell, M., Allibon, J. (2012). Modern-style plate subduction preserved in the Palaeoproterozoic West African Craton. Nature Geoscience, v.5, n°1, p. 60-65.

Ganne, J., Nédélec A., Grégoire, V., Gouy, S., de Parseval , P. (2013). Tracking Late-Pan-African fluid composition evolution in the ductile crust of Madagascar: Insight from phase

relation modelling of retrogressed gneisses (province of Fianarantsoa). Journal of African Earth Sciences, v. 94, p. 100 -110.

Ghuma, M. A. & Rogers, J. J. W. (1978) Geology, geochemistry, and tectonic setting of the Ben Ghnema batholith, Tibesti massif, southern Libya. Geological Society of America Bulletin, 89, 1351-1358.

Gill J.B. - Orogenic andesites and plate tectonics. Springe verlag Berlin-HeidelbergNew- York. (1981) 390 p.

Goodwin, A., 1996. Principles of Precambrian Geology. *Academic Press, London,* 327 p.

Gorman, A.R., Nemeth, B., Clowes, R.M. and Hajnal, Z. (2006). An investigation of upper mantle heterogeneity beneath the Archaean and Proterozoic crust of western Canada from Lithoprobe controlled-source seismic experiments. Tectonophysics, 416(1-4), 187-207.

Gray, D.R., Foster, D.A., Meert, J.G., Goscombe, B.D., Armstrong, R., Truow, R.A.J., Passchier, C.W., in press (2007). A Damaran perspective on the assembly of southwestern Gondwana. Geological Society of London Special Publication.

Gsell J., Sonnet J., 1960. Carte geologique de reconnaissance au 1 / 500.000 et Notice explicative sur la feuille Adre. Brazzaville, BRGM, 42 pages.

Guergour, and K. Amri, (2009). “Contribution des images Landsat 7 ETM+ à la cartographie géologique et structurale du Bassin de Tin Séririne. (Tassilis Oua N Ahaggar. Hoggar). Algérie,”, IIIèmes Journées d’Animation Scientifique du réseau deTélédétection de l’AUF JAS'09, Sous le thème : «Imagerie Satellitaire Multisources : Approches Méthodologiques etApplications», Alger, 8-11 novembre 2009.

Hacker, B.R., Kelemen, P.B., Behn, M.D., 2011. Differentiation of the continental crust by relamination. Earth Planet. Sci. Lett. 307, 501–516.

Harris, N.B.W., Inger, S., 1992. Trace element modelling of pelite-derived granites. Contributions to Mineralogy and Petrology 110, 46-56.

Hawkins.J.W et Melchior.J.T., 1985: Petrology of Mariana TroUgh and Lau Basin Basal. Journal ofGeophysical Research, vol. 90, NO. B13, pages11,431-11,468.

Hawkesworth, C.J., Dhuime, B., Pietranik, A.B., Cawood, P.A., Kemp, A.I.S., Storey, C.D.,2010. The generation and evolution of the continental crust. Journal of the GeologicalSociety, London 167, 229-248.

Hawkesworth, C.J., Hammill, M., Gledhill, A.R., van Calsteren, P., Rogers, G., 1982. Isotope and trace element evidence for late-stage intra-crustal melting in the High Andes. Earth and Planetary Science Letters 58, 240–254.

Henry, B., Liégeois, J.P., Nouar, O., Derder, M.E.M., Bayou, B., Bruguier, O., Ouabadi, A., Belhai, D., Amenna, M., Hemmi, A., Ayache, M., 2009. Repeated granitoid intrusions during the Neoproterozoic along the western boundary of the Saharan metacraton, Eastern Hoggar, Tuareg shield, Algeria: an AMS and U–Pb zircon age study. Tectonophysics 474, 417–434.

Herron, M.M.(1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales fromcore or log data. Journal of Sedimentary Petrology 58: 820-829

Himyari, S. M. Hoepffner, C. Benzakour, M. et Hadani, D. E. (2002**)** Etude structurale du haut atlas oriental Maroc à l'aide de l'analyse linéamentaire des images HRV XS) de Spot. Télédétection, Vol. 02, n°4, p. 243-253.

Hirth.G and Tullis.J.,1992: Dislocation creep regimes in quartz aggregates. Journal of Structural Geology, Vol. 14, No. 2, pp. 145 to 159.

Hofmann, A. W. (1988): Chemical differentiation of the Earth: The relationship betweenmantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters,* Vol. 90, p. 297-314.

Hofmann, P. F. (1991) Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland insideout? Science, 252, 1409-1412.

Hofmann, A. W. (1997): Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature,* Vol. 385, p. 219-229

Holland T.J.B. & Powell R. (1998). An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, J. Metamorphic Geol., 16, 309-343.

Huene, R. von, Scholl, D.W., 1991. Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. Reviews of Geophysics 29, 279–316.

Hurley, P.M., Rand, J.R., 1969. Pre-Drift Continental Nuclei. Science 164, 1229– 1242.

Hurley P.M. 1974. Pangeaic orogenic system. Geology, 2 : 373-376.

Isseini M, 2011. Croissance et différenciation crustales au Néoprotérozoïque : exemple du domaine panafricain du Mayo-Kebbi au Sud-Ouest du Tchad. *Thèse de Doctorat UniversitéHenri Poincaré, Nancy*, France, 339 p.

Isseini et al., 2012. A-type granites from the Pan-African orogenic belt in south-western Chad constrained using geochemistry, Sr–Nd isotopes and U–Pb geochronology.

Jean-Claude Duplessy et Gilles Ramstein (2011) Paléoclimatologie - Enquête sur les climats anciens. Livre,tome II

Jegouzo P. 1984. Evolution structural du Sud-Ouest Camerou Durant l'orogéne panafricaine. Association de tectoniques cisaillante et chevauchement. Colloque C.N.R.S., chevauchement et déformation, Toulouse : p. 23

Jérémie, E. & Roch, E. (1952) Précision sur la perthite-syénite de Baïbokoum et la perthite à granulite de Passi (sud du territoire du Tchad). C.R. Som. Séances Soc. Géol. Fr., 251-253.

Johnson, S. P., Rivers, T. & De Waele, B. (2005) A review of the Mesoproterozoic to early Palaeozoic magmatic and tectonothermal history of south–central Africa: implications for Rodinia and Gondwana. Journal of the Geological Society, London, 162, 433-45.

Jull, M., Kelemen, P.B., 2001. On the conditions for lower crustal convective instability. J. Geophys. Res.-Solid Earth 106, 6423–6446.

Kasser, M. Y. (1995) Evolution précambrienne de la région du Mayo Kebbi (Tchad). Un segment de la Chaîne Panafricaine. Doctorat de 3ème Cycle, Muséum d'Histoire Naturelle de Paris (France), 217 pp.

Kay, R., Kay, S., 1993. Delamination and Delamination Magmatism. Tectonophysics 219, 177–189.

Kennedy W.Q.1964. The structural differentiation of Africa in the Pan-African (500 m.y.) tectonic episode. Sth. Ann. Rep. Res. Inst.African Geol. Univ. Leeds: p. 48.

Kerrick, D.M. and Connolly, J.A.D. (2001a). Metamorphic devolatilization of subducted marine sediments and the transport of volatiles into the Earth's mantle. Nature, 411, 293-296.

Kerrick, D.M. and Connolly, J.A.D. (2001b). Metamorphic devolatilization of subducted oceanic metabasalts: implications for seismicity, arc magmatism and volatile recycling. Earth and Planetary Science, 189, 19-29.

Klerkx, J., Deutsch, S., 1977. Résultats pré1iminaires obtenus par la méthode Rb/Sr sur l'âge des formations précambriennes de la région d'Uweynat (Libye). Rapport Annue1 1976 du Département de Géologie du Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique, pp. 83 94.

Kouamé, T. Lasm, M. B. Saley, E. Tonyé, M. Bernier, and S. Wade, “Extraction linéamentaire par morphologie mathématique sur une image RSO de RadarSat-1 : application au socle Archéen de la Côte d’Ivoire,” IIIèmes Journéesd’Animation Scientifique du réseau de Télédétection de l’AUF JAS'09, Sous le thème : «Imagerie Satellitaire Multisources :

Kroner A.1977. The Precambrian geotchnic evolution of Africa: Plate accretion versus plat destruction. Precamb. Res., 4: 163-213.

Kröner, A., Cordani, U.G., 2003. African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology: Tectonophysics 375, 325-352.

Kusnir, I. & Moutaye, H. A. (1997) Ressources minérales du Tchad: une revue. Journal of African Earth Sciences, 24, 549-562.

Kusnir, I. (1995) Géologie, ressources minérales et ressources en eau du Tchad, N'djaména, Centre National d'Appui à la Recherche.

Kusnir, I. (1995) Géologie, ressources minérales et ressources en eau du Tchad, N'djaména, Centre National d'Appui à la Recherche.

Küster, D., Liégeois, J.P., Matukov, D., Sergeev, S., Lucassen, F., 2008. Zircon geochronology and Sr, Nd, Pb isotope geochemistry of granitoids from Bayuda Desert and Sabaloka (Sudan): evidence for a Bayudian event (920–900 Ma) preceding the Pan-African orogenic cycle (860–590 Ma) at the eastern boundary of the Saharan Metacrat. Precambrian Research 164, 16–39.

Kwekam, M., Liégeois, J.P., Njonfang, E., Affaton, P., Hartmann, G., Toteu, S.F., Tchoua, F., 2010. Nature, origin and significance of the Fomopéa Pan-African high-K calcalkaline plutonic complex in the Central African fold belt (Cameroon). Journal of African Earth

Sciences 57, 79–95 Lavreau, J. (1982) The Archaean and Lower Proterozoic of Central Africa. Brazil Geociancas, 12, 187-192.

Lee, C.-T.A., Morton, D.M., Little, M.G., Kistler, R., Horodyskyj, U.N., Leeman, W.P., Agranier, A., 2008. Regulating continent growth and composition by chemical weathering. PNAS 105, 4981–4986.

Le Breton, N., Thompson, A.B., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite inmetapelites in the early stages of crustal anatexis. Contributions to mineralogy and Petrology 99, 226–237.

Le Maitre, R.W.(EDITOR), Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, M., LE BAS, M.J.,Sabine, P.A., Schmid, R., Sørensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B., 1989. A Classification of Igneous Rocks and a Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematicsof Igneous Rocks. *Blackwell Scientific Publications, Oxford*. p.193.

Li, Z. X., Bogdanova, S. V., Collins, A. S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R. E., Fitzsimons, I. C. W., Fuck, R. A., Gladkochub, D. P., JACOBS, J., Karlstrom, K. E., Lu, S., Natapov, L. M., Pease, V., Pisarevsky, S. A., Thrane, K. & Vernikovsky, V. (2008) Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. Precambrian Research, 160, 179-210.

Liégeois, J.P, Abdelsalam, M.G, Ennih,N, Ouabadi, A. (2012) Metacraton: Nature, genesis and behavior. Journal of Gondwana Research, 18, GR-00802.

Liégeois, J.P., Latouche, L., Boughrara, M., Navez, J., Guiraud, M., 2003. The LATEA métacraton (Central Hoggar, Tuareg shield, Algeria): behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. Journal of African Earth Sciences 37, 161–190.

Liégeois, J.P., Bertrand, J.M., and Black, R. 1987. The subduction and collision-related Pan-African composite batholith of the Adrar des Iforas (Mali): a review. Geological Journal, 22: 185–211.

Liégeois, J.P., Black, R., Navez, J., and Latouche, L. 1994. Early and late Pan-African orogenies in the Aïr assembly of terranes (Tuareg shield, Niger). Precambrian Research, 67: 59–88.

Liégeois, J.-P. (1992) Mesures des isotopes du Sr en vue de détermination d'âges des roches magmatiques du Centre du Tchad (régions de Baïbokoum, Léré-Figuil).

Louis, P. (1970) Contribution géophysique à la connaissance géologique du bassin du lac Tchad. Bull. ORSTOM, 42

Martin H., Porada H. 1977. The intracratonic branch of the Damara origin in South Africa. I. Discusion of geodynamic models. II. Discusion of relation-ships with the pan-african mobile belts system. Precamb. Res., S : 331-357.

Martin, H., 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. Geology 14, 753–756.

Martin, H., 1993. The mechanisms of petrogenesis of the Archaean continental crust—Comparison with modern processes. Lithos 30, 373–388.

Maury R.C., Bougault H., Joron J.L., Dosso L. et Sibuet J.C. - Les tholéïtes du bassind'arrière-arc d'Okinawa (Ouest Pacifique). 11 ème RST, Clermont-Ferrand, 1986Société Géologique de France, p124.

McDonough, W.F., Sun, S.-s. (1995). The composition of the earth. Chemical Geology 120: 223-253.

McLennan, S.M., Taylor, S.R., 1982. Geochemical constraints in the growth of the continental crust 347 – 361.

McLennan, S. M. (2001): Relationships between the trace element composition ofsedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems,* Vol.2, papier n° 2000GC000109.

Middlemost, E. 1997. Magmas, Rocks and Planetary Development. *A Survey of Magma/ Igneous Rock Systems*, 299 p.

Miniar. P. D et Piccoli. P. M.,1989: Tectonic discrimination of granitoids. GSA Bulletin (1989) 101 (5): 635-643.

Moyen, J.F., van Hunen, J., 2012. Short-term episodicity of Archaean platetectonics. Geology 40, 451–454.

Moyen, J.-F., 2008. Apports de la pétrologie endogène à la compréhension de lagéodynamique Archéenne (HDR).

Moyen, J.-F., Stevens, G., Kisters, A., 2006. Record of mid-Archaean subduction from metamorphism in the Barberton terrain, South Africa. Nature 442, 559– 562.

Mbaïtoudji, M. M. (1982a) Géotraverse au Tchad, au sud du quatorzième parallèle nord. N'Djaména, DRGM.

Mbaïtoudji, M. M. (1982b) Lois de répartition, hypothèses de pronostics et méthodologie de la recherche des gisements de minéraux utiles solides dans le territoire de la République du Tchad. Institut de Prospection géologique, Moscou (URSS).

Mbaïtoudji, M. M. (1984) Lois de répartition, hypothèse de pronostics et méthodologie de la recherche des gisements de minéraux utiles solides dans le territoire de la République du Tchad. Publications CIFEG.

McMenamin, M. A. S. & McMenamin, D. L. S. (1990) The Emergence of Animals: The Cambrian Breakthrough, 217 pp.

McLennan, S. M. & Taylor, S. R. (1982) Geochemical constraints on the growthof the continental crust. Journal of Geology, 90, 342.

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

Meert, J. G. & Van Der Voo, R. (1997) The assembly of Gondwana 800-550 Ma. Journal of Geodynamics, 23, 223-235.

Milesi, J.P., Frizon de Lamotte, D., de Kock, G., Toteu, F., 2010. Tectonic map of Africa 1/ 10,000,000, (2nd Edition). Commission for the Geological map of the World

Moores, E. M. (1991) Southwest U.S.-East Antarctic (SWEAT) connection: A hypothesis. Geology, 19, 425-428.

Ngako, V., Jegouzo, P., et Nzenti, J.P. 1992. Champ de raccourcissement et de cratonisation du Nord Cameroun du protérozoïque supérieur au protérozoïque moyen. Comptes Rendu de l'Académie des Sciences de Paris, 315: 371–377.

Ngako, V., 1986. Evolution métamorphique et structurale de la bordure Sud-ouest de la "série de Poli" (segment camerounais de la chaîne panafricaine). *Mémoires et documents duCentre Armoricain d'étude structurale des socles*, N° 5.

Nishikawa.O and Takeshita.T., 1999: Dynamic analysis and two types of kink bands in quartz veins deformed under subgreenschist conditions. Tectonophysics 301 21–34.

Nzenti, J.P., Barbey, P., Jegouzo, P., et Moreau, C. 1984. Un nouvel exemple de ceinture granulitique dans une chaîne protérozoïque de collision : les migmatites de Yaoundé au Cameroun. Comptes Rendu de l'Académie des Sciences de Paris, 299: 1197–1199.

Nzenti, J.P., Barbey, P., Macaudière, J., and Soba, D. 1988. Origin and evolution of the late Precambrian high-grade Yaoundé gneisses (Cameroon). Precambrian Research, 38: 91–109.

Oliveiro, E.P., Toteu, S.F., Araújo, M.N.C., Carvalho, M.J., Nascimento, R.S., Bueno, J.F., McNaughton, N., Basilici, G., 2006. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé belt (Cameroon, Africa). *Journal of AfricanEarth Sciences* 44, 470-478.

O'Nions, R.K., McKenzie, D.P., 1988. Melting and continent generation. Earth and Planetary Science Letters 90, 449–456.

O'Nions, R.K., Hamilton, P.J., 1981. Isotope and Trace Element Models of Crustal Evolution. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 301, 473–487.

Owona, S. (2008). Archaean, Eburnean and Pan-African junction in the south of Yaoundé(Cameroon). Ph.D. Thesis Douala: 213p + annexes.

Patchett, P. J. (1983a): Hafnium isotope results from mid-ocean ridges and Kerguelen. *Lithos,*Vol. 16, p. 47-51.

Patchett, P. J. (1983b): Importance of the Lu-Hf isotopic system in studies of planetary chronology and chemical evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta,* Vol. 47, p. 81-91.

Patchett, P. J. et M. Tatsumoto (1980a): Lu-Hf total-rock isochron for the eucrite meteorites. *Nature,* Vol. 288, p. 571-574.

Patchett, P. J. et M. Tatsumoto (1980b): Hafnium isotope variations in oceanic basalts. *Geophysical Research Letters,* Vol. 7(12), p. 1077-1080.

Patchett, P. J. et M. Tatsumoto (1980c): A routine high-precision method for Lu-Hf isotopegeochemistry and chronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology,* Vol. 75, p. 263-267.

Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976: Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Petrol. 58, 63-81

Pedro Claude Nsugani. La chaine panafricaine du Nord-Ouest de l'Angola : Etude pétrostructurale, géochimique et géochronologique. Implications géodynamiques. Thèse de doctorat, Univ., Montpellier II (France).

Pegram, B. J., Register, J. K., Fullagar, P. D., Ghuma, M. A. & Rogers, J. J. W. (1976) Pan-African ages from a Tibesti massif batholith, southern Libya. Earth and Planetary Science Letters, 30, 123-128.

Penaye, J., Toteu, S. F., Van Schmus, W. R., Nzenti, J. P., (1993). U-Pb and Sm-Nd preliminary geochronologic data on the Yaoundé Series, Cameroon: re-interpretation of the granulitic rocks as the suture of a collision in the 'Centrafrican' belt. C.R. Académie des Sciences Paris 317: 789-794.

Penaye, J., Kröner, A., Toteu, S. F., Van Schumus, W. R. & Doumnang, J.-C. (2006) Evolution of the Mayo Kebbi region as revealed by zircon dating: an early (ca. 740 Ma) Pan-African magmatic arc in south-western Chad. Journal of African Earth Sciences, 44, 530-542.

Pettingill, H. S. et P. J. Patchett (1981): Lu-Hf total-rock age for the Amîtsoq gneisses, WestGreenland. *Earth and Planetary Science Letters,* Vol. 55, p. 150-156.

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

Poidevin, J.L. 1983. La tectonique pan-africaine à la bordure nord du craton congolais: l'orogenèse des Oubanguides. *In* 12th colloque on the African Geology, Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgium. Abstract, p. 75.

Porada J. 1979. The Damara – Reibeira orogen of the pan-african brasiliano cycle in Namibia (SW Africa) and brazil as interpreted in terms of continental collision. Tectonophysics, 57: 237-165.

Powell, R. and Holland, T.J.B.H. (1988). An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3. application to geobarometry worked examples and a computer program. Journal of Metamorphic Geology, 6, 173-204.

Powell, R., Holland, T.J.B.H. and Worley, B. (1998). Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC. Journal of Metamorphic Geology, 16, 577-588.

Pouclet, A., Vidal, M., Doumnang, J. C., Vicat, J. P. & Tchameni, R. (2006) Neoproterozoic crustal evolution in Southern Chad: Pan-African ocean basin closing, arc accretion and late- to post-orogenic granitic intrusion. Journal of African Earth Sciences, 44, 543-60.

Pujol, M., Marty, B., Burgess, R., Turner, G., Philippot, P., 2013. Argon isotopic composition of Archaean atmosphere probes early Earth geodynamics. Nature 498, 87e90. Rey, P.F., Coltice,

Renne, P. R., Onstott, T. C., D'Agrella-Filho, M. S., Pacca, I. G. Teixeira, L. R., 1990. 40Ar/39Ar dating of 1.0–1.1 Ga magnetizations from the Sao Francisco and Kalahari cratons: tectonic implications for Pan-African and Brasiliano. Earth and Planetary Science Letters 101, 349-366.

Reymer, A., Schubert, G., 1986. Rapid growth of some major segments of continental crust.Geology 14, 299-302.

Reymer, A., Schubert, G., 1984. Phanerozoic addition rates to the continental crust and crustal growth. Tectonics 3, 63–77.

Rickwood., 1989: Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. Lithos, 22 (1989) 247-263.

Rocci .G. 1965. Essai d'interprétation de mesures géochronologiques. La structure de l'Ouest africain. Sci. Terre, Nancy, 10 : 461-479.

Rolin, P. 1995. La zone de décrochements panafricains des Oubanguides en République Centrafricaine. Comptes Rendu de l'Académie des Sciences de Paris, 320: 63–69.

Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation,interpretation. Longman Group UK Limited, London.

Rollinson, H., 2008. Secular evolution of the continental crust: Implications for crust evolution models. Geochem. Geophys. Geosyst. 9.

Rudnick, R.L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.), The Crust, Treatise in Geochemistry 3, pp. 1 – 64.

Rudnick, R., 1995. Making Continental-Crust. Nature 378, 571–578.

Rudnick, R.L., Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. Rev. Geophys., 108 267–309.

Salters, V. J. M. et S. R. Hart (1989): The hafnium paradox and the role of garnet in thesource of mid-ocean-ridge basalts. *Nature,* Vol. 342, p. 420-422

Salters, V. J. M. et S. R. Hart (1991): The mantle sources of ocean ridges, islands and arcs:the Hf-isotope connection. *Earth and Planetary Science Letters,* Vol. 104, p. 364-380

Saunders. A. D et Tarney. J., 1984: Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. Geological Society, London, Special Publications, 16, 59-76.

Schneider, J.-L. 1989. Géologie et hydrogéologie de la République du Tchad. *Thèse* Université d'Avignon, France. 547p.

Schneider J.-L., Wolff J.-P., 1992. Carte geologique etcartes hydrogeologiques a 1 *I* 1.500.000^{e} de la Republique du Tchad. Memoire explicatif. *Documents du BRGM* no 209, Orleans (France), 2 vol.

Sguigna, A. P., A. J. Larabee, et al. (1982): The half-life of 176Lu by a *γ- γ*coincidence measurement. *Canadian Journal of Physics,* Vol. 60, p. 361-364.

Shang, C.K., Liégeois, J.P., Satir, M., Frisch, W., Nsifa, E.N., 2010a. Late Archaean high-K granite geochronology of the northern metacratonic margin of the Archaean Congo craton, southern Cameroon: Evidence for Pb-loss due to non-metamorphic causes. Gondwana Research 18, 337–355.

Shaw, D.M., Cramer, J.J., Higgins, M.D., Truscott, M.G., 1986. Composition of theCanadian Precambrian shield and the continental crust of the earth. Geological Society, London, Special Publications 24, 275–282.

Smith A.G., Hallam A. 1970. The fit of the southern continents. Nature, 225: 139-144

Smith A.G., Hurley A.M., Briden J.C., Phanerozoic palaeocontinental world maps, Earth Sci. Ser., Cambridge University Press, 1981, 102 p.

Spear, F. S., (1995). Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. Mineralogical Society of America MONOGRAPH.

Suayah, I. B. & Rogers, J. J. W. (1986) Geochemistry, chronology and petrogenesis of the Wadi Yebigue pluton, Central Tibesti Massif, Libya. Journal of African Earth Sciences, 5, 413-422.

Suayah, I. B., Miller, J. S., Miller, B. V., Bayer, T. M. & Rogers, J. J. W. (2006) Tectonic significance of Late Neoproterozoic granites from the Tibesti massif in southern Libya inferred from Sr and Nd isotopes and U–Pb zircon data. Journal of African Earth Sciences, 44, 561-570.

Tarney.J., et Jones.C.E., 1994. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth model. Journal ofthe Geological Society, London, Vol. 151, 1994, pp. 855-868.

Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell Scientific Publishers.

Taylor, S. R. & McLennan, S. M.,1981. The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. Philosophical Transaction of the Royal Society, A301, 381.

Taylor, S. R., Capp, A. C. & Graham, A. L. (1969) Trace Element Abundances inAndesites II. Saipan, Bougainville and Fiji. Contribution to mineralogy and petrology, 23, 1-26.

Tchameni. R, Pouclet. A, Penaye. J, Ganwa. A.A, Toteu. S.F. Petrography and geochemistry of the Ngaounderé Pan-African granitoids in Central North Cameroon: Implications for their sources and geological setting. Journal of African Earth Sciences 44 (2006) 511–529.

Toteu, S.F., Bertrand, J.M., Penaye, J., Macaudière, J., Angoua, S., and 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.F. Lewry and M.R. Stauffer. Geological Association of Canada, Special paper 37, pp. 483–496.

Toteu, S.F., Van Schmus, R.W., Penaye, J., and Michard, A. 2001. New U–Pb and Sm–Nd data from north-central Cameroon and its bearing on the pre-Pan-African history of central Africa. Precambrian Research, 108: 45–73.

Toteu, S. F., Penaye, J. Djomani, Y. H. P. (2004) Geodynamic evolution of the Pan- African belt in central Africa with special reference to Cameroon. Canadian Journal of Earth Sciences, 41, 73-85.

Toteu, S.F., Penaye, J., Deloule, E., Van Schmus, W.R., Tchameni, R.(2006b). Diachronous evolution of volcano-sedimentary basins north of the Congo craton: Insights from U-Pb ion microprobe dating of zircons from the Poli, Lom and Yaoundé Groups (Cameroon). Journal of African Earth Sciences 44: 428-442.

Torsvik, T. H., Smethurst, M. A., Meert, J. G., Van Der Voo, R., Mckerrow, W. S., Brasier, M. D., Sturt, B. A. & Walderhaug, H. J. (1996) Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic—a tale of Baltica and Laurentia. Earth Science Review, 40, 229-258.

Trompette, R. (1997) Neoproterozoic (600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. Precambrian Research, 82, 101-112.

Trompette, R. (2000) Gondwana evolution; its assembly at around 600 Ma. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sciences de la Terre et des Planètes, 330, 305-315.

Unrug R. (Ed.),Geodynamic map of Gondwana supercontinent assembly, Publ. Council Geoscience, Pretoria, South Africa and Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans, France, 1996.

Unrug, R., 1997. Rodinia to Gondwana: The Geodynamic Map of Gondwana Supercontinent Assembly.GSA Today, 7, 1-5.

Valentine, J. W. & Moores, E. M. (1970) Plate-tectonic regulation of animal diversity and sea level: a model. Nature, 228, 657-659.

Vanderhaeghe, O., Ledru, P., Thiéblemont, D., Egal, E., Cocherie, A., Tegyey, M., Milési, J.-P., 1998. Contrasting mechanism of crustal growth: Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite–greenstone belts of French Guiana. Precambrian Research 92, 165–193

Van Osta P., 1991 et 1992. Prospection dans le secteur de Goz Beida, region Ouaddai (Tchad Oriental). N'Djamena, PNUD / DRGM.

Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Da Silva Filho, A.F., Toteu, S.F., Penaye, J., Guimarães, I.P., 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *In*: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., de Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. *eds*., West Gondwana. Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region. *Geological Society (London), Special Publication* 294, 69-99.

Veizer, J., Jansen, S.L., 1979. Basement and Sedimentary Recycling and Continental Evolution. The Journal of Geology 87, 341–370.

Veizer, J., Jansen, S.L., 1985. Basement and Sedimentary Recycling-2: Time Dimension to Global Tectonics. The Journal of Geology 93, 625–643.

Vellutini P., Rocci G., Vicat J.P., Gioan P. 1983. Mise en évidence de complexes ophiolitiques dans la chaine du Mayombé (Gabon-Angola) et nouvelle interprétation géotechnique. Précamb. Rs., 22 : 1-21.

Vernon, R.H. & G.L. Clarke, 2008. Principles of Metamorphic Petrology. Ed. Cambridge University Press

Vidal, O., Parra, T. & Trotet, F. (2001). A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100- 600°C, 1-25 kbar range. American Journal of Science, 6, 557-592.

Vidal, O., Parra, T., (2000). Exhumation path of high pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite-phengite assemblages. Geol. Journal. 35(3/4), 139-161.

Vielzeuf, D., Holloway, J.R., 1988. Experimental determination of the fluid-absent meltingrelations in the pelitic system; consequences for crustal differentiation. Contributionsto Mineralogy and Petrology 98, 257–276.

Vincent, P. M. (1956a) Extraction du zircon dans un granite en provenance du District de Mongo n° R6-1 (coupure géologique d'AmTiman-ouest). Brazaville, Direction des Mines et de la Géologie.

Vincent, P. M. (1956b) Extraction du zircon dans un granite hétérogène métasomatique en provenance du District de Mongo n° R6-3 (coupure géologique d'AmTiman-ouest). Brazaville, Direction des Mines et de la Géologie.

Vincent, P. M. (1956c) Extraction du zircon dans un granite intrusif porphyroïde en provenance du District de Melfi n° R6-4 (coupure géologique d'AmTiman-ouest). Brazaville, Direction des Mines et de la Géologie.

Vincent, P. M. (1956d) Extraction du zircon dans un microgranite en provenance du District de Mongo n° R6-2 (coupure géologique d'AmTiman-ouest). Brazaville, DIrection des Mines et de la Géologie.

Wacrenier, P. (1958) Carte géologique provisoire du Borkou-Ennedi-Tibesti. Brazaville, DMG AEF.

Wacrenier, P. (1950) Activité au cours du mois d'Avril 1950. N'Djaména, DMG.

Watson J.V. 1976. Vertical movement in Proterozoic structural provinces. Phil. Trans. R. Soc. London, (A), 280: 629-640.

Weaver, B.L., Tarney, J., 1984. Major and trace element composition of thecontinental litosphere, In: Structure and Evolution of the continental litosphere,Physics and Chemistry of the Earth, vol 15, vol. H. N. Pollack and V. R. Murphy. ed. Oxford: Pergamon Press.

Wedepohl K.H. (1995). The composition of the continental crust. Geochim. Cosmochim.Acta, 59, 7, pp. 1217-1232.

Weil, A. B., Van Der Voo, R., Niocaill, C. M., Meert, J. G., 1998. The Proterozoic supercontinent Rodinia: paleomagnetically derived reconstructions for 1100 to 800 Ma. Earth and Planetary Science Letters 154, 13-24.

White, W.M., 2012. Geochemistry, in: Geochemistry of Solide Earth. Chapter 11: The Mantle and Core.

Windley, B.F., 2003. Continental growth in the Proterozoic: a global perspective. GeologicalSociety, London, Special Publications 206, 23-33.

Wingate, M. T. D., Campbell, I. H., Compston, W. & Gibson, G. M. (1998) Ion microprobe U–Pb ages for Neoproterozoic basaltic magmatism in southcentral Australia and implications for the breakup of Rodinia. Precambrian Research, 87, 135-159.

Wolff, J.P., 1964. Geological map of Chad Republic on scale 1/500 000. B.R.G.M. Paris.

Yonta .N.C, 2010. Contexte géologique des indices de talc de la région de Boumnyebel (chaîne panafricaine d'Afrique Centrale, Cameroun). Doctorat en Géosciences de l'Université Henri Poincaré, Nancy et l'Université de Yaoundé au Cameroun.

Zhao, J. X., Malcolm, M. T. & Korsch, R. J. (1994) Characterisation of a plume–related 800Ma magmatic event and its implications for basin formation in central–southern Australia. Earth and Planetary Science Letters, 121, 349-367.

Zhang, H.F., Ying, J.F., Tang, Y.J., Li, X.H., Feng, C., Santosh, M., 2011a. Phanerozoic reactivation of the Archean North China Craton through episodic magmatism: evidence from zircon U–Pb geochronology and Hf isotopes from the Liaodong Peninsula. Gondwana Research 19, 446–459.

Zhang, X., Mao, Q., Zhang, H., Zhai, M., Yang, Y., Hu, Z., 2011b. Mafic and felsic magma, interaction during the construction of high-K calc-alkaline plutons within a metacratonic passive margin: the Early Permian Guyang batholith from the northern North China Craton. Lithos 125, 569–591.

ANNEXES

ANNEXES

Méthodes analytiques

Microscopie optique

A la suite de la description macroscopique, les échantillons préparés sous forme de lames minces polies (Laboratoire Géosciences et Environnement de Toulouse, GET) sont étudiés à l'aide d'un microscope optique en lumière transmise polarisée (LTP) et analysée (LTPA), et en lumière réfléchie polarisée (LRP) au microscope couplé à une caméra.

Microsonde électronique (microsonde de Castaing)

La réalisation de micro-analyses 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.

Description technique du matériel utilisé

Ces échantillons sont analysés à la microsonde électronique Cameca SX5 du Centre Raymond Castaing (Université Paul Sabatier – Toulouse III). Les conditions d'analyses étaient de 15kV pour la tension d'accélération, pour des courants de 10 ou 20 nA en fonction de la résistance des minéraux au faisceau électronique. Les temps d'acquisition sont de 10 secondes sur le pic et 5 secondes de part et d'autre du pic pour le fond continu. Le volume d'analyse est de l'ordre de 5 μm^3. Les standards utilisés sont des minéraux naturels ou

synthétiques : Na albite, Mg périclase, K sanidine, Al corindon, Fe hématite, Mn, Ti pyrophanite, Si, Ca wollastonite, Cr Cr_2O_3, Ni nickel métal, Zn sphalérite, Ba barytine, Cl tugtupite et F topaze. Les échantillons préparés sous forme de lames minces polies ont été recouverts d'une fine couche de carbone (env 50 nm) déposée par évaporation avec un évaporateur à carbone Edwards (type auto 306). Les résultats permettent 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).

Figure 1: Microscope électronique Cameca SX5 du Centre Raymond Castaing (Université Paul Sabatier – Toulouse III).

Les analyses géochimique majeurs, traces et isotopiques

Préparation des échantillons

Les échantillons de roches choisis sont successivement broyés dans trois appareils différents (au Laboratoire Géosciences et Environnement de Toulouse, GET), dans le but de réduire la granulométrie. (i) le premier appareil permet d'effectuer un broyage grossier ; (ii) le second permet de réduire l'échantillon broyé dans le premier à une taille inférieure au centimètre ; (iii) 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 8 à 13 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.

Description technique du matériel utilisé

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 pour les éléments majeurs et sur MC-ICP-MS pour les éléments en traces. 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).

L'analyse géochimique d'isotopes radiogénique de Sm/Nd est également effectuée sur de la poudre de roche dissoute sur un MC-ICP-MS au SARM. Les méthodes analytiques suivent celles décrites par Luais et al. (1997).

Datation U-Pb-Hf sur zircon

Séparation des zircons

La séparation des zircons des différents échantillons de roches datées est repartie en cinq étapes. Cette séparation prend en compte la taille des zircons, leur densité et leur nature magnétique.

Broyage et tri granulométrique

La première phase consiste a concassés les échantillons de roches (de 2 à 5 Kg) au marteau en fragments de quelques centimètres. Ces fragments sont ensuite broyés à l'aide d'un broyeur puis tamisés à une fraction de 300µm. La deuxième phase axée sur la séparation granulométrique, utilise une colonne de deux tamis : une tamis supérieure d'une maille de 250µm et une tamis inferieure d'une maille de 40µm. cette colonne de tamis est ensuite montée sur une tamiseuse à eau dans le but d'évacuer la fraction fine de granulométrie inférieure à 40µm. Le reste de la colonne comprise entre 40-250µm est séchées à l'étuve (40-50°C) pendant quelques heures. C'est la fraction granulométrique susceptible de contenir de zircons datables.

Séparation au bromoforme

La séparation au bromoforme se déroule sous hotte. Le matériel de séparation est constitué d'ampoules à décanter (dont la taille dépend de la quantité de produit à trier), des entonnoirs, des erlenmeyers, des papiers filtres, de l'alcool comme solvant, et bien entendu du bromoforme. L'ampoule à décanter est montée sur un statif. Sous le robinet de l'ampoule à décanter est placé un erlenmeyer, au dessus duquel est placé un entonnoir. La partie évasée de cet entonnoir est tapissé d'un papier filtre (Fig. 2.9).

Le robinet de l'ampoule étant bien fermé, on introduit à l'aide d'un entonnoir placé au dessus de l'ampoule, une quantité suffisante de bromoforme, puis la fraction d'intérêt à séparer. L'ensemble ne doit pas excéder les 4/5 du volume de l'ampoule. Il est à rappeler qu'à environ 20°C la densité du bromoforme est 2,89 et celle des zircons de 3,9 à 4,8. Après avoir fermé l'ampoule, son contenu est agité par secousse, de manière à ce que tous les minéraux soient mis en suspension. A l'arrêt des secousses, les minéraux de densité supérieure à 2,89 (dont le zircon) se déposent progressivement au fond de l'ampoule tandis que les minéraux avec une densité inférieure à 2,89 flottent. Une fois que tous les minéraux lourds se sont déposés, on les récupère sur le papier filtre posé sur l'entonnoir au dessous de l'ampoule, en ouvrant précautionneusement le robinet, de manière à éviter de laisser couler les minéraux en suspension. La fraction lourde sur le papier filtre est déplacée sur un nouveau erlenmeyer propre puis abondamment nettoyée à l'alcool, avant de laisser sécher l'ensemble sous la hotte pendant plusieurs heures. Après séchage de la fraction lourde on peut alors procéder à la séparation magnétique.

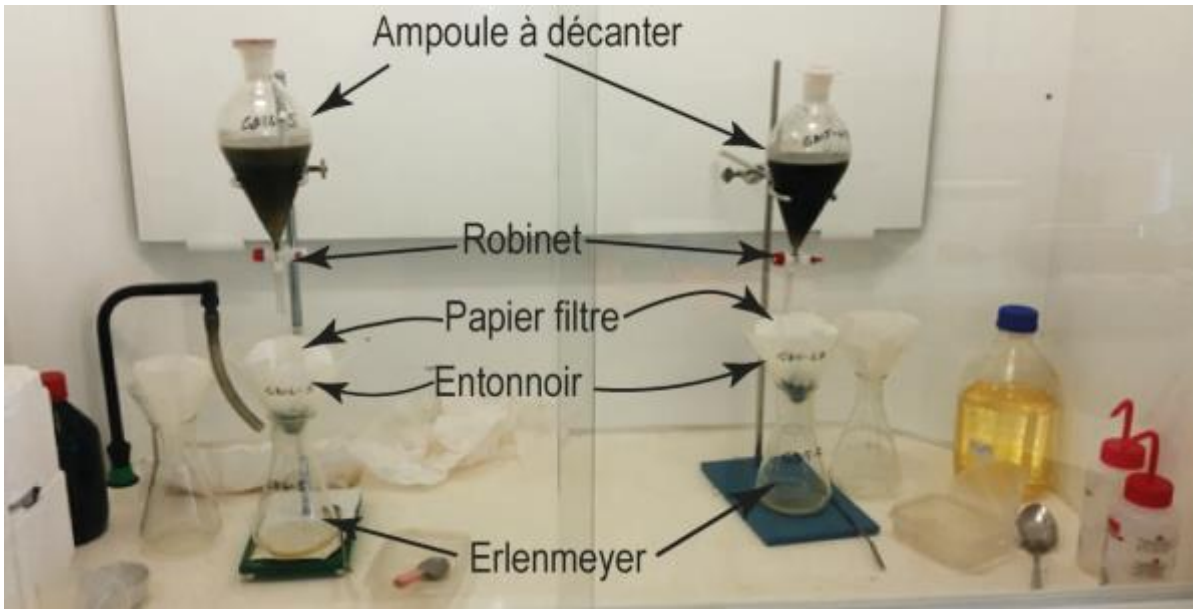


Figure 2: Séparation des minéraux par liqueurs denses (Laboratoire Géosciences et Environnement Toulouse, GET).

Séparation magnétique au Frantz

Cette étape à pour but de séparer la fraction magnétique (magnétite, ilménite, hématite,…) de la fraction non magnétique (zircon, apatite, monazite,…). Avant de procéder à la séparation magnétique, l'inclinaison de l'appareil, appelé Frantz (Fig. 2.10) est réglée à 5° vers l'avant et de 5° vers la gauche, c'est-à-dire du côté le moins dévié par l'aimant, et son intensité à 1,5A. Après ce réglage, le Frantz est mis en marche et la fraction lourde est progressivement introduite à travers l'entonnoir du Frantz (situé en amont du conduit de circulation), de manière à ce que le flux de circulation soit continu. Les minéraux, soumis au champ magnétique généré par le Frantz, suivent deux trajectoires différentes selon leur susceptibilité, ce qui permet leur séparation en deux lots. Deux récipients placés en aval du conduit de circulation des grains, permettent alors de récupérer, pour l'un la fraction magnétique et pour l'autre la fraction amagnétique. La fraction amagnétique est essentiellement reconnaissable à sa couleur claire. C'est cette dernière qui sera récupérée pour une séparation au diodométhane.

Figure 3: Séparateur magnetique (Frantz) (Laboratoire Géosciences et Environnement Toulouse, GET).

Séparation au diodométhane

La séparation au diodométhane a pour but d'affiner le tri des grains de zircons. Le diodométhane est une liqueur dense, qui a une densité de 3,38 à une température d'environ 20°. Le protocole de cette séparation est identique à celui du bromoforme, à la seule différence qu'à la place de l'alcool, c'est l'acétone qui est utilisé comme solvant.

Tri et montage des zircons

Dans la fraction lourde, obtenue après la phase de séparation au diodométhane, les cristaux de zircon les plus « propres », c'est-à-dire présentant peu ou pas d'inclusion ni de craquelure, sont prélevés à la loupe binoculaire, grain par grain, à l'aide d'une aiguille puis fixés sur une coupelle par une colle d'araldite. Dans la coupelle, les zircons sont rangés en lignes (Fig. 2.11). L'ajout d'une pièce cylindrique sur la coupelle permet de constituer un moule faisant office de récipient. Après séchage de l'araldite, le moule est rempli de résine synthétique époxy afin de constituer un « plot ». Les moules sont mis sous étuve à 40°C pendant environ 12 heures afin que la résine polymérise. Après démoulage, la face sur laquelle se situent les cristaux est soigneusement polie. Le polissage met en surface les cristaux de zircon piégés dans la résine en générant une surface interne, celle qui sera analysé au laser.

Les irrégularités de surface sur les plots seront, par la même occasion, supprimées par polissage. La qualité du polissage est contrôlée au microscope en lumière réfléchie.

Datation U-Pb-Hf sur zircon

Prior to U-Pb dating the internal structure of zircon grains was investigated by cathodoluminescence (CL) and back scattered electron (BSE) imaging using a JEOL JSM-6490 scanning electron microscope (SEM) coupled with a Gatan Mini CL at the Goethe University (Frankfurt, Germany) by Armin Zeh.

U-Pb dating was carried out by laser ablation - sector field - inductively coupled mass spectrometry (LA-ICP-MS) also at the Goethe University (Frankfurt, Germany) following the method described by Zeh and Gerdes (2012). Laser spots were 30 µm in diameter and approximately 20 µm in depth. U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 reference zircon. Isotopic data were corrected for background, intra-run elemental fractionation, and common Pb using an in-house EXCEL® spreadsheet (for details see Gerdes & Zeh, 2006, 2009) that incorporates the Pb evolutionary model of Stacey and Kramers (1975). All data U-Pb age data were corrected by standard bracketing relative to the zircon standard GJ-1 (primary standard; Jackson et al., 2004), which yielded after background, daily drift, and common Pb correction a Concordia age of 603.6 ± 1.6 Ma (2 SD; n= 28; $MSWD_{C+E}$ = 0.46, $Prob_{C+E}$ = 0.99; SD - standard deviation; $_{C+E}$ - concordance and equivalence). The accuracy of the zircon U-Pb isotope method was verified by the analyses of reference zircons Plešovice and OG-1 (secondary standards), which yielded Concordant agesof 339.0 ± 1.3 Ma Ma ($MSWD_{C+E}$ = 0.83, $Prob_{C+E}$ = 0.71, *n*= 14), and 3466.8 ± 6.4 Ma ($MSWD_{C+E}$ = 1.1, $Prob_{C+E}$ = 0.31, *n*= 11), in agreement with published data (Sláma et al., 2008; Stern et al., 2009).

Laser spots for Lu-Hf (squared spots with an edge length of 40 µm) were placed mostly directly "on-top" of the U-Pb laser spots (19-26 µm in diameter), or within the same zone characterized by CL imaging.

LISTE DES FIGURES

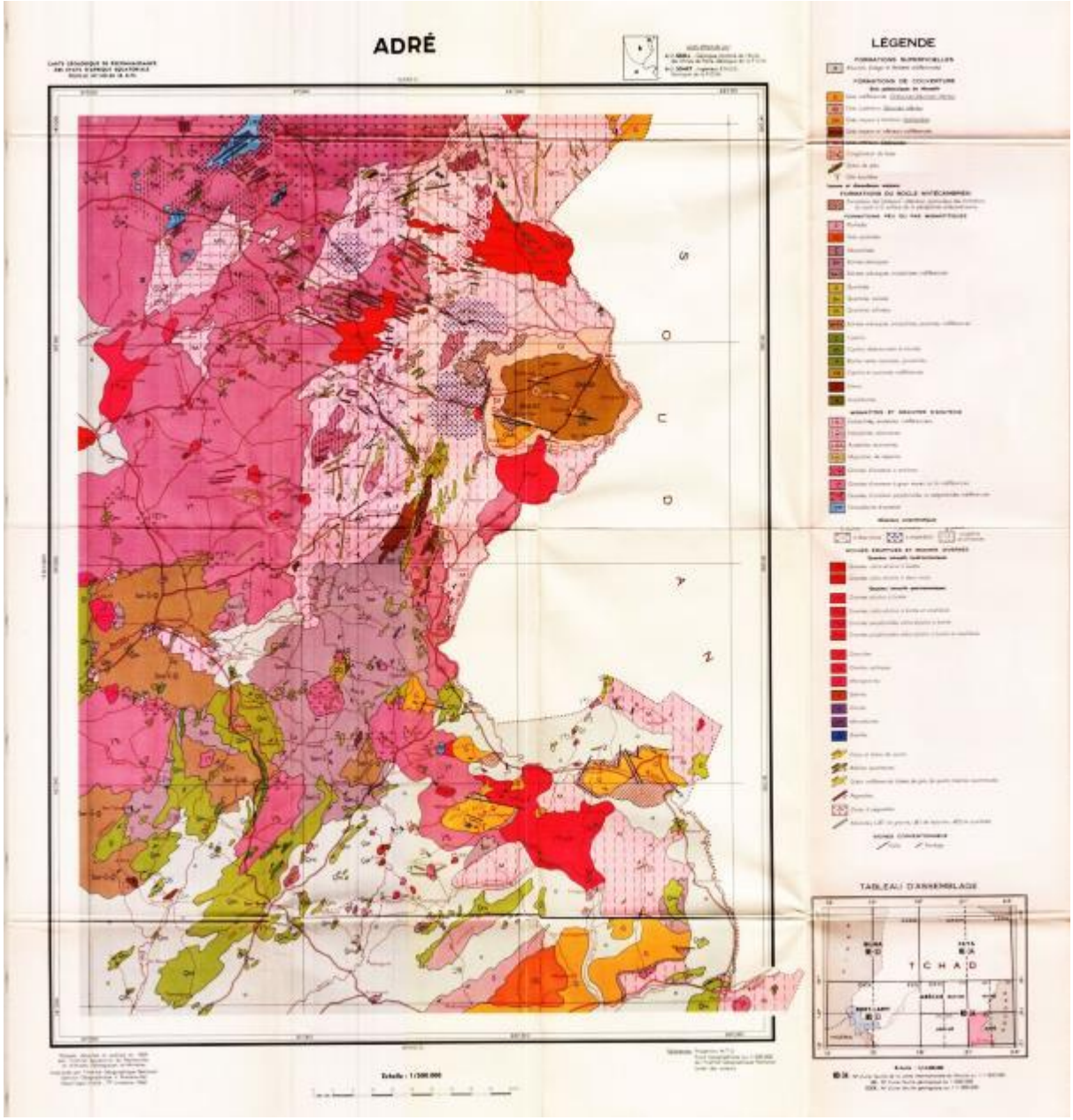


Figure 1 : Carte géologique de reconnaissance des Etats de l'Afrique Equatoriale. Feuille d'Adré (d'après Gset et Sonnet., 1960)

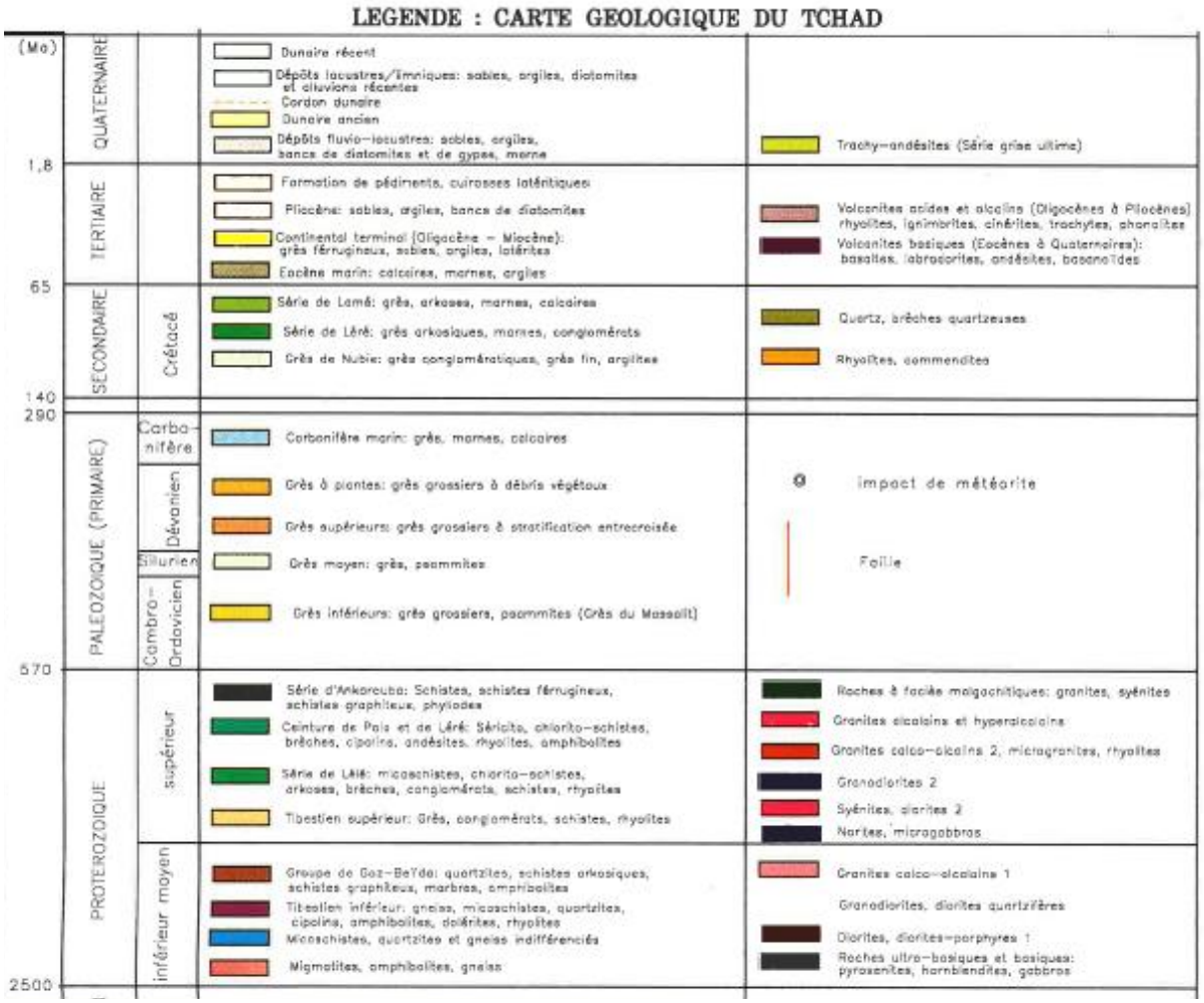


Figure 2: Légende de la carte géologique du Tchad (d'après Wolff., 1964, modifiée par Imrich.K et A.Abba Kaka., 1994).

