



HAL
open science

**La chaîne panafricaine du Nord-Ouest de l'Angola :
Etude pétrostructurale, géochimique et
géochronologique. Implications géodynamiques.**

Claude Nsugani Pedro

► **To cite this version:**

Claude Nsugani Pedro. La chaîne panafricaine du Nord-Ouest de l'Angola : Etude pétrostructurale, géochimique et géochronologique. Implications géodynamiques.. Géochimie. Université Montpellier 2, 2012. Français. NNT: . tel-00770757

HAL Id: tel-00770757

<https://theses.hal.science/tel-00770757>

Submitted on 7 Jan 2013

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.

ACADÉMIE DE MONTPELLIER
UNIVERSITÉ MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

THÈSE

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ MONTPELLIER II

École Doctorale : SIBAGHE

Présentée et soutenue publiquement

Par

PEDRO CLAUDE NSUNGANI

Le 30 Mars 2012

**La chaîne panafricaine du Nord-Ouest de l'Angola :
Etude pétrostructurale, géochimique et géochronologique.
Implications géodynamiques.**

Devant le jury d'examen composé de :

M. Patrick MONIE, Chargé de recherche, Université Montpellier 2, Directeur de Thèse
Mme Delphine BOSCH, Directrice de recherche, Université Montpellier 2, Co-directrice de Thèse
M. Marc POUJOL, Maître de Conférence, Université Rennes 1, Rapporteur
M. Michel de SAINT-BLANQUAT, Directeur de recherche, Université de Toulouse, Rapporteur
M. Renaud CABY, Directeur de recherche, Université Montpellier 2, Examineur
M. Yann ROLLAND, Maître de Conférence, Université de Nice-Sophia, Examineur
M. Alain VAUCHEZ, Maître de Conférence, Université Montpellier 2, Invité
M. Christian SEYVE, Tuteur Géosciences, TOTAL E&P Angola, Invité
M. Olimpio GONCALVES, Directeur Département Géologie de Luanda, Invité

ACADÉMIE DE MONTPELLIER
UNIVERSITÉ MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

THÈSE

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ MONTPELLIER II

École Doctorale : SIBAGHE

Présentée et soutenue publiquement

Par

PEDRO CLAUDE NSUNGANI

Le 30 Mars 2012

**La chaîne panafricaine du Nord-Ouest de l'Angola :
Etude pétrostructurale, géochimique et géochronologique.
Implications géodynamiques.**

Devant le jury d'examen composé de :

M. Patrick MONIE, Chargé de recherche, Université Montpellier 2, Directeur de Thèse
Mme Delphine BOSCH, Directrice de recherche, Université Montpellier 2, Co-directrice de Thèse
M. Marc POUJOL, Maître de Conférence, Université Rennes 1, Rapporteur
M. Michel de SAINT-BLANQUAT, Directeur de recherche, Université de Toulouse, Rapporteur
M. Renaud CABY, Directeur de recherche, Université Montpellier 2, Examineur
M. Yann ROLLAND, Maître de Conférence, Université de Nice-Sophia, Examineur
M. Alain VAUCHEZ, Maître de Conférence, Université Montpellier 2, Invité
M. Christian SEYVE, Tuteur Géosciences, TOTAL E&P Angola, Invité
M. Olimpio GONCALVES, Directeur Département Géologie de Luanda, Invité

Remerciements

Ce travail de thèse s'est déroulé sur une période de quatre années : la première année, ont été effectuées une recherche bibliographique et une compilation des données existantes dans la littérature. Ces données sont souvent anciennes et difficiles à récupérer car relativement peu ont été publiées dans des revues à comité de lecture international. Une synthèse de ces données a donc été nécessaire pour établir un état des lieux complet afin d'orienter mes recherches vers les zones les plus prometteuses ou les plus intéressantes d'un point de vue géologique. Durant 4 mois, de Juin à Septembre 2008, nous avons effectué une mission de terrain de façon à réaliser une première étude structurale de la zone d'étude ainsi qu'un échantillonnage exhaustif des différentes lithologies affleurant dans la partie étudiée.

La deuxième année a été en partie consacrée à une première analyse des échantillons de la première mission de terrain, sélectionnés comme les plus représentatifs des différentes lithologies recensées. Etude pétrographique (analyse microsonde électronique et calculs thermobarométriques) et structurale (établissement des cartes de mesures structurales effectuées sur le terrain) et réalisation de datations Ar/Ar et U-Pb. De Juillet-Août 2009, une mission de terrain a été faite pour préciser/compléter les données structurales acquises lors de la mission de terrain de juin-septembre 2008 et prélever de nouveaux échantillons.

La troisième année a vu l'acquisition des données géochimiques et la finalisation des données de géochronologie (Ar/Ar et U-Pb) des échantillons acquises lors de la deuxième mission de terrain.