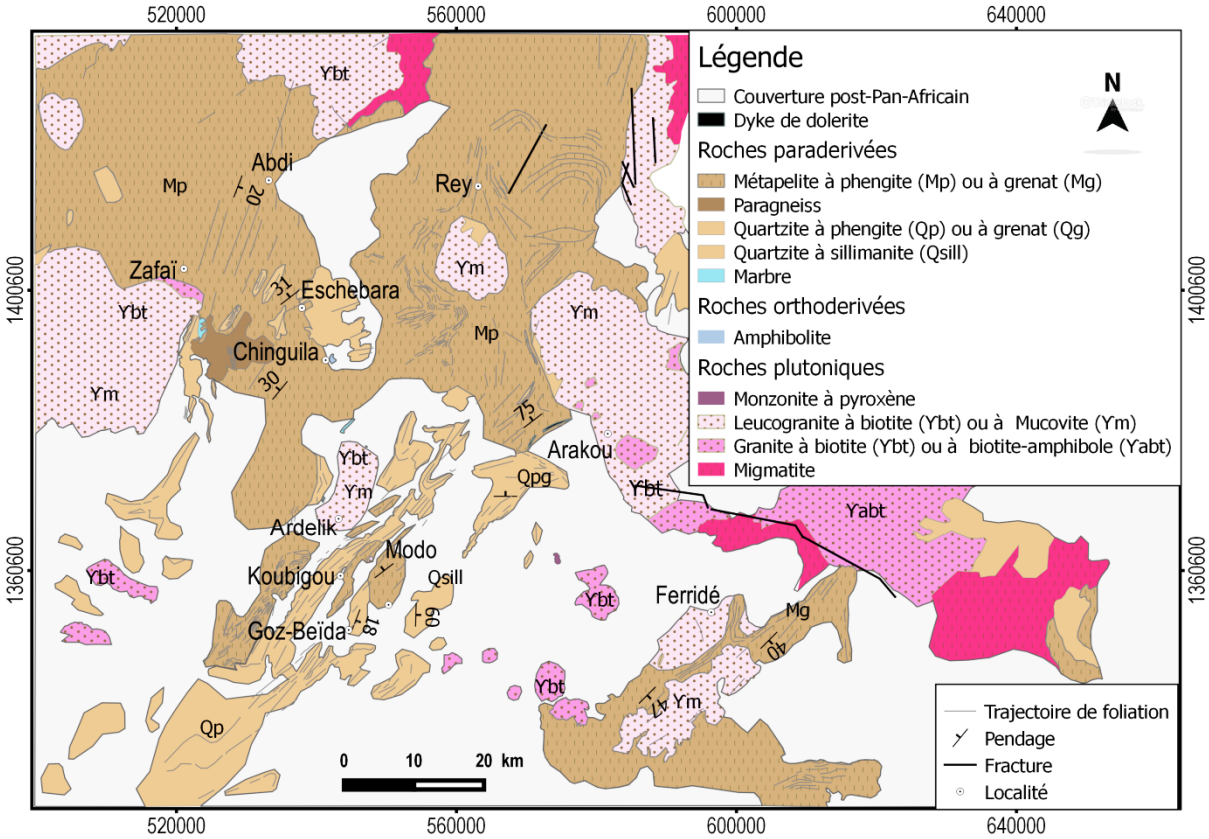


Figure 3 : Carte géologique de la partie méridionale du massif du Ouaddaï réalisée sur la base des données antérieures, des nouvelles données de télédétection et de terrain.

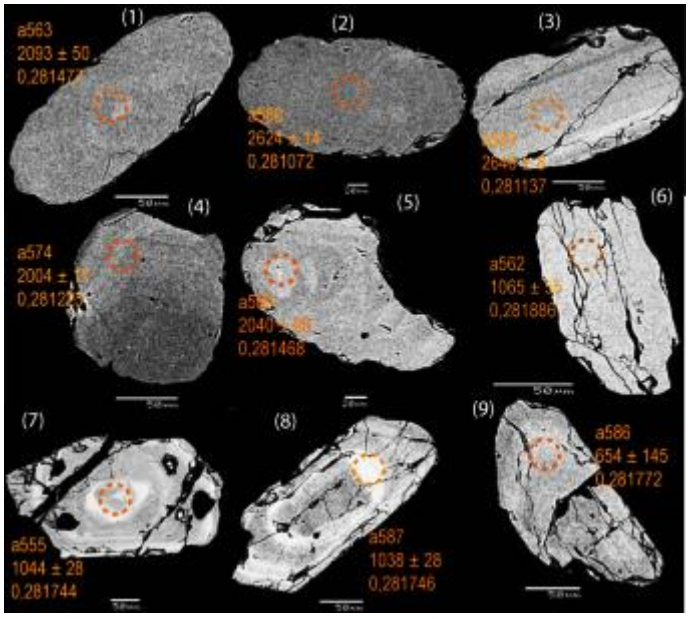


Figure 4: images MEB de quelques grains de zircons représentatifs des quartzite à phengite (GB15-7) avec des âges apparents $^{207}Pb/^{206}Pb$ et des rapports $^{176}Hf/^{177}Hf_t$.

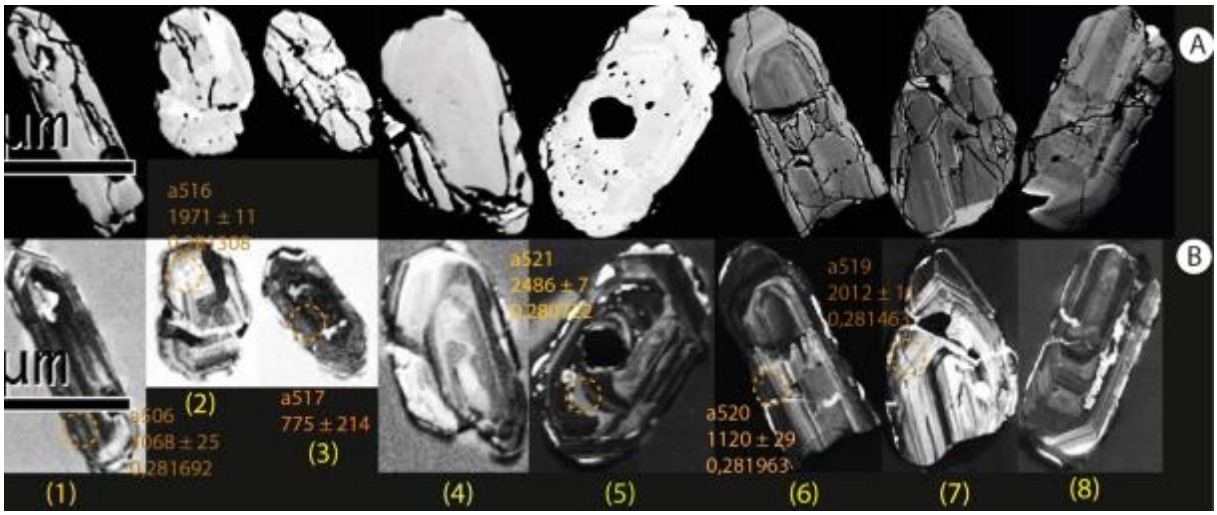


Figure 5: images MEB et cathodoluminescence de quelques grains de zircons représentatifs des quartzites à phengite (GB15-25)avec des âges apparents $^{207}Pb/^{206}Pb$ et des rapports $^{176}Hf/^{177}Hf_t$

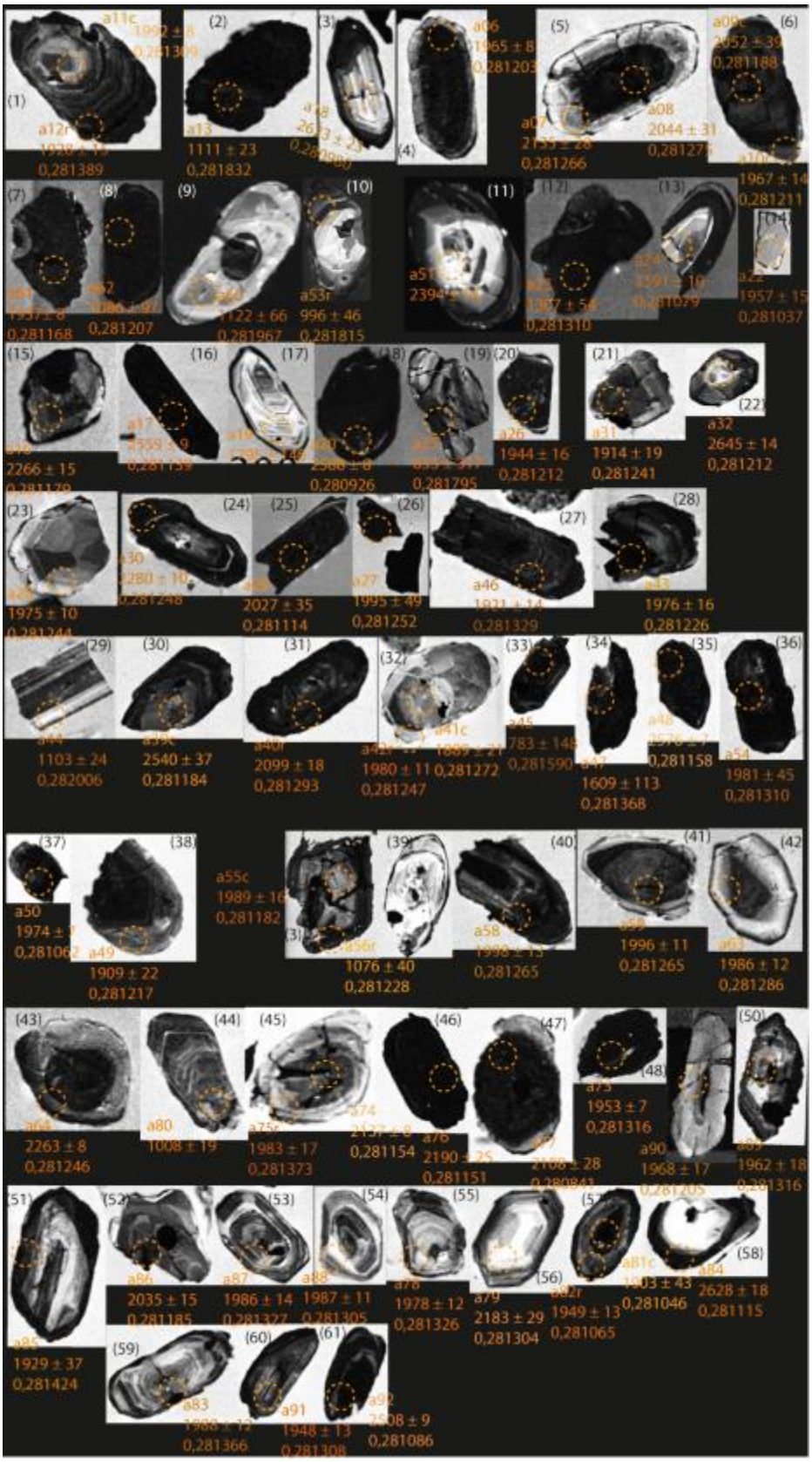


Figure 6: images cathodoluminescence de quelques grains de zircons représentatifs des quartzite à phengite (GB15-1B)avec des âges apparents $^{207}Pb/^{206}Pb$ et des rapports $^{176}Hf/^{177}Hf_t$.

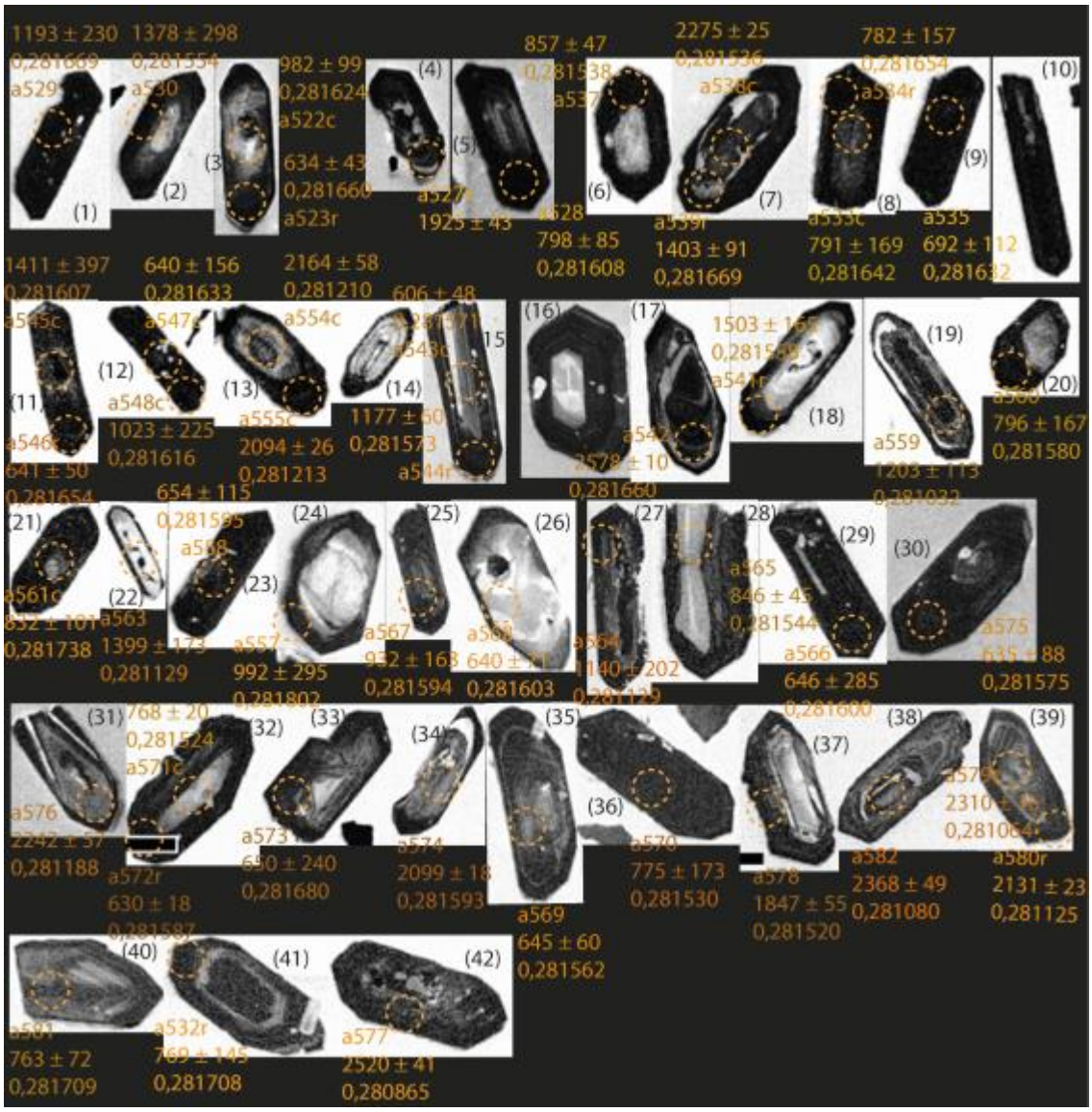


Figure 7: images cathodoluminescence de quelques grains de zircons représentatifs des leucogranite à biotite (GB16-5) avec des âges apparents $^{207}Pb/^{206}Pb$ et des rapports $^{176}Hf/^{177}Hf_t$

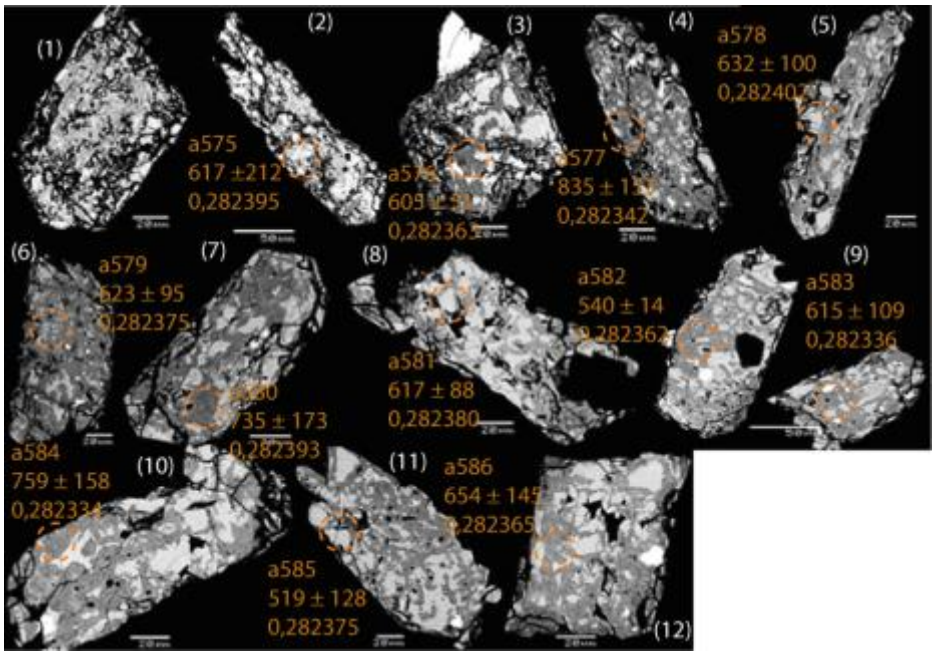


Figure 8: images MEB de quelques grains de zircons représentatifs desleucogranite à muscovite (GB15-12) avec des âges apparents $^{207}Pb/^{206}Pb$ et des rapports $^{176}Hf/^{177}Hf_t$.

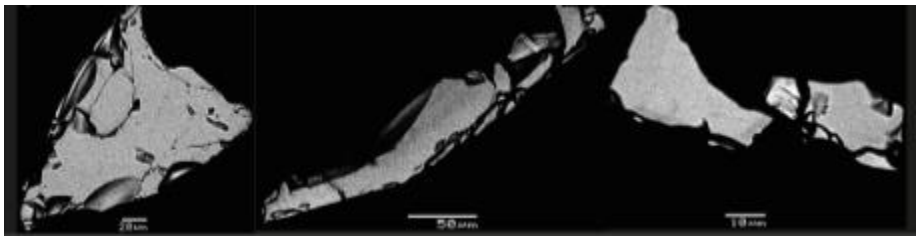


Figure 9: images MEB de quelques grains de zircons représentatifs de monzonite à pyroxène (GB16-35).

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Coordonnées géographiques en UTM des échantillons étudiés

Pétrographie	Numéro des échantillons	X	Y
Métapelite	GB15-9A	548050.4	1363330.1
	GB15-6B	544886.7	1358441
	GB15-5	545614.7	1356506.9
	GB15-6D	544282	1358778
	GB15-2B	518186.2	1355033.4
	GB15-18	536832	1397472
	GB15-4	545102.4	1355676.7
	GB16-3A	547569.06	1362162.074
	GB16-15	570029.757	1379164.183
	GB16-17	572560.468	1381136.478
	GB18-18	584985.225	1340423.899
Paragneiss	GB16-23A	580831.936	1380851.323
	GB16-34	594522.996	1366454.328
	GB15-26	547120	1378288.2
	GB15-22A	524773.2	1388888.6
	GB15-15	540015.4	1364270.2
	GB15-17A	543575.1	1386945.1
	GB18-6	600380.892	1351844.709
Quartzite	GB16-8	563171.763	1367936.025
	GB16-7A	554195.569	1355692.139
	GB16-12	566209.123	1373472.161
	GB16-10	564287.586	1368614.281
	GB15-7	546579.2	1357890.7
	GB15-1A	545013.3	1354693.6
	GB15-25	544910.1	1382339.5
Marbre	GB15-14C	540822.1	1370507
	GB15-21	523169.2	1394754.4
Amphibolite	GB15-24A/B	542180.8	1391120.7
Granodiorite	GB15-13	541276.7	1369279
Monzonite à pyroxène	GB16-35	574723.331	1361758.166
Granite à biotite	GB16-24	581528.893	1379900.973
	GB16-19A	579425.231	1387421.444
	GB15-20A	520842.1	1400343.2
Leucogranite à biotite	GB16-25A/B	582104.009	1379349.649
	GB15-5	543629.765	1370756.871
Leucogranite à muscovite	GB16-3B	547569.06	1362162.074
	GB15-12	544540.1	1367840.1

Tableau 2: Resultats d'analyses isotopique U-Pb/Zircon de quartzite à phengite GB15-7

grain	$^{207}Pb^{a}$ (cps)	U^{b} (ppm)	Pb^{b} (ppm)	Th^{b}/U	$^{206}Pbc^{c}$ (%)	$^{206}Pb^{d}/^{238}U$	±2σ (%)	$^{207}Pb^{d}/^{235}U$	±2σ (%)	$^{207}Pb^{d}/^{206}Pb$	±2σ (%)	rho^{e}	$^{206}Pb/^{238}U$	±2σ (Ma)	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σ (Ma)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σ (Ma)	conc.[f] (%)
a554	197628	244	35	b.d.	3,69	0,13810	1,9	1,287	6,6	0,06759	6,3	0,29	834	15	840	38	856	131	97
a555	144262	228	21	b.d.	b.d.	0,09815	1,7	0,8042	2,2	0,05943	1,4	0,79	604	10	599	10	583	30	104
a556	212235	356	32	b.d.	0,71	0,09346	2,0	0,7709	2,4	0,05982	1,4	0,82	576	11	580	11	597	30	96
a557	139112	135	29	1,54	0,46	0,16820	1,7	1,718	2,2	0,0741	1,4	0,77	1002	15	1015	14	1044	28	96
a558	256977	372	34	b.d.	0,33	0,09639	2,0	0,8024	2,5	0,06038	1,4	0,82	593	12	598	11	617	31	96
a559	337411	563	58	b.d.	0,01	0,10780	2,1	0,8919	2,3	0,06001	0,8	0,93	660	13	647	11	604	18	109
a560	235631	351	32	b.d.	b.d.	0,09664	2,0	0,797	2,3	0,05981	1	0,90	595	12	595	10	597	21	100
a561	308853	448	42	b.d.	0,02	0,09888	2,2	0,818	2,4	0,05999	0,9	0,92	608	13	607	11	603	20	101
a562	47615	44	10	1,59	1,05	0,17860	2,5	1,843	3,7	0,07485	2,8	0,68	1059	25	1061	25	1065	55	100
a563	177317	79	38	1,30	b.d.	0,38270	1,6	6,839	3,2	0,1296	2,8	0,50	2089	29	2091	29	2093	50	100
a565	167811	251	23	b.d.	0,02	0,09691	1,6	0,7994	2,3	0,05983	1,6	0,71	596	9	596	11	597	35	100
a566	234480	360	34	b.d.	0,01	0,09826	2,8	0,8125	2,9	0,05997	1	0,94	604	16	604	13	603	21	100
a567	201570	293	26	b.d.	0,36	0,09107	2,1	0,7507	2,4	0,05978	1,2	0,87	562	11	569	11	596	26	94
a568	231935	393	36	b.d.	0,01	0,09772	1,7	0,8039	1,9	0,05966	1	0,86	601	10	599	9	591	21	102
a569	280649	455	44	b.d.	0,22	0,10150	1,8	0,8402	2,1	0,06001	1,1	0,85	623	11	619	10	604	24	103
a570	221538	344	28	b.d.	b.d.	0,08651	2,8	0,7422	7,5	0,06223	7	0,37	535	14	564	33	682	150	78
a571	270784	407	37	b.d.	0,12	0,09613	2,1	0,7856	5,0	0,05927	4,5	0,42	592	12	589	23	577	98	103
a572	275442	401	37	b.d.	0,01	0,09654	2,2	0,7933	2,5	0,0596	1,2	0,88	594	12	593	11	589	25	101
a573	55295	82	8	b.d.	0,17	0,09925	1,8	0,8203	3,3	0,05995	2,8	0,54	610	10	608	15	602	60	101
a574	182924	83	37	1,06	0,90	0,36590	1,5	6,221	1,8	0,1233	1	0,85	2010	26	2007	16	2004	17	100
a575	324247	467	43	b.d.	0,40	0,09576	2,3	0,7956	2,6	0,06026	1,1	0,91	590	13	594	12	613	23	96
a576	270553	393	37	b.d.	0,03	0,09930	3,1	0,8247	3,3	0,06023	1,1	0,95	610	18	611	15	612	23	100
a577	113636	181	17	b.d.	0,02	0,09784	2,2	0,8072	2,7	0,05984	1,6	0,80	602	12	601	12	598	36	101
a578	253086	395	36	b.d.	0,02	0,09717	1,7	0,8033	2,0	0,05996	1	0,86	598	10	599	9	602	22	99
a579	234411	365	34	b.d.	0,01	0,09692	2,0	0,7979	2,3	0,0597	1,2	0,87	596	11	596	10	593	25	101
a580	88518	29	20	1,87	b.d.	0,50180	1,9	12,24	2,0	0,1769	0,8	0,91	2622	40	2623	19	2624	14	100
a581	161599	254	23	b.d.	0,35	0,09392	3,1	0,7757	3,4	0,0599	1,4	0,91	579	17	583	15	600	31	96
a582	365145	122	88	1,96	0,09	0,50700	1,5	12,53	1,6	0,1793	0,5	0,95	2644	32	2645	15	2646	8	100
a583	239168	369	34	b.d.	0,21	0,09592	2,4	0,7911	2,7	0,05982	1,2	0,89	590	13	592	12	597	27	99
a584	230556	307	40	b.d.	0,52	0,13810	1,8	1,137	2,4	0,0597	1,5	0,78	834	14	771	13	593	32	141
a585	249953	314	44	b.d.	0,18	0,14710	2,3	1,219	2,8	0,06013	1,6	0,81	884	19	809	16	608	36	145
a586	72561	69	15	1,35	b.d.	0,17540	2,0	1,792	2,6	0,07407	1,8	0,75	1042	19	1043	17	1043	36	100
a587	399892	379	69	0,35	0,42	0,17570	1,4	1,79	2,0	0,07389	1,4	0,72	1043	14	1042	13	1038	28	100
a588	270244	386	36	b.d.	0,22	0,09946	1,7	0,8251	2,1	0,06016	1,2	0,81	611	10	611	9	609	26	100
a589	166076	70	33	0,94	2,55	0,37050	1,7	6,425	4,2	0,1258	3,8	0,40	2032	29	2036	37	2040	68	100
a590	275385	367	17	b.d.	b.d.	0,04862	5,6	0,4119	5,8	0,06144	1,3	0,98	306	17	350	17	655	27	47
a591	289516	436	40	b.d.	0,27	0,09669	1,9	0,8012	2,2	0,0601	1,1	0,86	595	11	598	10	607	23	98
a592	167077	215	20	b.d.	b.d.	0,09557	2,4	0,8012	2,8	0,0608	1,5	0,85	588	13	598	13	632	32	93
a593	298789	429	41	b.d.	0,09	0,09935	1,7	0,8247	2,0	0,0602	1,1	0,85	611	10	611	9	611	23	100

Tableau 3: Resultats d'analyses isotopique U-Pb/Zircon de quartzite à phengite GB15-25

grain	$^{207}Pb^{a}$ (cps)	U^{b} (ppm)	Pb^{b} (ppm)	Th^{b}/U	$^{206}Pbc^{c}$ (%)	$^{206}Pb^{d}/^{238}U$	±2σ (%)	$^{207}Pb^{d}/^{235}U$	±2σ (%)	$^{207}Pb^{d}/^{206}Pb$	±2σ (%)	rho^{e}	$^{206}Pb/^{238}U$	±2σ (Ma)	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σ (Ma)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σ (Ma)	conc.[f] (%)
a469c	630687	720	124	0,61	0,20	0,15420	1,1	1,548	1,3	0,07281	0,8	0,80	924	9	950	8	1009	16	92
a470r	509211	729	252	8,91	1,05	0,12080	1,5	1,218	2,1	0,07318	1,5	0,69	735	10	809	12	1019	31	72
a471	228803	338	55	0,54	4,58	0,14120	1,6	1,44	6,0	0,07393	5,8	0,27	852	13	906	37	1040	117	82
a472	134551	129	26	0,78	b.d.	0,17280	1,6	1,787	2,2	0,07498	1,4	0,76	1028	16	1041	14	1068	28	96
a473c	101217	94	22	1,76	5,22	0,16000	3,1	1,683	7,0	0,07627	6,3	0,44	957	27	1002	46	1102	126	87
a474r	235683	295	41	0,31	0,01	0,13020	2,7	1,224	3,1	0,06817	1,4	0,90	789	20	812	17	874	28	90
a475	46725	47	9	0,16	4,11	0,16780	1,2	2,009	4,9	0,08683	4,7	0,25	1000	11	1119	34	1357	91	74
a476c	181633	166	32	0,59	0,31	0,17430	1,2	1,779	1,6	0,07405	1,1	0,72	1036	11	1038	11	1043	23	99
a477r	308577	253	50	0,51	0,61	0,17950	1,4	1,858	2,2	0,07508	1,7	0,63	1064	14	1066	15	1071	35	99
a478	220828	232	37	0,43	1,50	0,14550	2,0	1,503	2,8	0,07494	2	0,71	876	16	932	17	1067	40	82
a479	526747	293	99	0,39	0,42	0,30580	2,6	4,94	2,7	0,1171	0,7	0,97	1720	40	1809	23	1913	12	90
a480	170933	140	34	1,40	2,79	0,18130	1,6	1,955	3,7	0,07818	3,4	0,43	1074	16	1100	25	1151	67	93
a481	162960	200	34	0,52	b.d.	0,14570	1,8	1,577	2,2	0,07851	1,3	0,81	877	14	961	14	1160	25	76
a482	278343	144	56	0,84	0,41	0,31890	1,7	5,296	1,8	0,1204	0,7	0,92	1784	26	1868	16	1963	12	91
a483	289791	242	55	0,69	b.d.	0,19750	1,3	2,143	1,6	0,07867	1	0,80	1162	13	1163	11	1164	19	100
a484	2235470	882	478	0,08	0,81	0,50570	0,8	12,14	1,0	0,1741	0,5	0,86	2638	18	2615	9	2598	8	102
a485	98621	95	22	1,14	5,27	0,18030	2,6	1,963	6,9	0,07896	6,4	0,38	1069	26	1103	47	1171	126	91
a486	543165	400	107	0,69	3,76	0,18230	1,7	1,909	7,4	0,07596	7,2	0,23	1080	17	1084	50	1094	144	99
a487	142803	117	28	1,42	1,26	0,18090	1,7	1,869	3,3	0,07492	2,8	0,51	1072	16	1070	22	1066	56	101
a488	318956	361	66	0,32	0,58	0,17400	0,9	1,823	3,3	0,07601	3,1	0,27	1034	8	1054	22	1095	63	94
a489	397969	430	66	0,36	0,65	0,14380	1,8	1,446	2,3	0,0729	1,3	0,81	866	15	908	14	1011	27	86
a490	637481	347	134	0,71	0,64	0,32080	1,4	5,099	2,0	0,1153	1,4	0,71	1794	22	1836	17	1884	25	95
a491	342665	420	75	0,77	1,66	0,14840	1,1	1,554	4,3	0,07595	4,1	0,25	892	9	952	27	1094	83	82
a492c	457405	360	86	1,83	b.d.	0,17420	1,3	1,784	1,5	0,07428	0,7	0,87	1035	13	1040	10	1049	15	99
a493r	262608	253	51	0,94	b.d.	0,16560	1,5	1,755	7,7	0,07682	7,6	0,20	988	14	1029	51	1117	151	88
a499	227030	206	55	0,77	b.d.	0,22620	1,6	2,66	1,9	0,08529	0,9	0,87	1315	19	1317	14	1322	18	99
a500	217006	285	47	0,65	4,68	0,13490	2,1	1,324	11,4	0,07122	11	0,18	816	16	856	68	964	230	85
a501	102729	86	17	0,47	b.d.	0,18150	2,3	1,901	2,6	0,07596	1,2	0,88	1075	23	1081	18	1094	25	98
a502	328063	629	69	0,32	0,25	0,10200	2,3	0,9347	2,6	0,06647	1,3	0,86	626	13	670	13	821	28	76
a503	210321	196	41	0,72	0,81	0,18200	1,6	1,92	2,1	0,07648	1,3	0,79	1078	16	1088	14	1108	26	97
a504	271454	287	48	0,43	0,96	0,15270	3,2	1,574	3,6	0,07473	1,7	0,88	916	27	960	23	1061	34	86
a505	316424	184	48	0,51	0,31	0,21610	2,7	3,564	2,8	0,1196	0,7	0,97	1261	31	1542	23	1951	13	65
a506	233637	209	55	2,00	0,23	0,18070	1,3	1,868	1,8	0,07499	1,3	0,73	1071	13	1070	12	1068	25	100
a507	535244	301	131	0,89	1,04	0,35910	0,9	6,072	1,3	0,1226	1	0,67	1978	15	1986	12	1995	18	99
a509	211129	208	42	0,51	b.d.	0,18560	1,5	2,015	2,9	0,07873	2,5	0,53	1098	16	1120	20	1165	49	94
a512	40892	90	9	0,32	0,74	0,08951	2,9	1,224	3,9	0,09918	2,6	0,74	553	15	812	22	1609	49	34
a513	473859	213	97	1,14	0,12	0,35090	1,3	5,906	1,4	0,1221	0,6	0,91	1939	21	1962	12	1987	10	98
a514	186406	174	42	1,64	b.d.	0,17850	1,3	1,834	1,7	0,07453	1,1	0,79	1059	13	1058	11	1056	21	100
a515	194929	223	34	0,52	1,13	0,13530	1,8	1,356	2,6	0,07269	1,9	0,70	818	14	870	15	1005	38	81
a516	536195	274	108	0,39	b.d.	0,35710	1,0	5,959	1,1	0,121	0,6	0,85	1968	17	1970	10	1971	11	100
a517	283446	595	61	0,38	2,79	0,08711	2,7	0,78	10,5	0,06495	10	0,26	538	14	585	48	773	214	70
a519	310498	148	66	0,83	b.d.	0,36370	1,2	6,208	1,4	0,1238	0,6	0,89	2000	21	2006	12	2012	11	99
a520	250222	184	41	1,03	b.d.	0,18510	1,6	1,964	2,2	0,07697	1,5	0,74	1095	16	1103	15	1120	29	98
a521	806751	312	146	0,22	b.d.	0,43350	1,7	9,737	1,7	0,1629	0,4	0,97	2321	33	2410	16	2486	7	93

Tableau 4: Resultats d'analyses isotopique U-Pb/Zircon de quartzite à phengite GB15-1B

grain	$^{207}Pb^{a}$ (cps)	U^{b} (ppm)	Pb^{b} (ppm)	Th^{b}/U	$^{206}Pbc^{c}$ (%)	$^{206}Pb^{d}/^{238}U$	±2σ (%)	$^{207}Pb^{d}/^{235}U$	±2σ (%)	$^{207}Pb^{d}/^{206}Pb$	±2σ (%)	rho[e]	$^{206}Pb/^{238}U$	±2σ (Ma)	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σ (Ma)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σ (Ma)	conc.[f] (%)
a06	1030116	294	118	1,05	0,31	0,30370	1,4	5,051	1,4	0,1206	0,5	0,95	1710	20	1828	12	1965	8	87
a07	903489	396	179	0,85	0,63	0,38250	2,4	7,003	2,9	0,1328	1,6	0,83	2088	43	2112	26	2135	28	98
a08	294934	148	54	0,32	2,06	0,32680	1,6	5,682	2,4	0,1261	1,7	0,68	1823	26	1929	21	2044	31	89
a09c	472409	314	94	0,32	1,04	0,26130	2,1	4,563	3,1	0,1267	2,2	0,70	1496	28	1743	26	2052	39	73
a10r	758326	322	124	0,34	0,83	0,35160	1,0	5,938	1,6	0,1225	1,1	0,68	1942	18	1967	14	1993	20	97
a11c	627226	254	119	0,99	b.d.	0,37470	1,6	6,327	1,7	0,1225	0,4	0,97	2051	28	2022	15	1992	8	103
a12r	850158	457	151	0,47	0,97	0,29110	1,4	4,74	1,7	0,1181	0,8	0,86	1647	21	1774	14	1928	15	85
a13	608862	856	113	1,08	0,54	0,10620	2,2	1,122	2,5	0,0766	1,1	0,89	651	14	764	13	1111	23	59
a14c	437558	155	77	0,96	0,84	0,39630	1,2	7,606	3,5	0,1392	3,3	0,33	2152	21	2186	32	2217	57	97
a15r	215890	98	49	1,90	0,77	0,34290	1,8	5,692	2,0	0,1204	0,8	0,91	1900	30	1930	17	1962	14	97
a16	829554	259	119	0,70	0,92	0,40750	3,7	8,045	3,8	0,1432	0,9	0,97	2204	70	2236	35	2266	15	97
a17	1498792	433	250	0,66	0,28	0,47520	1,7	11,14	1,8	0,1701	0,5	0,96	2506	36	2535	17	2559	9	98
a18	254340	74	47	1,14	2,29	0,49570	2,1	12,08	2,5	0,1768	1,4	0,84	2595	46	2611	24	2623	23	99
a19	136879	111	25	0,96	b.d.	0,18620	1,8	2,816	8,2	0,1097	8	0,22	1101	18	1360	64	1795	146	61
a20	2260877	763	403	0,11	0,07	0,49000	1,2	11,69	1,3	0,1731	0,5	0,92	2571	26	2580	12	2588	8	99
a22	1188059	428	141	0,13	0,22	0,31990	1,6	5,295	1,8	0,1201	0,9	0,88	1789	25	1868	16	1957	15	91
a23	671111	887	99	0,59	2,37	0,08434	3,0	0,9839	4,1	0,08461	2,8	0,74	522	15	696	21	1307	54	40
a24	267651	77	47	0,94	b.d.	0,48770	1,4	11,66	1,5	0,1735	0,6	0,92	2561	29	2578	14	2591	10	99
a25	211190	433	51	0,31	4,27	0,10880	1,1	0,9207	14,8	0,0614	15	0,07	666	7	663	75	653	317	102
a26	781666	309	106	0,29	0,43	0,31700	1,2	5,21	1,5	0,1192	0,9	0,80	1775	18	1854	13	1944	16	91
a27	1318067	954	243	0,27	2,01	0,22870	1,1	3,869	3,0	0,1227	2,8	0,38	1328	14	1607	24	1995	49	67
a28	495526	212	97	1,30	b.d.	0,35470	1,0	5,932	1,2	0,1213	0,6	0,87	1957	17	1966	10	1975	10	99
a29	1290188	797	240	0,17	1,86	0,27990	2,9	4,819	3,5	0,1249	2	0,83	1591	41	1788	30	2027	35	78
a30	1147134	513	207	0,31	0,47	0,37150	1,3	7,394	1,4	0,1444	0,6	0,91	2036	22	2160	13	2280	10	89
a31	501135	236	75	0,36	1,14	0,28840	1,3	4,66	1,7	0,1172	1	0,78	1634	19	1760	14	1914	19	85
a32	278906	87	53	0,67	0,16	0,49990	1,2	12,35	1,5	0,1792	0,8	0,83	2613	27	2631	14	2645	14	99
a38	130579	55	31	2,49	0,77	0,35860	1,9	5,993	2,2	0,1212	1	0,88	1975	33	1975	19	1974	19	100
a39c	569414	200	116	0,70	3,21	0,46230	1,3	10,72	2,6	0,1682	2,2	0,51	2450	27	2499	24	2540	37	96
a40r	568743	229	106	1,50	1,26	0,35780	1,5	6,417	1,8	0,1301	1	0,83	1972	26	2035	16	2099	18	94
a41c	146586	78	25	0,82	0,23	0,26400	1,9	4,207	2,3	0,1156	1,2	0,85	1510	26	1675	19	1889	21	80
a42r	393498	162	65	0,79	b.d.	0,33060	1,3	5,544	1,4	0,1216	0,6	0,90	1841	20	1907	12	1980	11	93
a43	477109	170	77	1,06	0,91	0,35810	2,0	5,99	2,2	0,1213	0,9	0,91	1973	34	1974	19	1976	16	100
a44	246016	184	51	2,28	0,05	0,17030	3,1	1,792	3,4	0,07631	1,2	0,93	1014	29	1043	22	1103	24	92
a45	496353	693	118	1,23	0,91	0,12090	1,5	1,088	7,2	0,06527	7,1	0,21	735	11	747	39	783	148	94
a46	756300	409	137	0,75	0,35	0,26050	5,0	4,225	5,1	0,1176	0,8	0,99	1492	67	1679	43	1921	14	78
a47	582451	353	116	1,40	4,11	0,22640	1,9	3,097	6,4	0,09922	6,1	0,30	1316	22	1432	50	1609	113	82
a48	1553344	411	232	0,62	0,11	0,47060	3,2	11,16	3,2	0,1719	0,4	0,99	2486	66	2536	30	2576	7	97
a49	1515857	722	292	1,03	1,46	0,33230	2,3	5,355	2,6	0,1169	1,2	0,88	1850	37	1878	22	1909	22	97
a50	923952	268	120	1,15	b.d.	0,35730	1,5	5,969	1,6	0,1212	0,4	0,97	1969	26	1971	14	1974	7	100
a51	262693	82	41	0,82	0,45	0,40570	1,7	8,629	1,9	0,1543	0,8	0,90	2195	31	2300	17	2394	14	92
a53r	238461	208	42	0,93	1,69	0,16860	1,7	1,682	2,8	0,07234	2,3	0,61	1004	16	1002	18	996	46	101
a54	661401	279	121	0,89	1,41	0,35810	2,1	6,007	3,3	0,1217	2,5	0,64	1973	36	1977	29	1981	45	100
a55	271908	111	50	1,02	b.d.	0,35930	1,8	6,055	2,0	0,1222	0,9	0,89	1979	31	1984	18	1989	16	99
a56	1503778	1751	283	0,58	0,40	0,14590	1,6	1,515	2,6	0,0753	2	0,62	878	13	937	16	1076	40	82
a58	399894	170	75	0,96	b.d.	0,36180	1,3	6,129	1,5	0,1229	0,7	0,88	1991	23	1994	13	1998	13	100
a59	338193	141	63	0,89	b.d.	0,36610	1,4	6,196	1,5	0,1227	0,6	0,91	2011	24	2004	13	1996	11	101
a60	131470	152	31	1,24	2,56	0,15700	3,3	1,668	4,7	0,07704	3,3	0,70	940	29	997	30	1122	66	84
a61	841546	377	148	0,72	b.d.	0,32810	1,2	5,37	1,3	0,1187	0,5	0,93	1829	20	1880	11	1937	8	94
a62	692837	664	131	0,67	2,12	0,17250	1,7	1,8	5,2	0,07565	4,9	0,33	1026	16	1045	34	1086	97	94
a63	425531	192	68	0,27	0,35	0,33090	1,5	5,568	1,7	0,122	0,6	0,92	1843	25	1911	14	1986	12	93
a64	1052131	367	183	0,72	b.d.	0,41960	1,0	8,269	1,1	0,1429	0,5	0,91	2259	20	2261	10	2263	8	100
a66	991722	555	221	0,82	1,28	0,29980	1,6	6,675	2,4	0,1615	1,8	0,65	1690	23	2069	21	2471	31	68
a72	193634	70	31	0,65	b.d.	0,38390	2,0	8,91	2,2	0,1683	1	0,90	2095	36	2329	20	2541	16	82
a73	1318552	569	206	0,14	0,23	0,34950	1,1	5,772	1,2	0,1198	0,4	0,95	1932	19	1942	10	1953	7	99
a74c	392489	148	68	0,68	0,13	0,39170	1,3	7,18	1,4	0,1329	0,5	0,94	2131	23	2134	12	2137	8	100
a75r	290791	127	57	1,26	1,05	0,34480	1,3	5,792	1,6	0,1218	0,9	0,80	1910	21	1945	14	1983	17	96
a76	798453	505	179	0,17	0,77	0,33300	2,0	6,291	2,4	0,137	1,4	0,81	1853	32	2017	22	2190	25	85
a77	811854	383	171	1,38	1,07	0,34080	2,4	6,145	2,9	0,1308	1,6	0,83	1891	39	1997	26	2108	28	90
a78	212350	97	43	1,03	b.d.	0,36170	1,5	6,06	1,6	0,1215	0,7	0,91	1990	26	1984	14	1978	12	101
a79	283476	121	59	1,61	1,44	0,34500	1,6	6,492	2,3	0,1365	1,7	0,68	1911	26	2045	20	2183	29	88
a80	176453	152	31	0,97	b.d.	0,16930	1,5	1,698	1,7	0,07277	0,9	0,84	1008	14	1008	11	1008	19	100
a81c	928991	533	166	0,27	0,98	0,28610	1,4	4,596	2,8	0,1165	2,4	0,51	1622	20	1749	24	1903	43	85
a82r	507793	222	97	0,99	b.d.	0,34950	1,3	5,76	1,5	0,1195	0,7	0,88	1932	22	1940	13	1949	13	99
a83	435071	171	78	1,09	b.d.	0,35730	1,2	6,017	1,3	0,1221	0,7	0,87	1969	20	1978	12	1988	12	99
a84	148428	44	26	0,54	1,34	0,50430	1,7	12,33	2,0	0,1774	1,1	0,84	2632	36	2630	19	2628	18	100
a85	397192	255	88	0,88	1,40	0,29590	1,7	4,821	2,7	0,1182	2,1	0,63	1671	25	1789	23	1929	37	87
a86	438427	198	83	0,86	0,07	0,34260	1,1	5,928	1,4	0,1255	0,8	0,80	1899	18	1965	12	2035	15	93
a87	332135	128	59	1,16	0,01	0,36200	1,2	6,092	1,5	0,122	0,8	0,84	1992	21	1989	13	1986	14	100
a88	486528	225	105	1,26	0,34	0,36000	1,1	6,061	1,2	0,1221	0,6	0,88	1982	19	1985	11	1987	11	100
a89	261910	169	55	0,56	b.d.	0,29340	1,2	4,872	1,6	0,1204	1	0,76	1659	17	1797	13	1962	18	85
a90	329375	143	53	0,78	0,63	0,31840	1,9	5,301	2,1	0,1208	0,9	0,90	1782	30	1869	18	1968	17	91
a91	530238	286	113	0,44	0,52	0,34000	2,8	5,6	2,9	0,1195	0,7	0,97	1887	46	1916	25	1948	13	97
a92	1473625	604	298	0,98	0,67	0,41900	3,6	9,536	3,6	0,1651	0,6	0,99	2256	69	2391	34	2508	9	90