Et la dernière année a été consacrée à la synthèse des données et établissement d'un modèle d'évolution géodynamique pour la zone d'étude et rédaction du mémoire de doctorat.

Merci donc à tous ceux qui ont participé à un moment ou à un autre à l'élaboration et au bon aboutissement de ce travail.

Je remercie tout particulièrement à Patrick Monié et Delphine Bosch pour avoir accepté d'assurer la direction de cette thèse. Les soutiens et précieux conseils qu'ils ont apportés durant ces 4 ans, ainsi que pour leur grande disponibilité. Un grand merci également à Alain Vauchez pour avoir encadré sur le terrain et au laboratoire la partie structurale de ce travail et à Yann Roland pour m'avoir initié aux techniques de la thermobarométrie.

Je remercie très sincèrement Michel de Saint-Blanquat et Marc Poujol d'avoir accepté d'être rapporteurs de ce travail, et remercie également tous les membres du jury qui ont pris le temps de lire ce mémoire de thèse.

Je remercie la direction de Total&Angola et la coopération française (SCAC - Ambassade de France en Angola) dont le financement a contribué à la réalisation de ce travail. Mes remerciements au BRGM-Orléans et en particulier Claude Delor qui m'a mis en rapport avec le laboratoire d'accueil pour ma thèse. Un grand merci également au Département de Géologie de Luanda (UAN-Angola), en particulier Maria Luisa Morais, André Buta Neto et Antonio Olimpio pour l'accompagnement durant ces années de travail.

Ce travail n'aurait pu aboutir sans la participation d'un grand nombre de personnes lors de l'acquisition des données analytiques qui constituent le noyau dur de ma thèse. Je tiens notamment à remercier : Olivier Bruguier pour la supervision des mesures à l'ICP-MS et au LA-ICP-MS du service commun de l'ISTEEM (Université Montpellier II) ; Béatrice Galland pour la supervision des analyses de chimie (Université Montpellier II) ; Claude Merlet pour son encadrement sur la sonde électronique du service commun de l'ISTEEM (Université Montpellier II) ; Christophe Nevado à qui je dois l'élaboration des lames minces et épaisses ; Philippe Pêchier pour la supervision au broyage et séparation des minéraux lourds (Université Montpellier II).

Merci à Renaud Caby et André Leyreloup (Université Montpellier II) et Guillaume Sanchez (Université de Nice), pour les discussions et informations intéressantes qu'ils m'ont souvent apportées sur la pétrologie de roches métamorphiques et qui m'ont permis d'approfondir mes connaissances.

Un grand merci à tous mes collègues thésards et en particulier Thomas, Magali, Mathieu, Sébastien, Cirilo pour avoir fait en sorte que je puisse travailler dans un climat chaleureux.

Merci à ma femme Paulina et mes enfants (Claudia, Gelson, Nelma) qui m'ont toujours soutenu à tous les niveaux dans mes choix ainsi qu'à ma mère Nzuzi, mes frères et mes amis pour leurs encouragements constants durant ces longues années d'études.

Sommaire

SOMMAIRE	1
CHAPITRE I. INTRODUCTION	5
I.1. Introduction générale	7
<i>I.1.A. Evolution du Rodinia</i>	7
<i>I.1.B. Evolution du Gondwana</i>	9
I.2. La chaîne Ouest Congolienne (Afrique de l'Ouest)	11
I.3. Structuration du Nord-Ouest de l'Angola	13
<i>I.3.A. Le domaine externe épizonal</i>	14
<i>I.3.B. Le domaine interne mésozonal</i>	14
I.4. Problématique de l'étude	16
CHAPITRE II. CARACTERES LITHOLOGIQUES ET STRUCTURAUX DU NW DE L'ANGOLA	19
II.1. Introduction	21
II.2. Structure générale	21
II.3. Les unités structurales	23
<i>II.3.A. Le domaine externe</i>	23
<i>II.3.B. Le domaine interne</i>	26
II.3.B1. L'unité orientale	27
II.3.B2. L'unité occidentale.....	32
II.4. Fabriques cristallographiques	36
<i>II.4.A. Principes de l'EBSD</i>	38
<i>II.4.B. Les échantillons étudiés (Figure II.13 à 15)</i>	38
<i>II.4.C. Les orientations préférentielles de réseaux de minéraux (OPR) du NW de l'Angola</i>	40
II.4.C1. Les OPR de calcite (Figure II.16)	40
II.4.C2. Les OPR du quartz (Figure II.18).....	43
II.5. Conclusions	49
CHAPITRE III. ETUDE PETROGRAPHIQUE DU NW DE L'ANGOLA	51
III.1. Introduction	53
III.2. Description pétrographique	55
<i>III.2.A. Les paragenèses métamorphiques de l'unité orientale</i>	55
<i>III.2.B. Les paragenèses métamorphiques de l'unité occidentale</i>	60
III.3. Relations cristallisation-déformation	67
III.4. Estimation des températures et des pressions	72
<i>III.4.A. Résultats des estimations P-T</i>	73
III.4.A1. L'unité orientale	73
III.4.A2. L'unité occidentale	80
<i>III.4.B. Interprétation des données P-T et conclusions</i>	85