Tableau 5: Resultats d'analyses isotopique U-Pb/Zircon de leucogranite biotite GB16-5.

grain	$^{207}Pb^{a}$ (cps)	U^{b} (ppm)	Pb^{b} (ppm)	Th^{b}/U	$^{206}Pbc^{c}$ (%)	$^{206}Pb^{d}/^{238}U$	±2σ (%)	$^{207}Pb^{d}/^{235}U$	±2σ (%)	$^{207}Pb^{d}/^{206}Pb$	±2σ (%)	rho[e]	$^{206}Pb/^{238}U$	±2σ (Ma)	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σ (Ma)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σ (Ma)	conc.[f] (%)
a522c	58074	88	10	0,53	2,38	0,10420	1,2	1,033	5,0	0,07186	4,9	0,23	639	7	720	26	982	99	65
a523r	183204	293	32	0,42	1,04	0,10360	0,9	0,8694	2,2	0,06086	2	0,42	635	6	635	10	634	43	100
a526c	289934	380	50	0,23	3,88	0,12040	2,8	1,487	4,5	0,08957	3,5	0,62	733	19	925	28	1416	67	52
a527r	396744	528	75	0,21	2,20	0,12600	2,1	2,049	3,2	0,1179	2,4	0,66	765	16	1132	22	1925	43	40
a528	211279	327	40	0,88	2,92	0,10150	1,1	0,9202	4,2	0,06575	4,1	0,26	623	6	662	21	798	85	78
a529	911562	1260	267	4,01	23,47	0,09493	3,9	1,045	12,3	0,07985	12	0,32	585	22	726	66	1193	230	49
a530	81775	126	17	0,52	3,10	0,10530	2,8	1,275	15,8	0,08781	16	0,17	646	17	835	94	1378	298	47
a532r	395552	533	64	0,48	1,00	0,10700	2,2	0,9562	7,2	0,06482	6,9	0,30	655	13	681	37	769	145	85
a533c	391718	678	96	1,20	0,97	0,10480	2,1	0,9471	8,3	0,06552	8	0,25	643	13	677	42	791	169	81
a534r	1645781	2467	505	3,31	10,50	0,11230	2,2	1,01	7,8	0,06523	7,5	0,28	686	14	709	41	782	157	88
a535	561403	910	107	0,76	0,89	0,10110	1,7	0,8707	5,5	0,06247	5,2	0,30	621	10	636	26	690	112	90
a537	234317	455	53	0,70	1,27	0,09931	2,5	0,926	3,3	0,06763	2,3	0,74	610	14	666	16	857	47	71
a538c	346020	211	66	0,36	1,79	0,25090	2,5	4,978	2,8	0,1439	1,4	0,86	1443	32	1816	24	2275	25	63
a539r	426518	824	90	0,44	4,57	0,09220	1,7	1,131	5,0	0,08897	4,7	0,35	569	9	768	28	1403	91	41
a541r	182399	290	35	0,72	6,87	0,09238	1,4	1,194	8,8	0,09377	8,7	0,16	570	8	798	50	1503	165	38
a542	815111	285	158	0,69	0,44	0,45120	1,2	10,71	1,4	0,1721	0,6	0,90	2401	25	2498	13	2578	10	93
a543c	120113	195	22	0,63	b.d.	0,10350	4,4	0,8568	4,9	0,06006	2,2	0,89	635	27	628	23	606	48	105
a544r	292021	363	47	0,84	0,92	0,10300	1,5	1,125	3,4	0,07921	3,1	0,43	632	9	765	18	1177	60	54
a545c	268425	304	70	3,70	30,06	0,10590	4,5	1,304	21,2	0,08931	21	0,21	649	28	848	130	1411	397	46
a546r	3296022	6053	1106	3,02	1,39	0,10470	2,0	0,8809	3,1	0,06105	2,3	0,65	642	12	641	15	641	50	100
a547c	478131	957	105	0,43	2,65	0,09701	2,9	0,8162	7,8	0,06102	7,2	0,37	597	16	606	36	640	156	93
a548r	377110	711	94	0,41	7,33	0,10790	2,1	1,091	11,3	0,07331	11	0,19	660	13	749	62	1023	225	65
a554c	480813	349	88	0,76	1,14	0,18950	1,5	3,526	3,6	0,135	3,3	0,41	1118	15	1533	29	2164	58	52
a555r	1541940	755	292	0,30	0,11	0,35430	4,7	6,335	4,9	0,1297	1,5	0,95	1955	80	2023	44	2094	26	93
a557	167254	257	33	0,32	6,25	0,10410	3,7	1,037	15,0	0,07223	15	0,24	638	22	722	81	992	295	64
a558	582827	923	116	0,72	2,78	0,10570	1,8	0,8946	5,7	0,06141	5,4	0,32	647	11	649	28	654	115	99
a559	169014	274	31	0,21	7,34	0,09566	3,6	1,058	6,7	0,08023	5,7	0,53	589	20	733	36	1203	113	49
a560	380908	893	105	0,31	5,95	0,10590	1,7	0,9593	8,2	0,06568	8	0,21	649	10	683	41	796	167	82
a561c	443502	743	88	0,36	0,59	0,11120	1,4	1,025	5,0	0,06682	4,8	0,27	680	9	716	26	832	101	82
a563	158652	248	37	0,67	1,84	0,12150	2,3	1,487	9,3	0,08874	9	0,25	739	16	925	58	1399	173	53
a564	408479	561	79	0,35	7,55	0,11330	2,6	1,215	10,5	0,07774	10	0,25	692	17	807	60	1140	202	61
a565	372965	607	68	0,59	1,21	0,10010	1,5	0,9286	2,6	0,06727	2,2	0,56	615	9	667	13	846	45	73
a566	370601	595	84	0,66	10,25	0,10490	2,1	0,8849	13,4	0,0612	13	0,16	643	13	644	66	646	285	99
a567	505930	799	111	0,71	7,94	0,10580	2,3	1,023	8,3	0,07014	7,9	0,28	648	14	715	43	932	163	70
a568	53320	85	10	0,97	b.d.	0,10410	5,1	0,8761	6,1	0,06102	3,3	0,84	639	31	639	29	640	71	100
a569	256412	374	45	0,85	1,75	0,10370	1,0	0,8743	3,0	0,06115	2,8	0,35	636	6	638	14	645	60	99
a570	326112	389	48	0,95	b.d.	0,10300	1,2	0,9233	8,3	0,06501	8,2	0,15	632	7	664	41	775	173	82
a571c	289084	407	49	0,76	b.d.	0,10430	1,6	0,932	1,9	0,06479	0,9	0,87	640	10	669	9	768	20	83
a572r	399694	623	73	0,74	0,11	0,10300	1,3	0,8631	1,5	0,06075	0,8	0,84	632	8	632	7	630	18	100
a573	183396	255	31	0,75	0,19	0,10320	2,8	0,8721	11,5	0,06131	11	0,24	633	17	637	56	650	240	97
a574	411033	203	83	0,64	0,76	0,35080	1,7	6,291	2,0	0,1301	1,1	0,85	1939	28	2017	18	2099	18	92
a575	660726	1026	121	0,72	b.d.	0,10310	1,3	0,8659	4,3	0,06089	4,1	0,29	633	8	633	20	635	88	100
a576	356870	128	69	1,28	0,40	0,40210	1,8	7,827	3,7	0,1412	3,3	0,47	2179	32	2211	34	2242	57	97
a577	527605	296	127	0,63	2,04	0,35390	2,5	8,114	3,5	0,1663	2,5	0,72	1953	42	2244	32	2520	41	78
a578	371057	338	65	0,39	2,51	0,15320	2,5	2,386	3,9	0,1129	3,1	0,63	919	21	1238	29	1847	55	50
a579c	400531	172	77	0,57	0,00	0,37850	1,1	7,666	1,5	0,1469	0,9	0,77	2069	20	2193	13	2310	16	90
a580r	1036473	593	200	0,14	0,32	0,31500	1,5	5,753	2,0	0,1324	1,3	0,76	1765	24	1939	18	2131	23	83
a581	223420	369	46	0,90	2,18	0,10380	1,6	0,9251	3,8	0,06467	3,4	0,42	636	10	665	19	763	72	83
a582	429842	195	75	0,34	0,85	0,34000	2,5	7,122	3,8	0,1519	2,9	0,66	1887	41	2127	35	2368	49	80
a583	31008	52	6	0,77	1,36	0,10310	1,2	0,8597	3,2	0,06048	3	0,36	633	7	630	15	621	65	102
a584	404645	720	75	0,54	1,35	0,09434	1,3	0,8089	2,4	0,06219	2,1	0,53	581	7	602	11	681	44	85
a585	257029	468	57	0,81	b.d.	0,10420	1,9	0,8888	10,0	0,06185	9,8	0,19	639	12	646	49	669	210	96
a586	431410	224	80	0,68	0,08	0,30270	1,2	5,273	2,6	0,1264	2,3	0,46	1705	18	1865	22	2048	40	83
a587	36989	62	8	1,04	1,84	0,10270	4,3	0,8619	5,6	0,06086	3,6	0,77	630	26	631	27	634	77	99
a588	88035	146	20	1,08	5,88	0,10280	1,8	1,267	7,4	0,0894	7,2	0,24	631	11	831	43	1413	138	45
a589	898054	304	189	0,75	b.d.	0,48130	1,2	14,44	1,7	0,2176	1,1	0,74	2533	26	2779	16	2963	18	85
a590	166629	82	27	0,32	2,44	0,27600	3,7	4,564	9,2	0,1199	8,4	0,41	1571	52	1743	79	1955	150	80

Tableau 6: Resultats d'analyses isotopique U-Pb/Zircon de leucogeranite à muscovite GB15-12.

grain	$^{207}Pb^{a}$ (cps)	U^{b} (ppm)	Pb^{b} (ppm)	Th^{b}/U	$^{206}Pbc^{c}$ (%)	$^{206}Pb^{d}/^{238}U$	±2σ (%)	$^{207}Pb^{d}/^{235}U$	±2σ (%)	$^{207}Pb^{d}/^{206}Pb$	±2σ (%)	rho[e]	$^{206}Pb/^{238}U$	±2σ (Ma)	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σ (Ma)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σ (Ma)	conc.[f] (%)
a575	280055	4078	175	0,19	15,28	0,03332	2,6	0,2774	10,1	0,06038	9,8	0,26	211	5	249	23	617	212	34
a576	909894	5435	379	0,42	1,63	0,06654	1,6	0,5509	2,8	0,06004	2,4	0,56	415	6	446	10	605	51	69
a577	593912	2619	283	0,92	11,88	0,08270	2,9	0,763	7,9	0,06691	7,4	0,37	512	14	576	35	835	153	61
a578	473293	1670	180	0,19	3,88	0,09880	1,9	0,8283	5,0	0,06081	4,7	0,37	607	11	613	23	632	100	96
a579	2165504	9343	1153	1,71	4,80	0,10230	4,2	0,8543	6,1	0,06055	4,4	0,69	628	25	627	29	623	95	101
a580	331136	2154	127	1,51	9,00	0,04131	2,2	0,3617	8,5	0,0635	8,2	0,27	261	6	313	23	725	173	36
a581	1050074	4236	508	0,95	4,14	0,10490	1,5	0,9228	4,4	0,0638	4,2	0,34	643	9	664	22	735	88	87
a582	1091240	5727	352	0,33	0,09	0,05574	3,1	0,4479	3,2	0,05828	0,7	0,98	350	11	376	10	540	14	65
a583	1632903	4381	618	1,84	3,98	0,10030	2,5	0,8344	5,6	0,06031	5	0,44	616	15	616	26	615	109	100
a584	1783453	9460	1008	0,19	15,35	0,08274	2,6	0,7363	7,9	0,06454	7,5	0,32	512	13	560	35	759	158	67
a585	630422	3796	241	0,32	5,90	0,05573	3,0	0,4434	6,5	0,05771	5,8	0,45	350	10	373	21	519	128	67
a586	542273	3642	197	1,13	7,19	0,04261	3,8	0,3609	7,7	0,06143	6,7	0,49	269	10	313	21	654	145	41

Tableau 7: Resultats d'analyses isotopique U-Pb/Zircon de monzonite à pyroxène GB16-35.

grain	$^{207}Pb^{a}$ (cps)	U^{b} (ppm)	Pb^{b} (ppm)	Th^{b}/U	$^{206}Pbc^{c}$ (%)	$^{206}Pb^{d}/^{238}U$	±2σ (%)	$^{207}Pb^{d}/^{235}U$	±2σ (%)	$^{207}Pb^{d}/^{206}Pb$	±2σ (%)	rho[e]	$^{206}Pb/^{238}U$	±2σ (Ma)	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σ (Ma)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σ (Ma)	conc.[f] (%)
a587	10231	14	4	6,84	29,25	0,04385	37,4	1,247	69,8	0,2063	59	0,54	277	102	822	497	2877	957	10
a589	37241	113	29	3,85	35,57	0,08803	5,9	1,504	15,7	0,1239	15	0,37	544	31	932	100	2014	258	27
a590	33770	107	26	3,96	32,87	0,08139	5,7	1,336	20,8	0,1190	20	0,27	504	28	861	129	1942	358	26
a591	32417	110	27	5,38	29,26	0,08597	6,3	0,9989	40,5	0,08427	40	0,15	532	32	703	230	1299	778	41

Tableau 8: Résultats d'analyses isotopiques U-Th-Pb sur monazite de métapelite GB16-3A.

Echantillon	U	errU	Th	errTh	Pb	errPb	Age (Ma)	Age err
GB16-3-C1-M8-1	0.931	0.018	5.112	0.146	0.224	0.012	609	46
GB16-3-C1-M8-2	0.781	0.016	5.263	0.150	0.224	0.012	635	49
GB16-3-C2-M11	0.801	0.016	4.624	0.133	0.207	0.012	633	51
GB16-3-C3-M12	0.655	0.015	4.474	0.129	0.186	0.012	623	54
GB16-3-C3-M12'	0.611	0.015	5.024	0.144	0.201	0.012	634	53
GB16-3-C4-M3	0.850	0.017	5.026	0.143	0.250	0.012	706	49
GB16-3-C4-M3'	1.001	0.018	5.289	0.151	0.270	0.012	696	46
GB16-3-C4-M6	1.176	0.019	2.437	0.073	0.143	0.009	506	42
GB16-3-C4-M6'	0.899	0.017	3.210	0.094	0.153	0.010	552	47
GB16-3-C5-M1	0.732	0.016	4.450	0.128	0.195	0.012	630	53
GB16-3-C5-M1'	0.760	0.016	5.064	0.145	0.217	0.012	637	50
GB16-3-C6-M4	0.767	0.016	4.956	0.142	0.214	0.012	633	50
GB16-3-C6-M4'	0.756	0.016	4.688	0.134	0.200	0.012	620	51
GB16-3-C6-M4"	0.786	0.016	4.840	0.138	0.234	0.012	697	51
GB16-3-C7-M9	0.596	0.015	3.864	0.112	0.165	0.012	630	59
GB16-3-C7-M9'	0.769	0.016	4.718	0.135	0.199	0.012	610	51
GB16-3-C7-M9"	0.782	0.017	5.103	0.146	0.218	0.012	631	49
GB16-3-C7-M10	0.724	0.016	4.504	0.129	0.208	0.012	669	54
GB16-3-C7-M10'	0.761	0.016	4.867	0.139	0.225	0.012	676	52
GB16-3-C7-M10"	0.583	0.014	4.045	0.117	0.135	0.010	506	51
GB16-3-C7-M11	0.760	0.016	4.570	0.131	0.223	0.012	697	53
GB16-3-C7-M11'	0.719	0.016	4.534	0.130	0.238	0.012	760	54
GB16-3-C7-M11'"	0.699	0.015	4.240	0.122	0.176	0.011	596	52
GB16-3-C7-M14	0.863	0.017	4.713	0.135	0.219	0.012	643	50
GB16-3-C7-M14'	0.677	0.015	4.674	0.134	0.134	0.011	435	47
GB16-3-C7-M14"	0.740	0.016	4.392	0.126	0.188	0.012	611	53
GB16-3-C7-M13	0.799	0.017	4.822	0.138	0.201	0.012	600	49
GB16-3-C7-M13'	0.745	0.016	4.855	0.139	0.203	0.012	617	51
GB16-3-C7-M13"	0.763	0.016	4.833	0.138	0.213	0.012	643	51
GB16-3-C8-M18	0.740	0.016	4.844	0.139	0.203	0.012	618	51
GB16-3-C8-M17	0.667	0.015	4.285	0.124	0.191	0.012	651	56
GB16-3-C8-M17'	0.719	0.016	4.776	0.137	0.199	0.012	617	52
GB16-3-C8-M17"	0.724	0.016	4.944	0.141	0.215	0.012	650	52
GB16-3-C8-M22	0.727	0.016	4.533	0.130	0.198	0.012	635	53
GB16-3-C8-M22'	0.777	0.016	4.639	0.133	0.219	0.012	673	52
GB16-3-C9-M19	0.695	0.016	4.905	0.140	0.202	0.012	625	52
GB16-3-C9-M19'	0.676	0.016	4.894	0.140	0.201	0.012	627	52
GB16-3-C9-M19"	0.669	0.016	4.590	0.132	0.192	0.012	628	54
GB16-3-C9-M20	0.714	0.016	4.612	0.132	0.190	0.012	606	52
GB16-3-C9-M20'	0.739	0.016	4.716	0.135	0.198	0.012	616	51
GB16-3-C9-M20"	0.740	0.016	4.990	0.143	0.200	0.012	599	50
GB16-3-C9-M24	0.688	0.016	4.701	0.135	0.198	0.012	630	53
GB16-3-C9-M24'	0.574	0.015	4.673	0.134	0.190	0.012	643	55
GB16-3-C9-M23	0.742	0.016	4.588	0.132	0.213	0.012	670	53
GB16-3-C9-M23'	0.789	0.016	4.808	0.138	0.219	0.012	654	51
GB16-3-C9-M23"	0.737	0.016	4.567	0.131	0.225	0.012	711	54

Tableau 9: Résultats des isotopes Lu-Hf sur Zircon de l'échantillon GB15-7.

Grain	$^{176}Yb/^{177}Hf$ [(a)]	±2s	$^{176}Lu/^{177}Hf$ [(a)]	±2s	$^{178}Hf/^{177}Hf$	$^{180}Hf/^{177}Hf$	Sig_{Hf} [b] (V)	$^{176}Hf/^{177}Hf$	±2s [c]	$^{176}Hf/^{177}Hf_{(t)}$ [d]	$eHf_{(t)}$ [d]	±2s [c]	T_{DM2} [e] (Ga)	Age [f] (Ma)	±2s [c]
a557	0,0352	2	0,00106	1	1,46728	1,8869	7	0,281765	35	0,281744	-13,5	1,2	2,56	1044	28
a562	0,0364	28	0,00099	6	1,46726	1,88644	7	0,281906	56	0,281886	-7,9	2	2,27	1065	55
a563	0,034	2	0,001	1	1,46726	1,88693	7	0,281517	33	0,281477	1,1	1,2	2,58	2093	50
a574	0,0142	1	0,00043	0	1,46721	1,88666	7	0,28124	36	0,281223	-10	1,3	3,12	2004	17
a580	0,016	1	0,00051	1	1,46729	1,8869	6	0,281097	41	0,281072	-0,9	1,4	3,11	2624	14
a582	0,0466	7	0,00131	2	1,4672	1,88699	5	0,281203	35	0,281137	1,9	1,2	2,97	2646	8
a586	0,0263	1	0,00078	0	1,46729	1,88668	7	0,281787	31	0,281772	-12,5	1,1	2,5	1043	36
a587	0,0478	35	0,00142	10	1,46731	1,88691	8	0,281774	36	0,281746	-13,5	1,3	2,55	1038	28
a589	0,0215	5	0,00063	1	1,46723	1,88709	7	0,281492	41	0,281468	-0,5	1,5	2,63	2040	68

Tableau 10: Résultats des isotopes Lu-Hf sur Zircon de GB15-25.

Grains	$^{176}Yb/^{177}Hf$ [a]	±2σ	$^{176}Lu/^{177}Hf$ [a]	±2σ	$^{178}Hf/^{177}Hf$	$^{180}Hf/^{177}Hf$	Sig_{Hf} [b] (V)	$^{176}Hf/^{177}Hf$	±2σ [c]	$^{176}Hf/^{177}Hf_{(t)}$ [d]	$\varepsilon Hf_{(t)}$ [d]	±2σ [c]	T_{DM2} [e] (Ga)	age [f] (Ma)	±2σ	conc. [g]
a469c	0,0649	14	0,00184	4	1,46725	1,88667	10	0,282098	24	0,282063	-3,0	0,9	1,93	1009	16	92
a470r	0,0250	3	0,00076	1	1,46730	1,88672	10	0,282055	29	0,282040	-3,5	1,0	1,96	1019	31	72
a472	0,0232	5	0,00081	2	1,46732	1,88665	9	0,282089	32	0,282073	-1,3	1,1	1,88	1068	28	96
a473c	0,0951	246	0,00244	57	1,46732	1,88662	8	0,281812	38	0,281761	-11,5	1,4	2,45	1102	126	87
a474r	0,0700	106	0,00179	23	1,46733	1,88637	9	0,281675	45	0,281646	-20,8	1,6	2,75	874	28	90
a476c	0,0266	20	0,00081	6	1,46722	1,88656	8	0,281957	50	0,281941	-6,5	1,8	2,14	1043	23	99
a477r	0,0327	19	0,00099	7	1,46730	1,88680	7	0,281941	37	0,281921	-6,6	1,3	2,17	1071	35	99
a480	0,0190	6	0,00061	2	1,46728	1,88649	8	0,281799	33	0,281786	-9,5	1,2	2,39	1151	67	93
a482	0,0283	8	0,00090	4	1,46732	1,88683	8	0,281461	33	0,281427	-3,7	1,2	2,72	1963	12	91
a483	0,0228	10	0,00072	3	1,46731	1,88685	8	0,281882	30	0,281866	-6,4	1,1	2,23	1164	19	100
a484	0,0183	2	0,00065	1	1,46737	1,88649	12	0,280995	27	0,280962	-5,4	1,0	3,31	2598	8	102
a485	0,0281	7	0,00093	2	1,46731	1,88671	8	0,281705	28	0,281685	-12,7	1,0	2,57	1171	126	91
a486	0,0591	49	0,00164	12	1,46727	1,88648	8	0,282037	34	0,282003	-3,2	1,2	2,00	1094	144	99
a487	0,0580	36	0,00189	13	1,46729	1,88683	6	0,281742	97	0,281704	-14,4	3,5	2,57	1066	56	101
a488	0,0505	16	0,00149	5	1,46731	1,88641	7	0,282055	31	0,282024	-2,4	1,1	1,96	1095	63	94
a490	0,0963	198	0,00242	41	1,46730	1,88668	7	0,281501	36	0,281414	-5,9	1,3	2,78	1884	25	95
a492c	0,0646	89	0,00174	20	1,46732	1,88655	9	0,281724	30	0,281689	-15,3	1,1	2,61	1049	15	99
a493r	0,0263	9	0,00081	2	1,46728	1,88666	9	0,281721	33	0,281704	-13,2	1,2	2,55	1117	151	88
a499	0,0387	10	0,00122	3	1,46732	1,88653	8	0,281851	30	0,281820	-4,4	1,1	2,25	1322	18	99
a501	0,0065	7	0,00025	2	1,46729	1,88672	8	0,281790	29	0,281784	-10,9	1,0	2,41	1094	25	98
a503	0,0373	21	0,00109	5	1,46724	1,88685	8	0,281716	33	0,281694	-13,8	1,2	2,58	1108	26	97
a506	0,0357	11	0,00110	3	1,46732	1,88680	8	0,281715	38	0,281692	-14,7	1,4	2,59	1068	25	100
a507	0,0514	24	0,00149	5	1,46723	1,88686	8	0,281446	37	0,281390	-4,3	1,3	2,78	1995	18	99
a509	0,0345	12	0,00098	3	1,46724	1,88670	9	0,282035	28	0,282014	-1,1	1,0	1,95	1165	49	94
a513	0,0419	19	0,00130	5	1,46729	1,88659	8	0,281409	34	0,281360	-5,5	1,2	2,84	1987	10	98
a514	0,0397	8	0,00128	2	1,46730	1,88675	7	0,281765	33	0,281740	-13,3	1,2	2,51	1056	21	100
a516	0,0320	6	0,00106	2	1,46725	1,88666	8	0,281348	26	0,281308	-7,7	0,9	2,94	1971	11	100
a519	0,0436	22	0,00129	6	1,46731	1,88654	8	0,281513	31	0,281463	-1,3	1,1	2,63	2012	11	99
a520	0,0397	10	0,00115	3	1,46733	1,88644	9	0,281988	35	0,281963	-3,9	1,2	2,07	1120	29	98
a521	0,0202	4	0,00062	1	1,46732	1,88679	8	0,280752	35	0,280722	-16,6	1,3	3,81	2486	7	93

.

Tableau 11: Résultats des isotopes Lu-Hf sur Zircon de l'échantillon GB15-1B.

Grains	$^{176}Yb/^{177}Hf$ [a]	±2σ	$^{176}Lu/^{177}Hf$ [a]	±2σ	$^{178}Hf/^{177}Hf$	$^{180}Hf/^{177}Hf$	Sig_{Hf} [b] (V)	$^{176}Hf/^{177}Hf$	±2σ [c]	$^{176}Hf/^{177}Hf_{(t)}$ [d]	$\varepsilon Hf_{(t)}$ [d]	±2σ [c]	T_{DM2} [e] (Ga)	age [f] (Ma)	±2σ	conc.[g]
a06	0,0362	14	0,00107	4	1,46734	1,88683	10	0,281243	36	0,281203	-11,6	1,3	3,14	1965	8	87
a07	0,0438	21	0,00123	5	1,46716	1,88677	9	0,281316	35	0,281266	-5,4	1,3	2,95	2135	28	98
a08	0,0393	10	0,00122	4	1,46731	1,88653	6	0,281322	43	0,281275	-7,2	1,5	2,97	2044	31	89
a09c	0,0226	9	0,00073	2	1,46726	1,88680	7	0,281217	36	0,281188	-10,1	1,3	3,13	2052	39	73
a10r	0,0153	4	0,00048	1	1,46734	1,88643	10	0,281229	32	0,281211	-10,7	1,1	3,11	1993	20	97
a11c	0,0312	3	0,00096	1	1,46732	1,88668	8	0,281345	30	0,281309	-7,2	1,1	2,93	1992	8	103
a12r	0,0936	116	0,00237	26	1,46735	1,88656	10	0,281476	30	0,281389	-5,9	1,1	2,81	1928	15	85
a13	0,8021	1186	0,01835	271	1,46733	1,88097	9	0,282217	78	0,281832	-8,8	2,8	2,32	1111	23	59
a14c	0,0194	11	0,00060	3	1,46734	1,88676	10	0,281129	33	0,281103	-9,3	1,2	3,22	2217	57	97
a15r	0,0177	21	0,00057	6	1,46729	1,88679	6	0,281242	39	0,281221	-11,0	1,4	3,11	1962	14	97
a16	0,0538	3	0,00158	2	1,46728	1,88657	7	0,281247	35	0,281179	-5,5	1,3	3,05	2266	15	97
a17	0,0479	17	0,00142	6	1,46729	1,88666	11	0,281208	30	0,281139	-0,1	1,1	3,00	2559	9	98
a18	0,0372	1	0,00108	1	1,46725	1,88678	8	0,281034	42	0,280980	-4,2	1,5	3,27	2623	23	99
a20	0,0161	17	0,00050	4	1,46732	1,88655	9	0,280950	28	0,280926	-7,0	1,0	3,39	2588	8	99
a22	0,0096	19	0,00024	5	1,46738	1,88658	13	0,281046	31	0,281037	-17,7	1,1	3,45	1957	15	91
a23	0,0964	52	0,00270	12	1,46731	1,88653	6	0,282156	44	0,282089	4,8	1,5	1,75	1307	54	40
a24	0,0143	11	0,00045	3	1,46729	1,88663	8	0,281101	31	0,281079	-1,4	1,1	3,10	2591	10	99
a25	0,0494	22	0,00144	5	1,46724	1,88654	9	0,281813	29	0,281795	-20,5	1,0	2,56	653	317	102
a26	0,0421	126	0,00128	28	1,46727	1,88666	10	0,281259	31	0,281212	-11,8	1,1	3,13	1944	16	91
a27	0,0457	42	0,00134	9	1,46734	1,88653	10	0,281203	29	0,281152	-12,7	1,0	3,22	1995	49	67
a28	0,0450	18	0,00136	4	1,46723	1,88685	10	0,281295	29	0,281244	-9,9	1,0	3,06	1975	10	99
a29	0,0451	20	0,00125	5	1,46736	1,88680	12	0,281162	35	0,281114	-13,3	1,2	3,28	2027	35	78
a30	0,0272	12	0,00079	2	1,46736	1,88676	11	0,281282	34	0,281248	-2,7	1,2	2,92	2280	10	89
a31	0,0336	27	0,00100	6	1,46732	1,88676	9	0,281277	35	0,281241	-11,4	1,3	3,09	1914	19	85
a32	0,0316	4	0,00096	1	1,46722	1,88689	8	0,281260	30	0,281212	4,6	1,1	2,82	2645	14	99
a38	0,0034	4	0,00010	1	1,46725	1,88658	10	0,281309	26	0,281305	-7,8	0,9	2,94	1974	19	100
a39c	0,0255	14	0,00076	4	1,46728	1,88667	7	0,281221	31	0,281184	1,1	1,1	2,92	2540	37	96
a40r	0,0285	22	0,00088	6	1,46728	1,88651	8	0,281328	32	0,281293	-5,3	1,2	2,91	2099	18	94
a41c	0,0094	5	0,00033	2	1,46726	1,88653	8	0,281283	33	0,281272	-10,9	1,2	3,04	1889	21	80
a42r	0,0075	1	0,00026	0,1	1,46732	1,88653	9	0,281257	30	0,281247	-9,7	1,1	3,05	1980	11	93
a43	0,0320	40	0,00093	11	1,46727	1,88669	9	0,281261	37	0,281226	-10,5	1,3	3,09	1976	16	100
a44	0,0378	24	0,00116	7	1,46731	1,88678	8	0,282030	44	0,282006	-2,8	1,6	1,99	1103	24	92
a45	0,0586	36	0,00185	9	1,46724	1,88677	8	0,281617	38	0,281590	-24,8	1,3	2,89	783	148	94
a46	0,0388	10	0,00120	2	1,46732	1,88667	8	0,281373	35	0,281329	-8,1	1,2	2,92	1921	14	78
a47	0,0525	28	0,00147	7	1,46728	1,88648	7	0,281413	31	0,281368	-13,9	1,1	2,98	1609	113	82
a48	0,0411	7	0,00121	1	1,46731	1,88668	8	0,281217	37	0,281158	1,0	1,3	2,95	2576	7	97
a49	0,0462	13	0,00126	3	1,46734	1,88683	10	0,281263	31	0,281217	-12,4	1,1	3,14	1909	22	97
a50	0,0309	53	0,00096	16	1,46727	1,88669	9	0,281098	51	0,281062	-16,4	1,8	3,40	1974	7	100
a53r	0,0219	1	0,00067	0,1	1,46721	1,88683	9	0,281828	29	0,281815	-12,0	1,0	2,39	996	46	101
a54	0,0605	161	0,00171	37	1,46733	1,88698	9	0,281374	35	0,281310	-7,4	1,2	2,93	1981	45	100
a55	0,0212	2	0,00062	1	1,46729	1,88652	8	0,281206	33	0,281182	-11,8	1,2	3,17	1989	16	99
a56	0,0651	263	0,00173	57	1,46718	1,88711	7	0,281264	44	0,281228	-31,0	1,6	3,44	1076	40	82
a58	0,0203	22	0,00062	6	1,46729	1,88665	9	0,281288	31	0,281265	-8,6	1,1	3,01	1998	13	100
a59	0,0112	2	0,00035	1	1,46729	1,88652	8	0,281278	29	0,281265	-8,7	1,0	3,01	1996	11	101
a60	0,0659	97	0,00183	26	1,46718	1,88711	7	0,282006	42	0,281967	-3,8	1,5	2,06	1122	66	84
a61	0,0324	3	0,00106	1	1,46731	1,88688	8	0,281207	44	0,281168	-13,5	1,6	3,22	1937	8	94
a62	0,1132	170	0,00291	39	1,46724	1,88664	9	0,281267	41	0,281207	-31,5	1,5	3,48	1086	97	94
a63	0,0495	24	0,00151	7	1,46734	1,88663	10	0,281343	31	0,281286	-8,2	1,1	2,98	1986	12	93
a64	0,0208	4	0,00065	1	1,46732	1,88669	9	0,281274	30	0,281246	-3,1	1,1	2,93	2263	8	100
a66	0,0479	12	0,00135	3	1,46729	1,88699	9	0,280845	37	0,280781	-14,8	1,3	3,71	2471	31	68
a72	0,0269	9	0,00093	2	1,46732	1,88668	8	0,281441	29	0,281396	8,7	1,0	2,52	2541	16	82
a73	0,0278	26	0,00086	8	1,46729	1,88641	8	0,281348	37	0,281316	-7,9	1,3	2,93	1953	7	99
a74c	0,0203	11	0,00060	3	1,46730	1,88668	7	0,281179	30	0,281154	-9,3	1,1	3,16	2137	8	100
a75r	0,0490	17	0,00159	6	1,46729	1,88663	10	0,281433	27	0,281373	-5,1	1,0	2,81	1983	17	96
a76	0,0349	32	0,00104	7	1,46732	1,88674	8	0,281194	29	0,281151	-8,2	1,0	3,14	2190	25	85
a77	0,0308	9	0,00095	2	1,46713	1,88716	7	0,280879	37	0,280841	-21,2	1,3	3,75	2108	28	90
a78	0,0277	3	0,00088	1	1,46726	1,88657	7	0,281359	30	0,281326	-6,9	1,1	2,90	1978	12	101
a79	0,0334	4	0,00104	1	1,46723	1,88660	8	0,281347	30	0,281304	-3,0	1,1	2,85	2183	29	88
a81c	0,0190	4	0,00059	1	1,46729	1,88649	9	0,281067	28	0,281046	-18,6	1,0	3,46	1903	43	85
a82r	0,0204	4	0,00063	1	1,46728	1,88674	9	0,281088	32	0,281065	-16,9	1,1	3,40	1949	13	99
a83	0,0341	6	0,00112	2	1,46730	1,88658	7	0,281408	32	0,281366	-5,3	1,1	2,82	1988	12	99
a84	0,0237	4	0,00076	2	1,46729	1,88671	6	0,281153	37	0,281115	0,7	1,3	3,01	2628	18	100
a85	0,0782	113	0,00219	27	1,46727	1,88667	9	0,281505	34	0,281424	-4,6	1,2	2,74	1929	37	87
a86	0,0189	3	0,00059	1	1,46729	1,88689	9	0,281207	33	0,281185	-10,6	1,2	3,14	2035	15	93
a87	0,0364	15	0,00112	4	1,46726	1,88667	7	0,281370	36	0,281327	-6,7	1,3	2,90	1986	14	100
a88	0,0399	6	0,00125	2	1,46730	1,88687	7	0,281352	33	0,281305	-7,5	1,2	2,94	1987	11	100
a89	0,0292	7	0,00091	2	1,46725	1,88691	7	0,281349	35	0,281316	-7,7	1,2	2,93	1962	18	85
a90	0,0307	6	0,00094	3	1,46736	1,88687	11	0,281240	49	0,281205	-11,5	1,7	3,13	1968	17	91
a91	0,0469	30	0,00145	9	1,46731	1,88675	8	0,281361	41	0,281308	-8,3	1,4	2,95	1948	13	97
a92	0,0303	13	0,00097	3	1,46731	1,88642	8	0,281132	34	0,281086	-3,1	1,2	3,12	2508	9	90

Tableau 12: Résultats des isotopes Lu-Hf sur Zircon de l'échantillon GB16-5.

Grains	$^{176}Yb/^{177}Hf$ [a]	±2σ	$^{176}Lu/^{177}Hf$ [a]	±2σ	$^{178}Hf/^{177}Hf$	$^{180}Hf/^{177}Hf$	Sig_{Hf} [b] (V)	$^{176}Hf/^{177}Hf$	±2σ	$^{176}Hf/^{177}Hf_{(t)}$ [d]	$\varepsilon Hf_{(t)}$ [d]	±2σ [c]	T_{DM2} [e] (Ga)	age [f] (Ma)	±2σ	conc.[g]
a522c	0,0128	17	0,00044	8	1,46732	1,88661	9	0,281629	39	0,281624	-26,8	1,4	2,88	639	7	65
a523r	0,0124	22	0,00044	9	1,46738	1,88679	12	0,281665	37	0,281660	-25,6	1,3	2,82	635	6	100
a526c	0,0150	5	0,00051	2	1,46736	1,88687	11	0,281245	44	0,281232	-23,2	1,5	3,31	1416	67	52
a528	0,0297	8	0,00091	3	1,46723	1,88704	9	0,281619	30	0,281608	-27,7	1,1	2,91	623	6	78
a529	0,0508	73	0,00150	20	1,46721	1,88700	9	0,281703	35	0,281669	-12,7	1,2	2,59	1193	230	49
a530	0,0125	5	0,00039	2	1,46726	1,88692	8	0,281564	33	0,281554	-12,6	1,2	2,73	1378	298	47
a532r	0,0292	8	0,00093	2	1,46726	1,88665	9	0,281719	35	0,281708	-23,5	1,2	2,72	655	13	85
a533c	0,0310	30	0,00097	9	1,46722	1,88670	8	0,281654	35	0,281642	-26,1	1,2	2,85	643	13	81
a534r	0,0318	34	0,00099	8	1,46727	1,88673	9	0,281667	35	0,281654	-24,7	1,2	2,81	686	14	88
a535	0,0299	25	0,00097	7	1,46735	1,88662	10	0,281644	33	0,281632	-26,9	1,2	2,87	621	10	90
a537	0,0166	3	0,00050	1	1,46730	1,88658	7	0,281544	34	0,281538	-30,5	1,2	3,05	610	14	71
a538c	0,0461	10	0,00136	3	1,46730	1,88676	7	0,281595	30	0,281536	7,4	1,1	2,37	2275	25	63
a539r	0,0161	8	0,00051	2	1,46732	1,88675	9	0,281683	28	0,281669	-7,9	1,0	2,50	1403	91	41
a541r	0,0179	9	0,00057	3	1,46733	1,88654	9	0,281574	31	0,281558	-9,6	1,1	2,67	1503	165	38
a542	0,0111	3	0,00033	1	1,46728	1,88664	8	0,281017	31	0,281000	-4,5	1,1	3,25	2578	10	93
a543c	0,0177	5	0,00054	2	1,46731	1,88643	7	0,281578	29	0,281571	-28,8	1,0	2,98	635	27	105
a544r	0,0144	11	0,00045	3	1,46729	1,88654	8	0,281583	29	0,281573	-16,5	1,0	2,77	1177	60	54
a545c	0,0211	9	0,00069	2	1,46729	1,88686	6	0,281626	44	0,281607	-10,0	1,6	2,61	1411	397	46
a546r	0,0448	37	0,00137	9	1,46731	1,88648	8	0,281670	28	0,281654	-25,7	1,0	2,82	642	12	100
a547c	0,0298	4	0,00102	2	1,46730	1,88662	8	0,281644	33	0,281633	-27,5	1,2	2,88	597	16	93
a548r	0,0297	8	0,00098	3	1,46728	1,88673	9	0,281635	31	0,281616	-18,5	1,1	2,75	1023	225	65
a554c	0,0211	2	0,00066	0,4	1,46731	1,88653	8	0,281238	33	0,281210	-6,7	1,2	3,04	2164	58	52
a555r	0,0259	3	0,00084	1	1,46730	1,88646	9	0,281246	30	0,281213	-8,3	1,1	3,07	2094	26	93
a557	0,0127	17	0,00042	6	1,46715	1,88704	10	0,281807	45	0,281802	-20,5	1,6	2,55	638	22	64
a558	0,0357	4	0,00119	3	1,46733	1,88688	9	0,281610	34	0,281595	-27,7	1,2	2,93	647	11	99
a559	0,0173	9	0,00060	3	1,46726	1,88693	11	0,281045	36	0,281032	-35,1	1,3	3,76	1203	113	49
a560	0,0124	1	0,00038	0,2	1,46729	1,88674	9	0,281584	30	0,281580	-28,2	1,1	2,96	649	10	82
a561c	0,0249	10	0,00083	2	1,46731	1,88671	10	0,281748	31	0,281738	-21,9	1,1	2,66	680	9	82
a564	0,0192	3	0,00069	1	1,46722	1,88679	9	0,281144	36	0,281129	-33,1	1,3	3,60	1140	202	61
a565	0,0185	7	0,00057	2	1,46729	1,88666	8	0,281551	32	0,281544	-30,2	1,1	3,04	615	9	73
a566	0,0389	13	0,00114	4	1,46729	1,88660	9	0,281614	27	0,281600	-27,6	1,0	2,92	643	13	99
a567	0,0268	28	0,00083	7	1,46727	1,88681	10	0,281604	39	0,281594	-27,7	1,4	2,93	648	14	70
a568	0,0166	4	0,00050	1	1,46731	1,88674	7	0,281609	31	0,281603	-27,6	1,1	2,92	639	31	100
a569	0,0325	11	0,00096	3	1,46731	1,88682	8	0,281573	33	0,281562	-29,1	1,2	3,00	636	6	99
a570	0,0279	10	0,00082	2	1,46730	1,88643	7	0,281540	34	0,281530	-30,3	1,2	3,06	632	7	82
a571c	0,0119	6	0,00036	2	1,46730	1,88687	7	0,281528	33	0,281524	-30,4	1,2	3,06	640	10	83
a572r	0,0115	11	0,00036	3	1,46733	1,88683	9	0,281591	29	0,281587	-28,3	1,0	2,95	632	8	100
a573	0,0139	5	0,00043	1	1,46731	1,88680	8	0,281685	35	0,281680	-25,0	1,2	2,78	633	17	97
a574	0,0138	11	0,00050	3	1,46721	1,88681	8	0,281613	36	0,281593	5,3	1,3	2,35	2099	18	92
a575	0,0355	5	0,00111	1	1,46732	1,88661	9	0,281588	33	0,281575	-28,7	1,2	2,97	633	8	100
a576	0,0165	7	0,00056	2	1,46732	1,88655	9	0,281212	30	0,281188	-5,7	1,1	3,05	2242	57	97
a577	0,0388	7	0,00122	2	1,46733	1,88671	9	0,280924	29	0,280865	-10,7	1,0	3,53	2520	41	78
a578	0,0278	5	0,00087	1	1,46730	1,88643	7	0,281550	30	0,281520	-3,1	1,1	2,60	1847	55	50
a579c	0,0203	8	0,00059	2	1,46731	1,88686	8	0,281090	32	0,281064	-8,5	1,1	3,25	2310	16	90
a580r	0,0122	1	0,00039	0,3	1,46728	1,88655	9	0,281141	30	0,281125	-10,5	1,1	3,21	2131	23	83
a581	0,0278	6	0,00096	2	1,46720	1,88687	6	0,281721	43	0,281709	-23,9	1,5	2,72	636	10	83
a582	0,0276	11	0,00090	3	1,46726	1,88668	7	0,281120	32	0,281080	-6,6	1,1	3,20	2368	49	80
a583	0,0116	4	0,00036	1	1,46732	1,88668	8	0,281570	32	0,281566	-29,0	1,1	2,99	633	7	102
a584	0,0308	7	0,00093	2	1,46728	1,88687	8	0,281578	32	0,281568	-30,1	1,1	3,00	581	7	85
a585	0,0326	10	0,00097	3	1,46731	1,88653	10	0,281520	58	0,281508	-30,9	2,0	3,09	639	12	96
a586	0,0260	4	0,00083	1	1,46724	1,88679	8	0,281598	34	0,281565	3,2	1,2	2,42	2048	40	83
a587	0,0143	8	0,00048	4	1,46732	1,88672	8	0,281541	48	0,281535	-30,2	1,7	3,05	630	26	99
a588	0,0227	5	0,00068	2	1,46725	1,88682	8	0,281615	33	0,281597	-10,3	1,2	2,63	1413	138	45
a589	0,0901	85	0,00259	23	1,46724	1,88679	7	0,281090	37	0,280943	2,4	1,3	3,18	2963	18	85
a590	0,0199	8	0,00066	2	1,46732	1,88661	8	0,281615	32	0,281591	2,0	1,1	2,41	1955	150	80

Tableau 13: Résultats des isotopes Lu-Hf sur Zircon de l'échantillon GB15-12.

Grains	$^{176}Yb/^{177}Hf$ [(a)]	±2s	$^{176}Lu/^{177}Hf$ [(a)]	±2s	$^{178}Hf/^{177}Hf$	$^{180}Hf/^{177}Hf$	Sig_{Hf} [b] (V)	$^{176}Hf/^{177}Hf$	±2s [c]	$^{176}Hf/^{177}Hf_{(t)}$ [d]	$eHf_{(t)}$ [d]	±2s [c]	T_{DM2} [e] (Ga)	Age [f] (Ma)	±2s [c]
a575	0,0641	52	0,00175	13	1,46729	1,8866	12	0,282415	32	0,282395	-0,1	1,1	1,49	613	8
a576	0,0608	12	0,00175	3	1,46721	1,88667	14	0,282383	30	0,282363	-1,3	1,1	1,55	613	8
a577	0,0704	8	0,00211	3	1,4672	1,88742	15	0,282367	39	0,282342	-2	1,4	1,59	613	8
a578	0,0483	4	0,00144	1	1,46723	1,88641	14	0,282419	37	0,282402	0,1	1,3	1,47	613	8
a579	0,0713	13	0,00197	3	1,46719	1,88658	13	0,282398	33	0,282375	-0,8	1,2	1,53	613	8
a580	0,0735	28	0,00202	6	1,46716	1,88676	15	0,282416	33	0,282393	-0,2	1,2	1,49	613	8
a581	0,0642	14	0,00179	3	1,46724	1,88653	14	0,282401	37	0,28238	-0,6	1,3	1,52	613	8
a582	0,0511	16	0,00156	3	1,46729	1,88647	14	0,28238	35	0,282362	-1,3	1,2	1,55	613	8
a583	0,0588	11	0,00168	6	1,4672	1,88655	15	0,282355	35	0,282336	-2,2	1,2	1,6	613	8
a584	0,0831	45	0,00238	7	1,46718	1,88646	14	0,282361	37	0,282334	-2,3	1,3	1,61	613	8
a585	0,0549	5	0,00166	1	1,46721	1,88671	13	0,282394	30	0,282375	-0,8	1,1	1,53	613	8
a586	0,0711	14	0,00188	3	1,46724	1,88686	12	0,282386	32	0,282365	-1,2	1,1	1,55	613	8

Tableau 14: Analyse microsonde sur la biotite (échantillon de paragneiss à grenat-biotite GB16-23A).

Echantillon	GB16-23A												
Minérale	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO2	35,00	33,68	35,09	35,29	34,76	35,24	34,44	34,05	34,63	34,96	34,70	34,97	35,00
TiO2	5,41	1,29	5,68	4,25	4,30	2,66	2,25	2,15	5,96	6,08	3,58	4,11	4,00
Al2O3	16,33	18,87	16,27	16,85	17,23	17,80	17,17	17,42	15,47	15,65	16,43	16,65	16,51
Cr2O3	0,11	0,04	0,09	0,11	0,08	0,13	0,12	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06
FeO	20,35	20,57	20,39	19,41	20,54	19,13	19,74	19,73	17,97	17,72	18,04	18,25	18,12
MnO	0,02	0,08	0,02	0,06	0,01	0,01	0,06	0,05	0,00	0,07	0,00	0,00	0,06
MgO	8,40	10,66	8,19	9,41	8,78	10,31	10,33	10,34	9,93	9,97	10,14	10,48	10,59
CaO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,13	0,04	0,00	0,02	0,06	0,00	0,00
Na2O	0,07	0,07	0,10	0,08	0,10	0,08	0,14	0,07	0,23	0,16	0,09	0,01	0,02
K2O	9,19	8,49	9,35	9,18	9,42	9,32	8,44	8,82	9,08	9,23	9,19	9,46	9,18
Total	94,89	93,74	95,17	94,65	95,21	94,73	92,82	92,72	93,31	93,93	92,27	93,98	93,53
Formule structurale													
Si	5,40	5,24	5,40	5,42	5,35	5,40	5,40	5,36	5,38	5,39	5,45	5,40	5,41
Ti	0,63	0,15	0,66	0,49	0,50	0,31	0,27	0,25	0,70	0,71	0,42	0,48	0,47
AlIV	2,60	2,76	2,60	2,58	2,65	2,60	2,60	2,64	2,62	2,61	2,55	2,60	2,59
AlVI	0,37	0,70	0,35	0,48	0,48	0,61	0,57	0,58	0,22	0,23	0,49	0,42	0,42
Altotal	2,97	3,46	2,95	3,05	3,13	3,21	3,17	3,23	2,83	2,84	3,04	3,03	3,01
Cr	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe2+	2,62	2,68	2,62	2,49	2,64	2,45	2,59	2,59	2,34	2,28	2,37	2,36	2,34
Mn2+	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Mg	1,93	2,47	1,88	2,16	2,02	2,35	2,41	2,42	2,30	2,29	2,37	2,41	2,44
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Na	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,04	0,02	0,07	0,05	0,03	0,00	0,00
K	1,81	1,69	1,84	1,80	1,85	1,82	1,69	1,77	1,80	1,82	1,84	1,86	1,81
xFe on M-site	0,47	0,45	0,48	0,44	0,47	0,43	0,44	0,44	0,42	0,41	0,42	0,42	0,41
xAl on M-site	0,07	0,12	0,06	0,08	0,08	0,11	0,10	0,10	0,04	0,04	0,09	0,07	0,07
xMg on M-site	0,35	0,41	0,34	0,38	0,36	0,41	0,41	0,41	0,41	0,42	0,42	0,43	0,43

Echantillon	GB16-23A suite										
Minérale	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO2	35,40	35,17	34,20	34,42	35,01	34,89	34,43	33,96	33,90	35,67	32,73
TiO2	3,95	3,92	3,87	3,01	4,09	3,69	4,01	3,46	3,38	4,56	3,48
Al2O3	16,32	16,64	16,58	17,99	16,93	17,67	17,17	17,78	18,53	16,68	16,03
Cr2O3	0,03	0,04	0,03	0,07	0,06	0,08	0,07	0,06	0,07	0,03	0,04
FeO	17,88	17,57	17,92	19,67	20,42	20,07	20,19	20,15	20,37	19,94	21,90
MnO	0,00	0,09	0,06	0,08	0,10	0,03	0,05	0,08	0,04	0,00	0,01
MgO	10,44	10,72	10,34	8,80	9,20	8,94	8,37	8,20	7,58	8,99	9,66
CaO	0,05	0,00	0,00	0,05	0,03	0,00	0,02	0,02	0,03	0,01	0,04
Na2O	0,08	0,08	0,08	0,05	0,10	0,06	0,02	0,06	0,08	0,09	0,07
K2O	9,14	9,06	9,34	9,16	9,34	9,34	9,17	9,25	9,31	9,33	7,54
Total	93,27	93,27	92,42	93,29	95,27	94,76	93,50	93,02	93,29	95,30	91,50
Formule structurale											
Si	5,48	5,44	5,37	5,37	5,38	5,37	5,38	5,35	5,32	5,45	5,26
Ti	0,46	0,46	0,46	0,35	0,47	0,43	0,47	0,41	0,40	0,52	0,42
AlIV	2,52	2,56	2,63	2,63	2,62	2,63	2,62	2,65	2,68	2,55	2,74
AlVI	0,46	0,47	0,44	0,68	0,44	0,58	0,54	0,64	0,75	0,46	0,30
Altotal	2,98	3,03	3,07	3,31	3,06	3,21	3,16	3,30	3,43	3,01	3,04
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Fe2+	2,31	2,27	2,35	2,57	2,62	2,59	2,64	2,65	2,67	2,55	2,95
Mn2+	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Mg	2,41	2,47	2,42	2,05	2,11	2,05	1,95	1,92	1,77	2,05	2,32
Ca	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02
K	1,81	1,79	1,87	1,82	1,83	1,83	1,83	1,86	1,86	1,82	1,55
xFe on M-site	0,41	0,40	0,41	0,45	0,46	0,46	0,47	0,47	0,48	0,46	0,49
xAl on M-site	0,08	0,08	0,08	0,12	0,08	0,10	0,10	0,11	0,13	0,08	0,05
xMg on M-site	0,43	0,44	0,43	0,36	0,37	0,36	0,35	0,34	0,32	0,37	0,39

Echantillon	GB16-23A suite										
Minérale	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO2	34,90	35,33	35,80	35,62	34,80	35,23	34,73	34,62	34,54	34,01	35,24
TiO2	3,76	3,92	5,30	5,14	3,12	4,09	5,76	5,34	6,32	5,23	5,60
Al2O3	16,83	17,30	16,50	16,26	16,86	16,38	15,91	16,06	16,00	16,34	16,59
Cr2O3	0,04	0,03	0,04	0,06	0,02	0,05	0,11	0,09	0,11	0,10	0,10
FeO	18,80	17,84	17,80	17,30	18,61	18,93	20,44	19,59	20,04	19,80	19,33
MnO	0,05	0,15	0,04	0,00	0,05	0,04	0,02	0,10	0,03	0,04	0,08
MgO	10,52	10,25	10,39	10,61	9,74	9,33	8,36	8,23	7,62	8,06	8,48
CaO	0,11	0,04	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00
Na2O	0,13	0,12	0,09	0,14	0,04	0,09	0,10	0,14	0,09	0,10	0,11
K2O	9,09	8,83	9,21	9,34	9,16	9,22	9,33	9,21	9,25	9,13	9,51
Total	94,23	93,81	95,17	94,48	92,42	93,36	94,76	93,37	94,03	92,80	95,03
Formule structurale											
Si	5,38	5,42	5,42	5,43	5,46	5,48	5,38	5,42	5,38	5,36	5,40
Ti	0,44	0,45	0,60	0,59	0,37	0,48	0,67	0,63	0,74	0,62	0,65
AlIV	2,62	2,58	2,58	2,57	2,54	2,52	2,62	2,58	2,62	2,64	2,60
AlVI	0,44	0,55	0,37	0,36	0,58	0,48	0,28	0,38	0,32	0,40	0,40
Altotal	3,06	3,13	2,95	2,92	3,12	3,00	2,90	2,96	2,94	3,04	3,00
Cr	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe2+	2,42	2,29	2,25	2,21	2,44	2,46	2,65	2,56	2,61	2,61	2,48
Mn2+	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Mg	2,42	2,35	2,35	2,41	2,28	2,16	1,93	1,92	1,77	1,90	1,94
Ca	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Na	0,04	0,04	0,03	0,04	0,01	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03
K	1,79	1,73	1,78	1,82	1,83	1,83	1,84	1,84	1,84	1,84	1,86
xFe on M-site	0,42	0,41	0,40	0,40	0,43	0,44	0,48	0,47	0,48	0,47	0,45
xAl on M-site	0,08	0,10	0,07	0,06	0,10	0,09	0,05	0,07	0,06	0,07	0,07
xMg on M-site	0,42	0,42	0,42	0,43	0,40	0,39	0,35	0,35	0,33	0,34	0,35

Echantillon	GB16-23A suite									
Minérale	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO2	34,71	34,54	35,71	35,22	34,38	34,88	34,71	34,37	34,42	34,57
TiO2	3,57	5,83	4,19	5,78	5,66	6,51	3,70	5,64	5,33	4,41
Al2O3	19,24	16,26	17,41	16,33	15,70	16,43	17,10	16,33	15,89	16,36
Cr2O3	0,07	0,10	0,13	0,13	0,10	0,07	0,04	0,09	0,09	0,07
FeO	17,92	20,16	19,73	19,61	20,23	19,16	18,98	19,49	19,89	19,26
MnO	0,00	0,03	0,06	0,02	0,01	0,08	0,00	0,00	0,08	0,07
MgO	8,63	7,96	9,11	8,21	7,95	7,90	8,86	8,23	8,50	9,01
CaO	0,00	0,08	0,03	0,00	0,01	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,09	0,06	0,11	0,05	0,13	0,08	0,06	0,04	0,05	0,02
K2O	8,86	9,29	9,39	9,35	9,28	9,23	8,79	9,10	9,23	9,47
Total	93,09	94,29	95,86	94,70	93,45	94,34	92,30	93,29	93,49	93,24
Formule structurale										
Si	5,36	5,37	5,42	5,42	5,40	5,38	5,45	5,38	5,39	5,41
Ti	0,41	0,68	0,48	0,67	0,67	0,76	0,44	0,66	0,63	0,52
AlIV	2,64	2,63	2,58	2,58	2,60	2,62	2,55	2,62	2,61	2,59
AlVI	0,86	0,35	0,53	0,39	0,31	0,37	0,61	0,38	0,33	0,43
Altotal	3,50	2,98	3,11	2,96	2,91	2,99	3,16	3,01	2,93	3,02
Cr	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe2+	2,31	2,62	2,50	2,53	2,66	2,47	2,49	2,55	2,61	2,52
Mn2+	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Mg	1,99	1,84	2,06	1,88	1,86	1,82	2,07	1,92	1,99	2,10
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,03	0,02	0,03	0,01	0,04	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01
K	1,75	1,84	1,82	1,84	1,86	1,82	1,76	1,82	1,84	1,89
xFe on M-site	0,42	0,48	0,45	0,46	0,48	0,46	0,44	0,46	0,47	0,45
xAl on M-site	0,15	0,06	0,10	0,07	0,06	0,07	0,11	0,07	0,06	0,08
xMg on M-site	0,36	0,34	0,37	0,34	0,34	0,34	0,37	0,35	0,36	0,38

Tableau 15 : Analyse microsonde sur la biotite (échantillon de Paragneiss à grenat-biotite GB16-23A).

Echantillon	GB16-23A								
Minérale	Grt1	Grt2	Grt3	Grt4	Grt5	Grt6	Grt7	Grt8	Grt9
SiO2	37,73	37,52	37,22	37,24	37,24	37,10	37,23	37,46	37,32
TiO2	0,01	0,02	0,04	0,00	0,01	0,30	0,00	0,00	0,02
Al2O3	20,94	21,14	21,06	20,91	20,99	21,09	20,67	21,28	21,01
Cr2O3	0,05	0,06	0,07	0,03	0,04	0,05	0,03	0,02	0,04
FeO	35,45	34,86	34,69	35,41	34,79	35,34	35,07	34,63	35,02
MnO	1,14	1,09	1,08	1,14	0,93	1,07	1,02	0,96	1,06
MgO	4,35	4,47	4,74	3,94	4,74	4,08	4,38	4,77	4,62
CaO	1,15	1,07	1,12	1,05	1,09	1,04	1,05	1,01	1,06
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03
K2O	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02
Totale	100,83	100,23	100,02	99,72	99,84	100,10	99,51	100,15	100,18
Mg/(Mg+Fe2+)	0,11	0,11	0,12	0,10	0,12	0,10	0,11	0,12	0,12
Formule structurale									
Si	6,00	5,99	5,95	6,00	5,97	5,95	6,00	5,97	5,97
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
AlIV	0,00	0,01	0,05	0,00	0,03	0,05	0,00	0,03	0,03
AlVI	3,93	3,96	3,93	3,96	3,93	3,93	3,92	3,97	3,93
Altotal	3,93	3,98	3,97	3,97	3,96	3,99	3,93	4,00	3,96
Cr	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Fetotal as Fe2+	4,72	4,65	4,64	4,77	4,66	4,74	4,73	4,62	4,68
Mn2+	0,15	0,15	0,15	0,16	0,13	0,15	0,14	0,13	0,14
Ca	0,20	0,18	0,19	0,18	0,19	0,18	0,18	0,17	0,18
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	15,00	14,96	14,92	15,07	14,91	15,05	14,99	14,89	14,95
x[Py]	0,17	0,18	0,18	0,16	0,19	0,16	0,17	0,19	0,18
x[Alm]	0,77	0,77	0,76	0,79	0,76	0,78	0,77	0,76	0,77
x[Sp]	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
x[Gr]	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03

Echantillon	GB16-23A suite									
Minérale	Grt2	Grt3	Grt4	Grt5	Grt6	Grt7	Grt8	Grt9	Grt10	Grt11
SiO2	37,22	37,18	37,60	37,33	37,44	37,74	37,51	37,72	37,68	37,43
TiO2	0,19	0,05	0,04	0,02	0,03	0,02	0,06	0,05	0,02	0,02
Al2O3	20,97	20,94	20,86	21,01	21,04	21,16	20,95	21,20	20,97	21,02
Cr2O3	0,01	0,04	0,02	0,02	0,03	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01
FeO	35,58	33,98	33,81	33,53	33,84	34,00	33,62	34,10	34,19	34,53
MnO	1,37	1,28	1,22	1,18	1,23	1,29	1,23	1,37	1,21	1,34
MgO	3,78	4,86	4,98	4,97	5,09	5,12	5,04	5,02	4,85	4,46
CaO	0,90	0,93	1,03	1,13	1,05	1,14	1,00	1,05	0,92	0,98
Na2O	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00
K2O	0,01	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01
Totale	100,02	99,32	99,57	99,19	99,76	100,47	99,47	100,54	99,85	99,80
Mg/(Mg+Fe2-	0,10	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,12	0,11
Formule structurale										
Si	5,98	5,98	6,02	5,99	5,98	5,99	6,00	5,98	6,02	6,00
Ti	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
AlIV	0,02	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00
AlVI	3,95	3,94	3,93	3,97	3,94	3,94	3,95	3,94	3,95	3,97
Altotal	3,97	3,97	3,93	3,97	3,96	3,96	3,95	3,96	3,95	3,97
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fetotal as Fe	4,78	4,57	4,52	4,50	4,52	4,51	4,50	4,52	4,57	4,63
Mn2+	0,19	0,17	0,17	0,16	0,17	0,17	0,17	0,18	0,16	0,18
Ca	0,16	0,16	0,18	0,19	0,18	0,19	0,17	0,18	0,16	0,17
Na	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
K	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	15,10	14,87	14,83	14,83	14,82	14,82	14,81	14,85	14,85	14,95
x[Py]	0,15	0,19	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,19	0,18
x[Alm]	0,79	0,75	0,75	0,74	0,74	0,74	0,74	0,74	0,76	0,77
x[Sp]	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
x[Gr]	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03

Echantillon	GB16-23A suite													
Minérale	Grt12	Grt13	Grt14	Grt15	Grt16	Grt17	Grt18	Grt19	Grt20	Grt21	Grt22	Grt23	Grt24	Grt25
SiO2	37,39	37,34	37,10	37,27	37,39	37,41	37,33	37,15	37,34	37,14	37,40	37,21	37,32	37,57
TiO2	0,04	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,04
Al2O3	20,92	21,28	20,93	20,93	20,78	20,80	21,00	21,05	20,83	20,95	21,08	21,20	20,84	20,82
Cr2O3	0,01	0,02	0,05	0,05	0,05	0,04	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03	0,00	0,02
FeO	34,53	35,69	35,29	34,73	34,17	34,27	34,44	34,82	34,28	34,09	34,67	34,63	34,37	34,87
MnO	1,36	1,53	1,29	1,31	1,23	1,24	1,25	1,25	1,35	1,25	1,25	1,41	1,36	1,39
MgO	4,19	3,58	3,85	4,43	4,55	4,67	4,60	4,36	4,44	4,79	4,40	4,62	4,54	4,60
CaO	1,02	1,03	0,98	1,06	1,12	1,13	1,13	1,13	1,02	1,08	1,06	1,00	1,05	1,10
Na2O	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00
K2O	0,00	0,03	0,04	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,05	0,01	0,00	0,00	0,02
Totale	99,49	100,54	99,53	99,77	99,31	99,56	99,78	99,80	99,28	99,38	99,90	100,14	99,55	100,42
Mg/(Mg+Fe2+	0,11	0,09	0,10	0,11	0,12	0,12	0,12	0,11	0,11	0,12	0,11	0,12	0,12	0,12
Formule structurale														
Si	6,01	5,97	5,99	5,98	6,01	6,00	5,98	5,97	6,01	5,97	5,99	5,95	6,00	6,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
AlIV	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,03	0,01	0,05	0,00	0,00
AlVI	3,96	3,99	3,97	3,94	3,94	3,93	3,95	3,95	3,95	3,94	3,97	3,95	3,94	3,91
Altotal	3,96	4,01	3,98	3,96	3,94	3,93	3,97	3,98	3,95	3,97	3,98	3,99	3,95	3,92
Cr	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fetotal as Fe	4,64	4,78	4,76	4,66	4,60	4,60	4,62	4,68	4,62	4,58	4,64	4,63	4,62	4,65
Mn2+	0,19	0,21	0,18	0,18	0,17	0,17	0,17	0,17	0,18	0,17	0,17	0,19	0,19	0,19
Ca	0,18	0,18	0,17	0,18	0,19	0,19	0,19	0,19	0,18	0,19	0,18	0,17	0,18	0,19
Na	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	15,00	15,16	15,09	14,97	14,92	14,91	14,93	15,00	14,95	14,90	14,97	14,95	14,94	14,95
x[Py]	0,17	0,14	0,15	0,17	0,18	0,18	0,18	0,17	0,18	0,19	0,17	0,18	0,18	0,18
x[Alm]	0,77	0,79	0,79	0,77	0,76	0,76	0,76	0,77	0,76	0,75	0,77	0,76	0,76	0,76
x[Sp]	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
x[Gr]	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03

Echantillon	GB16-23A suite										
Minérale	Grt3	Grt4	Grt5	Grt6	Grt7	Grt8	Grt9	Grt10	Grt11	Grt12	Grt13
SiO2	36,88	37,36	37,17	37,28	37,05	37,63	37,46	37,55	37,72	37,44	37,25
TiO2	0,02	0,11	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
Al2O3	20,62	20,98	20,82	20,84	20,76	21,04	21,04	21,04	21,13	20,82	20,91
Cr2O3	0,07	0,04	0,04	0,02	0,04	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02	0,05
FeO	35,78	35,32	34,93	35,33	35,24	34,19	33,88	34,55	34,40	33,72	35,10
MnO	1,40	1,30	1,35	1,33	1,27	1,33	1,20	1,18	1,20	1,25	1,22
MgO	3,39	4,08	4,09	3,71	3,72	4,83	4,78	4,86	4,84	4,93	4,42
CaO	1,00	1,02	1,04	1,07	0,94	0,93	0,99	0,95	0,96	1,05	0,87
Na2O	0,00	0,04	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,01
K2O	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03
Totale	99,18	100,27	99,53	99,65	99,03	100,01	99,39	100,19	100,30	99,27	99,86
Mg/(Mg+Fe2-	0,09	0,10	0,10	0,09	0,10	0,12	0,12	0,12	0,12	0,13	0,11
Formule structurale											
Si	6,00	5,98	5,99	6,01	6,01	6,00	6,01	5,99	6,00	6,01	5,98
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
AlIV	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
AlVI	3,95	3,94	3,95	3,96	3,97	3,96	3,98	3,94	3,96	3,94	3,94
Altotal	3,95	3,96	3,96	3,96	3,97	3,96	3,98	3,95	3,96	3,94	3,96
Cr	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fetotal as Fe	4,87	4,73	4,71	4,76	4,78	4,56	4,54	4,61	4,58	4,53	4,71
Mn2+	0,19	0,18	0,18	0,18	0,17	0,18	0,16	0,16	0,16	0,17	0,17
Ca	0,17	0,18	0,18	0,18	0,16	0,16	0,17	0,16	0,16	0,18	0,15
Na	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
K	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Total	15,20	15,06	15,05	15,12	15,10	14,87	14,86	14,88	14,87	14,84	14,98
x[Py]	0,14	0,16	0,16	0,15	0,15	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,17
x[Alm]	0,80	0,78	0,78	0,79	0,79	0,75	0,75	0,76	0,76	0,75	0,77
x[Sp]	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
x[Gr]	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02

Tableau 16 : Analyse microsonde sur la muscovite (échantillon GB16-3A).

Echantillon	GB16-3A (Métapelite)											
Minéral	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
SiO2	45,97	46,11	44,21	45,89	45,80	45,86	45,51	45,10	45,77	46,35	45,62	45,70
TiO2	0,67	0,59	0,57	0,58	0,45	0,67	0,67	0,73	0,69	0,71	0,69	0,73
Al2O3	28,55	28,72	27,63	28,03	28,95	28,81	28,70	28,74	28,61	28,64	28,60	28,80
Cr2O3	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,03	0,02	0,01	0,04	0,00	0,03	0,01
FeO	5,85	5,72	5,49	5,52	5,77	5,97	6,01	6,05	6,09	5,37	5,99	5,70
MnO	0,04	0,05	0,04	0,00	0,01	0,00	0,07	0,02	0,04	0,06	0,00	0,00
MgO	1,71	1,61	1,49	1,67	1,61	1,56	1,63	1,60	1,66	1,82	1,50	1,48
CaO	0,00	0,00	0,06	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Na2O	0,24	0,27	0,20	0,17	0,19	0,20	0,25	0,20	0,23	0,23	0,29	0,25
K2O	10,81	11,00	10,75	10,32	10,91	10,64	10,66	10,62	10,64	10,87	10,51	10,62
Total	93,83	94,06	90,46	92,23	93,69	93,73	93,54	93,07	93,77	94,05	93,24	93,32
Formule structurale												
Si	6,40	6,40	6,39	6,46	6,38	6,38	6,36	6,34	6,38	6,42	6,38	6,38
Ti	0,07	0,06	0,06	0,06	0,05	0,07	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	0,08
AlIV	1,60	1,60	1,61	1,54	1,62	1,62	1,64	1,66	1,62	1,58	1,62	1,62
AlVI	3,08	3,10	3,10	3,12	3,14	3,11	3,09	3,10	3,08	3,09	3,10	3,12
Altotal	4,68	4,70	4,71	4,65	4,75	4,73	4,73	4,76	4,70	4,67	4,72	4,74
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,68	0,66	0,66	0,65	0,67	0,69	0,70	0,71	0,71	0,62	0,70	0,67
Mn2+	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,36	0,33	0,32	0,35	0,33	0,32	0,34	0,34	0,35	0,38	0,31	0,31
Ca	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,06	0,07	0,06	0,05	0,05	0,05	0,07	0,05	0,06	0,06	0,08	0,07
K	1,92	1,95	1,98	1,85	1,94	1,89	1,90	1,90	1,89	1,92	1,88	1,89
Total	14,18	14,19	14,20	14,09	14,18	14,14	14,18	14,18	14,17	14,15	14,15	14,14
Mg/(Mg+Fe)	0,34	0,33	0,33	0,35	0,33	0,32	0,33	0,32	0,33	0,38	0,31	0,32
xFe[fcel]	0,33	0,32	0,32	0,32	0,32	0,34	0,34	0,34	0,34	0,30	0,34	0,32
xMg[mcel]	0,17	0,16	0,16	0,17	0,16	0,16	0,16	0,16	0,17	0,18	0,15	0,15
xAl[mphen]	0,50	0,51	0,52	0,51	0,51	0,51	0,50	0,49	0,49	0,51	0,51	0,52

Echantillon	Suite GB16-3A (Métapelite)											
Minéral	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
SiO2	45,23	45,68	45,70	45,17	45,91	45,81	46,09	45,82	45,12	45,69	46,36	45,99
TiO2	0,68	0,60	0,66	0,69	0,64	0,65	0,70	0,71	0,68	0,64	0,71	0,77
Al2O3	28,95	29,01	28,75	28,85	29,34	28,56	28,76	28,90	28,80	28,97	28,43	28,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00
FeO	5,87	5,86	5,82	5,88	5,27	5,71	5,75	6,11	5,94	5,95	5,68	5,77
MnO	0,00	0,05	0,04	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,06	0,09	0,00
MgO	1,58	1,73	1,55	1,54	1,43	1,52	1,47	1,53	1,47	1,59	1,60	1,67
CaO	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,31	0,27	0,23	0,29	0,20	0,22	0,23	0,28	0,25	0,14	0,24	0,15
K2O	10,91	10,53	10,44	10,85	10,55	10,73	10,63	10,65	10,55	10,71	10,48	10,73
Total	93,52	93,74	93,30	93,29	93,34	93,20	93,63	94,04	92,81	93,74	93,67	93,09
Formule structurale												
Si	6,33	6,36	6,38	6,34	6,39	6,41	6,41	6,37	6,35	6,36	6,44	6,45
Ti	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08
AlIV	1,67	1,64	1,62	1,66	1,61	1,59	1,59	1,63	1,65	1,64	1,56	1,55
AlVI	3,10	3,11	3,12	3,10	3,20	3,12	3,13	3,10	3,12	3,12	3,10	3,07
Altotal	4,77	4,76	4,73	4,77	4,81	4,71	4,72	4,73	4,78	4,76	4,66	4,62
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe2+	0,69	0,68	0,68	0,69	0,61	0,67	0,67	0,71	0,70	0,69	0,66	0,68
Mn2+	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Mg	0,33	0,36	0,32	0,32	0,30	0,32	0,30	0,32	0,31	0,33	0,33	0,35
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,08	0,07	0,06	0,08	0,05	0,06	0,06	0,08	0,07	0,04	0,07	0,04
K	1,95	1,87	1,86	1,94	1,87	1,92	1,89	1,89	1,89	1,90	1,86	1,92
Total	14,22	14,17	14,13	14,21	14,10	14,15	14,12	14,17	14,17	14,16	14,11	14,14
Mg/(Mg+Fe)	0,32	0,35	0,32	0,32	0,33	0,32	0,31	0,31	0,31	0,32	0,33	0,34
xFe[fcel]	0,33	0,33	0,33	0,34	0,30	0,33	0,33	0,34	0,34	0,33	0,32	0,33
xMg[mcel]	0,16	0,17	0,16	0,16	0,14	0,15	0,15	0,15	0,15	0,16	0,16	0,17
xAl[mphen]	0,51	0,50	0,51	0,51	0,56	0,52	0,53	0,50	0,51	0,51	0,51	0,50

Echantillon	GB16-3A Suite											
Minéral	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
SiO2	45,61	45,30	44,87	46,15	45,97	45,87	45,73	46,03	45,56	45,82	46,14	45,66
TiO2	0,72	0,70	0,70	0,40	0,36	0,45	0,64	0,68	0,68	0,72	0,67	0,73
Al2O3	28,55	28,69	28,97	28,10	28,55	28,26	29,05	28,54	28,02	28,65	28,70	28,60
Cr2O3	0,00	0,01	0,02	0,13	0,03	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,08
FeO	6,09	5,43	5,87	5,95	5,88	6,50	5,65	5,43	5,42	5,74	5,32	5,68
MnO	0,02	0,02	0,01	0,04	0,00	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
MgO	1,55	1,56	1,38	1,90	1,74	1,96	1,48	1,63	1,61	1,64	1,59	1,60
CaO	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00
Na2O	0,21	0,19	0,30	0,15	0,20	0,15	0,19	0,22	0,16	0,21	0,20	0,26
K2O	10,94	10,35	10,61	10,46	10,75	10,47	10,82	10,74	10,36	10,86	10,75	10,80
Total	93,69	92,26	92,76	93,26	93,46	93,72	93,59	93,31	91,81	93,63	93,42	93,41
Formule structurale												
Si	6,37	6,39	6,32	6,45	6,42	6,40	6,37	6,42	6,45	6,39	6,43	6,38
Ti	0,08	0,07	0,07	0,04	0,04	0,05	0,07	0,07	0,07	0,08	0,07	0,08
AlIV	1,63	1,61	1,68	1,55	1,58	1,60	1,63	1,58	1,55	1,61	1,57	1,62
AlVI	3,08	3,15	3,13	3,08	3,11	3,05	3,14	3,12	3,12	3,10	3,14	3,09
Altotal	4,70	4,77	4,81	4,63	4,70	4,65	4,77	4,69	4,68	4,71	4,71	4,71
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe2+	0,71	0,64	0,69	0,70	0,69	0,76	0,66	0,63	0,64	0,67	0,62	0,66
Mn2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,32	0,33	0,29	0,39	0,36	0,41	0,31	0,34	0,34	0,34	0,33	0,33
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Na	0,06	0,05	0,08	0,04	0,05	0,04	0,05	0,06	0,04	0,06	0,05	0,07
K	1,95	1,86	1,91	1,86	1,91	1,86	1,92	1,91	1,87	1,93	1,91	1,93
Total	14,20	14,11	14,18	14,13	14,17	14,17	14,15	14,14	14,09	14,17	14,13	14,17
Mg/(Mg+Fe)	0,31	0,34	0,30	0,36	0,35	0,35	0,32	0,35	0,35	0,34	0,35	0,33
xFe[fcel]	0,35	0,31	0,34	0,33	0,33	0,36	0,32	0,31	0,31	0,33	0,30	0,32
xMg[mcel]	0,16	0,16	0,14	0,19	0,17	0,19	0,15	0,17	0,17	0,17	0,16	0,16
xAl[mphen]	0,50	0,53	0,52	0,48	0,50	0,45	0,53	0,52	0,52	0,51	0,53	0,51

Echantillon	GB16-3A Suite												
Minéral	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
SiO2	45,77	45,23	46,00	46,41	45,60	46,01	45,79	45,54	45,87	45,41	45,49	45,03	45,21
TiO2	0,70	0,72	0,74	0,68	0,66	0,71	0,63	0,73	0,60	0,68	0,68	0,71	0,70
Al2O3	28,97	29,17	28,11	28,23	29,11	29,03	29,21	28,82	28,87	28,86	28,76	29,01	28,93
Cr2O3	0,12	0,02	0,00	0,00	0,05	0,02	0,03	0,06	0,06	0,01	0,00	0,07	0,00
FeO	5,88	5,75	5,74	5,69	5,75	5,53	5,77	5,87	5,61	5,78	5,78	5,91	5,77
MnO	0,07	0,02	0,00	0,06	0,04	0,04	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00
MgO	1,50	1,51	1,74	1,65	1,43	1,49	1,52	1,55	1,56	1,55	1,58	1,52	1,40
CaO	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Na2O	0,22	0,17	0,22	0,25	0,24	0,24	0,23	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24	0,19
K2O	10,68	10,66	10,83	10,73	10,74	10,66	10,48	10,74	10,73	10,58	10,78	10,65	10,81
Total	93,92	93,25	93,38	93,72	93,61	93,72	93,72	93,58	93,53	93,12	93,34	93,21	93,01
Formule structurale													
Si	6,36	6,33	6,43	6,46	6,36	6,39	6,36	6,36	6,39	6,36	6,36	6,32	6,35
Ti	0,07	0,08	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07
AlIV	1,64	1,67	1,57	1,54	1,64	1,61	1,64	1,64	1,61	1,64	1,64	1,68	1,65
AlVI	3,11	3,14	3,06	3,08	3,14	3,14	3,15	3,10	3,13	3,13	3,11	3,11	3,14
Altotal	4,75	4,81	4,63	4,63	4,78	4,75	4,78	4,74	4,74	4,77	4,74	4,80	4,79
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe2+	0,68	0,67	0,67	0,66	0,67	0,64	0,67	0,69	0,65	0,68	0,68	0,69	0,68
Mn2+	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,31	0,31	0,36	0,34	0,30	0,31	0,32	0,32	0,32	0,32	0,33	0,32	0,29
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,06	0,05	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,07	0,05
K	1,89	1,90	1,93	1,90	1,91	1,89	1,86	1,91	1,91	1,89	1,92	1,91	1,94
Total	14,15	14,16	14,17	14,14	14,16	14,13	14,13	14,17	14,15	14,16	14,18	14,19	14,17
Mg/(Mg+Fe)	0,31	0,32	0,35	0,34	0,31	0,32	0,32	0,32	0,33	0,32	0,33	0,31	0,30
xFe[fcel]	0,33	0,33	0,33	0,32	0,33	0,31	0,32	0,33	0,32	0,33	0,33	0,34	0,33
xMg[mcel]	0,15	0,15	0,18	0,17	0,14	0,15	0,15	0,16	0,16	0,16	0,16	0,15	0,14
xAl[mphen]	0,52	0,52	0,50	0,51	0,53	0,54	0,52	0,51	0,52	0,51	0,51	0,51	0,53

Tableau 17: Analyse microsonde sur la biotite (échantillon GB16-3A).

Echantillon	GB16-3A (Métapelite)											
Minéral	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO2	37,04	37,48	36,41	36,86	36,43	37,02	36,81	36,43	37,14	37,05	37,33	36,97
TiO2	1,80	1,48	2,02	2,04	1,56	2,14	2,17	2,09	2,09	1,72	1,83	1,92
Al2O3	16,01	16,06	15,97	16,10	15,33	15,98	16,08	15,81	16,38	15,23	15,64	15,49
Cr2O3	0,02	0,01	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00	0,09	0,04	0,00	0,05	0,09
FeO	17,24	16,23	16,33	16,31	16,68	16,63	16,82	17,00	16,81	16,68	16,71	16,50
MnO	0,13	0,11	0,06	0,04	0,12	0,10	0,14	0,05	0,08	0,08	0,10	0,13
MgO	12,61	12,97	11,99	12,00	12,70	12,05	12,17	12,16	12,17	12,22	13,07	12,58
CaO	0,09	0,05	0,00	0,00	0,09	0,00	0,01	0,04	0,02	0,12	0,00	0,00
Na2O	0,06	0,08	0,04	0,06	0,09	0,11	0,08	0,11	0,10	0,07	0,10	0,04
K2O	9,01	9,31	9,47	9,58	9,22	9,59	9,75	9,39	9,76	8,56	9,89	9,25
Totale	94,01	93,77	92,31	93,03	92,23	93,62	94,03	93,16	94,59	91,72	94,71	92,97
Formule structurale												
Si	5,65	5,70	5,65	5,67	5,67	5,67	5,63	5,62	5,63	5,76	5,66	5,69
Ti	0,21	0,17	0,24	0,24	0,18	0,25	0,25	0,24	0,24	0,20	0,21	0,22
Al IV	2,35	2,30	2,35	2,33	2,33	2,33	2,37	2,38	2,37	2,24	2,34	2,31
Al VI	0,52	0,58	0,57	0,59	0,48	0,55	0,52	0,49	0,56	0,55	0,46	0,50
Altotal	2,88	2,88	2,92	2,92	2,81	2,88	2,90	2,87	2,93	2,79	2,79	2,81
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Fe2+	2,20	2,06	2,12	2,10	2,17	2,13	2,15	2,19	2,13	2,17	2,12	2,12
Mn2+	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Mg	2,86	2,94	2,77	2,75	2,95	2,75	2,77	2,80	2,75	2,83	2,95	2,89
Ca	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00
Na	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01
K	1,75	1,81	1,87	1,88	1,83	1,87	1,90	1,85	1,89	1,70	1,91	1,82
Total	15,59	15,60	15,59	15,58	15,67	15,60	15,64	15,63	15,62	15,50	15,70	15,59
Mg/(Mg+Fe)	0,57	0,59	0,57	0,57	0,58	0,56	0,56	0,56	0,56	0,57	0,58	0,58
xFe on M-site	0,38	0,36	0,37	0,37	0,37	0,37	0,38	0,38	0,37	0,38	0,37	0,37
xAl on M-site	0,09	0,10	0,10	0,10	0,08	0,10	0,09	0,09	0,10	0,10	0,08	0,09
xMg on M-site	0,49	0,51	0,49	0,48	0,51	0,48	0,49	0,49	0,48	0,49	0,51	0,50

Echantillon	Suite GB16-3A											
Minéral	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO2	36,48	37,04	37,72	36,67	36,61	37,24	36,87	36,32	36,80	37,13	36,61	37,23
TiO2	1,56	1,35	1,80	0,93	0,88	1,03	1,02	0,96	1,14	0,80	0,88	1,22
Al2O3	16,07	15,93	16,09	15,54	15,91	15,96	16,17	15,83	15,91	15,01	15,99	15,85
Cr2O3	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06
FeO	15,82	16,06	16,45	17,54	16,45	15,93	16,57	16,31	16,97	16,11	16,91	16,75
MnO	0,10	0,11	0,07	0,08	0,17	0,20	0,14	0,08	0,06	0,15	0,14	0,10
MgO	12,83	12,96	12,71	12,22	12,44	12,73	12,49	12,79	12,68	12,47	12,01	12,40
CaO	0,02	0,04	0,01	0,12	0,24	0,15	0,12	0,13	0,14	0,14	0,20	0,17
Na2O	0,07	0,05	0,07	0,01	0,11	0,11	0,11	0,08	0,07	0,07	0,11	0,04
K2O	9,64	9,51	9,16	7,87	8,11	8,33	8,67	8,90	8,08	8,20	7,57	8,10
Totale	92,58	93,05	94,11	90,99	90,90	91,66	92,20	91,40	91,83	90,07	90,41	91,92
Formule structurale												
Si	5,64	5,69	5,71	5,75	5,73	5,76	5,70	5,68	5,70	5,85	5,75	5,75
Ti	0,18	0,16	0,21	0,11	0,10	0,12	0,12	0,11	0,13	0,10	0,10	0,14
AlIV	2,36	2,31	2,29	2,25	2,27	2,24	2,30	2,32	2,30	2,15	2,25	2,25
AlVI	0,56	0,57	0,58	0,62	0,66	0,67	0,65	0,59	0,61	0,64	0,71	0,64
Altotal	2,93	2,88	2,87	2,87	2,93	2,91	2,95	2,92	2,91	2,79	2,96	2,89
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe2+	2,04	2,06	2,08	2,30	2,15	2,06	2,14	2,13	2,20	2,12	2,22	2,17
Mn2+	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01
Mg	2,95	2,97	2,87	2,85	2,90	2,93	2,88	2,98	2,93	2,93	2,81	2,86
Ca	0,00	0,01	0,00	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
Na	0,02	0,02	0,02	0,00	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01
K	1,90	1,86	1,77	1,57	1,62	1,64	1,71	1,77	1,60	1,65	1,52	1,60
Total	15,68	15,66	15,54	15,49	15,53	15,51	15,57	15,65	15,52	15,50	15,44	15,46
Mg/(Mg+Fe)	0,59	0,59	0,58	0,55	0,57	0,59	0,57	0,58	0,57	0,58	0,56	0,57
xFe on M-site	0,36	0,36	0,36	0,39	0,37	0,35	0,37	0,37	0,37	0,37	0,38	0,37
xAl on M-site	0,10	0,10	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11	0,10	0,10	0,11	0,12	0,11
xMg on M-site	0,51	0,51	0,50	0,48	0,50	0,51	0,50	0,51	0,50	0,50	0,48	0,49

Echantillon	Suite GB16-3A												
Minéral	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO2	36,70	36,75	36,97	36,84	36,68	36,08	35,88	36,49	36,83	35,31	36,28	36,00	37,85
TiO2	1,36	1,13	1,24	1,21	2,18	1,67	1,76	1,67	1,47	1,76	1,74	1,58	0,77
Al2O3	15,56	15,53	15,07	15,70	15,91	15,71	15,91	16,08	15,79	15,24	15,66	16,11	16,62
Cr2O3	0,01	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,03	0,00
FeO	17,39	16,60	16,91	16,43	17,35	15,86	16,58	16,58	16,24	16,24	16,61	16,19	15,48
MnO	0,09	0,12	0,13	0,11	0,06	0,06	0,09	0,07	0,14	0,08	0,07	0,17	0,04
MgO	12,27	12,68	12,30	12,09	11,44	12,07	12,01	12,49	12,49	12,10	12,29	12,03	13,72
CaO	0,16	0,11	0,16	0,08	0,10	0,03	0,09	0,04	0,00	0,23	0,06	0,14	0,00
Na2O	0,04	0,06	0,10	0,09	0,07	0,10	0,12	0,21	0,10	0,12	0,12	0,13	0,11
K2O	8,19	8,70	7,85	8,78	8,23	8,92	9,39	8,83	9,49	8,41	8,76	8,71	9,89
Totale	91,77	91,67	90,78	91,33	92,05	90,49	91,83	92,44	92,59	89,49	91,61	91,08	94,47
Formule structurale													
Si	5,71	5,72	5,79	5,75	5,69	5,69	5,62	5,64	5,69	5,64	5,66	5,64	5,70
Ti	0,16	0,13	0,15	0,14	0,25	0,20	0,21	0,19	0,17	0,21	0,20	0,19	0,09
AlIV	2,29	2,28	2,21	2,25	2,31	2,31	2,38	2,36	2,31	2,36	2,34	2,36	2,30
AlVI	0,57	0,57	0,58	0,64	0,60	0,61	0,55	0,57	0,57	0,52	0,54	0,62	0,65
Altotal	2,86	2,85	2,78	2,89	2,91	2,92	2,93	2,93	2,88	2,87	2,88	2,98	2,95
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	2,26	2,16	2,22	2,14	2,25	2,09	2,17	2,14	2,10	2,17	2,17	2,12	1,95
Mn2+	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00
Mg	2,85	2,95	2,87	2,81	2,65	2,84	2,80	2,88	2,88	2,88	2,86	2,81	3,08
Ca	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,04	0,01	0,02	0,00
Na	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,06	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03
K	1,63	1,73	1,57	1,75	1,63	1,79	1,87	1,74	1,87	1,72	1,75	1,74	1,90
Total	15,52	15,59	15,46	15,55	15,43	15,57	15,67	15,60	15,64	15,58	15,58	15,57	15,70
Mg/(Mg+Fe)	0,56	0,58	0,56	0,57	0,54	0,58	0,56	0,57	0,58	0,57	0,57	0,57	0,61
xFe on M-site	0,39	0,37	0,38	0,37	0,39	0,36	0,38	0,37	0,37	0,37	0,37	0,37	0,34
xAl on M-site	0,10	0,10	0,10	0,11	0,10	0,11	0,10	0,10	0,10	0,09	0,09	0,11	0,11
xMg on M-site	0,49	0,51	0,49	0,49	0,46	0,49	0,49	0,50	0,50	0,49	0,49	0,53	0,47

Echantillon	Suite GB16-3A												
Minéral	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO2	37,69	36,70	36,79	36,86	36,01	37,17	38,05	37,10	37,40	36,64	36,55	37,22	36,92
TiO2	1,22	1,07	1,96	1,94	1,94	1,91	2,24	2,10	1,02	1,10	1,10	1,09	1,42
Al2O3	16,81	15,77	16,29	16,56	15,89	15,80	16,27	15,45	15,94	15,67	15,80	16,16	15,84
Cr2O3	0,04	0,04	0,02	0,05	0,02	0,00	0,04	0,01	0,13	0,00	0,11	0,00	0,00
FeO	16,06	16,12	17,16	15,98	16,08	17,03	15,50	15,80	16,27	17,04	16,51	15,87	16,68
MnO	0,18	0,09	0,06	0,08	0,12	0,08	0,08	0,15	0,13	0,12	0,05	0,04	0,08
MgO	11,64	12,13	11,76	11,95	11,64	11,58	12,41	11,30	12,92	12,28	12,28	13,04	12,73
CaO	0,10	0,08	0,01	0,04	0,16	0,17	0,08	0,07	0,01	0,07	0,08	0,01	0,02
Na2O	0,11	0,14	0,05	0,08	0,12	0,10	0,09	0,08	0,12	0,09	0,06	0,08	0,09
K2O	8,76	8,79	9,15	8,84	7,63	7,85	8,70	8,25	9,13	9,33	8,77	9,32	9,51
Totale	92,60	90,93	93,24	92,38	89,61	91,68	93,46	90,29	93,06	92,34	91,32	92,83	93,28
Formule structurale													
Si	5,77	5,75	5,65	5,67	5,69	5,76	5,75	5,82	5,73	5,70	5,71	5,71	5,67
Ti	0,14	0,13	0,23	0,22	0,23	0,22	0,25	0,25	0,12	0,13	0,13	0,13	0,16
AlIV	2,23	2,25	2,35	2,33	2,31	2,24	2,25	2,18	2,27	2,30	2,29	2,29	2,33
AlVI	0,80	0,66	0,60	0,67	0,66	0,64	0,65	0,67	0,61	0,57	0,63	0,63	0,54
Altotal	3,03	2,91	2,95	3,00	2,96	2,88	2,90	2,85	2,88	2,87	2,91	2,92	2,87
Cr	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe2+	2,06	2,11	2,20	2,06	2,13	2,21	1,96	2,07	2,08	2,22	2,16	2,04	2,14
Mn2+	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Mg	2,66	2,83	2,69	2,74	2,74	2,67	2,80	2,64	2,95	2,85	2,86	2,98	2,92
Ca	0,02	0,01	0,00	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Na	0,03	0,04	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03
K	1,71	1,76	1,79	1,74	1,54	1,55	1,68	1,65	1,78	1,85	1,75	1,82	1,86
Total	15,44	15,56	15,54	15,48	15,38	15,36	15,39	15,34	15,61	15,67	15,58	15,63	15,67
Mg/(Mg+Fe)	0,56	0,57	0,55	0,57	0,56	0,55	0,59	0,56	0,59	0,56	0,57	0,59	0,58
xFe on M-site	0,36	0,37	0,38	0,36	0,37	0,38	0,35	0,37	0,36	0,38	0,37	0,35	0,37
xAl on M-site	0,14	0,12	0,10	0,12	0,11	0,11	0,11	0,12	0,10	0,10	0,11	0,11	0,09
xMg on M-site	0,49	0,47	0,48	0,48	0,46	0,49	0,47	0,51	0,49	0,49	0,52	0,50	0,50

Tableau 18: Analyses microsonde sur la muscovite (échantillon GB16-10).