CHAPITRE IV. ETUDE GEOCHIMIQUE EN ELEMENTS MAJEURS, EN TRACE ET ISOTOPES 89

IV.1. Introduction 91

IV.2. Les éléments majeurs 94

Les analyses d'éléments majeurs ont été reportées, pour chaque échantillon, dans le tableau IV-1. Certains diagrammes utilisés pour différencier la nature des roches et leur possible filiation mais également leur lignée chimique de différenciation et le type d'environnement géodynamique sont présentés pour les échantillons d'origine ignée (Figure IV.1, IV.2, IV.3 et IV.4, IV.5)..... 94

IV.2.A. Domaine externe 94

IV.2.B. Domaine interne 94

IV.2.C. Synthèse des éléments majeurs..... 99

IV.3. Les éléments en trace..... 100

IV.3.A. Domaine externe 100

IV.3.B. Domaine interne 101

IV.3.C. Traits généraux en éléments en trace de la zone étudiée 103

IV.4. Les isotopes du Sr et Nd 107

IV.4.1. Les isotopes du strontium..... 107

IV.4.2. Les isotopes du néodyme 111

IV.4.3. Les âges modèle du néodyme..... 113

IV.5. Conclusion / Synthèse Partie Géochimie..... 115

CHAPITRE V. ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE U-PB ET AR/AR..... 117

V.1. Introduction 119

V.2. Contexte et localisation des échantillons 121

V.3 Géochronologie U-Pb 124

V.3.1. *Unité orientale*..... 124

V.3.2 *Unité occidentale* 131

V.4. Géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 149

V.4.A. *Le domaine externe*..... 149

V.4.B. *Unité orientale du domaine interne*..... 150

V.4.C. *Unité occidentale du domaine interne*..... 155

V.5. Bilan de l'étude géochronologique..... 162

V.5.1. Interprétations des âges U-Pb 162

V.5.2. Interprétations des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 164

V.5.3. Synthèse géochronologique 166

CHAPITRE VI: SYNTHÈSE - CONCLUSIONS..... 169

VI.1. Héritage archéen..... 171

VI.2. Cycle éburnéen (2.1-2.0 Ga)..... 172

VI.3. L'orogénèse panafricaine (560 à 480 Ma)..... 173

VI.4. La chaîne panafricaine d'Angola dans le contexte de l'Afrique de l'Ouest..... 176

VI.5. Corrélations avec les chaînes brasiliano et évolution du Gondwana occidental 178

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	193
ANNEXE I : TECHNIQUES ANALYTIQUES	211
ANNEXE II : ECHANTILLONNAGE	241
ANNEXE III: ANALYSES MICROSONDE, THERMOBAROMETRIE	245
ANNEXE IV: ANALYSES GEOCHIMIQUES	283
ANNEXE V : RESULTATS U-PB ET ⁴⁰AR/³⁹AR.....	289

Chapitre I. Introduction

I.I. Introduction générale

Ce travail de thèse porte sur la caractérisation structurale, pétrologique, géochronologique et géochimique de la partie Nord-Ouest de l'Angola, zone pour laquelle très peu de données existent dans la littérature. Cette zone particulière représente une chaîne de montagne d'âge Néoprotérozoïque située en bordure du craton du Congo. L'origine de cette chaîne et son évolution au cours du temps restent très mal connues et ont été l'objet de nombreuses controverses au cours des dernières décennies (Stanton et al., 1963; Schermerhorn et al., 1964; Korpershoek, 1964; Carvalho, 1982,1984 ; Carvalho et al., 2000; Vicat et Gioan, 1988; Franseen et André, 1988; Maurin et al., 1991; Mpemba-Bony et Bassot, 1993; Trompette et Carozzi, 1994; Boudzoumou et Trompette, 1988; Tack et al., 2001). Mais elle constitue une zone clé pour appréhender l'évolution du supercontinent Gondwana au cours du temps.

L'objectif de ce travail de thèse consiste donc, à partir d'une approche pluridisciplinaire, à proposer un modèle d'évolution géodynamique de cette partie de l'Angola au cours du cycle panafricain et à l'intégrer dans un modèle général d'évolution de l'Afrique de l'Ouest et de l'Amérique du Sud avant l'ouverture mésozoïque de l'océan Atlantique.