Echantillon	GB15-10 (Métapelite)											
Minéral	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
SiO2	44,49	45,49	42,83	44,82	43,34	45,73	45,92	45,57	46,15	45,59	45,13	45,31
TiO2	0,55	0,50	0,49	0,52	0,49	0,49	0,55	0,56	0,49	0,52	0,53	0,55
Al2O3	29,20	29,22	27,45	29,55	29,26	30,59	30,12	30,26	30,59	29,53	30,05	30,75
Cr2O3	0,00	0,09	0,04	0,01	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,03	0,00
FeO	3,02	4,15	4,32	4,52	4,43	4,65	4,54	4,61	4,64	4,55	4,52	4,67
MnO	0,01	0,00	0,03	0,07	0,08	0,00	0,05	0,11	0,10	0,13	0,00	0,04
MgO	1,21	1,48	1,22	1,33	1,01	1,27	1,35	1,04	1,29	1,32	1,20	1,24
CaO	0,01	0,01	0,02	0,06	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03
Na2O	0,44	0,36	0,42	0,37	0,51	0,49	0,44	0,41	0,39	0,50	0,45	0,44
K2O	9,45	9,87	9,53	10,01	9,76	10,39	10,47	10,14	10,41	10,33	10,23	10,50
Total	88,39	91,16	86,35	91,27	88,91	93,66	93,44	92,73	94,06	92,49	92,14	93,53
Formule structurale												
Si	6,43	6,42	6,41	6,35	6,31	6,32	6,36	6,35	6,34	6,38	6,33	6,28
Ti	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,06
Al IV	1,57	1,58	1,59	1,65	1,69	1,68	1,64	1,65	1,66	1,62	1,67	1,72
Al VI	3,40	3,28	3,25	3,28	3,32	3,30	3,27	3,32	3,30	3,25	3,30	3,30
Al total	4,97	4,86	4,84	4,93	5,02	4,98	4,91	4,97	4,96	4,87	4,97	5,02
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,36	0,49	0,54	0,54	0,54	0,54	0,53	0,54	0,53	0,53	0,53	0,54
Mn2+	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00
Mg	0,26	0,31	0,27	0,28	0,22	0,26	0,28	0,22	0,27	0,28	0,25	0,26
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,12	0,10	0,12	0,10	0,14	0,13	0,12	0,11	0,11	0,14	0,12	0,12
K	1,74	1,78	1,82	1,81	1,81	1,83	1,85	1,80	1,83	1,85	1,83	1,86
Total	13,95	14,02	14,08	14,08	14,10	14,12	14,11	14,06	14,09	14,11	14,10	14,14
Mg/(Mg+Fe)	0,42	0,39	0,34	0,34	0,29	0,33	0,35	0,29	0,33	0,34	0,32	0,32
xFe[fcel]	0,18	0,24	0,27	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26
xMg[mcel]	0,13	0,15	0,13	0,14	0,11	0,13	0,14	0,11	0,13	0,14	0,12	0,13
xAl[mphen]	0,69	0,61	0,60	0,60	0,63	0,61	0,61	0,63	0,61	0,60	0,62	0,61

Echantillon	Suite GB15-10										
Minéral	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
SiO2	45,69	44,94	45,53	45,64	44,74	46,16	46,77	45,67	45,55	45,38	46,46
TiO2	0,54	0,56	0,57	0,54	0,47	0,56	0,60	0,50	0,54	0,54	0,53
Al2O3	31,35	30,54	30,17	30,53	29,50	30,19	30,37	30,66	29,92	30,44	30,58
Cr2O3	0,01	0,03	0,05	0,00	0,06	0,07	0,07	0,05	0,06	0,00	0,00
FeO	4,79	4,72	4,63	4,69	4,32	4,69	4,70	4,47	4,72	4,64	4,57
MnO	0,07	0,00	0,04	0,03	0,09	0,03	0,07	0,07	0,02	0,09	0,06
MgO	1,15	1,28	1,41	1,26	1,26	1,30	1,30	1,07	1,32	1,34	1,31
CaO	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
Na2O	0,43	0,46	0,42	0,47	0,49	0,39	0,48	0,38	0,39	0,46	0,48
K2O	10,36	10,31	10,28	10,33	9,98	10,10	10,13	10,07	10,46	10,29	10,23
Total	94,44	92,83	93,10	93,49	90,92	93,50	94,48	92,96	92,98	93,18	94,21
Formule structurale											
Si	6,26	6,27	6,33	6,32	6,36	6,37	6,39	6,34	6,35	6,30	6,36
Ti	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,05
Al IV	1,74	1,73	1,67	1,68	1,64	1,63	1,61	1,66	1,65	1,70	1,64
Al VI	3,32	3,29	3,27	3,29	3,29	3,28	3,27	3,35	3,26	3,29	3,30
Al total	5,06	5,02	4,94	4,98	4,94	4,91	4,89	5,01	4,91	4,98	4,94
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe2+	0,55	0,55	0,54	0,54	0,51	0,54	0,54	0,52	0,55	0,54	0,52
Mn2+	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Mg	0,24	0,27	0,29	0,26	0,27	0,27	0,26	0,22	0,27	0,28	0,27
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,11	0,12	0,11	0,13	0,13	0,10	0,13	0,10	0,11	0,12	0,13
K	1,81	1,84	1,82	1,82	1,81	1,78	1,77	1,78	1,86	1,82	1,79
Total	14,11	14,13	14,10	14,11	14,09	14,05	14,04	14,04	14,11	14,12	14,06
Mg/(Mg+Fe)	0,30	0,33	0,35	0,32	0,34	0,33	0,33	0,30	0,33	0,34	0,34
xFe[fcel]	0,27	0,27	0,26	0,27	0,25	0,26	0,26	0,25	0,27	0,26	0,26
xMg[mcel]	0,11	0,13	0,14	0,13	0,13	0,13	0,13	0,11	0,13	0,13	0,13
xAl[mphen]	0,62	0,60	0,59	0,61	0,62	0,61	0,61	0,64	0,60	0,60	0,61

Echantillon	Suite GB15-10											
Minéral	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
SiO2	44,59	44,83	46,11	45,49	45,66	45,49	45,79	45,28	45,82	46,19	45,60	45,60
TiO2	0,52	0,55	0,53	0,54	0,32	0,57	0,50	0,56	0,56	0,55	0,58	0,48
Al2O3	29,62	30,13	30,37	30,90	29,92	30,31	30,14	30,28	30,63	30,00	30,25	30,73
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05	0,04
FeO	4,63	4,89	4,88	4,84	4,85	4,73	4,63	4,64	4,92	4,53	4,59	4,70
MnO	0,09	0,04	0,00	0,01	0,00	0,14	0,05	0,07	0,05	0,13	0,02	0,07
MgO	1,43	1,13	1,32	1,12	1,33	1,24	1,31	1,23	1,33	1,39	1,26	1,16
CaO	0,02	0,02	0,00	0,02	0,05	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00
Na2O	0,45	0,54	0,43	0,43	0,41	0,44	0,38	0,43	0,43	0,39	0,41	0,43
K2O	10,37	10,05	10,35	10,36	9,94	10,02	10,22	10,31	10,39	9,71	10,16	10,23
Total	91,71	92,19	94,00	93,69	92,49	92,92	93,02	92,82	94,15	92,88	92,94	93,43
Formule structurale												
Si	6,31	6,30	6,35	6,29	6,38	6,33	6,36	6,31	6,31	6,40	6,34	6,31
Ti	0,06	0,06	0,06	0,06	0,03	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05
Al IV	1,69	1,70	1,65	1,71	1,62	1,67	1,64	1,69	1,69	1,60	1,66	1,69
Al VI	3,24	3,29	3,27	3,32	3,30	3,30	3,29	3,29	3,27	3,30	3,29	3,32
Al total	4,94	4,99	4,93	5,03	4,92	4,97	4,93	4,98	4,97	4,90	4,96	5,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe2+	0,55	0,57	0,56	0,56	0,57	0,55	0,54	0,54	0,57	0,52	0,53	0,54
Mn2+	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01
Mg	0,30	0,24	0,27	0,23	0,28	0,26	0,27	0,25	0,27	0,29	0,26	0,24
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,12	0,15	0,11	0,11	0,11	0,12	0,10	0,12	0,12	0,10	0,11	0,11
K	1,87	1,80	1,82	1,83	1,77	1,78	1,81	1,83	1,82	1,72	1,80	1,81
Total	14,16	14,12	14,09	14,11	14,07	14,07	14,07	14,11	14,12	14,00	14,07	14,09
Mg/(Mg+Fe)	0,36	0,29	0,33	0,29	0,33	0,32	0,33	0,32	0,33	0,35	0,33	0,30
xFe[fcel]	0,27	0,28	0,27	0,27	0,27	0,27	0,26	0,26	0,28	0,26	0,26	0,27
xMg[mcel]	0,15	0,12	0,13	0,11	0,13	0,13	0,13	0,12	0,13	0,14	0,13	0,12
xAl[mphen]	0,59	0,60	0,59	0,62	0,59	0,61	0,61	0,61	0,59	0,61	0,61	0,62

Echantillon	Suite GB15-10												
Minéral	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
SiO2	46,00	45,55	45,49	45,05	45,52	45,92	45,27	45,67	45,29	45,17	45,93	45,52	45,51
TiO2	0,55	0,59	0,53	0,55	0,54	0,55	0,52	0,56	0,56	0,56	0,57	0,58	0,50
Al2O3	30,32	30,02	30,78	29,88	30,92	30,15	29,41	30,70	30,49	29,60	30,11	30,36	30,93
Cr2O3	0,00	0,00	0,06	0,06	0,04	0,00	0,06	0,00	0,00	0,07	0,02	0,03	0,01
FeO	4,73	4,49	4,61	4,55	4,63	4,91	4,77	4,55	4,66	4,60	4,73	4,43	4,67
MnO	0,00	0,09	0,07	0,05	0,04	0,11	0,00	0,00	0,04	0,02	0,04	0,05	0,02
MgO	1,31	1,32	1,15	1,21	1,05	1,38	1,30	1,23	1,21	1,24	1,19	1,26	1,03
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02
Na2O	0,42	0,45	0,37	0,40	0,47	0,45	0,41	0,36	0,38	0,43	0,43	0,47	0,48
K2O	10,19	10,05	10,43	10,52	10,16	10,30	10,13	10,30	10,18	10,42	10,56	10,39	10,36
Total	93,51	92,56	93,51	92,26	93,40	93,77	91,87	93,36	92,81	92,12	93,59	93,10	93,53
Formule structurale													
Si	6,35	6,35	6,29	6,33	6,30	6,34	6,37	6,32	6,31	6,35	6,36	6,32	6,29
Ti	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05
Al IV	1,65	1,65	1,71	1,67	1,70	1,66	1,63	1,68	1,69	1,65	1,64	1,68	1,71
Al VI	3,29	3,29	3,32	3,28	3,34	3,25	3,26	3,32	3,31	3,26	3,27	3,29	3,34
Al total	4,93	4,93	5,02	4,95	5,04	4,91	4,88	5,00	5,01	4,91	4,91	4,97	5,04
Cr	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,55	0,52	0,53	0,53	0,54	0,57	0,56	0,53	0,54	0,54	0,55	0,51	0,54
Mn2+	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,27	0,28	0,24	0,25	0,22	0,28	0,27	0,25	0,25	0,26	0,25	0,26	0,21
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,11	0,12	0,10	0,11	0,13	0,12	0,11	0,10	0,10	0,12	0,11	0,13	0,13
K	1,79	1,79	1,84	1,89	1,79	1,81	1,82	1,82	1,81	1,87	1,87	1,84	1,83
Total	14,07	14,07	14,10	14,13	14,08	14,11	14,09	14,07	14,08	14,12	14,11	14,11	14,10
Mg/(Mg+Fe)	0,33	0,34	0,31	0,32	0,29	0,33	0,33	0,33	0,32	0,32	0,31	0,34	0,28
xFe[fcel]	0,27	0,26	0,26	0,26	0,26	0,28	0,27	0,26	0,26	0,27	0,27	0,25	0,26
xMg[mcel]	0,13	0,13	0,12	0,12	0,11	0,14	0,13	0,12	0,12	0,13	0,12	0,13	0,10
xAl[mphen]	0,60	0,61	0,62	0,61	0,63	0,59	0,59	0,62	0,61	0,61	0,61	0,62	0,63

Tableau 19: Analyse microsonde sur la muscovite (échantillon GB15-5).

Echantillon	GB15-5 (Quartzite à muscovite)												
Minéral	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
SiO2	45,98	45,93	46,02	44,39	45,54	44,53	45,61	45,89	45,08	44,22	45,14	45,46	45,28
TiO2	0,85	0,91	0,91	0,94	0,92	0,86	0,90	0,80	0,88	0,87	0,88	0,86	0,86
Al2O3	28,11	28,61	28,93	28,60	28,97	28,84	28,90	29,16	29,39	28,11	28,84	29,04	28,79
Cr2O3	0,01	0,05	0,01	0,04	0,00	0,08	0,03	0,04	0,04	0,00	0,02	0,01	0,05
FeO	5,17	4,92	5,12	4,96	5,05	4,87	4,87	5,00	5,02	5,00	4,92	5,09	4,92
MnO	0,08	0,00	0,09	0,00	0,00	0,06	0,04	0,01	0,03	0,01	0,03	0,06	0,00
MgO	1,70	1,59	1,61	1,42	1,54	1,43	1,29	1,50	1,45	1,50	1,45	1,36	1,41
CaO	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Na2O	0,21	0,22	0,25	0,32	0,25	0,22	0,19	0,27	0,23	0,26	0,27	0,25	0,28
K2O	10,69	10,55	10,81	10,63	10,07	10,52	10,77	10,79	11,02	10,52	11,05	10,56	10,86
Total	92,79	92,82	93,75	91,28	92,34	91,41	92,60	93,45	93,13	90,48	92,59	92,69	92,45
Formule structurale													
Si	6,45	6,42	6,39	6,33	6,38	6,33	6,40	6,38	6,31	6,36	6,36	6,37	6,37
Ti	0,09	0,10	0,09	0,10	0,10	0,09	0,10	0,08	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09
Al IV	1,55	1,58	1,61	1,67	1,62	1,67	1,60	1,62	1,69	1,64	1,64	1,63	1,63
Al VI	3,09	3,14	3,12	3,14	3,17	3,17	3,18	3,16	3,16	3,13	3,14	3,17	3,15
Al total	4,64	4,71	4,73	4,81	4,79	4,84	4,78	4,78	4,85	4,77	4,78	4,80	4,78
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe2+	0,61	0,58	0,59	0,59	0,59	0,58	0,57	0,58	0,59	0,60	0,58	0,60	0,58
Mn2+	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,35	0,33	0,33	0,30	0,32	0,30	0,27	0,31	0,30	0,32	0,30	0,28	0,30
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,06	0,06	0,07	0,09	0,07	0,06	0,05	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,08
K	1,91	1,88	1,91	1,94	1,80	1,91	1,93	1,91	1,97	1,93	1,98	1,89	1,95
Total	14,12	14,09	14,13	14,16	14,05	14,13	14,10	14,13	14,18	14,15	14,18	14,11	14,15
Mg/(Mg+Fe)	0,37	0,37	0,36	0,34	0,35	0,34	0,32	0,35	0,34	0,35	0,34	0,32	0,34
xFe[fcel]	0,30	0,28	0,29	0,29	0,29	0,29	0,28	0,29	0,29	0,30	0,29	0,29	0,29
xMg[mcel]	0,18	0,16	0,16	0,15	0,16	0,15	0,13	0,15	0,15	0,16	0,15	0,14	0,15
xAl[mphen]	0,53	0,55	0,54	0,56	0,55	0,56	0,58	0,56	0,56	0,54	0,56	0,57	0,57

Echantillon	Suite GB15-5															
Minéral	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
SiO2	45,29	45,30	44,23	43,83	45,16	45,73	45,46	44,58	45,56	45,28	45,57	45,25	45,30	45,33	44,86	45,38
TiO2	0,86	0,93	0,96	0,88	0,98	0,98	0,89	0,96	0,94	0,90	0,92	0,95	0,89	0,88	0,87	0,88
Al2O3	28,88	29,15	28,72	28,49	28,12	29,35	29,28	28,69	28,81	28,78	29,46	29,41	28,17	28,37	28,68	28,80
Cr2O3	0,00	0,06	0,03	0,00	0,00	0,02	0,15	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,09	0,01
FeO	4,95	4,97	4,86	4,79	4,89	5,25	5,12	4,98	4,82	5,40	4,73	5,04	4,90	4,87	4,85	5,26
MnO	0,07	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,03	0,05	0,04	0,01	0,00	0,06	0,02
MgO	1,63	1,59	1,30	1,26	1,60	1,28	1,29	1,36	1,42	1,36	1,25	1,34	1,53	1,66	1,35	1,47
CaO	0,06	0,00	0,05	0,02	0,03	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,01	0,05	0,08
Na2O	0,25	0,25	0,21	0,29	0,30	0,25	0,28	0,25	0,20	0,19	0,28	0,30	0,22	0,26	0,31	0,27
K2O	10,70	10,93	10,57	10,43	10,52	10,81	10,69	10,46	10,79	10,58	10,62	10,53	10,36	10,65	10,65	10,66
Total	92,68	93,18	90,93	90,02	91,62	93,69	93,21	91,33	92,55	92,52	92,88	92,93	91,44	92,04	91,76	92,82
Formule structurale																
Si	6,36	6,33	6,33	6,33	6,41	6,35	6,35	6,35	6,39	6,37	6,36	6,33	6,43	6,40	6,36	6,37
Ti	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09
Al IV	1,64	1,67	1,67	1,67	1,59	1,65	1,65	1,65	1,61	1,63	1,64	1,67	1,57	1,60	1,64	1,63
Al VI	3,13	3,13	3,17	3,18	3,11	3,16	3,16	3,16	3,16	3,14	3,21	3,17	3,14	3,12	3,16	3,13
Al total	4,78	4,80	4,84	4,85	4,70	4,81	4,82	4,81	4,76	4,77	4,85	4,85	4,71	4,72	4,79	4,76
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Fe2+	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58	0,61	0,60	0,59	0,57	0,63	0,55	0,59	0,58	0,58	0,57	0,62
Mn2+	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,34	0,33	0,28	0,27	0,34	0,27	0,27	0,29	0,30	0,29	0,26	0,28	0,32	0,35	0,29	0,31
Ca	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Na	0,07	0,07	0,06	0,08	0,08	0,07	0,08	0,07	0,05	0,05	0,08	0,08	0,06	0,07	0,09	0,07
K	1,92	1,95	1,93	1,92	1,90	1,92	1,90	1,90	1,93	1,90	1,89	1,88	1,88	1,92	1,93	1,91
Total	14,15	14,17	14,13	14,14	14,13	14,12	14,12	14,12	14,11	14,12	14,09	14,12	14,08	14,13	14,15	14,14
Mg/(Mg+Fe)	0,37	0,36	0,32	0,32	0,37	0,30	0,31	0,33	0,34	0,31	0,32	0,32	0,36	0,38	0,33	0,33
xFe[fcel]	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,30	0,30	0,29	0,28	0,31	0,27	0,29	0,29	0,28	0,29	0,30
xMg[mcel]	0,17	0,16	0,14	0,13	0,17	0,13	0,13	0,14	0,15	0,14	0,13	0,14	0,16	0,17	0,14	0,15
xAl[mphen]	0,55	0,55	0,57	0,58	0,54	0,57	0,57	0,56	0,57	0,55	0,60	0,57	0,55	0,54	0,57	0,54

Echantillon	Suite GB15-5											
Minéral	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
SiO2	46,75	45,03	45,25	45,29	45,21	45,23	44,63	45,05	45,74	45,42	45,66	45,14
TiO2	0,92	0,85	0,90	0,99	1,06	1,14	1,12	1,18	1,07	1,09	1,15	1,14
Al2O3	28,74	28,13	28,54	29,34	29,37	28,51	27,80	28,72	29,36	29,07	29,59	29,20
Cr2O3	0,02	0,00	0,04	0,00	0,05	0,10	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03	0,03
FeO	5,02	5,24	4,82	5,30	5,09	4,88	4,88	4,74	4,88	4,94	4,98	4,91
MnO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	0,00
MgO	1,47	1,51	1,56	1,38	1,38	1,57	1,43	1,50	1,47	1,38	1,27	1,37
CaO	0,04	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,19	0,24	0,28	0,25	0,28	0,21	0,22	0,19	0,30	0,24	0,31	0,22
K2O	10,81	10,77	10,70	11,29	11,07	10,58	10,30	10,86	10,70	10,78	10,60	11,04
Total	93,96	91,78	92,13	93,89	93,50	92,27	90,39	92,25	93,58	92,98	93,60	93,06
Formule structurale												
Si	6,46	6,40	6,38	6,31	6,31	6,37	6,41	6,35	6,35	6,35	6,33	6,32
Ti	0,10	0,09	0,10	0,10	0,11	0,12	0,12	0,12	0,11	0,11	0,12	0,12
Al IV	1,54	1,60	1,62	1,69	1,69	1,63	1,59	1,65	1,65	1,65	1,67	1,68
Al VI	3,13	3,11	3,13	3,12	3,14	3,10	3,12	3,12	3,15	3,15	3,17	3,14
Al total	4,68	4,71	4,75	4,82	4,83	4,73	4,71	4,77	4,80	4,79	4,84	4,82
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,58	0,62	0,57	0,62	0,59	0,58	0,59	0,56	0,57	0,58	0,58	0,57
Mn2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,30	0,32	0,33	0,29	0,29	0,33	0,31	0,32	0,30	0,29	0,26	0,29
Ca	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,05	0,07	0,08	0,07	0,08	0,06	0,06	0,05	0,08	0,06	0,08	0,06
K	1,90	1,95	1,93	2,00	1,97	1,90	1,89	1,95	1,89	1,92	1,88	1,97
Total	14,08	14,16	14,14	14,21	14,18	14,11	14,08	14,13	14,12	14,12	14,10	14,16
Mg/(Mg+Fe)	0,34	0,34	0,37	0,32	0,33	0,36	0,34	0,36	0,35	0,33	0,31	0,33
xFe[fcel]	0,29	0,31	0,28	0,31	0,30	0,29	0,29	0,28	0,28	0,29	0,29	0,29
xMg[mcel]	0,15	0,16	0,16	0,14	0,14	0,16	0,15	0,16	0,15	0,14	0,13	0,14
xAl[mphen]	0,56	0,53	0,55	0,55	0,56	0,55	0,55	0,56	0,57	0,57	0,58	0,57

Tableau 20: Analyses microsonde sur la muscovite (échantillon GB15-18).

Echantillon	GB15-18 (Quartzite à muscovite)											
Minéral	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
SiO2	45,26	46,25	45,35	45,44	45,13	45,17	45,38	45,56	45,37	45,51	45,29	45,74
TiO2	0,98	0,91	0,95	0,94	1,00	0,96	0,91	0,95	0,92	0,95	0,99	1,01
Al2O3	30,27	30,04	30,62	30,58	30,48	30,20	29,92	30,12	30,52	29,86	30,49	30,30
Cr2O3	0,46	0,41	0,56	0,39	0,49	0,42	0,27	0,41	0,49	0,52	0,47	0,45
FeO	4,24	4,07	3,88	4,06	3,91	4,20	4,11	4,41	3,99	4,20	3,97	4,40
MnO	0,11	0,07	0,02	0,02	0,02	0,04	0,09	0,07	0,07	0,10	0,10	0,02
MgO	1,04	1,21	1,06	0,91	0,98	0,97	1,23	1,08	1,11	1,11	1,10	1,04
CaO	0,00	0,01	0,00	0,07	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Na2O	0,26	0,22	0,23	0,26	0,30	0,26	0,26	0,21	0,28	0,17	0,25	0,21
K2O	10,50	10,68	10,53	10,42	10,52	10,50	10,96	10,66	10,55	10,82	10,51	10,58
Total	93,12	93,88	93,20	93,09	92,82	92,71	93,14	93,48	93,31	93,24	93,17	93,76
Formule structurale												
Si	6,29	6,37	6,29	6,30	6,28	6,30	6,32	6,31	6,29	6,33	6,28	6,31
Ti	0,10	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Al IV	1,71	1,63	1,71	1,70	1,72	1,70	1,68	1,69	1,71	1,67	1,72	1,69
Al VI	3,25	3,24	3,29	3,30	3,29	3,27	3,23	3,24	3,27	3,22	3,27	3,24
Al total	4,96	4,87	5,00	5,00	5,00	4,97	4,91	4,92	4,98	4,89	4,98	4,93
Cr	0,05	0,04	0,06	0,04	0,05	0,05	0,03	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05
Fe2+	0,49	0,47	0,45	0,47	0,45	0,49	0,48	0,51	0,46	0,49	0,46	0,51
Mn2+	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Mg	0,21	0,25	0,22	0,19	0,20	0,20	0,25	0,22	0,23	0,23	0,23	0,21
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,07	0,06	0,06	0,07	0,08	0,07	0,07	0,06	0,08	0,05	0,07	0,06
K	1,86	1,88	1,86	1,84	1,87	1,87	1,95	1,88	1,87	1,92	1,86	1,86
Total	14,06	14,04	14,04	14,03	14,05	14,05	14,12	14,06	14,06	14,07	14,05	14,04
Mg/(Mg+Fe)	0,30	0,35	0,33	0,28	0,31	0,29	0,35	0,30	0,33	0,32	0,33	0,30
xFe[fcel]	0,25	0,24	0,23	0,24	0,23	0,25	0,24	0,26	0,23	0,25	0,23	0,26
xMg[mcel]	0,11	0,13	0,11	0,09	0,10	0,10	0,13	0,11	0,12	0,12	0,12	0,11
xAl[mphen]	0,64	0,64	0,66	0,67	0,67	0,65	0,63	0,63	0,65	0,64	0,65	0,64

Echantillon	Suite GB15-18											
Minéral	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
SiO2	46,46	44,99	45,90	45,43	45,54	45,82	45,29	45,31	45,87	46,09	45,46	45,03
TiO2	0,96	0,99	0,99	0,87	0,91	0,97	0,92	0,90	0,82	0,93	0,97	0,92
Al2O3	29,03	30,64	29,31	29,88	28,91	28,93	30,35	30,23	29,52	29,27	30,19	29,96
Cr2O3	0,33	0,48	0,39	0,51	0,54	0,30	0,49	0,53	0,10	0,29	0,44	0,32
FeO	4,22	3,99	4,15	4,12	4,05	4,17	4,32	4,19	4,49	4,04	4,11	4,14
MnO	0,01	0,05	0,04	0,09	0,01	0,09	0,00	0,07	0,09	0,03	0,08	0,02
MgO	1,25	1,06	1,30	1,20	1,47	1,45	1,09	1,10	1,38	1,26	1,02	1,07
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
Na2O	0,21	0,24	0,24	0,26	0,23	0,24	0,28	0,24	0,25	0,25	0,27	0,25
K2O	10,45	10,25	10,51	10,53	10,67	10,70	10,80	10,57	10,54	10,64	10,76	10,58
Total	92,91	92,68	92,82	92,88	92,31	92,65	93,53	93,13	93,07	92,83	93,28	92,29
Formule structurale												
Si	6,45	6,27	6,39	6,33	6,39	6,40	6,28	6,30	6,38	6,42	6,31	6,31
Ti	0,10	0,10	0,10	0,09	0,10	0,10	0,10	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10
Al IV	1,55	1,73	1,61	1,67	1,61	1,60	1,72	1,70	1,62	1,58	1,69	1,69
Al VI	3,20	3,30	3,20	3,24	3,17	3,17	3,24	3,25	3,22	3,22	3,25	3,27
Al total	4,75	5,03	4,81	4,91	4,78	4,77	4,96	4,95	4,84	4,80	4,94	4,95
Cr	0,04	0,05	0,04	0,06	0,06	0,03	0,05	0,06	0,01	0,03	0,05	0,04
Fe2+	0,49	0,46	0,48	0,48	0,47	0,49	0,50	0,49	0,52	0,47	0,48	0,49
Mn2+	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Mg	0,26	0,22	0,27	0,25	0,31	0,30	0,23	0,23	0,29	0,26	0,21	0,22
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,08	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07
K	1,85	1,82	1,87	1,87	1,91	1,91	1,91	1,88	1,87	1,89	1,91	1,89
Total	14,00	14,03	14,04	14,06	14,08	14,07	14,10	14,07	14,07	14,04	14,07	14,07
Mg/(Mg+Fe)	0,34	0,32	0,36	0,34	0,39	0,38	0,31	0,32	0,35	0,36	0,31	0,32
xFe[fcel]	0,25	0,23	0,24	0,24	0,24	0,25	0,25	0,25	0,26	0,24	0,24	0,24
xMg[mcel]	0,13	0,11	0,14	0,13	0,16	0,15	0,11	0,11	0,14	0,13	0,11	0,11
xAl[mphen]	0,62	0,66	0,62	0,63	0,60	0,60	0,63	0,64	0,60	0,63	0,65	0,64

Echantillon	Suite GB15-18											
Minéral	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
SiO2	45,74	45,11	46,11	46,06	45,92	45,89	45,97	46,13	46,15	46,10	45,84	45,64
TiO2	0,79	0,98	0,92	0,91	0,70	0,73	0,74	0,80	0,76	0,77	0,74	0,65
Al2O3	29,76	30,68	30,06	29,90	29,65	29,74	30,03	30,11	29,97	30,18	30,41	29,34
Cr2O3	0,02	0,35	0,05	0,03	0,05	0,01	0,00	0,05	0,04	0,01	0,01	0,01
FeO	3,97	4,11	3,92	4,05	4,25	4,30	3,81	4,21	4,24	4,24	4,21	4,56
MnO	0,10	0,00	0,06	0,08	0,03	0,01	0,00	0,04	0,02	0,05	0,02	0,02
MgO	1,25	1,02	1,40	1,35	1,54	1,27	1,24	1,34	1,40	1,31	1,26	1,42
CaO	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,26	0,27	0,22	0,32	0,24	0,19	0,21	0,22	0,25	0,26	0,26	0,23
K2O	10,52	10,41	10,47	10,54	10,83	10,74	10,62	10,62	10,41	10,97	10,51	10,81
Total	92,40	92,93	93,20	93,29	93,21	92,87	92,62	93,52	93,22	93,88	93,26	92,67
Formule structurale												
Si	6,39	6,27	6,37	6,37	6,38	6,39	6,39	6,37	6,39	6,36	6,34	6,39
Ti	0,08	0,10	0,10	0,09	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07
Al IV	1,61	1,73	1,63	1,63	1,62	1,61	1,61	1,63	1,61	1,64	1,66	1,61
Al VI	3,28	3,30	3,27	3,25	3,23	3,27	3,31	3,27	3,27	3,26	3,30	3,22
Al total	4,90	5,03	4,90	4,88	4,85	4,88	4,92	4,90	4,89	4,90	4,96	4,84
Cr	0,00	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,46	0,48	0,45	0,47	0,49	0,50	0,44	0,49	0,49	0,49	0,49	0,53
Mn2+	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,26	0,21	0,29	0,28	0,32	0,26	0,26	0,28	0,29	0,27	0,26	0,30
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,07	0,07	0,06	0,08	0,06	0,05	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,06
K	1,87	1,85	1,85	1,86	1,92	1,91	1,88	1,87	1,84	1,93	1,86	1,93
Total	14,05	14,05	14,03	14,06	14,10	14,07	14,03	14,05	14,04	14,10	14,06	14,12
Mg/(Mg+Fe)	0,36	0,31	0,39	0,37	0,39	0,35	0,37	0,36	0,37	0,36	0,35	0,36
xFe[fcel]	0,23	0,24	0,23	0,23	0,24	0,25	0,22	0,24	0,24	0,24	0,24	0,26
xMg[mcel]	0,13	0,11	0,14	0,14	0,16	0,13	0,13	0,14	0,14	0,13	0,13	0,15
xAl[mphen]	0,64	0,65	0,63	0,63	0,60	0,62	0,65	0,62	0,62	0,62	0,63	0,59

Echantillon	Suite GB15-18											
Minéral	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
SiO2	45,37	45,56	45,61	45,71	44,67	46,01	46,06	46,36	46,73	45,62	46,44	46,14
TiO2	0,77	0,77	0,76	0,76	0,69	0,78	0,84	0,76	0,67	0,77	0,63	0,73
Al2O3	30,28	29,20	31,00	30,72	30,29	30,49	30,83	30,15	29,57	31,14	29,94	31,00
Cr2O3	0,01	0,00	0,00	0,06	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,05	0,00
FeO	4,09	4,06	4,13	4,11	4,07	4,05	3,93	4,02	3,87	3,95	3,99	4,01
MnO	0,04	0,10	0,00	0,02	0,05	0,08	0,01	0,07	0,10	0,02	0,02	0,01
MgO	1,18	1,24	1,09	1,06	0,98	1,21	1,13	1,29	1,46	1,02	1,39	1,04
CaO	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
Na2O	0,24	0,24	0,29	0,30	0,29	0,24	0,26	0,20	0,21	0,29	0,27	0,33
K2O	10,89	10,54	10,77	10,78	10,57	10,58	10,91	10,61	10,67	10,79	10,68	11,00
Total	92,91	91,71	93,64	93,54	91,62	93,43	93,97	93,47	93,29	93,64	93,41	94,26
Formule structurale												
Si	6,32	6,42	6,29	6,32	6,30	6,35	6,33	6,40	6,45	6,29	6,41	6,33
Ti	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08	0,09	0,08	0,07	0,08	0,07	0,08
Al IV	1,68	1,58	1,71	1,68	1,70	1,65	1,67	1,60	1,55	1,71	1,59	1,67
Al VI	3,29	3,26	3,33	3,32	3,34	3,31	3,32	3,30	3,26	3,35	3,28	3,33
Al total	4,97	4,85	5,04	5,00	5,04	4,96	4,99	4,90	4,81	5,06	4,87	5,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe2+	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48	0,47	0,45	0,46	0,45	0,46	0,46	0,46
Mn2+	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,24	0,26	0,22	0,22	0,21	0,25	0,23	0,26	0,30	0,21	0,29	0,21
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Na	0,06	0,07	0,08	0,08	0,08	0,06	0,07	0,05	0,06	0,08	0,07	0,09
K	1,94	1,89	1,90	1,90	1,90	1,86	1,91	1,87	1,88	1,90	1,88	1,92
Total	14,10	14,05	14,09	14,08	14,09	14,04	14,07	14,03	14,03	14,08	14,05	14,09
Mg/(Mg+Fe)	0,34	0,35	0,32	0,31	0,30	0,35	0,34	0,36	0,40	0,32	0,38	0,32
xFe[fcel]	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24	0,23	0,23	0,23	0,22	0,23	0,23	0,23
xMg[mcel]	0,12	0,13	0,11	0,11	0,10	0,12	0,12	0,13	0,15	0,10	0,14	0,11
xAl[mphen]	0,64	0,63	0,65	0,65	0,66	0,64	0,66	0,64	0,63	0,67	0,63	0,66

Tableau 21: Analyse microsonde sur le quartzite à grenat (échantillon GB16-12).

Echantillon	GB16-12 (Quartzite à grenat)											
Minéral	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
SiO2	46,26	45,93	45,96	45,59	46,31	44,61	45,88	45,82	46,06	45,65	46,07	45,80
TiO2	0,50	0,57	0,54	0,57	0,62	0,52	0,74	0,76	0,68	0,76	0,62	0,63
Al2O3	32,04	31,33	31,47	31,79	31,98	31,09	32,14	32,06	32,08	31,00	31,89	32,46
Cr2O3	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06	0,00	0,05	0,00	0,00
FeO	3,46	3,49	3,46	3,34	3,51	3,12	3,19	3,46	3,26	3,32	3,43	3,26
MnO	0,00	0,09	0,09	0,05	0,11	0,06	0,04	0,00	0,09	0,00	0,05	0,00
MgO	1,32	1,29	1,37	1,31	1,27	1,22	1,12	1,17	1,23	1,19	1,24	1,12
CaO	0,03	0,05	0,03	0,00	0,01	0,07	0,02	0,00	0,06	0,08	0,05	0,02
Na2O	0,77	0,78	0,70	0,70	0,70	0,57	0,66	0,57	0,69	0,71	0,59	0,69
K2O	9,90	9,66	9,98	9,89	9,87	9,40	10,09	9,95	10,08	9,73	9,10	9,80
Total	94,28	93,23	93,60	93,23	94,38	90,65	93,88	93,87	94,22	92,48	93,03	93,77
Formule structurale												
Si	6,28	6,31	6,30	6,27	6,29	6,29	6,26	6,26	6,27	6,32	6,31	6,24
Ti	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,08	0,08	0,07	0,08	0,06	0,06
Al IV	1,72	1,69	1,70	1,73	1,71	1,71	1,74	1,74	1,73	1,68	1,69	1,76
AlVI	3,41	3,39	3,38	3,41	3,40	3,45	3,43	3,41	3,41	3,38	3,45	3,46
Al total	5,13	5,07	5,08	5,15	5,12	5,16	5,17	5,16	5,14	5,06	5,15	5,22
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe2+	0,39	0,40	0,40	0,38	0,40	0,37	0,36	0,40	0,37	0,38	0,39	0,37
Mn2+	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Mg	0,27	0,26	0,28	0,27	0,26	0,26	0,23	0,24	0,25	0,25	0,25	0,23
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Na	0,20	0,21	0,19	0,19	0,18	0,16	0,17	0,15	0,18	0,19	0,16	0,18
K	1,72	1,69	1,75	1,73	1,71	1,69	1,76	1,73	1,75	1,72	1,59	1,70
Total	14,05	14,03	14,06	14,05	14,03	13,99	14,03	14,02	14,05	14,01	13,92	14,01
Mg/(Mg+Fe)	0,40	0,40	0,41	0,41	0,39	0,41	0,38	0,38	0,40	0,39	0,39	0,38
xFe[fcel]	0,19	0,20	0,20	0,19	0,20	0,18	0,18	0,20	0,18	0,19	0,19	0,18
xMg[mcel]	0,13	0,13	0,14	0,13	0,13	0,13	0,11	0,12	0,12	0,12	0,12	0,11
xAl[mphen]	0,68	0,67	0,67	0,68	0,68	0,69	0,71	0,69	0,69	0,69	0,69	0,70

Echantillon	Suite GB16-12											
Minéral	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
SiO2	44,34	46,49	46,03	46,03	45,31	45,17	45,35	45,84	45,79	45,96	45,70	45,81
TiO2	0,62	0,71	0,63	0,66	0,62	0,58	0,59	0,56	0,57	0,62	0,59	0,51
Al2O3	30,67	32,62	32,48	32,09	31,33	31,56	31,57	31,74	31,44	32,04	31,31	31,58
Cr2O3	0,00	0,03	0,00	0,00	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00
FeO	3,37	3,04	3,22	3,61	3,45	3,67	3,34	3,49	3,53	3,24	3,34	3,43
MnO	0,05	0,07	0,02	0,06	0,04	0,00	0,05	0,10	0,00	0,00	0,00	0,10
MgO	1,05	1,08	1,12	1,33	1,22	1,18	1,28	1,32	1,18	1,06	1,15	1,19
CaO	0,09	0,09	0,03	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,06	0,01	0,02
Na2O	0,76	0,73	0,64	0,63	0,64	0,48	0,71	0,63	0,73	0,57	0,48	0,65
K2O	9,33	9,71	9,92	10,26	9,98	9,96	9,85	9,69	9,89	9,92	10,25	9,64
Total	90,27	94,57	94,07	94,67	92,63	92,66	92,75	93,35	93,13	93,50	92,85	92,92
Formule structurale												
Si	6,25	6,27	6,26	6,25	6,28	6,26	6,27	6,29	6,30	6,29	6,31	6,31
Ti	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05
Al IV	1,75	1,73	1,74	1,75	1,72	1,74	1,73	1,71	1,70	1,71	1,69	1,69
AlVI	3,34	3,46	3,46	3,38	3,39	3,41	3,41	3,41	3,41	3,45	3,41	3,43
Al total	5,09	5,19	5,20	5,13	5,12	5,15	5,14	5,13	5,10	5,17	5,10	5,12
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,40	0,34	0,37	0,41	0,40	0,42	0,39	0,40	0,41	0,37	0,39	0,40
Mn2+	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	0,22	0,22	0,23	0,27	0,25	0,24	0,26	0,27	0,24	0,22	0,24	0,24
Ca	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Na	0,21	0,19	0,17	0,17	0,17	0,13	0,19	0,17	0,20	0,15	0,13	0,17
K	1,68	1,67	1,72	1,78	1,76	1,76	1,74	1,69	1,74	1,73	1,81	1,69
Total	13,92	13,98	14,01	14,08	14,05	14,04	14,05	14,01	14,05	14,00	14,03	14,00
Mg/(Mg+Fe)	0,36	0,39	0,38	0,40	0,39	0,36	0,41	0,40	0,37	0,37	0,38	0,38
xFe[fcel]	0,20	0,17	0,18	0,20	0,20	0,21	0,19	0,20	0,20	0,18	0,19	0,19
xMg[mcel]	0,11	0,11	0,11	0,13	0,12	0,12	0,13	0,13	0,12	0,11	0,12	0,12
xAl[mphen]	0,69	0,72	0,71	0,67	0,68	0,67	0,68	0,67	0,68	0,71	0,69	0,69

Echantillon	Suite GB16-12												
Minéral	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
SiO2	45,79	45,34	44,53	46,82	46,05	45,93	46,34	45,31	45,99	45,93	46,31	46,05	45,99
TiO2	0,60	0,52	0,61	0,54	0,64	0,54	0,54	0,57	0,58	0,55	0,59	0,56	0,59
Al2O3	31,84	31,44	30,92	32,35	31,81	31,40	32,07	31,33	32,12	31,79	32,18	31,80	31,22
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,05	0,00	0,06	0,08	0,03	0,02	0,00
FeO	3,69	3,45	3,45	3,72	3,58	3,39	3,23	3,51	3,52	3,58	3,49	3,53	3,46
MnO	0,00	0,07	0,04	0,08	0,00	0,58	0,03	0,02	0,05	0,01	0,07	0,03	0,07
MgO	1,02	1,29	1,26	1,26	1,27	1,28	1,15	1,30	1,32	1,27	1,30	1,39	1,21
CaO	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,11	0,05	0,02
Na2O	0,61	0,70	0,49	0,66	0,61	0,77	0,67	0,65	0,68	0,71	0,68	0,62	0,67
K2O	9,95	9,94	9,68	9,61	9,99	9,54	9,92	9,48	9,65	10,08	9,83	9,98	9,62
Total	93,50	92,78	91,01	95,04	94,01	93,44	94,00	92,19	93,96	94,01	94,59	94,03	92,85
Formule structurale													
Si	6,28	6,27	6,27	6,30	6,28	6,30	6,30	6,29	6,26	6,27	6,27	6,28	6,34
Ti	0,06	0,05	0,06	0,05	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
Al IV	1,72	1,73	1,73	1,70	1,72	1,70	1,70	1,71	1,74	1,73	1,73	1,72	1,66
AlVI	3,43	3,40	3,41	3,43	3,39	3,38	3,44	3,41	3,42	3,39	3,41	3,39	3,40
Al total	5,15	5,13	5,13	5,13	5,11	5,08	5,14	5,12	5,16	5,12	5,14	5,11	5,07
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,42	0,40	0,41	0,42	0,41	0,39	0,37	0,41	0,40	0,41	0,40	0,40	0,40
Mn2+	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,07	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Mg	0,21	0,27	0,26	0,25	0,26	0,26	0,23	0,27	0,27	0,26	0,26	0,28	0,25
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
Na	0,16	0,19	0,13	0,17	0,16	0,21	0,18	0,17	0,18	0,19	0,18	0,16	0,18
K	1,74	1,75	1,74	1,65	1,74	1,67	1,72	1,68	1,68	1,76	1,70	1,74	1,69
Total	14,02	14,07	14,02	13,98	14,03	14,03	14,01	14,00	14,01	14,07	14,03	14,05	13,99
Mg/(Mg+Fe)	0,33	0,40	0,39	0,38	0,39	0,40	0,39	0,40	0,40	0,39	0,40	0,41	0,38
xFe[fcel]	0,21	0,20	0,20	0,20	0,20	0,19	0,18	0,20	0,20	0,20	0,19	0,20	0,20
xMg[mcel]	0,10	0,13	0,13	0,12	0,13	0,13	0,12	0,13	0,13	0,13	0,13	0,14	0,12
xAl[mphen]	0,69	0,67	0,67	0,67	0,67	0,68	0,70	0,67	0,67	0,67	0,68	0,66	0,68

Echantillon	Suite GB16-12												
Minéral	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
SiO2	46,34	44,71	46,16	45,51	46,33	45,44	45,76	46,15	45,68	46,43	45,52	46,12	46,02
TiO2	0,54	0,55	0,50	0,59	0,53	0,56	0,52	0,56	0,47	0,52	0,52	0,53	0,41
Al2O3	31,97	30,67	32,50	32,45	31,95	31,43	31,54	31,82	31,85	31,85	31,67	31,88	32,01
Cr2O3	0,00	0,09	0,01	0,03	0,00	0,02	0,05	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,03
FeO	3,29	3,61	3,26	3,10	3,41	3,30	3,45	3,39	3,36	3,21	3,35	3,54	3,38
MnO	0,00	0,04	0,00	0,23	0,03	0,05	0,91	0,06	0,01	0,01	0,02	0,04	0,05
MgO	1,25	1,17	0,98	0,92	1,24	1,30	1,22	1,25	1,22	1,05	1,06	1,18	1,19
CaO	0,03	0,04	0,00	0,02	0,03	0,01	0,00	0,06	0,04	0,00	0,02	0,03	0,03
Na2O	0,66	0,65	0,49	0,38	0,65	0,63	0,69	0,56	0,70	0,64	0,62	0,72	0,67
K2O	9,94	10,00	9,90	9,23	9,47	9,98	9,47	9,77	9,98	10,22	10,17	9,91	8,81
Total	94,00	91,53	93,81	92,45	93,64	92,71	93,61	93,61	93,32	93,94	92,98	93,95	92,60
Formule structurale													
Si	6,30	6,29	6,28	6,27	6,31	6,28	6,27	6,30	6,27	6,33	6,28	6,29	6,32
Ti	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04
Al IV	1,70	1,71	1,72	1,73	1,69	1,72	1,73	1,70	1,73	1,67	1,72	1,71	1,68
AlVI	3,43	3,37	3,50	3,53	3,44	3,40	3,37	3,43	3,43	3,44	3,43	3,42	3,49
Al total	5,13	5,08	5,21	5,26	5,13	5,12	5,10	5,12	5,15	5,11	5,15	5,13	5,18
Cr	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
Fe2+	0,37	0,42	0,37	0,36	0,39	0,38	0,40	0,39	0,39	0,37	0,39	0,40	0,39
Mn2+	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,11	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	0,25	0,25	0,20	0,19	0,25	0,27	0,25	0,25	0,25	0,21	0,22	0,24	0,24
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,17	0,18	0,13	0,10	0,17	0,17	0,18	0,15	0,19	0,17	0,16	0,19	0,18
K	1,73	1,79	1,72	1,62	1,65	1,76	1,66	1,70	1,75	1,78	1,79	1,72	1,54
Total	14,01	14,09	13,97	13,89	13,96	14,05	14,02	13,99	14,06	14,02	14,05	14,04	13,90
Mg/(Mg+Fe)	0,40	0,37	0,35	0,35	0,39	0,41	0,39	0,40	0,39	0,37	0,36	0,37	0,38
xFe[fcel]	0,18	0,21	0,18	0,17	0,19	0,19	0,20	0,19	0,19	0,18	0,19	0,20	0,19
xMg[mcel]	0,12	0,12	0,10	0,09	0,12	0,13	0,12	0,12	0,12	0,11	0,11	0,12	0,12
xAl[mphen]	0,69	0,67	0,72	0,73	0,69	0,68	0,68	0,68	0,69	0,71	0,70	0,68	0,69

Tableau 22: Analyses microsonde sur le grenat (échantillon GB15-12).

Echantillon	GB16-12 (Quartzite à grenat)											
Minéral	Grt C	Grt B	Grt B	Grt B	Grt B	Grt B	Grt C	Grt B	Grt B	Grt C	Grt B	Grt B
SiO2	38,11	38,36	37,75	38,01	38,23	38,19	38,09	37,86	38,19	37,81	37,58	37,84
TiO2	0,09	0,01	0,09	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,10	0,12	0,02
Al2O3	20,83	20,96	20,46	20,84	21,13	21,24	21,12	20,93	20,73	20,49	20,49	20,81
Cr2O3	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
FeO	5,58	5,29	6,19	4,92	5,12	5,06	5,00	4,79	4,93	5,59	5,23	5,10
MnO	27,91	29,80	27,80	29,77	28,92	29,86	28,83	29,90	29,68	28,10	28,66	29,33
MgO	5,46	5,06	4,96	4,73	5,23	4,65	4,88	4,64	4,54	5,13	4,78	4,67
CaO	1,86	1,43	2,01	1,90	1,81	1,93	1,83	1,91	1,69	1,87	1,92	1,82
Na2O	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02
K2O	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00
Total	99,89	100,94	99,30	100,20	100,45	100,98	99,76	100,07	99,86	99,10	98,82	99,60
Mg/(Mg+Fe2+)	0,49	0,49	0,44	0,49	0,51	0,48	0,49	0,49	0,48	0,48	0,48	0,48
Formule structurale												
Si	6,03	6,03	6,04	6,03	6,02	6,01	6,04	6,01	6,07	6,04	6,04	6,03
Ti	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Al IV	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al VI	3,88	3,89	3,86	3,90	3,92	3,94	3,95	3,92	3,88	3,86	3,88	3,91
Altotal	3,88	3,89	3,86	3,90	3,92	3,94	3,95	3,92	3,88	3,86	3,88	3,91
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,74	0,70	0,83	0,65	0,67	0,67	0,66	0,64	0,66	0,75	0,70	0,68
Mn2+	3,74	3,97	3,77	4,00	3,86	3,98	3,87	4,02	4,00	3,80	3,90	3,96
Ca	0,32	0,24	0,34	0,32	0,31	0,33	0,31	0,33	0,29	0,32	0,33	0,31
Na	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Total	14,73	14,84	14,85	14,90	14,79	14,93	14,83	14,93	14,91	14,79	14,87	14,90
x[Py]	0,21	0,19	0,19	0,18	0,20	0,18	0,19	0,18	0,18	0,20	0,19	0,18
x[Alm]	0,12	0,11	0,14	0,11	0,11	0,11	0,11	0,10	0,11	0,12	0,12	0,11
x[Sp]	0,62	0,65	0,62	0,66	0,64	0,66	0,65	0,66	0,66	0,62	0,64	0,65
x[Gr]	0,05	0,04	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05

Echantillon	Suite GB16-12															
Minéral	Grt B	Grt C	Grt B	Grt B	Grt C	Grt B	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt B	Grt C	Grt B	Grt B	Grt C	Grt B
SiO2	37,20	37,27	37,36	37,36	37,47	38,27	37,84	38,03	37,90	37,92	37,22	37,19	37,26	37,27	37,44	37,51
TiO2	0,13	0,13	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,14	0,03	0,03	0,03	0,01
Al2O3	20,63	20,69	20,85	21,15	21,11	20,89	20,82	20,88	21,05	21,01	20,97	20,57	21,18	21,10	21,04	21,15
Cr2O3	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
FeO	5,53	5,34	4,92	4,88	5,45	4,86	4,90	4,79	4,84	4,89	4,97	5,18	5,06	4,88	5,04	4,89
MnO	29,81	29,62	30,84	30,47	31,36	30,07	30,02	29,82	30,23	30,61	30,07	29,26	29,24	29,98	29,02	29,84
MgO	4,09	4,52	4,28	4,28	3,47	4,47	4,13	4,00	4,45	4,26	4,14	4,91	4,83	4,54	5,00	4,58
CaO	2,15	1,88	1,56	1,50	1,61	1,76	1,88	2,50	1,47	1,65	2,03	1,83	1,90	1,72	1,96	1,63
Na2O	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
K2O	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,02	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03
Total	99,55	99,45	99,88	99,65	100,47	100,41	99,62	100,04	100,03	100,35	99,41	99,08	99,50	99,51	99,56	99,68
Mg/(Mg+Fe2+)	0,42	0,46	0,47	0,47	0,39	0,48	0,46	0,45	0,48	0,47	0,45	0,49	0,49	0,48	0,50	0,48
Formule structurale																
Si	5,98	5,98	5,98	5,98	5,98	6,06	6,05	6,05	6,03	6,02	5,97	5,98	5,95	5,96	5,97	5,99
Ti	0,02	0,02	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
Al IV	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,05	0,04	0,03	0,01
Al VI	3,89	3,89	3,91	3,97	3,96	3,90	3,92	3,91	3,94	3,93	3,94	3,87	3,94	3,94	3,92	3,96
Altotal	3,91	3,91	3,93	3,99	3,97	3,90	3,92	3,91	3,94	3,93	3,97	3,90	3,99	3,98	3,95	3,98
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,74	0,72	0,66	0,65	0,73	0,64	0,65	0,64	0,64	0,65	0,67	0,70	0,68	0,65	0,67	0,65
Mn2+	4,06	4,02	4,18	4,13	4,24	4,03	4,06	4,02	4,07	4,12	4,09	3,98	3,96	4,06	3,92	4,03
Ca	0,37	0,32	0,27	0,26	0,28	0,30	0,32	0,43	0,25	0,28	0,35	0,32	0,33	0,29	0,34	0,28
Na	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Total	15,07	14,97	15,04	15,01	15,20	14,95	15,01	15,05	14,95	15,00	15,05	14,88	14,90	14,96	14,86	14,94
x[Py]	0,16	0,18	0,17	0,17	0,14	0,18	0,16	0,16	0,18	0,17	0,16	0,19	0,19	0,18	0,19	0,18
x[Alm]	0,12	0,12	0,11	0,11	0,12	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
x[Sp]	0,66	0,65	0,68	0,68	0,70	0,67	0,67	0,67	0,68	0,68	0,67	0,65	0,65	0,67	0,64	0,67
x[Gr]	0,06	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,07	0,04	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05

Echantillon	Suite GB15-12												
Minéral	Grt B	Grt C	Grt C	Grt B	Grt	Grt B	Grt C	Grt B	Grt	Grt B	Grt C	Grt B	Grt
SiO2	41,33	37,56	37,80	37,99	38,09	37,28	37,62	37,59	37,47	37,70	37,91	45,99	40,37
TiO2	0,04	0,05	0,01	0,00	0,00	0,01	0,16	0,13	0,10	0,09	0,06	0,01	0,01
Al2O3	22,43	20,51	20,68	20,89	20,91	20,97	20,69	20,72	20,70	20,80	20,67	23,41	22,14
Cr2O3	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
FeO	6,59	5,13	4,91	4,74	4,74	4,80	5,37	5,18	5,08	5,04	4,83	4,71	4,52
MnO	29,30	29,58	29,15	29,89	29,92	29,95	28,72	29,49	30,22	30,09	29,74	28,17	28,47
MgO	2,22	4,62	4,90	4,45	4,41	4,17	4,89	4,43	4,19	4,31	4,29	4,31	4,70
CaO	2,23	2,04	2,05	1,62	1,64	2,24	1,76	1,97	1,93	1,81	2,00	1,34	2,89
Na2O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03
K2O	0,11	0,01	0,01	0,00	0,00	0,04	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00
Total	104,27	99,51	99,53	99,61	99,76	99,46	99,21	99,56	99,69	99,85	99,52	107,99	103,13
Mg/(Mg+Fe2+)	0,25	0,47	0,50	0,48	0,48	0,46	0,48	0,46	0,45	0,46	0,47	0,48	0,51
Formule structurale													
Si	6,26	6,01	6,03	6,05	6,06	5,98	6,02	6,01	6,00	6,02	6,06	6,53	6,13
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Al IV	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
Al VI	4,00	3,87	3,89	3,92	3,92	3,94	3,90	3,90	3,91	3,91	3,89	3,92	3,97
Altotal	4,00	3,87	3,89	3,92	3,92	3,96	3,90	3,90	3,91	3,91	3,89	3,92	3,97
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,83	0,69	0,65	0,63	0,63	0,64	0,72	0,69	0,68	0,67	0,65	0,56	0,57
Mn2+	3,76	4,01	3,94	4,04	4,03	4,07	3,89	3,99	4,10	4,07	4,02	3,39	3,66
Ca	0,36	0,35	0,35	0,28	0,28	0,38	0,30	0,34	0,33	0,31	0,34	0,20	0,47
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
K	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	15,24	14,94	14,87	14,93	14,94	15,05	14,85	14,97	15,03	14,99	14,97	14,60	14,82
x[Py]	0,09	0,18	0,19	0,18	0,17	0,16	0,19	0,17	0,16	0,17	0,17	0,18	0,18
x[Alm]	0,15	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,12	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,10
x[Sp]	0,69	0,65	0,64	0,67	0,67	0,67	0,64	0,66	0,67	0,67	0,67	0,67	0,63
x[Gr]	0,07	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06	0,04	0,08

Echantillon	Suite GB15-12											
Minéral	Grt B	Grt C	Grt B	Grt B	Grt C	Grt B	Grt B	Grt C	Grt B	Grt B	Grt C	Grt B
SiO2	37,68	37,85	39,41	37,92	38,04	38,07	37,80	37,76	37,94	37,92	38,03	38,05
TiO2	0,05	0,12	0,03	0,02	0,10	0,09	0,04	0,04	0,00	0,02	0,02	0,01
Al2O3	20,48	20,46	21,63	20,67	20,53	20,41	20,80	20,65	20,84	20,55	20,81	20,85
Cr2O3	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00
FeO	5,13	5,21	5,48	4,76	5,43	5,09	5,60	5,17	4,85	4,74	4,81	5,53
MnO	29,66	29,28	30,46	30,32	29,70	29,94	30,00	28,38	29,51	30,51	30,66	30,94
MgO	4,43	4,55	3,75	4,18	4,37	4,28	3,50	4,89	4,32	4,28	4,24	3,51
CaO	1,93	2,03	1,58	1,54	1,88	2,05	1,66	2,07	2,01	1,01	1,05	1,16
Na2O	0,01	0,02	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,02	0,03	0,00
K2O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,04	0,00	0,01	0,03	0,01	0,04
Total	99,37	99,50	102,38	99,45	100,06	99,96	99,44	99,00	99,53	99,08	99,66	100,09
Mg/(Mg+Fe2+)	0,46	0,47	0,41	0,47	0,45	0,46	0,38	0,49	0,47	0,47	0,47	0,39
Formule structurale												
Si	6,04	6,05	6,11	6,07	6,06	6,07	6,07	6,04	6,05	6,09	6,07	6,08
Ti	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al IV	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al VI	3,87	3,85	3,95	3,90	3,85	3,83	3,93	3,89	3,92	3,89	3,92	3,92
Altotal	3,87	3,85	3,95	3,90	3,85	3,83	3,93	3,89	3,92	3,89	3,92	3,92
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,69	0,70	0,71	0,64	0,72	0,68	0,75	0,69	0,65	0,64	0,64	0,74
Mn2+	4,03	3,96	4,00	4,11	4,00	4,04	4,08	3,85	3,99	4,15	4,15	4,18
Ca	0,33	0,35	0,26	0,26	0,32	0,35	0,29	0,36	0,34	1,03	1,01	0,84
Na	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Total	14,96	14,93	15,04	14,99	14,97	14,99	15,13	14,84	14,96	15,80	15,80	15,77
x[Py]	0,17	0,18	0,15	0,17	0,17	0,17	0,14	0,19	0,17	0,17	0,17	0,14
x[Alm]	0,11	0,11	0,12	0,11	0,12	0,11	0,13	0,11	0,11	0,11	0,11	0,12
x[Sp]	0,66	0,65	0,68	0,68	0,66	0,66	0,68	0,63	0,66	0,69	0,69	0,70
x[Gr]	0,05	0,06	0,05	0,04	0,05	0,06	0,05	0,06	0,06	0,03	0,03	0,03

Tableau 23: Analyses microsonde sur la muscovite (échantillon GB16-7A).

Echantillon	GB16-7A										
Minéral	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
SiO2	45,58	45,38	46,57	44,98	46,41	45,48	45,73	45,33	44,68	45,20	45,27
TiO2	0,56	0,48	0,49	0,60	0,90	0,57	0,46	0,49	0,55	0,57	0,50
Al2O3	33,92	34,04	34,46	33,89	29,34	33,47	34,08	33,94	34,07	33,56	34,23
Cr2O3	0,13	0,01	0,05	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	2,70	2,79	2,87	2,98	4,35	2,84	2,71	2,85	2,63	2,79	2,68
MnO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,41	0,47	0,45	0,37	1,54	0,39	0,35	0,43	0,47	0,47	0,41
CaO	0,04	0,00	0,07	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00
Na2O	1,07	1,06	1,38	1,13	0,28	1,18	1,10	1,22	1,16	1,20	1,28
K2O	8,98	8,85	8,96	9,34	10,57	9,02	8,94	8,90	8,88	8,93	8,88
Total	93,39	93,10	95,31	93,29	93,56	92,98	93,42	93,19	92,43	92,72	93,26
Formule structurale											
Si	6,19	6,18	6,20	6,15	6,41	6,22	6,21	6,18	6,14	6,19	6,16
Ti	0,06	0,05	0,05	0,06	0,09	0,06	0,05	0,05	0,06	0,06	0,05
Al IV	1,81	1,82	1,80	1,85	1,59	1,78	1,79	1,82	1,86	1,81	1,84
Al VI	3,63	3,65	3,61	3,61	3,19	3,61	3,66	3,63	3,65	3,61	3,65
Al total	5,43	5,47	5,41	5,46	4,78	5,39	5,45	5,45	5,52	5,42	5,49
Cr	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,31	0,32	0,32	0,34	0,50	0,32	0,31	0,33	0,30	0,32	0,30
Mn2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,08	0,10	0,09	0,08	0,32	0,08	0,07	0,09	0,10	0,10	0,08
Ca	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,28	0,28	0,36	0,30	0,07	0,31	0,29	0,32	0,31	0,32	0,34
K	1,56	1,54	1,52	1,63	1,86	1,57	1,55	1,55	1,56	1,56	1,54
Total	13,93	13,93	13,96	14,01	14,06	13,96	13,93	13,97	13,97	13,97	13,97
Mg/(Mg+Fe)	0,21	0,23	0,22	0,18	0,39	0,20	0,19	0,21	0,24	0,23	0,21
xFe[fcel]	0,15	0,16	0,16	0,17	0,25	0,16	0,15	0,16	0,15	0,16	0,15
xMg[mcel]	0,04	0,05	0,04	0,04	0,16	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04
xAl[mphen]	0,81	0,80	0,80	0,79	0,59	0,80	0,81	0,80	0,80	0,79	0,81

Echantillon	Suite GB16-7A										
Minéral	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
SiO2	45,20	45,61	45,25	45,35	45,22	45,57	45,66	44,60	45,05	44,60	45,47
TiO2	0,44	0,54	0,58	0,47	0,57	0,34	0,53	0,42	0,44	0,49	0,37
Al2O3	33,50	33,44	33,47	34,18	34,01	34,28	34,17	33,45	33,61	33,48	34,02
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
FeO	2,86	2,77	2,42	2,50	2,52	2,78	2,65	2,50	2,65	2,55	2,66
MnO	0,01	0,00	0,04	0,04	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,41	0,38	0,40	0,37	0,45	0,48	0,35	0,33	0,35	0,41	0,41
CaO	0,05	0,01	0,00	0,05	0,02	0,06	0,04	0,06	0,07	0,06	0,03
Na2O	1,12	1,10	1,12	1,32	1,14	1,18	1,03	1,00	1,11	1,01	1,19
K2O	9,10	8,75	8,75	8,41	8,64	9,00	8,34	7,89	8,83	8,44	8,60
Total	92,69	92,59	92,02	92,70	92,58	93,81	92,79	90,26	92,11	91,03	92,76
Formule structurale											
Si	6,20	6,24	6,22	6,18	6,18	6,17	6,21	6,22	6,20	6,19	6,20
Ti	0,05	0,06	0,06	0,05	0,06	0,03	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04
Al IV	1,80	1,76	1,78	1,82	1,82	1,83	1,79	1,78	1,80	1,81	1,80
Al VI	3,62	3,63	3,65	3,68	3,66	3,64	3,69	3,72	3,66	3,67	3,67
Al total	5,42	5,39	5,43	5,49	5,48	5,47	5,48	5,50	5,45	5,48	5,47
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,33	0,32	0,28	0,29	0,29	0,32	0,30	0,29	0,30	0,30	0,30
Mn2+	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,10	0,07	0,07	0,07	0,09	0,08
Ca	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Na	0,30	0,29	0,30	0,35	0,30	0,31	0,27	0,27	0,30	0,27	0,32
K	1,59	1,53	1,54	1,46	1,51	1,55	1,45	1,40	1,55	1,50	1,50
Total	13,98	13,90	13,91	13,91	13,91	13,98	13,84	13,81	13,94	13,88	13,92
Mg/(Mg+Fe)	0,20	0,19	0,23	0,21	0,24	0,24	0,19	0,19	0,19	0,22	0,22
xFe[fcel]	0,16	0,16	0,14	0,14	0,14	0,16	0,15	0,14	0,15	0,15	0,15
xMg[mcel]	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04
xAl[mphen]	0,80	0,80	0,82	0,82	0,81	0,80	0,82	0,82	0,81	0,81	0,81

Echantillon	Suite GB16-7A										
Minéral	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
SiO2	46,07	45,33	45,13	45,90	46,46	45,49	44,86	45,15	44,99	45,91	45,53
TiO2	0,49	0,45	0,55	0,53	0,40	0,41	0,40	0,38	0,27	0,47	0,46
Al2O3	36,07	33,82	33,10	33,65	34,79	33,57	33,09	33,85	33,72	34,11	33,52
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	1,77	2,27	2,79	2,64	2,25	2,85	2,91	2,61	2,81	2,69	2,62
MnO	0,06	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,09
MgO	0,26	0,37	0,48	0,34	0,35	0,41	0,39	0,34	0,37	0,39	0,46
CaO	0,03	0,00	0,09	0,04	0,04	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
Na2O	1,61	0,86	1,21	1,03	1,01	1,08	1,10	1,10	1,20	1,25	1,13
K2O	7,72	7,29	8,98	8,02	7,14	9,02	8,88	8,67	9,12	8,68	9,03
Total	94,06	90,44	92,32	92,14	92,46	92,87	91,68	92,13	92,48	93,51	92,83
Formule structurale											
Si	6,14	6,26	6,21	6,27	6,27	6,22	6,22	6,20	6,19	6,22	6,23
Ti	0,05	0,05	0,06	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05	0,05
Al IV	1,86	1,74	1,79	1,73	1,73	1,78	1,78	1,80	1,81	1,78	1,77
Al VI	3,80	3,77	3,59	3,69	3,80	3,63	3,62	3,69	3,65	3,66	3,63
Al total	5,66	5,51	5,37	5,42	5,53	5,41	5,41	5,48	5,47	5,44	5,40
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,20	0,26	0,32	0,30	0,25	0,33	0,34	0,30	0,32	0,30	0,30
Mn2+	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	0,05	0,08	0,10	0,07	0,07	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08	0,09
Ca	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,42	0,23	0,32	0,27	0,26	0,29	0,30	0,29	0,32	0,33	0,30
K	1,31	1,29	1,58	1,40	1,23	1,57	1,57	1,52	1,60	1,50	1,58
Total	13,83	13,68	13,98	13,79	13,66	13,95	13,96	13,91	14,00	13,92	13,95
Mg/(Mg+Fe)	0,20	0,23	0,23	0,19	0,21	0,20	0,19	0,19	0,19	0,21	0,24
xFe[fcel]	0,10	0,13	0,16	0,15	0,12	0,16	0,17	0,15	0,16	0,15	0,15
xMg[mcel]	0,03	0,04	0,05	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,05
xAl[mphen]	0,88	0,83	0,79	0,82	0,84	0,80	0,79	0,82	0,80	0,81	0,80

Echantillon	Suite GB16-7A										
Minéral	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
SiO2	45,14	45,43	45,51	45,47	45,42	45,09	45,66	45,89	45,15	45,96	45,94
TiO2	0,34	0,48	0,53	0,57	0,39	0,43	0,37	0,51	0,55	0,40	0,40
Al2O3	34,10	34,48	33,54	33,85	34,08	34,48	34,82	33,59	33,68	34,41	34,38
Cr2O3	0,00	0,02	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	2,50	2,54	2,69	2,75	2,38	2,50	2,39	2,70	2,67	2,50	2,32
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05
MgO	0,33	0,40	0,40	0,43	0,38	0,32	0,23	0,41	0,45	0,35	0,41
CaO	0,01	0,00	0,04	0,05	0,03	0,00	0,07	0,00	0,00	0,07	0,11
Na2O	1,22	1,24	1,12	1,15	1,18	1,37	0,89	1,09	1,03	1,05	1,08
K2O	8,92	8,97	8,95	8,99	8,71	8,44	6,96	8,82	8,88	8,52	8,14
Total	92,55	93,57	92,83	93,30	92,57	92,63	91,40	93,00	92,41	93,26	92,82
Formule structurale											
Si	6,18	6,16	6,22	6,19	6,21	6,16	6,23	6,25	6,20	6,22	6,23
Ti	0,04	0,05	0,05	0,06	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06	0,04	0,04
Al IV	1,82	1,84	1,78	1,81	1,79	1,84	1,77	1,75	1,80	1,78	1,77
Al VI	3,69	3,67	3,62	3,62	3,69	3,70	3,83	3,64	3,64	3,71	3,72
Al total	5,50	5,51	5,40	5,43	5,49	5,55	5,60	5,39	5,45	5,49	5,49
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,29	0,29	0,31	0,31	0,27	0,29	0,27	0,31	0,31	0,28	0,26
Mn2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	0,07	0,08	0,08	0,09	0,08	0,06	0,05	0,08	0,09	0,07	0,08
Ca	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02
Na	0,32	0,33	0,30	0,30	0,31	0,36	0,24	0,29	0,27	0,27	0,28
K	1,56	1,55	1,56	1,56	1,52	1,47	1,21	1,53	1,55	1,47	1,41
Total	13,96	13,97	13,94	13,96	13,92	13,93	13,64	13,90	13,92	13,86	13,82
Mg/(Mg+Fe)	0,19	0,22	0,21	0,22	0,22	0,19	0,15	0,21	0,23	0,20	0,24
xFe[fcel]	0,14	0,14	0,15	0,16	0,13	0,14	0,13	0,15	0,15	0,14	0,13
xMg[mcel]	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02	0,04	0,05	0,04	0,04
xAl[mphen]	0,83	0,82	0,81	0,80	0,83	0,83	0,85	0,81	0,80	0,83	0,83

Tablea 24: Analyse microsonde sur la sillimanite (échantillon GB16-7A).

Echantillon	GB16-7A (Quartzite à Sillimanite)											
Minéral	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill
SiO2	37,23	37,11	37,31	38,58	37,06	37,66	37,00	36,40	36,87	36,93	36,89	36,91
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Al2O3	61,80	62,04	61,76	61,23	61,68	62,57	61,56	60,79	61,88	61,51	61,41	61,41
Cr2O3	0,07	0,05	0,02	0,05	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe2O3	0,82	0,86	0,93	0,67	0,79	0,74	0,73	0,74	0,78	1,08	0,87	0,79
Mn2O3	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01
CaO	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01
Na2O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
K2O	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03
Total	99,94	100,12	100,04	100,55	99,64	101,06	99,29	98,00	99,59	99,56	99,18	99,18
Formule structurale												
Si	1,007	1,003	1,009	1,036	1,006	1,008	1,007	1,004	1,001	1,004	1,006	1,006
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,971	1,976	1,968	1,937	1,974	1,973	1,975	1,977	1,981	1,971	1,974	1,974
Cr	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe3+	0,017	0,017	0,019	0,013	0,016	0,015	0,015	0,015	0,016	0,022	0,018	0,016
Mn3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
Total	3,00	3,00	3,00	2,99	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00

Echantillon	Suite GB16-7A											
Minéral	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill
SiO2	36,82	36,84	37,12	37,10	37,06	36,85	36,98	36,90	36,81	36,87	37,00	37,11
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	61,68	61,67	61,85	62,00	61,75	61,81	61,36	61,65	61,97	61,84	61,74	61,64
Cr2O3	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Fe2O3	0,81	0,67	0,92	0,67	0,82	0,66	0,93	0,95	0,70	0,73	0,63	0,70
Mn2O3	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00
MgO	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00
CaO	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,03	0,06	0,02	0,02	0,00
Na2O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,03	0,00
Total	99,40	99,21	99,93	99,78	99,68	99,32	99,32	99,55	99,55	99,52	99,48	99,46
Formule structurale												
Si	1,002	1,004	1,005	1,005	1,006	1,003	1,007	1,003	1,000	1,002	1,006	1,008
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,979	1,981	1,974	1,979	1,975	1,983	1,970	1,975	1,984	1,981	1,978	1,974
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe3+	0,017	0,014	0,019	0,014	0,017	0,013	0,019	0,019	0,014	0,015	0,013	0,014
Mn3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000
Ca	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,000
Na	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000
Total	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00

Echantillon	Suite GB16-7A											
Minéral	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill
SiO2	36,60	36,82	37,05	36,79	36,94	36,83	36,82	36,83	36,49	36,28	36,58	36,88
TiO2	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Al2O3	60,57	61,65	61,58	61,27	61,54	61,17	61,88	61,69	61,53	61,25	61,22	62,04
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,02	0,00	0,05	0,01
Fe2O3	0,74	0,63	0,67	1,08	0,86	1,09	0,71	0,57	0,68	0,56	0,69	0,96
Mn2O3	0,00	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,04	0,00	0,04
MgO	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02
CaO	0,00	0,02	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02
Na2O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01
K2O	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,02	0,01	0,01	0,00	0,04	0,04	0,01
Total	97,93	99,17	99,37	99,19	99,44	99,18	99,48	99,20	98,76	98,19	98,65	99,98
Formule structurale												
Si	1,010	1,004	1,008	1,004	1,005	1,006	1,001	1,004	0,999	0,999	1,003	0,999
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,971	1,981	1,974	1,971	1,974	1,968	1,983	1,981	1,986	1,988	1,979	1,980
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Fe3+	0,015	0,013	0,014	0,022	0,018	0,022	0,015	0,012	0,014	0,012	0,014	0,020
Mn3+	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001
Mg	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001
Ca	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,001	0,001
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000
Total	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00

Article soumis pour publication à Precambrian research

Neoproterozoic magmatic evolution of the southern Ouaddaï Massif (Chad).

Félix Djerossem[1], Julien Berger[1], Olivier Vanderhaeghe[1], Moussa Isseini[2], Jérôme Ganne[1], Armin Zeh[3],

Affiliations

1. GET-OMP, Université de Toulouse, UPS, CNRS, IRD, CNES, 14 avenue E. Belin, 31400 Toulouse, France.
2. Université de N'Djamena, Département de Géologie, B.P. 1027, N'Djamena, Tchad.
3. KIT - Karlsruher Institut für Technologie, Campus Süd, Institut für Angewandte Geowissenschaften, Abteilung Mineralogie und Petrologie, Kaiserstr. 12, D-76131 Karlsruhe, Germany

Abstract

This paper presents new petrological, geochemical, isotopic (Nd) and geochronological data on magmatic rocks from the southern Ouaddaï massif, located to the south of the Saharan metacraton. Scarce amphibolites intercalated within siliciclastic metasediments are characterized by high Mg#, flat, LREE-depleted patterns, and superchondritic εNd_t of + 4.5 (at 650 Ma), indicating derivation of the parental basaltic magma from a depleted mantle source during the Neoproterozoic. Subsequently, the southern Ouaddaï massif was intruded by large composite syn-tectonic plutons composed of S-type and I-type granitoids. U-Pb zircon dating yield ages of 635 ± 3 Ma and 612 ± 8 Ma on S-type peraluminous biotite-leucogranite and muscovite-leucogranite, respectively and document the Pan-African age of emplacement of these magmas. The S-type peraluminous leucogranites display geochemical signatures (major and trace elements as well as Nd isotopes) consistent with partial melting of the metasediments similar to the ones exposed in the Southern Ouaddai. The I-type granodiorite and biotite-granite are metaluminous, high-K calc-alkaline, and of high maficity, similar to Neoproterozoic granites which intruded the Central Africa Orogenic Belt in southern Chad and northern-central Cameroon between 650 and 610 Ma. Despite radiogenic isotopic signatures, it is suggested that these magmatic rocks derive from basic to intermediate mantle melts formed by partial melting of a fertile, enriched mantle. Post-kinematic emplacement of a

shoshonitic pyroxene-monzonite with a maximum age of ca. 545 Ma reflects the last pulse of the overall magmatic activity. The high maficity, shoshonitic character, and infra-chondritic $\varepsilon Nd_{0.55Ga}$ of -11 suggest a similar source to the high-K calc-alkaline suite, which is confirmed by their similar trace-element fingerprints. The present dataset shows that igneous build up is Neoproterozoic in the Southern Ouaddai. It started by emplacement of tholeiitic basaltic magmas issued from a depleted mantle and intruded in silicoclastic to carbonate sediments attributed to a passive margin environment. This passive margin was inverted during the Pan-African orogeny marked by the absence of ophiolites or accreted island arcs and was an active continental margin around 635-612 Ma characterized by the emplacement of diverse crust and mantle-derived melts.

Keywords:

Saharan Metacraton, Pan-African, Central Africa Orogenic Belt, peraluminous granites shoshonitic magmatism.

Highlights

- ✓ Southern Ouaddaï is made of metasedimentary rocks intruded by Neoproterozoic plutons.
- ✓ Rare amphibolites represent former rift or passive margin basalts
- ✓ S-type granites dated at 635 and 612 Ma attest for Pan-African crustal partial melting.
- ✓ Melts from an enriched mantle source generated HKCA and shoshonitic plutons
- ✓ This area was an active margin around the Cryogenian/Ediacarian boundary.

1. Introduction

Geochronological data and isotopic signatures (e.g., εNd_t, εHf_t) of magmatic rocks have been classically taken as a fingerprint of the input of mantle and crustal sources (Abdelsalam et al., 2002; Zeh et al., 2009; Liégeois et al, 2012). In addition, geochemical signatures of (meta)magmatic rocks have been used to decipher the geotectonic setting during magma emplacement by comparison to the geochemical signatures of present-day volcanic rocks of known geodynamic settings (Pearce et al., 1986), with such of ancient rocks. This strategy, even though successful in many cases, has shown to fall short for magmatic rocks emplaced

along a number of Phanerozoic convergent plate boundaries accommodated by subduction and crustal thickening by tectonic accretion. Magmatic rocks from such belts often reveal a wide range in geochemical signatures, which can be attributed to different geotectonic settings ranging from subduction, collision to post-collision. Indeed, in such context, plutonic rocks can result from the melting of different sources within the crust and mantle, and all these reservoirs can be highly heterogeneous, due to multiple crust formation prior to magmatism, and/or subduction-related mantle metasomatism (Solgadi et al., 2008; PePiper, 2010; Clemens et al., 2011; Castro, 2014; de Sigoyer et al., 2014; Moyen et al., 2017; Laurent et al., 2017; Deschamps et al., 2017). Thus, deciphering of the tectono-magmatic evolution of ancient convergent plate boundaries requires a multi-method approach, combining detailed field observation and petrographic-(isotope) geochemical-geochronological information.

The Ouaddai massif in southern Chad is one of the least known area of Africa regarding its geological evolution. It is either attributed to the margin of the Sahara metacraton reworked during break-up of Rodinia and/or the Pan-African orogeny (Abdelsalam et al., 2002; Liégeois et al., 2013) or a Paleoproterozoic cratonic segment (Penaye et al., 2006). It also belongs to the mobile domain of the Pan-African Central African Orogenic Belt (see Toteu et al., 2004).

In this study, we present new field, petrological and geochronological data on magmatic rocks from the southern Ouaddaï massif (called Darfur massif in Sudan), where Precambrian rocks are unconformably covered by Cenozoic sediments. These data are used to discuss the ages, compositions and sources of the plutonic rocks, and to elucidate the geotectonic significance of the Ouaddaï Massif within the central African orogenic puzzle focusing on the relative contribution of mantle- and crustal-derived magmatism.

2. Geological setting

The Ouaddaï massif, cropping out in southeastern Chad, is located between the Saharan metacraton to the north and the Congo craton to the south (Fig. 1a). It represents the easternmost exposure of the Pan-African Central African Orogenic belt (CAOB; Bessoles and Trompette, 1980; Toteu et al., 2004). Despite the absence of geochronological data, the Ouaddaï massif has been interpreted either as being part (i) of the Saharan metacraton (Penaye et al., 2006; Abdelsalam et al., 2002; Liégeois et al., 2012) or (ii) of the Central African mobile belt formed during closure of an oceanic domain located between the Congo craton

and the Saharan metacraton (Unrug, 1997; Toteu et al 2004; Ngako et al., 2008; Ngako and Njonfang, 2011). This, however, is highly speculative at the moment as geological information from the Ouaddaï massif is scarce and geochronological data are not available. The last studies in this area were carried out by Gset and Sonnet (1960), Wolff (1964) and Van Osta (1991) (Fig. 1b). These studies document that the northern Ouaddaï massif consists mainly of granitoids, and the southern Ouaddaï massif of metasedimentary rocks, comprising muscovite-bearing quartzite, metapelitic rocks, intercalated by rare marbles and calc-silicate gneisses. These metasedimentary rocks locally alternate with amphibolites interpreted to represent former plutonic and volcanic rocks of mafic composition. This succession of metamorphic rocks is cross-cut by plutons of intermediate to felsic composition encompassing granodiorite, biotite-granite, biotite-leucogranite, muscovite-leucogranite, and minor pyroxene-monzogranite (Fig. 1b).

U-Pb dating of zircon in the neighboring areas in Chad (Penaye et al., 2006; Isseini et al., 2012; Shellnut et al., 2018) indicate a protracted magmatic activity characterized by emplacement of plutons with dominant calc-alkaline signature associated with minor tholeiitic and peraluminous magmas from 750 Ma to 570 Ma ending with the emplacement of post-tectonic high-K to shoshonitic pyroxene-monzodiorites and A-type granites at about 570-545 Ma.

3. Analytical methods

Rocks samples were sawed into chips for thin section preparation and trimmed to small blocks for geochemical investigations. About 200 to 500 g of each sample was crushed into a steel jaw crusher and then pulverized with an agate ball mill. Powders were digested using an alkali fusion procedure where the powder was mixed to lithium metaborate and melted to produce a glass pellet. The pellet was digested into diluted nitric acid before analyses. Analyses and digestions were made at the “Service d’Analyse des Roches et Minéraux” (SARM, CRPG, France); major elements were dosed by ICP-OES while trace-elements were determined by ICP-MS following the procedure detailed in Carignan et al. (2001). The isotopic composition of Nd was also measured at the SARM by MC-ICP-MS following the protocol exposed by Luais et al (1997).

For U-Pb zircon dating, about 1 to 2 kg of sample was crushed and then sieved to keep the 100-500 µm fraction. The pulp was rinsed with water to wash out the fine particles and dried

overnight. Quartz and feldspar were first separated using bromoform, and ferromagnetic and paramagnetic minerals were removed using a Frantz isodynamic separator. Apatite was sorted from zircons and other dense minerals in di-iodomethane heavy liquid. Final selection of zircon grains was made by hand-picking before mounting in epoxy resin. Prior to U-Pb dating the internal structure of zircon grains was investigated by cathodoluminescence (CL) and back scattered electron (BSE) imaging using a JEOL JSM-6490 scanning electron microscope (SEM) coupled with a Gatan Mini CL at the Goethe University (Frankfurt, Germany). U-Pb dating was carried out by laser ablation - sector field - inductively coupled mass spectrometry (LA-ICP-MS) also at the Goethe University (Frankfurt, Germany) following the method described by Zeh and Gerdes (2012). Laser spots were 30 µm in diameter and approximately 20 µm in depth. U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 reference zircon. Isotopic data were corrected for background, intra-run elemental fractionation, and common Pb using an in-house EXCEL® spreadsheet (for details see Gerdes & Zeh, 2006, 2009) that incorporates the Pb evolutionary model of Stacey and Kramers (1975). All data U-Pb age data were corrected by standard bracketing relative to the zircon standard GJ-1 (primary standard; Jackson et al., 2004), which yielded after background, daily drift, and common Pb correction a Concordia age of 603.6 ± 1.6 Ma (2 SD; n= 28; $MSWD_{C+E}$ = 0.46, $Prob_{C+E}$ = 0.99; SD - standard deviation; $_{C+E}$ - concordance and equivalence). The accuracy of the zircon U-Pb isotope method was verified by the analyses of reference zircons Plešovice and OG-1 (secondary standards), which yielded Concordant agesof 339.0 ± 1.3 Ma Ma ($MSWD_{C+E}$ = 0.83, $Prob_{C+E}$ = 0.71, *n*= 14), and 3466.8 ± 6.4 Ma ($MSWD_{C+E}$ = 1.1, $Prob_{C+E}$ = 0.31, *n*= 11), in agreement with published data (Sláma et al., 2008; Stern et al., 2009). The results of U-Pb dating and stardard measurements are shown in Table 2, 3, 4 and in Fig. 5a-b-c-d-e.

4. Petrography of (meta)magmatic rocks from southern Ouaddaï massif

The southern Ouaddaï massif consists of a wide range of mafic and felsic magmatic rocks, which are more or less affected by a deformation and metamorphic overprint. Based on field relationships, amphibolites intercalated with metasedimentary rocks represent the oldest magmatic rocks of the studied area. Felsic to intermediate plutonic rocks are mostly wrapped into the main foliation and typically affected by solid-state ductile deformation as attested by their microstructures. Some of these plutons form laccolith-like bodies flattened parallel to

the foliation. The only exception is an undeformed pyroxene-monzonite, which occurs in a very small outcrop in the central part of the southern Ouaddaï massif.

4.1. Amphibolites

Amphibolites occur as small isolated bodies. Contacts with surrounding metasedimentary rocks are nowhere exposed but the shape of these bodies underlines the regional structural trend. They mostly display a pervasive solid-state fabric. The amphibolites consist of amphibole, plagioclase, titanite, epidote and minor quartz. They commonly show a grano-poikiloblastic texture (Fig. 2a-b). In the investigated samples two generations of amphibole are identified. The first generation comprises coarse grained hornblende crystals, and the second generation is made of fibers of actinolite associated to plagioclase. Plagioclase occurs either as very fine xenomorphic crystals in the matrix or forms inclusions in large hornblende crystals. Titanite, epidote and quartz are present as small crystals within the matrix.

4.2. Granodiorite and biotite-granite suite

Plutons belonging to the granodiorite and biotite-granite suite cut across the structure of the metasediment-amphibolite intercalations but are also wrapped into the main foliation (Figure 2). Rocks of this suite are characterized mainly by a heterogranular to porphyric texture (Fig. 2c-d), locally overprinted by solid-state deformation (Fig. 2e). Localized shear bands are marked by elongated biotite and quartz with bended euhedral plagioclase crystals (Figure 3). Quartz porphyroclasts display kink bands and are surrounded by small polygonal neoblasts, a microstructure typical of regime 2 as defined by Hirth and Tullis (1992). The mineralogical composition varies with lithology but most rocks are dominated by K-feldspar and plagioclase, associated with quartz and biotite, and in some samples with clinopyroxene and green amphibole. Accessory minerals include titanite, epidote, zircon, apatite and oxides. Pyroxenes and amphibole are commonly restricted to biotite-granite (samples GB16-19A, GB16-24, GB15-20A), whereas granodiorite (sample GB15-13) contains higher amounts of apatite and zircon.

4.3. Biotite-leucogranite

Biotite-leucogranite (sample GB16-5, GB16-25A, GB16-25B) forms large plutons, and is distinguished in the field from granodiorite and biotite-granite by more quartz and less biotite. The biotite-leucogranite displays a heterogranular texture and consists of K-feldspar, quartz, plagioclase and biotite (Fig. 3a-b). Secondary minerals are represented by epidote and oxides. Potassium feldspar (~50 vol.%) is perthitic and contains inclusions of biotite and quartz. Quartz (~25 vol. %) forms elongated kinked grains surrounded by small polygonal neoblasts. Plagioclase (~20 vol.%) is subhedral while biotite (< 5 vol.%) is present interstitially between K-feldspar and quartz grains and is locally deformed within shear bands (Fig. 3a).

4.4. Muscovite-leucogranite

Muscovite leucogranite (sample GB16-3B, GB15-12) forms elongated bodies subconcordant to the regional foliation (Fig. 3c). They have a medium grained texture and are composed of K-feldspar, plagioclase, quartz, and muscovite (Fig. 3d). Locally, they contain rounded garnet and large blue tourmaline. Potassic feldspar (~40 vol.%) is subhedral to anhedral and contains muscovite, plagioclase and quartz inclusions. Quartz (30 vol.%) is anhedral and shows microstructures indicative of dynamic recrystallization such as a rolling extinction and small polygonal subgrains along grain boundaries (Fig. 3e). Plagioclase (20 vol.%) is subhedral and typically altered to sericite. Muscovite (5 vol.%) is present as tabular grains. Garnet forms rare (< 5 %) euhedral porphyroblasts containing inclusions of quartz and muscovite. The preferred orientation of quartz ribbons and of muscovite delineates a solid-state ductile fabric expressed macroscopically as a spaced schistosity.

4.5. Pyroxene-monzonite

Pyroxene-monzonite (sample GB16-35) forms a small isolated plutonic body but the contact with host metasedimentary rock is not exposed. It consists of large euhedral crystals of

plagioclase and K-feldspar with interstitial domains occupied by clinopyroxene and orthopyroxene (Fig. 2f). Brown amphibole is present along the rim of clinopyroxene and was probably formed after late magmatic reactions between clinopyroxene and melt. Titanite is a very common accessory phase and is accompanied by apatite and zircon. The texture is purely magmatic and there is no evidence for solid-state deformation neither on outcrop scale nor under the microscope.

5. Geochronology

U-Pb dating was carried out on zircon grains from biotite-leucogranite (sample GB16-5), muscovite-leucogranite (sample GB15-12) and pyroxene-monzonite (sample GB16-35). Images of analyzed zircon grains with the Concordia diagrams are displayed in Fig. 5, and the results of U-Pb dating presented in Tables 2, 3 and 4.

Zircon grains in the biotite-leucogranite GB16-5 are euhedral, elongated and prismatic and show a strongly resorbed CL-bright core with an oscillatory zoning, surrounded by an unzoned, CL-dark rim (Fig. 4a). High Th/U ratios (0.42-1.04) of cores and rims argue for a magmatic origin. The age spectrum recovered from these zircon grains is complex. Zircon cores yield mostly Paleoproterozoic and minor Archean $^{207}Pb/^{206}Pb$ ages between 3000 and 2048 Ma, and eleven rim analyses provided a concordia age of 635 ± 3 Ma (Fig. 5a-b). Some core analyses (n=8) plot on or near to a discordia chord with an upper intercept at 2150 Ma, and one core gives a near concordant age at ca. 2200 Ma (analysis a576). The Neoproterozoic age (close to the Cryogenian/Ediacarian boundary) obtained from the rims is interpreted to date the time of granite emplacement.

The muscovite-leucogranite sample GB15-12 contains only a few zircon grains, consistent with the low Zr content of this sample (38 ppm). The grains are subhedral and stubby except for a few euhedral elongated prismatic grains. The internal structure is always patchy typical for re-crystallized zircon grains (Fig. 4b). Th/U ratios between 0.19 and 1.71 suggest re-crystallization of primarily magmatic zircon grains affected by metamictisation due to extremely high U and Th contents (U = 1670-9460 ppm; Table 3). Generally high common Pb levels (up to 15.3 %) suggest infiltration of fluids during re-crystallization (Geisler et al. 2007; Zeh & Gerdes, 2014). Most spot analyses yield discordant $^{206}Pb/^{238}U$ ages younger than 550 Ma. Only three analyses

yield a concordia age of 613 ± 8 Ma (Fig. 5c-d), which most likely represents a minimum age for magma emplacement. No inherited zircons were identified in this sample.

From the pyroxene monzonite (sample GB16-35) only a few tiny zircon grains could be separated (Fig. 4c). They are stubby and reveal no zoning. Four spot analyses provided only highly discordant $^{206}Pb/^{238}U$ ages between 544 ± 31 Ma and 504 ± 28 Ma, which are considered to represent minimum ages for the time of pyroxene monzonite emplacement (Fig. 5e).

6. Geochemistry and Nd isotopic composition

The geochemical characteristics of the different metaplutonic and plutonic rocks of the southern Ouaddaï are illustrated first in classical major element diagrams (Figure 6, 7) and then in multi-element and REE diagrams (Fig. 8, 9). These diagrams allow to identify the main magmatic trends and are compared to the Nd isotopic composition of the different facies (Table 6).

Amphibolite samples (GB15-24A and B) have the composition of cumulate gabbroic rocks as revealed by their high Al and Ca content (16.6-21.0 Al_2O_3 wt% and 13.1-14.1 wt% CaO), high molar Mg# (72), high Cr (920-940 ppm) and low content in most incompatible elements (4.9-7.5 ppm Zr; 1.1-1.5 ppm Ce; ~1 ppm Th) except for Sr (120-210 ppm)(Table 5). They are depleted in LREE ($(La/Yb)_N$: ~0.7) with a positive Eu anomaly (Eu/Eu*: 1.95), the latter being consistent with the accumulation of plagioclase in these rocks (Fig. 8a). The multi-element plot shows peaks for Ba, Pb and Sr but very low contents in other trace elements (Fig. 9a). Both amphibolite samples yield positive $\varepsilon Nd_{(620\ Ma)}$: +3.6 - +4.0 but Nd T_{DM} model ages could not be calculated as they display Sm/Nd ratios that are similar to depleted mantle values (Table 6).

Granodiorite and biotite-granite samples (sample GB15-13, GB16-19A, GB15-20A, GB16-24) display variable SiO_2 (68 to 72 wt%) negatively correlated to MgO content (0.95 to 0.77 wt%) with high Mg# (39-44) for felsic rocks (Fig. 6a). This suite of samples also follows the trend of high-K calc-alkaline series (K_2O: 3.63-4.79 wt%) and are metaluminous to slightly peraluminous (molar A/CNK ranging between 0.94 and 1.02, typical of I-type granitoids; Fig. b-c). They show rather high maficity (FeO+MgO+TiO_2: 2.84-3.66 wt%; Fig. 7a-b-c-d) and moderate P_2O_5 (0.12-0.21 wt%). The different samples display very similar REE patterns with strongly enriched LREE normalized abundances compared to HREE ($(La/Yb)_N$: 29-44), a weak

negative to no Eu anomaly (Eu/Eu*: 0.77-1.05) and a flat pattern for the heaviest REE from Er to Lu (Fig. 8b). The trace-elements plot has typical features of calc-alkaline subduction-related or post-collisional rocks, namely (i) higher abundances in large-ion lithophile elements (LILE: Rb, Ba, Sr) compared to most HFSE, (ii) pronounced negative anomalies for Nb and Ta relatively to La and Th ($(Th/Nb)_N$: 15-29), and (iii) positive spikes for Pb and very low HREE and Y contents (1 to 4 times primitive mantle values). Samples from this group have $\varepsilon Nd_{(620\ Ma)}$ values ranging from -3.5 to -13.8 and T_{DM} model ages between 1300 and 2000 Ma using the depleted mantle evolution of Nelson and DePaolo (1984)(table 6).

Biotite-leucogranite samples (GB16-5, GB16-25A, GB16-25B) are silica-rich (~76 wt% SiO_2) with very low contents in MgO (< 0.06 wt%), TiO_2 and P_2O_5 (< 0.03 wt%) and with about 1 wt% Fe_2O_{3t}. Similar to the granodiorite and biotite-granite, they belong to high-K calc-alkaline series (K_2O: 4.43-4.58 wt%) but with a more pronounced peraluminous imprint (molar A/CNK: 1.05-1.11) (Fig. 6b-c). Rb contents are high (710-790 ppm; Fig. 7c), yielding low K/Rb ratios (48-52), compared to other plutonic rocks from the southern Ouaddaï Massif (130-295). These samples are strongly enriched in most incompatible elements such as Nb (41-49 ppm), Th (33-37 ppm) and U (14-20 ppm) but are strongly depleted in Ba, Sr and Eu. The REE pattern is very different from the previously described samples. It shows lower LREE contents but higher HREE values yielding a flat pattern ($(La/Yb)_N$: 1.14-1.62) with a deep negative Eu anomaly (Eu/Eu*: 0.012-0.021; Fig. 8c). The multi-element plot displays deep negative anomalies for Ba and Sr, a positive peak for Pb and decreasing normalized abundances from most to less incompatible elements (from left to right). There is no pronounced negative anomaly in Nb but a slight positive spike in Ta leading to fractionated Nb/Ta ratios (5.0-5.8; Fig. 7d). Initial εNd has been determined on one sample and yields -18.2. The T_{DM} model age cannot be calculated as the $^{147}Sm/^{144}Nd$ ratio of sample GB16-5 (0.236) is close to the average depleted mantle value (Table 6).

Muscovite-leucogranite samples (GB16-3B, GB15-12) are also silica-rich (74.5-75.7 wt% SiO_2) with low contents in Fe_2O_{3t} (0.64-0.67) and very low concentrations in MgO, TiO_2, P_2O_5 (close or below detection limits). They are peraluminous (molar A/CNK: 1.05-1.15) and, according to their mineralogical characteristics, belong to S-type granites (Fig. 6c). They have very low REE contents compared to other Ouaddaï samples with either a concave upward, HREE-rich pattern (garnet-bearing leucogranite GB16-3B) or a LREE-enriched pattern with a $(La/Yb)_N$

ratio of 5.7. The multi-element plot is characterized by very low contents in Ba, LREE, Zr-Hf and Sr but similar trends for elements ranging from Rb to Ta compared to the monzonite-granodiorite-biotite granite suite. There is a negative anomaly for Nb and a positive one for Pb (Fig. 9d). Nd isotope composition measured on two samples yield $\varepsilon Nd_{(620\ Ma)}$ of -10.2 and -2.2. The T_{DM} model ages are 4195 and 1583 Ma, respectively (Table 6).

Pyroxene-monzonite sample (GB16-35), with a high molar Mg# (59), an intermediate SiO_2 content (58.12 wt%) and a high maficity (FeO+MgO+TiO2: 12.10 wt%; Fig. 7a-b-c-d), is typical of high Mg# andesites, in agreement with high Cr and Ni contents (330 and 125 ppm respectively). It displays a shoshonitic affinity (K_2O: 5.57 wt%) and plots in the metaluminous field of the A/NK vs A/CNK diagram (Fig. 6c). LREE are strongly enriched compared to HREE ($(La/Yb)_N$: 23) with normalized abundances for La around 200 (Fig. 8b). The multi-element plot show decreasing abundance from most incompatible to less incompatible elements with pronounced negative Nb-Ta anomalies and a positive spike for Pb (Fig. 9b). This pattern is strikingly similar to those characterizing the high-K calc-alkaline granodiorite and biotite-granite suite and suggests formation from a similar source and parental magma.

7. Discussion

In this discussion, we use petrological, geochemical and geochronological data presented in this paper on the amphibolites and intermediate to felsic plutonic rocks exposed in the southern Ouaddaï massif to argue on the nature of mantle and crustal sources and on the geodynamic context of the petrogenesis of these magmas in the frame of the Neoproterozoic Pan-African tectonic evolution of the Central Africa Orogenic Belt.

7.1. Mantle and crustal sources for the magmatic rocks emplaced in the southern Ouaddaï

The petrological and geochemical signatures of the (meta-)magmatic rocks of the southern Ouaddaï presented in this paper allow to distinguish four groups:

(i) Pre-orogenic amphibolites representing mafic magmatic rocks characterized by a high Mg#.

(ii) Syn-orogenic S-type peraluminous leucogranites including biotite-leucogranite and muscovite leucogranite.

(iii) Syn-orogenic I-type metaluminous intermediate to felsic plutonic rocks comprising calc-alkaline high-K granodiorite and biotite-granite.

(iv) An undeformed, presumably late to post-orogenic, shoshonitic pyroxene monzonite

The petrologic and geochemical characteristics of amphibolites (high Al and Mg contents, low REE with positive Eu anomalies) sampled in the southern Ouaddaï and described above indicate that they derive from cumulate gabbros. This implies that the geochemical fingerprint of the parental magma has been blurred by fractional crystallization, probably accumulation of plagioclase and/or ferromagnesian silicates. Overall, the flat to slightly depleted LREE profile added to the highly positive εNd values at 620 Ma (+3.6 and +4.0; these values only decrease to +1.8 - +2.6 if an age of 1.0 Ga is considered as the Sm/Nd ratios of amphibolites are close to average depleted mantle values) suggest derivation from a depleted mantle source during the Neoproterozoic. As these amphibolites form rare isolated and small bodies included within siliciclastic metasediments, it is difficult to interpret them as relics of oceanic lithosphere. They can either represent magmatism within a passive margin or rift sequence (Ligi et al., 2018) or in a back arc basin (Pearce and Stern, 2006) where basaltic magmas tapping depleted mantle sources are common.

Leucogranites are the most abundant magmatic rocks forming the large plutons in southern Ouaddaï. They are subdivided into biotite-leucogranite and muscovite-leucogranite. The latter have all the characteristics of peraluminous S-type granitoids (Chappell, 1999) formed by partial melting of terrigenous meta-sedimentary sources (Patino Douce, 1999; Clemens and Stevens, 2012). They display low maficity (0.62-0.67) and P_2O_5 (below detection limits), high Al (13.6-14.5 wt% Al_2O_3) compared to biotite leucogranite. Interestingly, Ba, Sr, LREE and Zr contents are low (ex: 28-38 ppm Zr) while U, Th, Nb and Ta reach moderate to high concentrations. Garnet-bearing sample GB16-3B is enriched in HREE and Y reflecting garnet segregation. Although it has formed by partial melting of a pelitic metasediment, it contains no inherited zircon. These features are compatible with low degree partial melt formed by dehydration (=fluid absent) melting involving muscovite (Inger and Harris, 1993; Gardien et al., 1995; Harris et al., 1995; Gao et al., 2017). Harris et al. (1995) attribute the low content in

Zr and some other incompatible elements, including P, to the location of the melting site within the source rock (around muscovite) and to the small volume of melt produced by fluid absent muscovite melting. It is proposed that zircon, spatially associated to biotite, does not participate to melting nor is entrained during extraction of small fractions of melt formed by dehydration melting of muscovite. Biotite-leucogranite is also peraluminous, silica rich (~76 wt% SiO_2) but show higher FeO contents (1.01-1.11 wt%) and lower alumina (Al_2O_3: 12.9-13.0 wt%) with very low P and Ti contents. The extremely low contents in plagioclase compatible elements (Sr, Ba, Eu) and the strong enrichment in very incompatible elements (Rb, Nb, Th, U) with the low Nb/Ta and K/Rb ratios is similar to highly fractionated leucogranites from North Himalaya (Liu et al., 2016; Figure X) and Variscan French Massif central (Willliamson et al., 1996). According to experimental data, the FeO and Rb contents together with lower Al_2O_3 values (compared to muscovite-leucogranite) can be attributed to a partial melting reaction involving biotite in a metasedimentary source (Harris and Inger, 1992). This interpretation is corroborated by the presence of numerous inherited zircons, generally discordant, defining a range of discordia lines with lower intercepts close to the crystallization age and upper intercepts around 2.1, 2.6 and 3.0 Ga. Both leucogranite types have low initial εNd, -2 and -10 for muscovite-leucogranite and -18 for the only biotite leucogranite analyzed. One sample of muscovite-leucogranite has thus higher εNd than all other (meta)magmatic rocks (excluding amphibolite) while it clearly belong to S-type granites.

Granodiorite and biotite-granite form a high-K calc-alkaline suite belonging to I-type granitoids (Chappell, 1999; Clemens and Stevens, 2012); the origin of such rocks is disputed in the literature (Clemens et al., 2011; Castro, 2014). The high maficity and relatively high Mg# (39-43) suggests either (i) partial melting of K-rich basic to intermediate rocks in the crust with entrainment of mafic peritectic minerals (Roberts and Clemens, 1993 and Clemens et al., 2011) or (ii) partial melting of a fertile enriched mantle containing phlogopite and/or amphibole producing basic to intermediate high-K magma (Condamine and Médard, 2014), which can further evolve to silicic compositions after fractional crystallization (Castro, 2014) and/or assimilation. The granodiorite and biotite-granite of the southern Ouaddaï display no clear relation between maficity (MgO+FeO) and bulk rock K or Ca or incompatible elements contents as would be predicted by Clemens et al. (2011). Accordingly, it is unlikely that the high maficity of the high-K series originates from entrainment of peritectic mafic minerals

(pyroxenes). The same reasoning and conclusion can also be applied to the Fe-Mg but K- and REE-rich monzonite.

Trace-element composition of the granodiorite and biotite-granite are moreover very similar to the mantle-derived pyroxene-monzonite discussed below, despite slightly lower HREE contents for the granodiorite and biotite-granite. It is also comparable to magmatic rocks exposed in the CAOB in Cameroon interpreted as derived from mantle melts including post collisional potassic gabbros and norites (Kwekam et al., 2013; despite lower HREE and higher Th and U) and hornblende-biotite granitoids (Tchameni et al., 2006; Fig. 8b). These two magmatic suites with similar trace-elements composition are interpreted as igneous rocks derived from parental melts formed by partial melting of an enriched, hydrous lithospheric mantle. If we consider the two steps mantle melting and fractional crystallization solution (Castro, 2014), it should be noted that calc-alkaline mantle-derived hydrous basalts and andesites are plagioclase saturated at low pressures (Sisson and Grove, 1993). Hence, derivative silicic melts would develop deep negative anomalies in Eu and Sr, which is not the case for the granodiorite and biotite-granite from southern Ouaddaï (Eu/Eu*: 0.77-1.05; Fig. 8b). For example, most continental arc granites showing a continuous liquid line of descent with their basaltic parents indeed display strong negative Eu anomalies (Schaen et al., 2017) indicative of plagioclase crystallization and extraction. However, fractionation of basaltic and andesitic hydrous melts at high pressure (~1 GPa) stabilize garnet and amphibole over plagioclase in the crystallizing assemblages (Müntener et al., 2001; Alonso-Perez et al., 2009). The low HREE and Y contents (lower than similar, grossly contemporaneous primitive gabbros and norites in Cameroon) and no, to very limited negative Eu anomaly (Fig. 8b) of the granodiorite and biotite-granite is consistent with an origin by partial melting of an enriched phlogopite-amphibole peridotite followed by high pressure fractionation of HREE and Y rich amphibole and garnet cumulates (Jagoutz, 2010; Brandmeier and Wörner, 2016) and efficient melt extraction at lower crustal levels.

The pyroxene-monzonite has intermediate SiO_2 content (58 wt%) high Mg# (58), high maficity (Fig. 7a-b-c-d), high Cr and Ni with a shoshonitic affinity. Such magmatic rocks have been interpreted to have a mantle source (Foley et al., 1987). Indeed, experimental work shows that partial melting of enriched peridotite containing amphibole and phlogopite (Condamines and Médard, 2014) produces high-K to shoshonitic (3-5 wt% K_2O) magmas with intermediate

SiO_2 contents (52 to 63 wt% on anhydrous basis). The trace-element pattern is typical of supra subduction or post collisional magmas (Dilek and Altunkaynak, 2009) and supports the enriched metasomatic nature of the mantle source.

The isotopic signatures of the granodiorite and biotite-granite as well as the ones of the pyroxene-monzonite, are radiogenic (albeit heterogeneous; εNd: -3 and -14). At first sight, these values could be interpreted as an evidence for a crustal source. Alternatively, this signature could trace an enriched mantle source or a contamination of a mantle-derived magma by crustal assimilation and/or by mixing with a crustal-derived melt. The sample with the most radiogenic signature is the less evolved granodiorite (SiO_2: 68.12 wt%; Th: 18 ppm) while the most differentiated biotite-granite GB15-20A (SiO_2: 71.68 wt%, Th: 32 ppm) yields the -3 value while crustal contamination should increase the trace-element content and decrease the εNd of the magma.The trace-element and isotopic characteristics of the HKCA samples and of the post-orogenic shoshonitic pyroxene-monzonite cannot be explained by crustal contamination or crustal melting. Shoshonitic intermediate samples are clearly mantle melts (see Foley et al., 1987 and Condamine and Médard, 2014). The similartrace-element patterns of high-K calc-alkaline granodiorite and biotite-granite (Fig. 9b), points to similar source for their parental melt. Such hydrous, enriched mantle can be the mantle lithosphere of a cratonic domain, i.e. the Saharan metacraton in this case. It is shown in Fig. 10 that samples representing modern subcontinental cratonic lithospheric mantle (Carlson and Irving, 1994) can have very negative εNd values when calculated back at 630 Ma. This SCLM yields neodymium isotopic compositions ranging from -25 to -5 during the Neoproterozoic, demonstrating that an old enriched lithospheric mantle can be distinguished by very negative epsilon Nd values. Alternatively similar composition can be obtained by mixing of a depleted mantle source with very radiogenic sediments representative of the cratonic basement below the Central African Orogenic belt (Fig. 10; Toteu et al., 2001). A simple computation shows that enrichment of a mantle with 2 to 7% of metasediments with the composition of the North-central Cameroon schists analyzed by Toteu et al. (2001) yields a similar isotopic composition to the ones measured in the HKCA plutonic rocks of the Ouaddai (Fig. 10). Such radiogenic compositions (εNd down to -12) are reached with less than 2% of contamination of the less enriched SCLM sample of Carlson and Irving (1994) by the metasediments analyzed by Toteu et al. (2001) (Fig. 10). In turn, a magma with a MORB composition extracted from a

depleted mantle should assimilate up to 50% of metasediments in order to reach a εNd of -12, which is unrealistic.

A scenario of partial melting of an enriched mantle lithosphere has been proposed in orogenic and subduction contexts to account for the generation of mafic to felsic magmas, often potassic, with very radiogenic compositions (Foley et al., 1987; Carlson and Irving, 1994; Von Blanckenburg and Davies, 1995; Bonin, 2004; Dilek and Altunkaynak, 2009). According to the deformed nature of the HKCA samples, the coeval crustal anataxis generating S-type granites and considering their enriched isotopic signatures, we suggest that they were emplaced along an active continental margin. The younger shoshonitic samples showing no evidence for solid-state deformation but higher trace-element contents formed in a similar mantle source but a lower degree of partial melting compared to the parental melt of the HKCA suite. These features are attributed to generation of the shoshonitic pyroxene-monzonite during the late-orogenic evolution.

7.2. Geodynamic implications of Neoproterozoic magmatism in southern Ouaddaï

The nature and age of magmatic rocks exposed in southern Ouaddaï, combined with other occurrences from the CAOB belt, provide constraints for the Neoproterozoic geodynamic setting of the area. The oldest identified Neoproterozoic magmatic rocks correspond to pre-orogenic amphibolites that represent metamorphosed LREE-depleted gabbros with a parental magma tapping a depleted mantle as indicated by their Nd isotopic signatures ($\varepsilon Nd_{(620\ Ma)}$: +3,9 et +3,6). These very small bodies form intrusions intercalated within the siliciclastic metasedimentary sequences and no evidence for a larger ophiolitic complex is identified in the studied area. Owing to their small size and their association with siliciclastic and carbonate sediments, the amphibolites of southern Ouaddaï can be attributed to a rift or passive margin environment where lithospheric thinning allowed upwelling and partial melting of asthenospheric depleted mantle. Such amphibolites showing LREE-depleted pattern have been described in Cameroon to the north of the Congo craton and in the Mayo Kebbi massif in Chad (Nkoumbou et al., 2014; Isseini, 2011) and have also been interpreted as emplaced in a magmatic arc or along a rifted passive margin (Fig. 11). There is no precise dating of this igneous event but it is generally attributed to the Tonian or Cryogenian along the Congo craton

margin (Nkoumbou et al., 2014) while no information is available for the fragmentation age of the southern Saharan metacraton. It can be more generally attributed to the breakup of the Rodinia supercontinent.

The main magmatic phase identified in the southern Ouaddaï is characterized by emplacement of syn-tectonic S-type peraluminous leucogranites and of I-type metaluminous high-K calc-alkaline granodiorite and biotite-granite. The I-type HKCA granitoids have not been dated in the southern Ouaddaï but similar syn-kinematic igneous suites have been dated between 650 and 610 Ma in the CAOB exposed in the Mayo Kebbi massif in Chad (Penaye et al., 2006) and in the north and central Cameroon domains (Toteu et al., 2006; Tchameni et al., 2006; Njiekak et al., 2008; Kwekam et al., 2010; Nomo Negue et al., 2017; Fig. 11 et 12). The S-type biotite-leucogranite and muscovite-leucogranite yield U-Pb zircon ages of 635 ± 3 Ma and 612 ± 8 Ma, respectively interpreted as the emplacement ages of these magmas. These data, together with the composite nature of plutons, suggest that I-type HKCA and S-type peraluminous magmatism where coeval in the southern Ouaddaï. As discussed above, the S-type leucogranites originated by partial melting of the metasediments during crustal anatexis beneath the currently exposed structural level of the southern Ouaddaï from at least 635 to 612 Ma. The I-type HKCA magmas, with εNd from +4 to -15, clearly distinct from the ones identified in the Mayo Kebbi island arc emplaced between 750 and 650 Ma (εNd: +3 to +7; Isseini, 2011), could have originated from partial melting of an enriched mantle. The origin of the enriched mantle source is probably twofold. It might correspond to the lithospheric mantle beneath the Saharan metacraton isolated during more than 1.0 Ga contaminated by sediments during Pan-African subductions. HKCA suites have been often attributed to post-collisional magmatism in the Pan-African belt (Liégeois et al., 1998) especially in Cameroon (Kwekam et al., 2013) and Chad (Shellnut et al., 2018). However, high-K calc-alkaline series are also identified along continental active margins, exemplified by mafic to felsic magmatic rocks of the Andes characterized by highly variable isotopic signatures (Rogers and Hawkesworth, 1989; Hervé et al., 2007; Brandmeier and Wörner, 2016). The coeval high temperature conditions in the crust (generating S type granitoids) and the partial melting of an enriched mantle generating high-K calc-alkaline suites is indeed typical of active margins, including continental back arcs (Altherr and Siebel, 2002; Currie and Hyndman, 2006). We thus propose

that the Ouaddai was an active margin at least between 635 and 612 Ma that was emplaced on a former passive margin resulting from the breakup of Rodinia.

Finally, the last magmatic pulse in the southern Ouaddai is represented by small volumes of undeformed shoshonitic pyroxene-monzonite, yielding a maximum $^{206}Pb/^{238}U$ age of ca. 545 Ma. This magmatic event is described in Chad (595-545 Ma; Shelnutt et al, 2017 and 2018) and also associated to potassic A-type granitoïds (Isseini et al., 2012). As discussed above, we propose that it was generated by low degree partial melting of a radiogenic subcontinental lithospheric mantle at the end of the Pan-African orogeny.

The radiogenic signatures and the age spectra on inherited zircons (2.1, 2.6, 3.0) of the magmatic rocks exposed in the southern Ouaddaï are consistent with an emplacement in a continental supra-subduction system formed on an old radiogenic lithosphere along the southern margin of Saharan metacraton. Yet is noteworthy that the southern Ouaddaï is dominated by thick metamorphosed siliciclastic sequences with rare carbonates and Neoproterozoic supra-subduction magmas and that meta-igneous Paleoproterozoic and Archean rocks are not exposed.

8. Conclusion

The ill-known southern Ouaddaï is dominated by terrigeneous metasedimentary rocks intercalated with rare amphibolites and intruded by plutonic rocks with intermediate to felsic compositions that have recorded igneous Neoproterozoic buildup of the Central Africa Orogenic Belt to the south of the Sahara metacraton. Pre-orogenic amphibolites with a parental magma originating from a depleted mantle source are attributed to rifting of the southern margin of the Saharan metacraton during Neoproterozoic break-up of Rodinia. Intermediate to felsic magmatic rocks exposed in composite plutons emplaced during the Pan-African orogeny as attested by U-Pb zircon ages of 635 ± 3 Ma and 612 ± 8 Ma on S-type leucogranites display a radiogenic signature pointing to the contribution of an old cratonic crust. S-type leucogranites are interpreted as produced by partial melting of metasediments issued from the erosion of Archean and Paleoproterozoic rocks (according to inherited zircons in leucogranites). I-type HKCA granitoids and the shoshonitic pyroxene-monzonite from the southern Ouaddai are a nice example of rocks with “crustal” isotopic signatures but being

generated from mantle-derived melts and thus contributing to crustal growth (Laurent et al., 2017).

The geochronological and magmatic records of the Ouaddai suggest a main Pan-African event marked by high temperature conditions leading to anatexis in the lower crust and partial melting of a heterogeneous and enriched mantle. Such event can tentatively be related to a supra-subduction system affecting the former cratonic margin of the Saharan metacraton. This working hypothesis has to be validated by further studies on the chronology of metasedimentary units, to unravel the source and crustal growth events that affected this Saharan domain since the Archean but also on the relative timing between Pan-African deformation, magmatism and metamorphism. This will allow to correlate the Neoproterozoic geological events affecting southern Ouaddaï to those registered in the neighboring Central African Orogenic belt massifs in Cameroon, Central African Republic and Chad and crustal domains affected by Pan-African events in Sudan towards the East African Orogen.

Ackowledgements.

This work is part of Félix Djerossem PhD thesis conducted at the Université Paul Sabatier, Toulouse 3 with a fellowship from the French Embassy in Chad. The CNRS-NEEDS Program provided funds for field and analytical expenses. Field work benefited from the assistance of Issaka Ousman Al-Gadam and Ahmat Aboulfathi Haroun Djarma. Fabienne de Parseval and Jean-François Ména are thanked for the confection of thin sections and Thierry Aigouy for assistance with the SEM.

Reference list

Abdelsalam, M.G., Abdel-Rahman, E.M., El-Faki, E-F., Al-Hur, B., El-Bashier, F.RM., Stern, R.J., Thurmond, A.K., 2003. Néoproterozoic deformation in the northeastern of the Sahara Metacraton, northern Sudan. Precambrian research 123, 203-221.

Abdelsalam, M.G., Liégeois, J.P., Stern, R.J., 2002. The Saharan Metacraton. Journal of Africa Earth Sciences 34, 119-136.Alonso-Perez, R., Müntener, O., Ulmer, P., 2009. Igneous garnet and amphibole fractionation in the roots of island arcs: Experimental constraints on andesitic liquids. Contributions to Mineralogy and Petrology 157, 541-558.

Altherr, R., Siebel, W., 2002. I-type plutonism in a continental back-arc setting: Miocene granitoids and monzonites from the central Aegean Sea, Greece. Contributions to Mineralogy and Petrology 143, 397-415.

Bessoles, B., Trompette, R., 1980. La chaîne panafricaine. Zone mobile d'Afrique Centrale (partie sud) et zone soudanaise. Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, 92, 394 pp.

Bonin, B., 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. Lithos 78, 1-24.

Brandmeier, M., Wörner, G., 2016. Compositional variations of ignimbrite magmas in the Central Andes over the past 26Ma — A multivariate statistical perspective. Lithos 262, 713-728.

Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., Yeghicheyan, D., 2001. Routine analyses 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-the Journal of Geostandards and Geoanalysis 25, 187-198.

Carlson, R.W., Irving, A.J., 1994. Depletion and enrichment history of subcontinental lithospheric mantle: An Os, Sr, Nd and Pb isotopic study of ultramafic xenoliths from the northwestern Wyoming Craton. Earth and Planetary Science Letters 126, 457-472.

Castro, A., 2014. The off-crust origin of granite batholiths. Geoscience Frontiers 5, 63-75.

Chappell, B.W., 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. Lithos, 46, 535-551.

Clemens, J.D., Stevens, G., 2012. What controls chemical variation in granitic magmas? Lithos 134-135, 317-329.

Clemens, J.D., Stevens, G., Farina, F., 2011. The enigmatic sources of I-type granites: The peritectic connexion. Lithos 126, 174-181.

Condamine, P., Médard, E., 2014. Experimental melting of phlogopite-bearing mantle at 1 GPa: Implications for potassic magmatism. Earth and Planetary Science Letters 397, 80-92.

Currie, C.A., Hyndman, R.D., 2006. The thermal structure of subduction zone back arcs. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 111, B08404.

Djouka-Fonkwe. M.L, Schulz.B, Schussler .U, Tchouankoue.P, Nzolang.C. Geochemistry of the Bafoussam Pan-African I- and S-type granitoids in western Cameroon. Journal of African Earth Sciences 50 (2008) 148–167.

De Sigoyer, J., Vanderhaghe, O., Duchêne, S., Billerot, A., 2014. Generation and emplacement of Triassic granitoids within the Songpan Ganze accretionary-orogenic wedge in a context of slab retreat accommodated by tear faulting Eastern Tibetan plateau, china. Journal of Asian Earth Sciences 88, 192-216.

Dilek, Y., Altunkaynak, Ş., 2009. Geochemical and temporal evolution of Cenozoic magmatism in western Turkey: mantle response to collision, slab break-off, and lithospheric tearing in an orogenic belt. Geological Society, London, Special Publications 311, 213-233.

Foley, S.F., Venturelli, G., Green, D.H., Toscani, L., 1987. The ultrapotassic rocks: Characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. Earth-Science Reviews 24, 81-134.

Gardien V., Thompson AB, Grudjic D, Ulmer P. 1995. Experimental melting of biotite + plagioclase + quartz +/-muscovite assemblages and implications for crustal melting. JGR 100, B8, 15,581-15,591.

Gao, L.-E., Zeng, L., Asimow, P.D., 2017. Contrasting geochemical signatures of fluid-absent versus fluid-fluxed melting of muscovite in metasedimentary sources: The Himalayan leucogranites. Geology 45, 39-42.

Geisler T., Schaltegger U. and Tomaschek F. (2007) Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts. Elements 3, 45–51.

Gerdes, A., Zeh, A., 2006. Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC)ICP-MS analyses of detrital zircons: Comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an

Armorican metasediment in Central Germany. Earth and Planetary Science Letters 249, 47-61.

Gerdes, A., Zeh, A., 2009. Zircon formation versus zircon alteration – New insights from combined U-Pb and Lu-Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. Chem. Geol. 261, 230-243.

Gsell J., Sonnet J., 1960. Carte géologique de reconnaissance au 1/500.000 et notice explicative sur la feuille Adre. Brazzaville, BRGM, 42 pages.

Harris, N.B.W., Inger, S., 1992. Trace element modelling of pelite-derived granites. Contributions to Mineralogy and Petrology 110, 46-56.

Harris, N., Ayres, M., Massey, J., 1995. Geochemistry of granitic melts produced during the incongruent melting of muscovite: implications for the extraction of Himalayan leucogranite magmas. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 100, 15767-15777.

Hirth.G and Tullis.J.,1992: Dislocation creep regimes in quartz aggregates. Journal of Structural Geology, Vol. 14, No. 2, pp. 145 to 159.

Inger, S., Harris, N., 1993. Geochemical Constraints on Leucogranite Magmatism in the Langtang Valley, Nepal Himalaya. Journal of Petrology 34, 345-368.

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 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, France, 339 p.

Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. Chemical Geology 211, 47–69.

Jagoutz, O.E., 2010. Construction of the granitoid crust of an island arc. Part II: a quantitative petrogenetic model. Contributions to Mineralogy and Petrology 160, 359-381.

Kwékam, M., Liégeois, J.-P., Njonfang, E., Affaton, P., Hartmann, G., Tchoua, F., 2010. Nature, origin and significance of the Fomopéa Pan-African high-K calc-alkaline plutonic complex in the Central African fold belt (Cameroon). Journal of African Earth Sciences 57, 79-95.

Kwékam, M., Affaton, P., Bruguier, O., Liégeois, J.-P., Hartmann, G., Njonfang, E., 2013. The Pan-African Kekem gabbro-norite (West-Cameroon), U–Pb zircon age, geochemistry and Sr–Nd isotopes: Geodynamical implication for the evolution of the Central African fold belt. Journal of African Earth Sciences 84, 70-88.

Laurent, O., Couzinié, S., Zeh, A., Vanderhaghe O., Moyen, J.P., Villaros, A., Gardien., V., Chelle-Michou, C., 2017. Protracted, coeval crust and mantle melting during Variscan lmate-orogenic evolution : U-Pb dating in the eastern French Massif Central. International journal of Earth Sciences 106, 421-451.

Liégeois, J.P., Abdelsalam, M.G., Ennih, N., Ouabadi, A., 2013. Metacraton: Nature, genesis and behavior. Gondwana Research. v. 23. no. 1. p. 220-237.

Liégeois, J.P., Navez, J., Hertogen, J., Black, R., 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. Lithos 45, 1-28.

Ligi, M., Bonatti, E., Bosworth, W., Cai, Y., Cipriani, A., Palmiotto, C., Ronca, S., Seyler, M., 2018. Birth of an ocean in the Red Sea: Oceanic-type basaltic melt intrusions precede continental rupture. Gondwana Research 54, 150-160.

Liu, Z.-C., Wu, F.-Y., Ding, L., Liu, X.-C., Wang, J.-G., Ji, W.-Q., 2016. Highly fractionated Late Eocene (~35Ma) leucogranite in the Xiaru Dome, Tethyan Himalaya, South Tibet. Lithos 240-243, 337-354.

Luais, B., Telouk, P., Albarede, F., 1997. Precise and accurate neodymium isotopic measurements by plasma-source mass spectrometry. Geochim. Cosmochim. Acta 61, 4847-4854.

McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology 120, 223-253.Miniar. P. D et Piccoli. P. M., 1989: Tectonic discrimination of granitoids. GSA Bulletin (1989) 101 (5): 635-643.

Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. GSA Bulletin 101, 635-643.

Moyen, J.-F., Laurent, O., Chelle-Michou, C., Couzinié, S., Vanderhaeghe, O., Zeh, A., Villaros, A., Gardien, V., 2017. Collision vs. subduction-related magmatism : Two contrasting ways of granite formation and implications for crustal growth. Lithos 277, 154-177.

Müntener, O., Kelemen, P.B., Grove, T.L., 2001. The role of H2O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study. Contributions to Mineralogy and Petrology 141, 643-658.

Ngako V and Njonfang E 2011 Plates amalgamation and plate destruction, the western Gondwana history; Damien Closson, Intech edts, pp. 1–36.

Ngako, V., Affaton, P., Njonfang, E., 2008. Pan-African tectonics in northwestern Cameroon: implication for the history of western Gondwana. Gondwana Research 14, 509-522.

Njiekak, G., Dörr, W., Tchouankoué, J.-P., Zulauf, G., 2008. U–Pb zircon and microfabric data of (meta) granitoids of western Cameroon: Constraints on the timing of pluton emplacement and deformation in the Pan-African belt of central Africa. Lithos 102, 460-477.

Njonfang, E., Nono, A., Kamgang, P., Ngako, V., Tchoua, F.M., 2011. Cameroon Line alkaline magmatism (central Africa) : A reappraisal. The Geological Society of America. Special Paper 478.

Nkoumbou, C., Barbey, P., Yonta-Ngouné, C., Paquette, J.L., Villiéras, F., 2014. Precollisional geodynamic context of the southern margin of the Pan-African fold belt in Cameroon. Journal of African Earth Sciences 99, 245-260.

Nomo, E.N., Tchameni, R., Vanderhaghe, O., Sun, F., Barbey, P., Tekoum, L., Fosso Tchunte, P.M., Eglinger, A., Saha Fouotsa, N.A., 2017. Structure and LA-ICP-MS zircon U-Pb dating

of syntectonic plutons emplaced in the Pan-African Banyo-Tcholliré shear zone (central north Cameroon). Journal of African Earth Sciences 131, 251-271.

Patino Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? Geological Society, London, Special Publications 168, 55-75.

Pearce, J.A., Stern, R.J., 2006. Origin of Back-arc Basin Magmas: Trace Element and Isotopie Perspectives. American Geophysical Union Geophysical Monograph, 166, 63-86.

Pe-Piper, G., Kamo, S.L., McCall, C., 2010. The German Bank pluton, offshore SW Nova Scotia: age, petrology, and regional significance for Alleghanian plutonism. Geological Society of American Bullrtin 110, 523-536.

Penaye, J., Kröner, A., Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Doumnang, J.-C., 2006. Evolution of the Mayo Kebbi region as revealed by zircon dating: An early (ca. 740Ma) Pan-African magmatic arc in southwestern Chad. Journal of African Earth Sciences 44, 530-542.

Rickwood., 1989: Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. Lithos, 22 (1989) 247-263.

Roberts, M., Clemens, J., 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. Geology 21, 825-828.

Rogers, G., Hawkesworth, C.J., 1989. A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge. Earth and Planetary Science Letters 91, 271-285.

Salters, V.J.M., Stracke, A., 2004. Composition of the depleted mantle. Geochemistry Geophysics Geosystems, Q05B07,.Schaen, A.J., Cottle, J.M., Singer, B.S., Keller, C.B., Garibaldi, N., Schoene, B., 2017. Complementary crystal accumulation and rhyolite melt segregation in a late Miocene Andean pluton. Geology 45, 835-838.

Shellnutt, J.G., Pham, N.H.T., Denyszyn, S.W., Yeh, M.-W., Lee, T.-Y., 2017. Timing of collisional and post-collisional Pan-African Orogeny silicic magmatism in south-central Chad. Precambrian Research 301, 113-123.

Shellnutt, J.G., Yeh, M.-W., Lee, T.-Y., Iizuka, Y., Pham, N.H.T., Yang, C.-C., 2018. The origin of Late Ediacaran post-collisional granites near the Chad Lineament, Saharan Metacraton, South-Central Chad. Lithos 304-307, 450-467.

Sisson, T.W., Grove, T.L., 1993. Experimental investigations of the role of H2O in calcalkaline differentiation and subduction zone magmatism. Contributions to Mineralogy and Petrology 113, 143-166.

Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, .S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., Solgadi, F., Sawyer, E.W., 2008. Formation of Igneous Layering in Granodiorite by Gravity Flow: a Field, Microstructure and Geochemical Study of the Tuolumne Intrusive Suite at Sawmill Cabyonn California. Journal of Petrology 49, 2009-2042.

Stern, R.A., Bodorkos, S., Kamo, S.L., Hickman, A.H., Corfu, F., 2009.Measurement of SIMS instrumental mass fractionation of Pb isotopes during zircon dating. Geostandards and Geoanalytical Research 33, 145–168.

Tchameni, R., Pouclet, A., Penaye, J., Ganwa, A.A., Toteu, S.F., 2006. Petrography and geochemistry of the Ngaoundéré Pan-African granitoids in Central North Cameroon: Implications for their sources and geological setting. Journal of African Earth Sciences 44, 511-529.

Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Michard, A., 2001. New U–Pb and Sm–Nd data from north-central Cameroon and its bearing on the pre-Pan African history of central Africa. Precambrian Research 108, 45-73.

Toteu, S. F., Penaye, J., Djomani, Y. H. P., 2004. Geodynamic evolution of the Pan- African belt in central Africa with special reference to Cameroon. Canadian Journal of Earth Sciences, 41, 73-85.

Toteu, S.F., Fouateu, R.Y., Penaye, J., Tchakounte, J., Mouangue, A.C.S., Van Schmus, W.R., Deloule, E., Stendal, H., 2006. U–Pb dating of plutonic rocks involved in the nappe tectonic in southern Cameroon: consequence for the Pan-African orogenic evolution of the central African fold belt. Journal of African Earth Sciences 44, 479-493.

Unrug R., 1997. Geodynamic map of Gondwana supercontinent assembly, Publ. Council Geoscience, Pretoria, South Africa and Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans, France.

Van Osta P., 1991 et 1992. Prospection dans le secteur de Goz Beida, region Ouaddai (Tchad Oriental). N'Djamena, PNUD I DRGM.

Von Blanckenburg, F., Davies, J.H., 1995. Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. Tectonics 14, 120-131.

Williamson, B.J., Shaw, A., Downes, H., Thirlwall, M.F., 1996. Geochemical constraints on the genesis of Hercynian two-mica leucogranites from the Massif Central, France. Chemical Geology 127, 25-42.

Wolff, J.P., 1964. Geological map of Chad Republic on scale 1/500 000. B.R.G.M. Paris. Zeh, A., Gerdes, A. (2014). HFSE-transport and U-Pb-Hf isotope homogenization mediated by Ca-bearing aqueous fluids at 2.04 Ga: constraints from zircon, monazite, and garnet of the Venetia Klippe, Limpopo Belt, South Africa. Geochimica et Cosmochimica Acta, 138, 81-100.

Zeh, A., Gerdes, A., 2012. U–Pb and Hf isotope record of detrital zircons from gold-bearing sediments of the Pietersburg Greenstone Belt (South Africa)—Is there a common provenance with the Witwatersrand Basin? Precambrian Research 204-205, 46-56.

Zeh, A., Gerdes, A., Barton, J.M., 2009. Archean Accretion and Crustal Evolution of the Kalahari Craton-the Zircon Age and Hf Isotope Record of Granitic Rocks from Barberton/Swaziland to the Francistown Arc. Journal of petrology. v. 50, no. 5, p. 933-966.

Figure captions

Figure 1. a) Geological map of Western Godwana showing the cratons and mobile belts. b) Geological map of Ouaddaï massif (modified from Gsell and Sonnet, 1960): the study area is located in the southern part of Ouaddaï.

Figure 2. Macro and micro-photographs of basic to granitic rocks from Southern Ouaddai Ouaddaï. a and b) amphibolite; c and d) granodiorite; e) biotite granite; f) pyroxene monzonite.

Figure 3. Macro- and micro-photographs of anatectic leucogranites. a and b) biotite leucogranite; c) outcrop of a muscovite leucogranite; d and e) thin section image of garnet-muscovite leucogranite.

Figure 4. Cathodoluminescence and MEB images of zircons from (a) biotite leucogranite and (b) muscovite leucogranite and (c) pyroxene monzonite.

Figure 5: Zircon U-Pb concordia diagrams for the biotite leucogranite (a, b), muscovite leucogranite (c, d) and pyroxene monzonite (e).

Figure 6. Major elements classification diagrams for magmatic rocks. a) Mg# vs SiO_2, b) K_2O vs SiO_2 (Rickwood.,1989) ; c) A/NK vs. A/CNK (Miniar and Piccoli, 1989)

Figure 7. Plots of maficity versus a) molar A/CNK ratio, b) K_2O (wt%), c) Rb (in ppm) and d) Nb/Ta ratios. Note the low maficity of S-type granite compared to I-type granitoids and the very evolved nature of biotite leucogranites with their high Rb contents and low Nb/Ta ratios.

Figure 8. Chondrite-normalized REE patterns for the magmatic rocks from southern Ouaddaï. The normalizing values are from McDonough et al., 1995. a) Amphibolites compared to metagabbro of Mayo Kebbi (Isseini, 2011). b) HKCA granitoids (granodiorite-biotite granite and pyroxene monzonite) compared to the syn-to post-collisional biotite-hbl granitoids of Ngaoundéré (Cameroon, Tchameni and al., 2006) and late orogenic gabbros from Cameroon (Kwekam et al., 2013). c) Biotite/muscovite leucogranite compared to the north Himalayan leucogranites (Liu et al., 2016). d) muscovite leucogranites.

Figure 9. Multi-element plots using normalization values of McDounough and Sun. (1995). a) Amphibolites. b) HKCA granitoids (granodiorite-biotite granite and pyroxene monzonite) compared to the syn-to post-collisional biotite-hbl granitoids of Ngaoundéré (Cameroon,

Tchameni and al., 2006) and late orogenic gabbros from Cameroon (Kwekam et al., 2013). c) Biotite/muscovite leucogranite. d) muscovite leucogranites.

Figure 10. Nd isotopic evolution of some potential source of HKCA plutons of Ouaddaï. The depleted mantle evolution is calculated as a one stage models with data from Salters and Stracke, 2004). COAB basement evolution is from Toteu et al. (2004). Subcontinental lithospheric mantle evolution has been recalculated with the data of Carlson and Irving (1994) acquired on enriched lherzolite xenoliths representative of the Wyoming craton. The mixing line between the depleted mantle (εNd_{630Ma} +12; Nd: 0.713 ppm; Salters and Stracke, 2004) and a radiogenic metasediment from the CAOB in Cameroon (εNd_{630Ma} -22; Nd: 27 ppm; Toteu et al., 2001) is tentatively representing the mixing of mantle and sediments in a subduction zone mantle wedge around 630 Ma. Percentages indicate the amount of sedimentary material in the mix.

Figure 11. Compilation of zircon ages and bulk rock epsilon Nd values (acquired on same samples) from Cameroon (a) and Chad (b). Data from Toteu et al. (2006); Penaye et al. (2006); Djouka-Fonkwé et al., (2008); Kwekam et al. (2010); Isseini (2011); Isseini et al. (2012); Kwekam et al. (2013); Nkoumbou et al. (2014); Shellnutt et al. (2018).

1

Figure 1

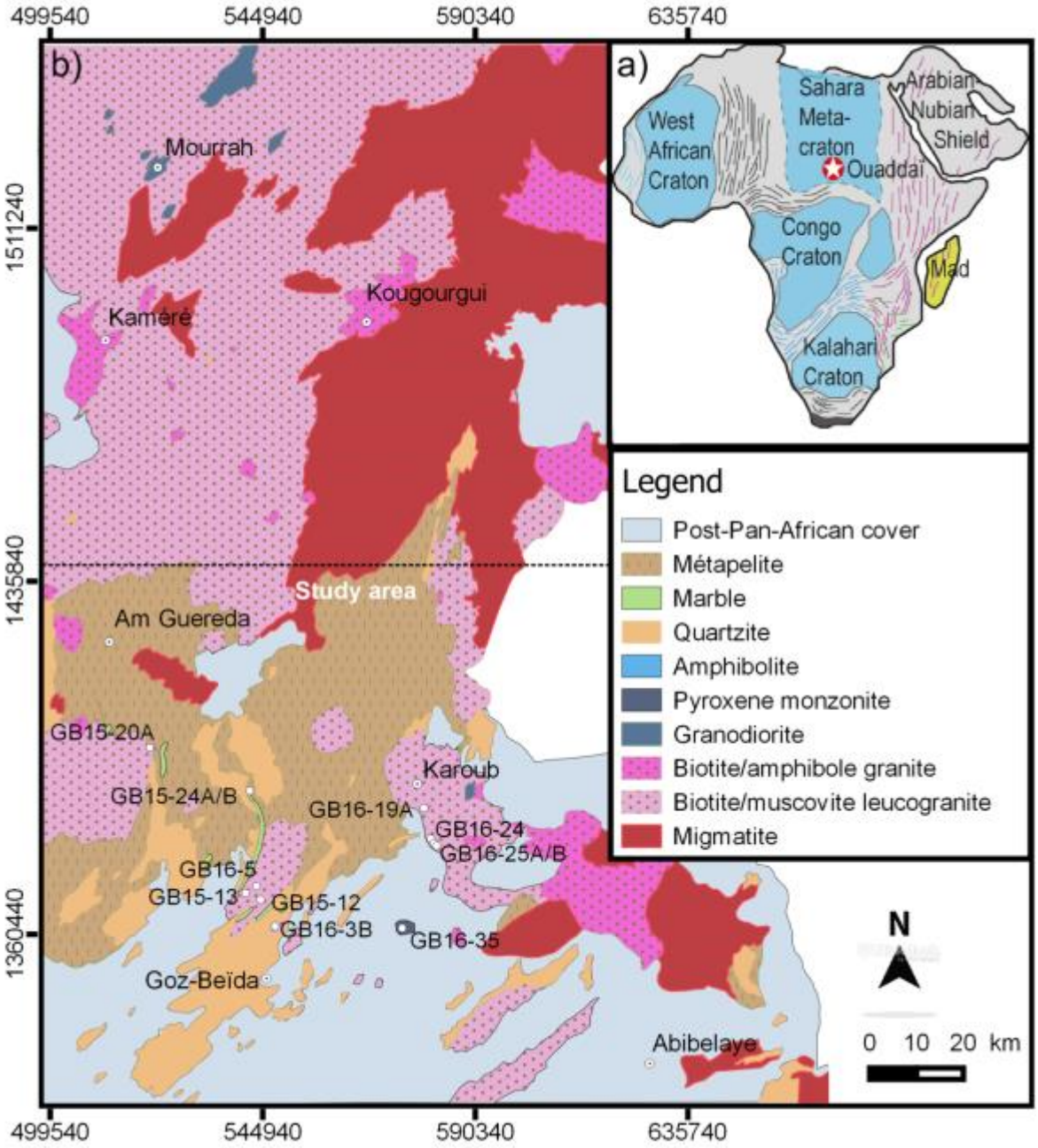

499540
544940
590340
635740
1511240
1435840
1360440
b)
Mourrah
Kougourgui
Kamèré
Study area
Am Guereda
GB15-20A
GB15-24A/B
Karoub
GB16-19A
GB16-24
GB16-25A/B
GB16-5
GB15-13
GB15-12
GB16-3B
GB16-35
Goz-Beïda
Abibelaye
a)
West African Craton
Sahara Meta-craton
Arabian Nubian Shield
Ouaddaï
Congo Craton
Mad
Kalahari Craton
Legend
Post-Pan-African cover
Métapelite
Marble
Quartzite
Amphibolite
Pyroxene monzonite
Granodiorite
Biotite/amphibole granite
Biotite/muscovite leucogranite
Migmatite
N
0 10 20 km

Figure 2

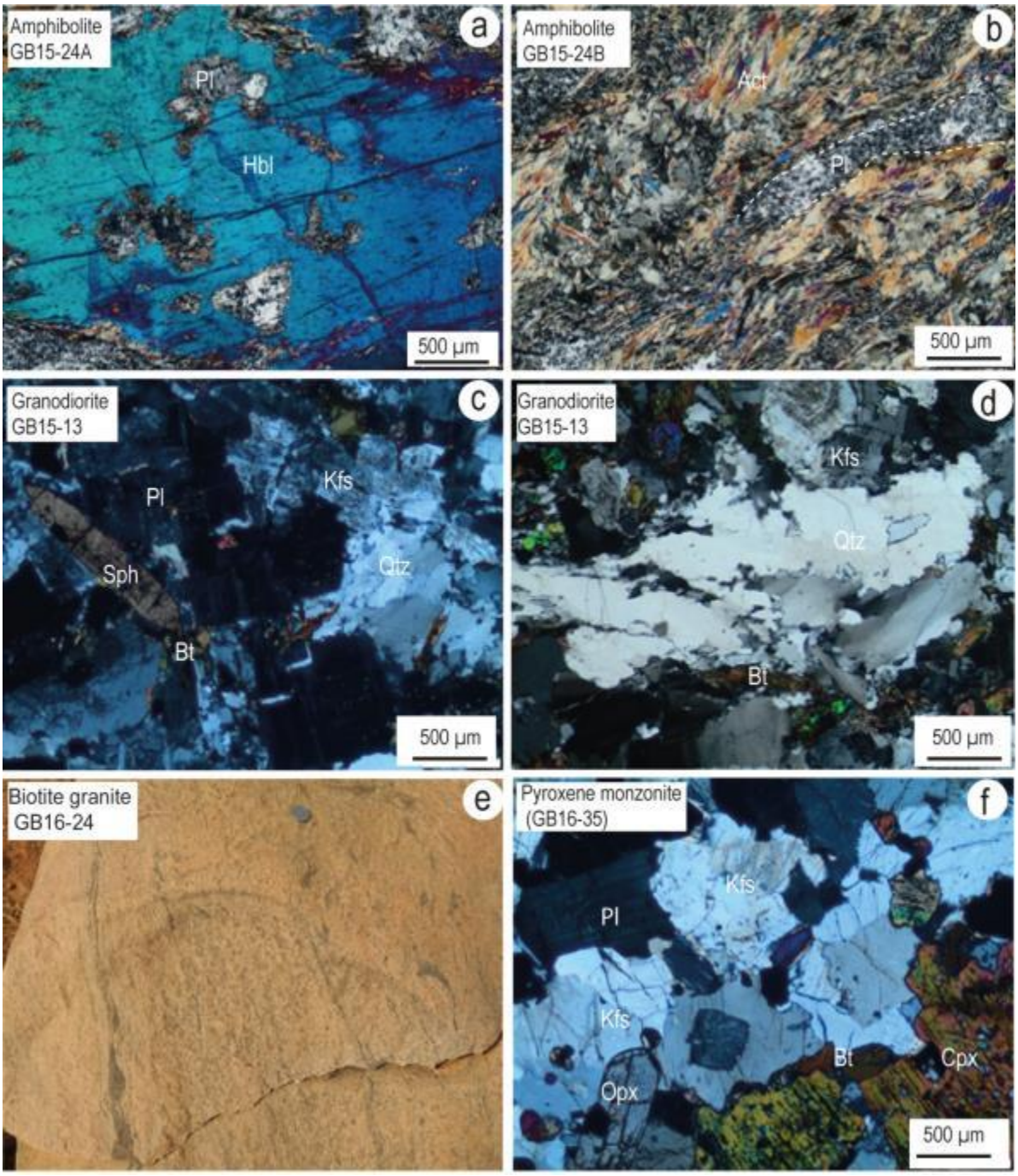

Amphibolite
GB15-24A
a
Pl
Hbl
500 µm
Amphibolite
GB15-24B
b
Act
Pl
500 µm
Granodiorite
GB15-13
c
Pl
Kfs
Sph
Qtz
Bt
500 µm
Granodiorite
GB15-13
d
Kfs
Qtz
Bt
500 µm
Biotite granite
GB16-24
e
Pyroxene monzonite
(GB16-35)
f
Kfs
Pl
Kfs
Bt
Cpx
Opx
500 µm

Figure 3

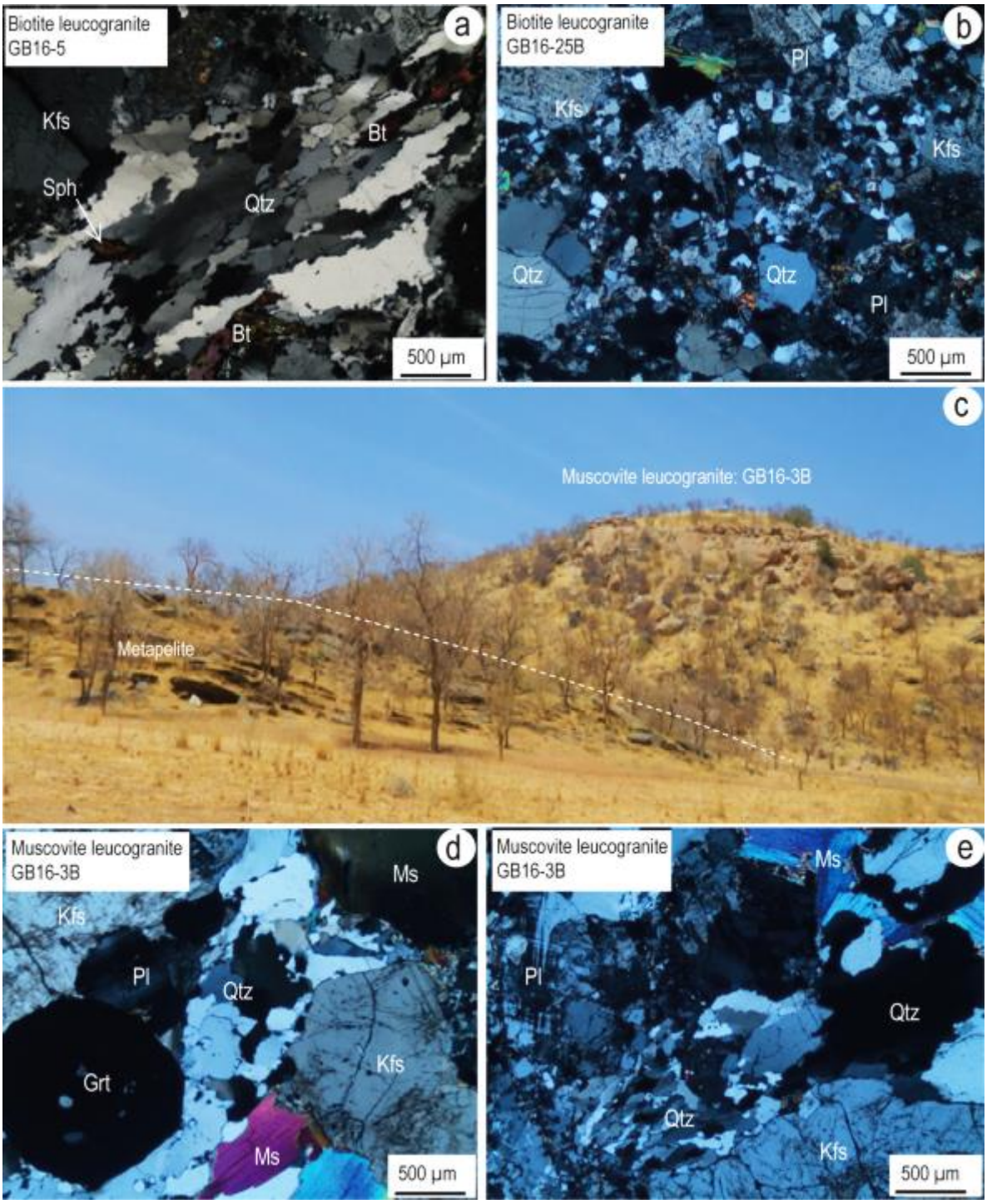

Biotite leucogranite
GB16-5
a
Kfs
Bt
Sph
Qtz
Bt
500 µm
Biotite leucogranite
GB16-25B
b
Pl
Kfs
Kfs
Qtz
Qtz
Pl
500 µm
c
Muscovite leucogranite: GB16-3B
Metapelite
Muscovite leucogranite
GB16-3B
d
Ms
Kfs
Pl
Qtz
Kfs
Grt
Ms
500 µm
Muscovite leucogranite
GB16-3B
e
Ms
Pl
Qtz
Qtz
Kfs
500 µm

Figure 4

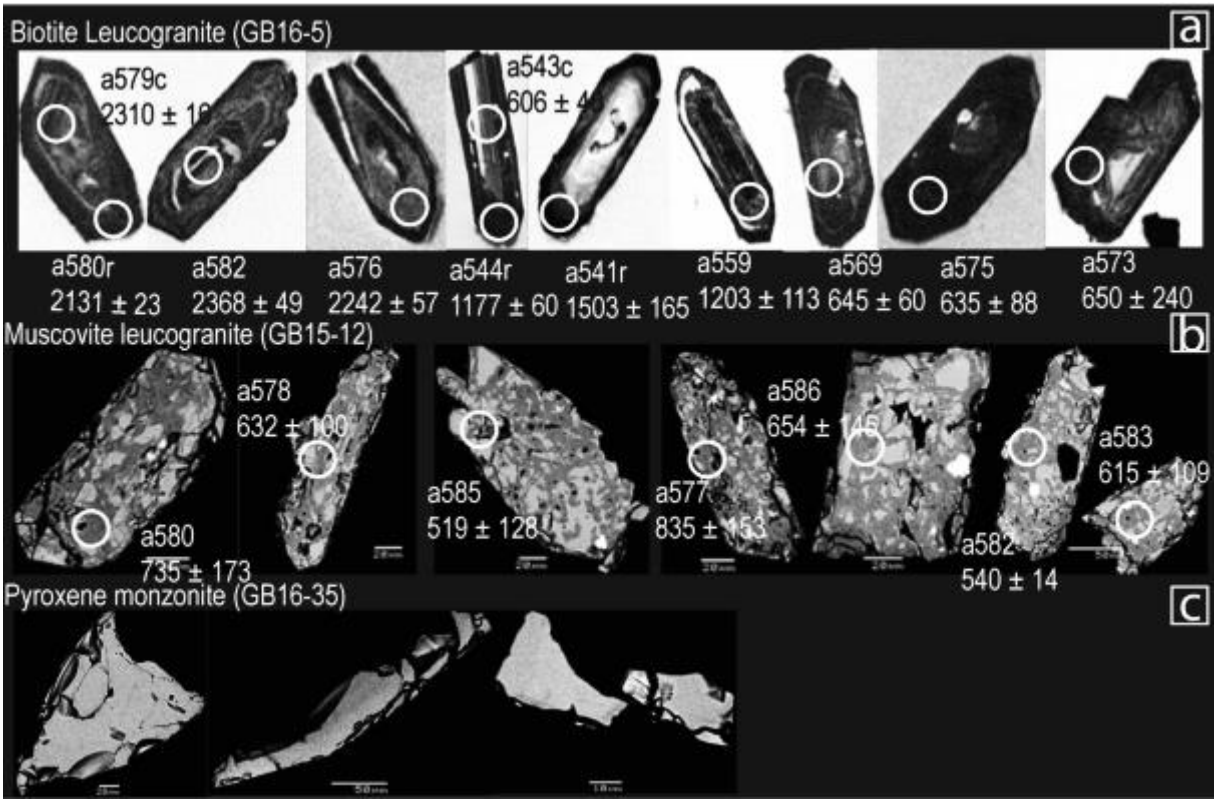

Biotite Leucogranite (GB16-5)
a
a579c
2310 ± 18
a543c
606 ± 4
a580r
2131 ± 23
a582
2368 ± 49
a576
2242 ± 57
a544r
1177 ± 60
a541r
1503 ± 165
a559
1203 ± 113
a569
645 ± 60
a575
635 ± 88
a573
650 ± 240
Muscovite leucogranite (GB15-12)
b
a578
632 ± 100
a580
735 ± 173
a585
519 ± 128
a586
654 ± 145
a577
835 ± 153
a583
615 ± 109
a582
540 ± 14
Pyroxene monzonite (GB16-35)
c

Figure 5

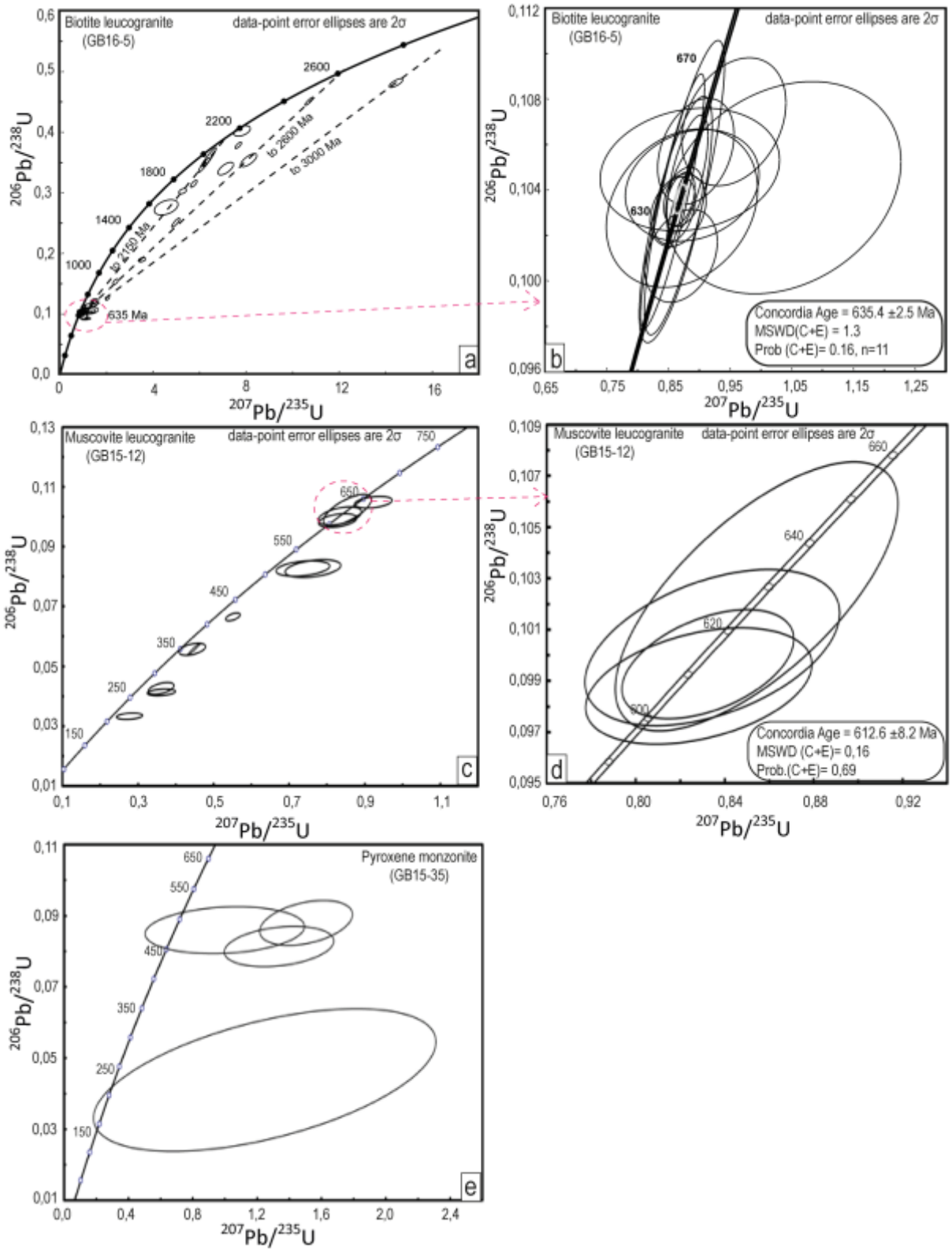

Biotite leucogranite
(GB16-5)
data-point error ellipses are 2σ
2600
2200
1800
1400
1000
to 2600 Ma
to 3000 Ma
to 2100 Ma
635 Ma
a
206Pb/238U
207Pb/235U
670
630
Concordia Age = 635.4 ±2.5 Ma
MSWD(C+E) = 1.3
Prob (C+E)= 0.16, n=11
b
Muscovite leucogranite
(GB15-12)
750
650
550
450
350
250
150
c
660
640
620
600
Concordia Age = 612.6 ±8.2 Ma
MSWD (C+E)= 0,16
Prob.(C+E)= 0,69
d
Pyroxene monzonite
(GB15-35)
e

Figure 6

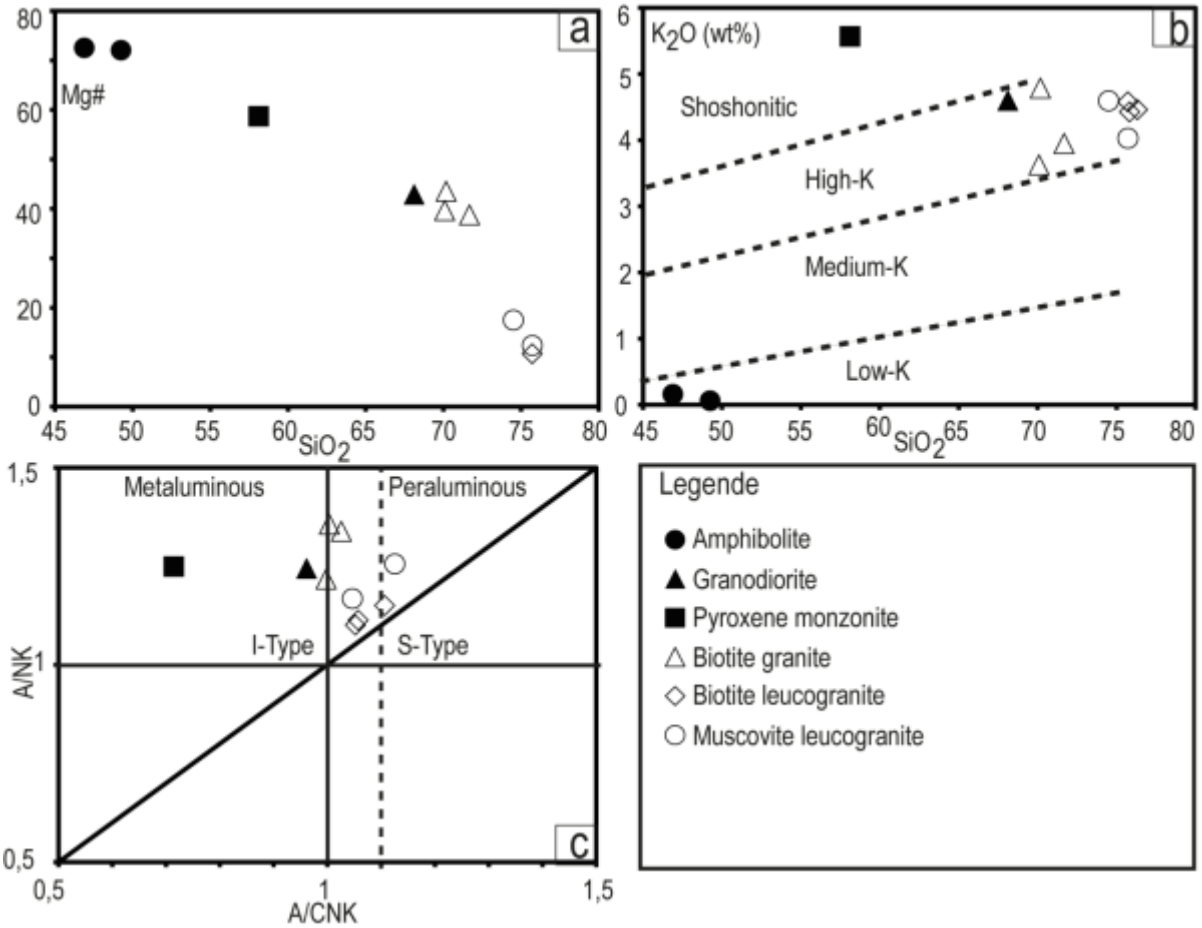

a
Mg#
SiO2
b
K2O (wt%)
Shoshonitic
High-K
Medium-K
Low-K
SiO2
Metaluminous
Peraluminous
I-Type
S-Type
A/NK
A/CNK
c
Legende
Amphibolite
Granodiorite
Pyroxene monzonite
Biotite granite
Biotite leucogranite
Muscovite leucogranite

Figure 7

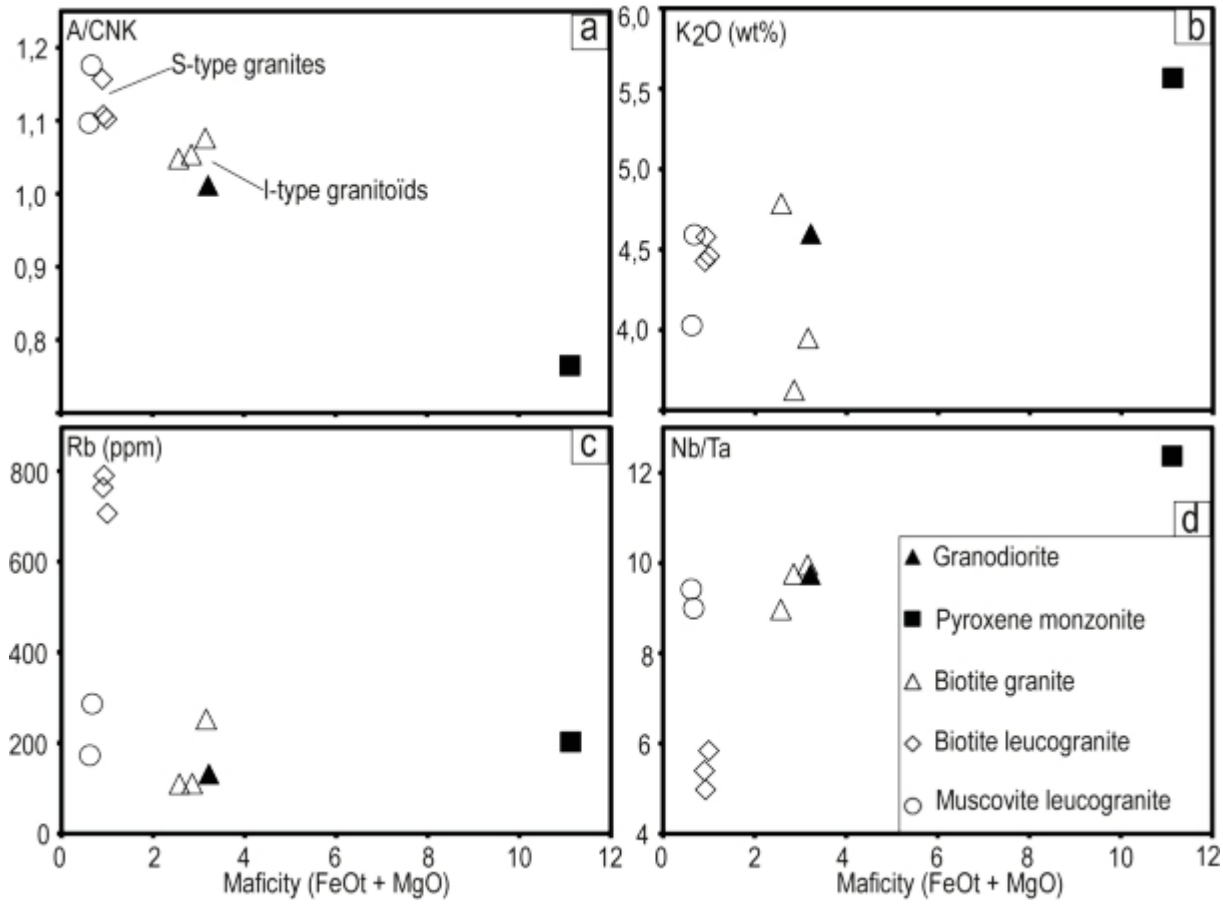

A/CNK
a
S-type granites
I-type granitoïds
1,2
1,1
1,0
0,9
0,8
K2O (wt%)
b
6,0
5,5
5,0
4,5
4,0
Rb (ppm)
c
800
600
400
200
0
Nb/Ta
d
12
10
8
6
4
Granodiorite
Pyroxene monzonite
Biotite granite
Biotite leucogranite
Muscovite leucogranite
0
2
4
6
8
10
12
Maficity (FeOt + MgO)
Maficity (FeOt + MgO)

Figure 8

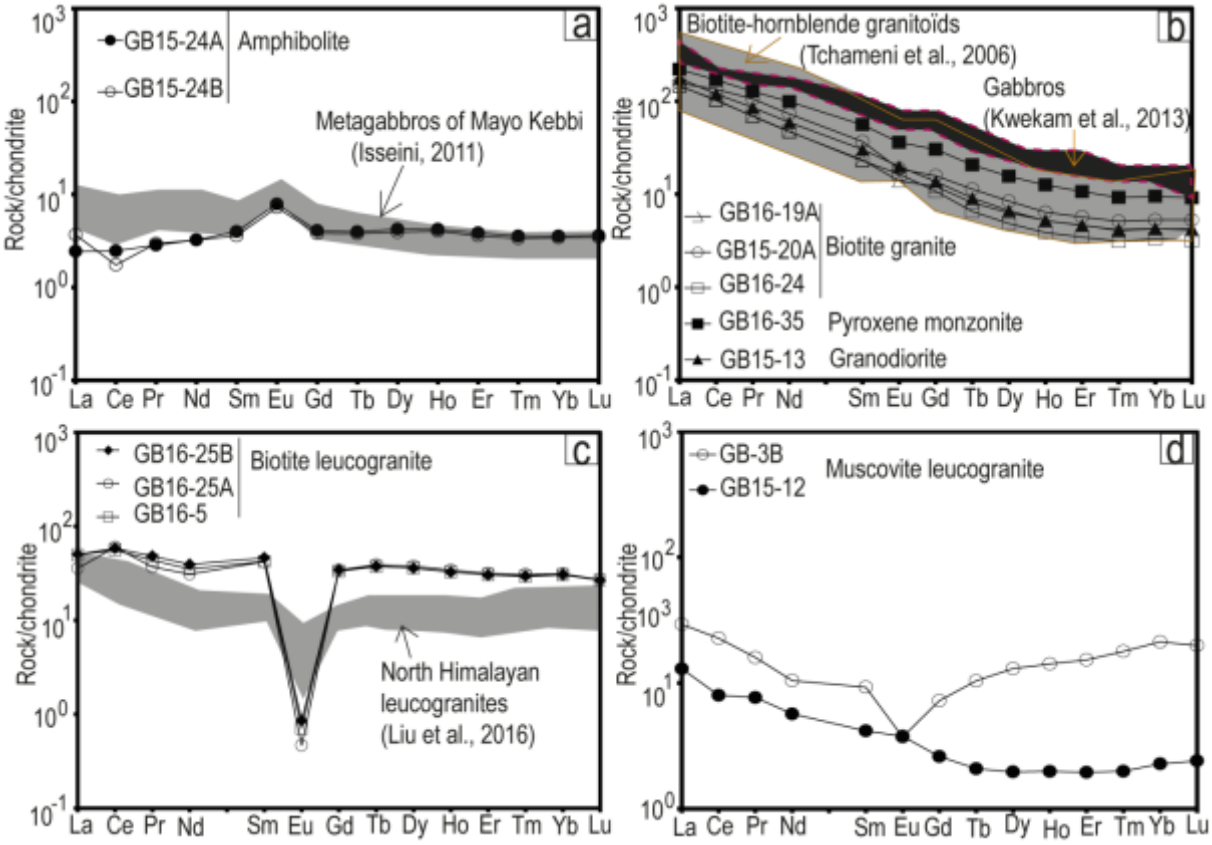

a
GB15-24A
GB15-24B
Amphibolite
Metagabbros of Mayo Kebbi
(Isseini, 2011)
Rock/chondrite
La Ce Pr Nd Sm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu
b
Biotite-hornblende granitoïds
(Tchameni et al., 2006)
Gabbros
(Kwekam et al., 2013)
GB16-19A
GB15-20A
GB16-24
Biotite granite
GB16-35
Pyroxene monzonite
GB15-13
Granodiorite
c
GB16-25B
GB16-25A
GB16-5
Biotite leucogranite
North Himalayan
leucogranites
(Liu et al., 2016)
d
GB-3B
GB15-12
Muscovite leucogranite

Figure 9

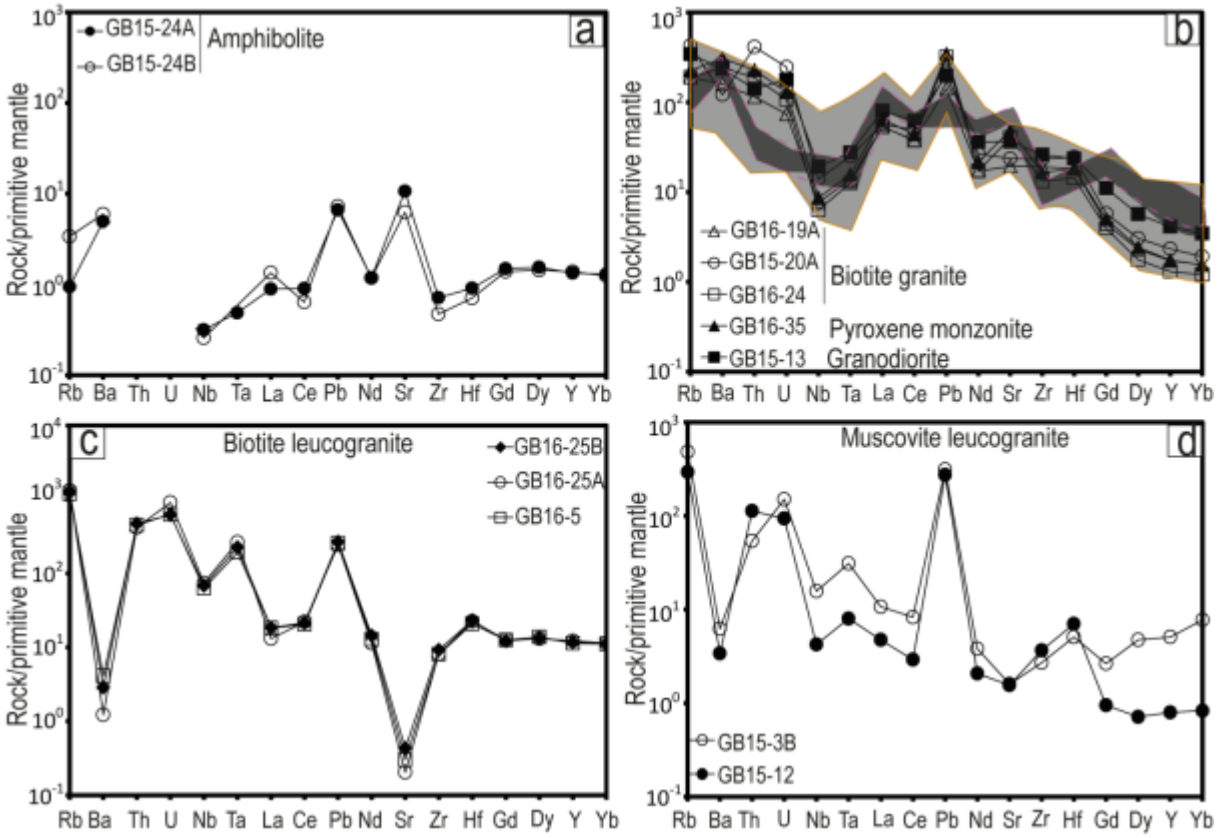

a
GB15-24A
GB15-24B
Amphibolite
Rock/primitive mantle
Rb Ba Th U Nb Ta La Ce Pb Nd Sr Zr Hf Gd Dy Y Yb
b
GB16-19A
GB15-20A
GB16-24
Biotite granite
GB16-35
Pyroxene monzonite
GB15-13
Granodiorite
c
Biotite leucogranite
GB16-25B
GB16-25A
GB16-5
d
Muscovite leucogranite
GB15-3B
GB15-12

Figure 10

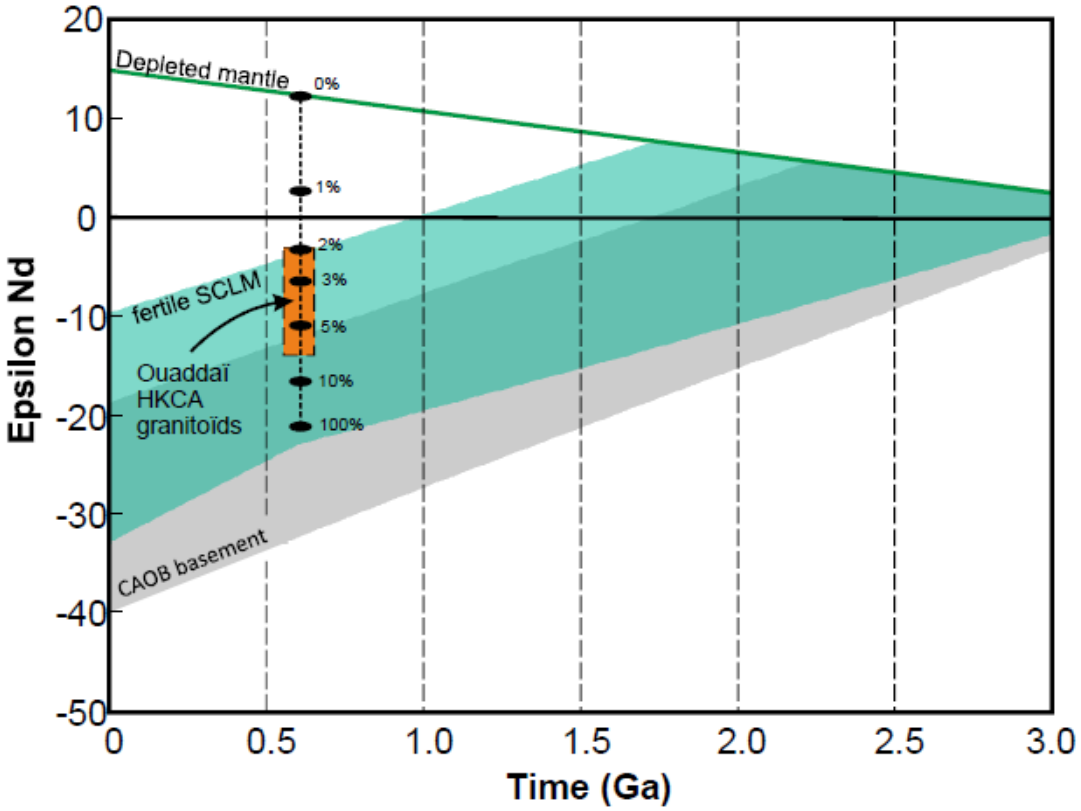

Depleted mantle
0%
1%
2%
3%
5%
10%
100%
fertile SCLM
Ouaddaï
HKCA
granitoïds
CAOB basement
Epsilon Nd
Time (Ga)
20
10
0
-10
-20
-30
-40
-50
0
0.5
1.0
1.5
2.0
2.5
3.0

Figure 11

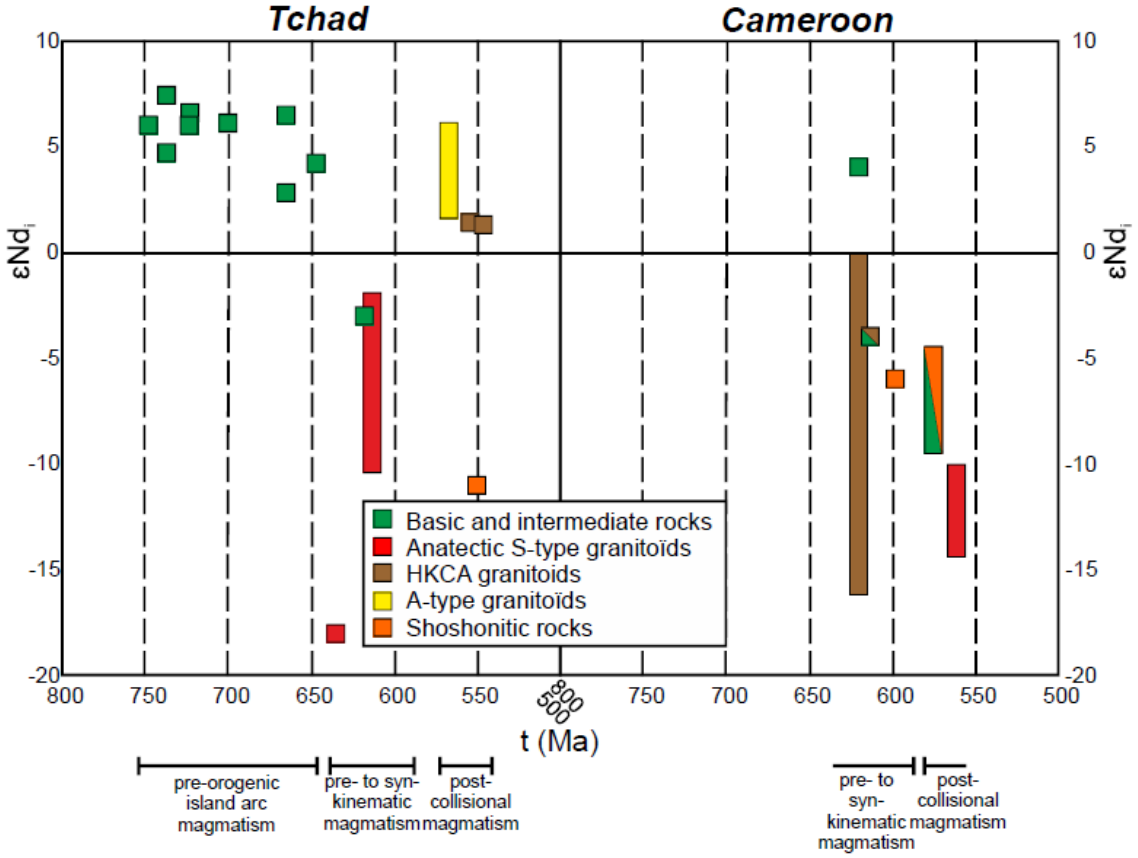

Tchad
Cameroon
εNd$_i$
t (Ma)
Basic and intermediate rocks
Anatectic S-type granitoïds
HKCA granitoids
A-type granitoïds
Shoshonitic rocks
pre-orogenic island arc magmatism
pre- to syn-kinematic magmatism
post-collisional magmatism
pre- to syn-kinematic magmatism
post-collisional magmatism

Table1: Lithology and position of sample used in this study.

Samples	**X UTM zone 34**	**Y UTM zone 34**	**Lithology**	**Mineralogy**
GB15-24A/B	542180	1391120	Amphibolite	Hbl + Pl + Ttn + Ep ± Qtz
GB15-35	574723	1361758	Monzonite	Kfs + Cpx + Pl + Opx + Hbl + Bt
GB15-13	540008	1369277	Granodiorite	Pl + Qtz + Kfs+ Bt + Ttn +Ep
GB16-19A	579425	1387421	Biotite granite	Kfs + Qtz + Pl + Bt
GB15-20A	520842	1400343	Biotite granite	Kfs + Qtz + Pl + Bt
GB16-24	581529	1379901	Biotite granite	Kfs + Qtz + Pl + Bt
GB16-5	543630	1370757	Biotite leucogranite	Kfs + Qtz + Pl + Bt
GB16-25A/B	582104	1379350	Biotite leucogranite	Kfs + Qtz + Pl + Bt
GB16-3B	547569	1362162	Muscovite leucogranite	Kfs + Qtz + Pl + Ms + Grt + Tur
GB15-12	544540	1367840	Muscovite leucogranite	Kfs + Qtz + Pl + Ms

Table 2: Results of U-Pb dating of biotite leucogranite

grain	$^{207}Pb^{a}$ (cps)	U^{b} (ppm)	Pb^{b} (ppm)	Th^{b}/U	$^{206}Pbc^{c}$ (%)	$^{206}Pb^{d}/^{238}U$	±2σ (%)	$^{207}Pb^{d}/^{235}U$	±2σ (%)	$^{207}Pb^{d}/^{206}Pb$	±2σ (%)	rho^{e}	$^{206}Pb/^{238}U$	±2σ (Ma)	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σ (Ma)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σ (Ma)	conc.[f] (%)
sample GB16-5																			
a522c	58074	88	10	0,53	2,38	0,10420	1,2	1,033	5,0	0,07186	4,9	0,23	639	7	720	26	982	99	65
a523r	183204	293	32	0,42	1,04	0,10360	0,9	0,8694	2,2	0,06086	2	0,42	635	6	635	10	634	43	100
a526c	289934	380	50	0,23	3,88	0,12040	2,8	1,487	4,5	0,08957	3,5	0,62	733	19	925	28	1416	67	52
a527r	396744	528	75	0,21	2,20	0,12600	2,1	2,049	3,2	0,1179	2,4	0,66	765	16	1132	22	1925	43	40
a528	211279	327	40	0,88	2,92	0,10150	1,1	0,9202	4,2	0,06575	4,1	0,26	623	6	662	21	798	85	78
a529	911562	1260	267	4,01	23,47	0,09493	3,9	1,045	12,3	0,07985	12	0,32	585	22	726	66	1193	230	49
a530	81775	126	17	0,52	3,10	0,10530	2,8	1,275	15,8	0,08781	16	0,17	646	17	835	94	1378	298	47
a532r	395552	533	64	0,48	1,00	0,10700	2,2	0,9562	7,2	0,06482	6,9	0,30	655	13	681	37	769	145	85
a533c	391718	678	96	1,20	0,97	0,10480	2,1	0,9471	8,3	0,06552	8	0,25	643	13	677	42	791	169	81
a534r	1645781	2467	505	3,31	10,50	0,11230	2,2	1,01	7,8	0,06523	7,5	0,28	686	14	709	41	782	157	88
a535	561403	910	107	0,76	0,89	0,10110	1,7	0,8707	5,5	0,06247	5,2	0,30	621	10	636	26	690	112	90
a537	234317	455	53	0,70	1,27	0,09931	2,5	0,926	3,3	0,06763	2,3	0,74	610	14	666	16	857	47	71
a538c	346020	211	66	0,36	1,79	0,25090	2,5	4,978	2,8	0,1439	1,4	0,86	1443	32	1816	24	2275	25	63
a539r	426518	824	90	0,44	4,57	0,09220	1,7	1,131	5,0	0,08897	4,7	0,35	569	9	768	28	1403	91	41
a541r	182399	290	35	0,72	6,87	0,09238	1,4	1,194	8,8	0,09377	8,7	0,16	570	8	798	50	1503	165	38
a542	815111	285	158	0,69	0,44	0,45120	1,2	10,71	1,4	0,1721	0,6	0,90	2401	25	2498	13	2578	10	93
a543c	120113	195	22	0,63	b.d.	0,10350	4,4	0,8568	4,9	0,06006	2,2	0,89	635	27	628	23	606	48	105
a544r	292021	363	47	0,84	0,92	0,10300	1,5	1,125	3,4	0,07921	3,1	0,43	632	9	765	18	1177	60	54
a545c	268425	304	70	3,70	30,06	0,10590	4,5	1,304	21,2	0,08931	21	0,21	649	28	848	130	1411	397	46
a546r	3296022	6053	1106	3,02	1,39	0,10470	2,0	0,8809	3,1	0,06105	2,3	0,65	642	12	641	15	641	50	100
a547c	478131	957	105	0,43	2,65	0,09701	2,9	0,8162	7,8	0,06102	7,2	0,37	597	16	606	36	640	156	93
a548r	377110	711	94	0,41	7,33	0,10790	2,1	1,091	11,3	0,07331	11	0,19	660	13	749	62	1023	225	65
a554c	480813	349	88	0,76	1,14	0,18950	1,5	3,526	3,6	0,135	3,3	0,41	1118	15	1533	29	2164	58	52
a555r	1541940	755	292	0,30	0,11	0,35430	4,7	6,335	4,9	0,1297	1,5	0,95	1955	80	2023	44	2094	26	93
a557	167254	257	33	0,32	6,25	0,10410	3,7	1,037	15,0	0,07223	15	0,24	638	22	722	81	992	295	64
a558	582827	923	116	0,72	2,78	0,10570	1,8	0,8946	5,7	0,06141	5,4	0,32	647	11	649	28	654	115	99
a559	169014	274	31	0,21	7,34	0,09566	3,6	1,058	6,7	0,08023	5,7	0,53	589	20	733	36	1203	113	49
a560	380908	893	105	0,31	5,95	0,10590	1,7	0,9593	8,2	0,06568	8	0,21	649	10	683	41	796	167	82
a561c	443502	743	88	0,36	0,59	0,11120	1,4	1,025	5,0	0,06682	4,8	0,27	680	9	716	26	832	101	82
a563	158652	248	37	0,67	1,84	0,12150	2,3	1,487	9,3	0,08874	9	0,25	739	16	925	58	1399	173	53
a564	408479	561	79	0,35	7,55	0,11330	2,6	1,215	10,5	0,07774	10	0,25	692	17	807	60	1140	202	61
a565	372965	607	68	0,59	1,21	0,10010	1,5	0,9286	2,6	0,06727	2,2	0,56	615	9	667	13	846	45	73
a566	370601	595	84	0,66	10,25	0,10490	2,1	0,8849	13,4	0,0612	13	0,16	643	13	644	66	646	285	99
a567	505930	799	111	0,71	7,94	0,10580	2,3	1,023	8,3	0,07014	7,9	0,28	648	14	715	43	932	163	70
a568	53320	85	10	0,97	b.d.	0,10410	5,1	0,8761	6,1	0,06102	3,3	0,84	639	31	639	29	640	71	100
a569	256412	374	45	0,85	1,75	0,10370	1,0	0,8743	3,0	0,06115	2,8	0,35	636	6	638	14	645	60	99
a570	326112	389	48	0,95	b.d.	0,10300	1,2	0,9233	8,3	0,06501	8,2	0,15	632	7	664	41	775	173	82
a571c	289084	407	49	0,76	b.d.	0,10430	1,6	0,932	1,9	0,06479	0,9	0,87	640	10	669	9	768	20	83
a572r	399694	623	73	0,74	0,11	0,10300	1,3	0,8631	1,5	0,06075	0,8	0,84	632	8	632	7	630	18	100
a573	183396	255	31	0,75	0,19	0,10320	2,8	0,8721	11,5	0,06131	11	0,24	633	17	637	56	650	240	97
a574	411033	203	83	0,64	0,76	0,35080	1,7	6,291	2,0	0,1301	1,1	0,85	1939	28	2017	18	2099	18	92
a575	660726	1026	121	0,72	b.d.	0,10310	1,3	0,8659	4,3	0,06089	4,1	0,29	633	8	633	20	635	88	100
a576	356870	128	69	1,28	0,40	0,40210	1,8	7,827	3,7	0,1412	3,3	0,47	2179	32	2211	34	2242	57	97
a577	527605	296	127	0,63	2,04	0,35390	2,5	8,114	3,5	0,1663	2,5	0,72	1953	42	2244	32	2520	41	78
a578	371057	338	65	0,39	2,51	0,15320	2,5	2,386	3,9	0,1129	3,1	0,63	919	21	1238	29	1847	55	50
a579c	400531	172	77	0,57	0,00	0,37850	1,1	7,666	1,5	0,1469	0,9	0,77	2069	20	2193	13	2310	16	90
a580r	1036473	593	200	0,14	0,32	0,31500	1,5	5,753	2,0	0,1324	1,3	0,76	1765	24	1939	18	2131	23	83
a581	223420	369	46	0,90	2,18	0,10380	1,6	0,9251	3,8	0,06467	3,4	0,42	636	10	665	19	763	72	83
a582	429842	195	75	0,34	0,85	0,34000	2,5	7,122	3,8	0,1519	2,9	0,66	1887	41	2127	35	2368	49	80
a583	31008	52	6	0,77	1,36	0,10310	1,2	0,8597	3,2	0,06048	3	0,36	633	7	630	15	621	65	102
a584	404645	720	75	0,54	1,35	0,09434	1,3	0,8089	2,4	0,06219	2,1	0,53	581	7	602	11	681	44	85
a585	257029	468	57	0,81	b.d.	0,10420	1,9	0,8888	10,0	0,06185	9,8	0,19	639	12	646	49	669	210	96
a586	431410	224	80	0,68	0,08	0,30270	1,2	5,273	2,6	0,1264	2,3	0,46	1705	18	1865	22	2048	40	83
a587	36989	62	8	1,04	1,84	0,10270	4,3	0,8619	5,6	0,06086	3,6	0,77	630	26	631	27	634	77	99
a588	88035	146	20	1,08	5,88	0,10280	1,8	1,267	7,4	0,0894	7,2	0,24	631	11	831	43	1413	138	45
a589	898054	304	189	0,75	b.d.	0,48130	1,2	14,44	1,7	0,2176	1,1	0,74	2533	26	2779	16	2963	18	85
a590	166629	82	27	0,32	2,44	0,27600	3,7	4,564	9,2	0,1199	8,4	0,41	1571	52	1743	79	1955	150	80

Table 3: Results of U-Pb dating of muscovite leucogranite

grain	$^{207}Pb^{a}$ (cps)	U^{b} (ppm)	Pb^{b} (ppm)	Th^{b}/U	$^{206}Pbc^{c}$ (%)	$^{206}Pb^{d}/^{238}U$	±2σ (%)	$^{207}Pb^{d}/^{235}U$	±2σ (%)	$^{207}Pb^{d}/^{206}Pb$	±2σ (%)	rho[e]	$^{206}Pb/^{238}U$	±2σ (Ma)	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σ (Ma)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σ (Ma)	conc.[f] (%)
GB15-12																			
a575	280055	4078	175	0,19	15,28	0,03332	2,6	0,2774	10,1	0,06038	9,8	0,26	211	5	249	23	617	212	34
a576	909894	5435	379	0,42	1,63	0,06654	1,6	0,5509	2,8	0,06004	2,4	0,56	415	6	446	10	605	51	69
a577	593912	2619	283	0,92	11,88	0,08270	2,9	0,763	7,9	0,06691	7,4	0,37	512	14	576	35	835	153	61
a578	473293	1670	180	0,19	3,88	0,09880	1,9	0,8283	5,0	0,06081	4,7	0,37	607	11	613	23	632	100	96
a579	2165504	9343	1153	1,71	4,80	0,10230	4,2	0,8543	6,1	0,06055	4,4	0,69	628	25	627	29	623	95	101
a580	331136	2154	127	1,51	9,00	0,04131	2,2	0,3617	8,5	0,0635	8,2	0,27	261	6	313	23	725	173	36
a581	1050074	4236	508	0,95	4,14	0,10490	1,5	0,9228	4,4	0,0638	4,2	0,34	643	9	664	22	735	88	87
a582	1091240	5727	352	0,33	0,09	0,05574	3,1	0,4479	3,2	0,05828	0,7	0,98	350	11	376	10	540	14	65
a583	1632903	4381	618	1,84	3,98	0,10030	2,5	0,8344	5,6	0,06031	5	0,44	616	15	616	26	615	109	100
a584	1783453	9460	1008	0,19	15,35	0,08274	2,6	0,7363	7,9	0,06454	7,5	0,32	512	13	560	35	759	158	67
a585	630422	3796	241	0,32	5,90	0,05573	3,0	0,4434	6,5	0,05771	5,8	0,45	350	10	373	21	519	128	67
a586	542273	3642	197	1,13	7,19	0,04261	3,8	0,3609	7,7	0,06143	6,7	0,49	269	10	313	21	654	145	41

Table 4: Results of U-Pb dating of pyroxene monzonite

grain	$^{207}Pb^{a}$ (cps)	U^{b} (ppm)	Pb^{b} (ppm)	Th^{b}/U	$^{206}Pbc^{c}$ (%)	$^{206}Pb^{d}/^{238}U$	±2σ (%)	$^{207}Pb^{d}/^{235}U$	±2σ (%)	$^{207}Pb^{d}/^{206}Pb$	±2σ (%)	rho^{e}	$^{206}Pb/^{238}U$	±2σ (Ma)	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σ (Ma)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σ (Ma)	conc.[f] (%)
GB16-35																			
a587	10231	14	4	6,84	29,25	0,04385	37,4	1,247	69,8	0,2063	59	0,54	277	102	822	497	2877	957	10
a589	37241	113	29	3,85	35,57	0,08803	5,9	1,504	15,7	0,1239	15	0,37	544	31	932	100	2014	258	27
a590	33770	107	26	3,96	32,87	0,08139	5,7	1,336	20,8	0,1190	20	0,27	504	28	861	129	1942	358	26
a591	32417	110	27	5,38	29,26	0,08597	6,3	0,9989	40,5	0,08427	40	0,15	532	32	703	230	1299	778	41

Table 5: Major and trace-element geochemistry of selected samples

	Amphibolite		Px Monzonite	Granodiorite	Biotite granite			Biotite leucogranite			Muscovite leucogranite	
	GB15-24A	GB15-24B	GB16-35	GB15-13	GB16-19A	GB15-20A	GB16-24	GB16-5	GB16-25B	GB16-25A	GB15-12	GB16-3B
wt%												
SiO_2	49,26	46,90	58,12	68,12	70,09	71,68	70,18	76,32	75,83	75,72	75,73	74,51
TiO_2	0,30	0,26	0,98	0,33	0,36	0,50	0,27	0,02	0,02	< L.D.	0,03	0,03
Al_2O_3	21,04	16,58	14,20	15,20	14,87	13,96	14,88	12,89	12,99	12,96	13,61	14,53
Fe_2O_3	5,03	8,18	6,90	2,52	2,32	2,60	2,00	1,11	1,01	1,03	0,64	0,67
MnO	0,08	0,14	0,10	0,03	0,03	0,05	0,03	0,04	0,04	0,04	0,01	0,11
MgO	6,49	10,82	4,91	0,95	0,77	0,82	0,77	< L.D.	< L.D.	0,06	0,05	0,07
CaO	14,07	13,12	4,67	1,98	2,12	1,75	1,48	0,30	0,24	0,34	0,74	0,73
Na_2O	2,06	1,60	3,25	4,40	4,28	3,74	4,28	4,19	3,95	4,06	4,44	4,02
K_2O	0,06	0,16	5,57	4,60	3,63	3,95	4,79	4,46	4,43	4,58	4,03	4,59
P_2O_5	< L.D.	< L.D.	0,56	0,12	0,11	0,21	0,10	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
LOI	0,88	1,28	0,17	0,67	0,69	0,58	0,45	0,64	0,54	0,89	0,34	0,47
SUM	99,28	99,04	99,42	98,91	99,27	99,84	99,22	99,96	99,05	99,68	99,61	99,73
A/CNK			0,71	0,96	1,00	1,03	1,00	1,05	1,11	1,06	1,05	1,13
Mg#	72	73	58,67	42,89	39,65	38,77	43,54			10,68	12,33	17,49
FeOt+MgO	11,02	18,19	11,12	3,22	2,85	3,16	2,57	1,00	0,91	0,93	0,62	0,67
ppm												
Sc	37	38	15	3,2	3,7	4,6	2,7	1,1	1,3	1,9	1,4	1,5
V	36	38	119	26	33	37	20	2,5	1,57	3,3	5,2	2,5
Cr	936	922	332	161	102	58	116	129	34	206	224	132
Co	25	47	24	5	5	4	4	0,60	0,80	1,5	0,80	0,60
Ni	107	216	125	23	44	11	19	22	11	69	34	25
Cu	< L.D.	12	44	8,00	22	< L.D.	4,60	2,10	4,20	9,50	< L.D.	2,60
Zn	26	48	81	53	54	87	51	39	48	63	16	15
Rb	0,6	2,0	206	136	114	256	113	711	767	794	176	290
Sr	212	125	727	968	387	470	804	6,0	8,6	4,1	31	32
Y	5,73	5,9	18	7,5	7,4	10,1	5,6	49	51	53	3,42	22
Zr	7,5	4,9	274	174	201	244	139	84	97	85	39	28
Nb	0,21	0,17	12,63	5,7	5,0	9,2	4,2	41	45	49	2,79	10
Ba	33	39	1551	2036	1050	801	1613	27	19	8,07	22	41
La	0,58	0,87	52	42	34	37	35	12	12	8,48	3,07	6,93
Ce	1,5	1,07	104	74	64	83	62	34	36	37	4,89	14
Pr	0,26	0,28	12	8,0	6,4	9,8	6,5	4,1	4,5	3,4	0,71	1,5
Nd	1,5	1,47	45	27	21	33	22	16	18	14	2,6	4,8
Sm	0,59	0,53	8,3	4,5	3,5	5,4	3,4	6,26	6,8	6,2	0,62	1,4
Eu	0,44	0,41	2,0	1,1	0,78	1,1	0,93	0,04	0,05	0,03	0,21	0,21
Gd	0,81	0,75	6,0	2,7	2,41	3,1	2,1	6,6	6,8	6,8	0,52	1,4
Tb	0,14	0,14	0,75	0,33	0,29	0,41	0,24	1,3	1,4	1,4	0,08	0,38
Dy	1,0	0,97	3,8	1,6	1,6	2,1	1,2	8,9	8,8	9,3	0,48	3,2
Ho	0,23	0,22	0,69	0,28	0,28	0,35	0,21	1,8	1,8	1,9	0,11	0,77
Er	0,62	0,57	1,7	0,75	0,74	0,91	0,55	4,9	4,9	5,0	0,31	2,4
Tm	0,09	0,08	0,23	0,10	0,10	0,13	0,08	0,72	0,73	0,76	0,05	0,44
Yb	0,57	0,55	1,5	0,68	0,69	0,85	0,53	4,9	5,0	5,0	0,37	3,4
Lu	0,09	0,09	0,22	0,10	0,10	0,13	0,08	0,66	0,66	0,67	0,06	0,49
Hf	0,26	0,20	6,7	5,2	5,2	6,96	4,1	5,9	6,5	6,4	2,0	1,4
Ta	0,02	< L.D.	1,0	0,58	0,52	0,93	0,47	7,1	8,3	9,8	0,30	1,1
Pb	1,0	1,1	30	52	21	32	48	38	40	36	41	47
Th	< L.D.	< L.D.	11	18	9,2	33	15	36	37	33	9,0	4,3
U	< L.D.	< L.D.	4,1	2,99	1,7	5,7	2,47	14	14	21	2,2	3,5
Nb/Ta	12		12	9,7	9,8	10,0	9,0	5,8	5,4	5,0	9,4	9,0
(La/Yb)N	0,61	1,0	3,9	5,8	6,2	4,2	6,4	1,1	0,85	1,2	3,1	3,2
Eu/Eu*	2,0	2,0	0,88	0,97	0,82	0,77	1,1	0,02	0,01	0,02	1,1	0,45

Table 6: Sm-Nd isotopic whole-rock data

	Sm (ppm)	Nd (ppm)	143Nd/144Nd	± (2σ)	143Nd/144Nd (620 Ma)	147Sm/144Nd	εNd (0)	εNd (620 Ma)	T_{DM2} (Ga)
Amphibolite									
GB15-24A	0,589	1,481	0,513020	0.000012	0,512043	0,240388	7,45	3,9	
GB15-24B	0,53	1,474	0,512907	0.000012	0,512024	0,217335	5,25	3,6	
Granodiorite									
GB15-13	4,487	27,08	0,511540	0.000008	0,511133	0,100152	-21,42	-13,8	1,96
Biotite granite									
GB15-20A	5,448	33,42	0,512057	0.000005	0,511657	0,098533	-11,33	-3,5	1,3
Pyroxene monzonite									
GB16-35	8,2704	45,2959	0,511729	0.000007	0,511281	0,110362	-17,73	-10,9	1,88
Biorite leucogranite									
GB16-5	6,2597	16,0302	0,511866	0.000007	0,510907	0,23603	-15,06	-18,2	
Muscovite leucogranite									
GB16-3B	1,3698	4,7702	0,512021	0.000014	0,511316	0,173569	-12,04	-10,2	3,41
GB15-12	0,615	2,59	0,512312	0.000008	0,511729	0,143525	-6,36	-2,1	1,55