I.1 Evolution des supercontinents Rodinia et Gondwana

Au cours des temps géologiques, de larges masses continentales, appelées "supercontinents" se forment par l'amalgamation successive de différents blocs crustaux et, dans le même temps, la disparition de portions de lithosphère océanique qui séparaient initialement ces différentes masses continentales. Simultanément, des terrains de haut grade se développent dans les zones internes en réponse aux événements collisionnels. Toutefois, après quelques dizaines de millions d'années, ces supercontinents deviennent à leurs tours instables et se fragmentent durant des épisodes de dispersion continentale. Ces comportements cycliques des couches supérieures de notre planète sont étroitement liés aux changements de mouvements mantelliques, ces grands événements se produisant très schématiquement avec une cyclicité d'environ 500-600 Ma appelée "Cycle de Wilson". Parmi ces grands continents on trouve le Columbia (~1.9 Ga), le Rodinia (~ 1.0 Ga) et le Gondwana (~0.6 Ga).

I.1.A. Evolution du Rodinia

Le Rodinia, supercontinent Mésoprotérozoïque, s'est formé 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). Le Rodinia est resté stable jusqu'à environ 750-650 Ma (Cordani et al., 2003), date de l'ouverture de l'océan Iapétus au Nord et Adamstor au Sud (Figure I.1A). La reconstruction du Rodinia a souvent été rendue difficile par le manque d'âges absolus des différentes masses cratoniques en présence. Toutefois, plusieurs auteurs (Hoffman, 1991; Dalziel et al., 2000) ont mis en évidence l'existence d'une collision continentale entre d'une part, le craton Kalahari et d'autre part, le bloc Laurentia (Figure I. 1B). Beaucoup d'imprécisions subsistent notamment en ce qui concerne la position du craton Congo-Sao Francisco dans le Rodinia. Le bloc Borborema/Transharien correspondant à la zone actuelle Nord-Est du Brésil et son analogue côté Ouest Afrique, i.e. Bénin, Nigéria, Cameroun..., est également considéré comme une partie du Rodinia (Trompette et Carozzi, 1994; Caby, 1987). Ce craton ainsi constitué aurait toujours été situé très près du craton Congo-Sao Francisco.

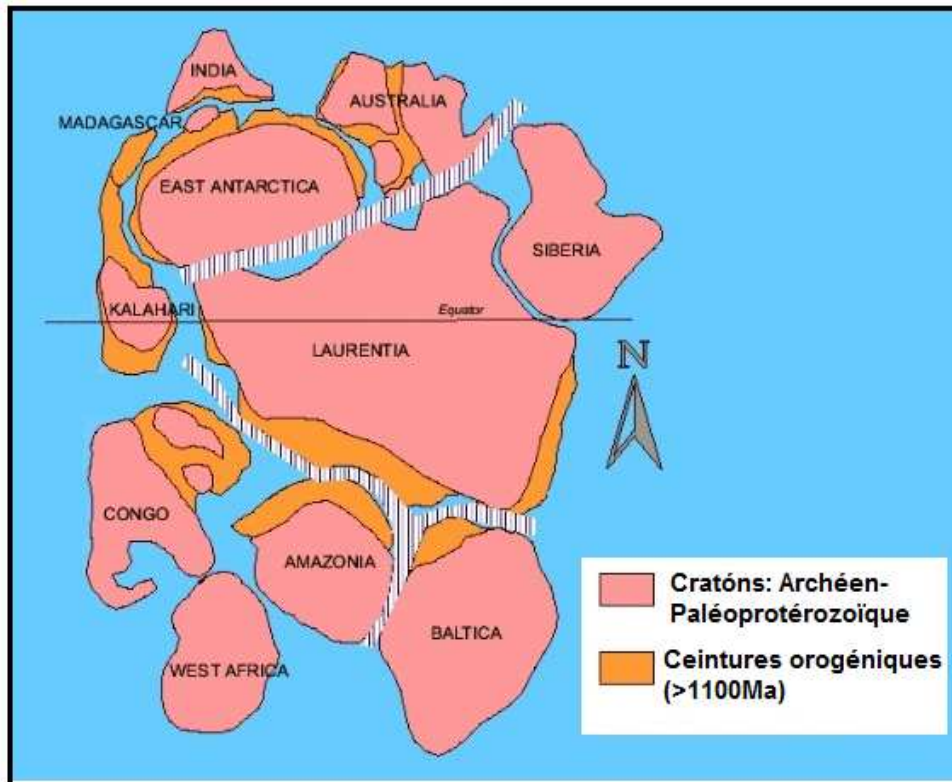


Figure. I.1A. : Reconstruction du Supercontinent Rodinia d'après Torsvik et al. (1996)

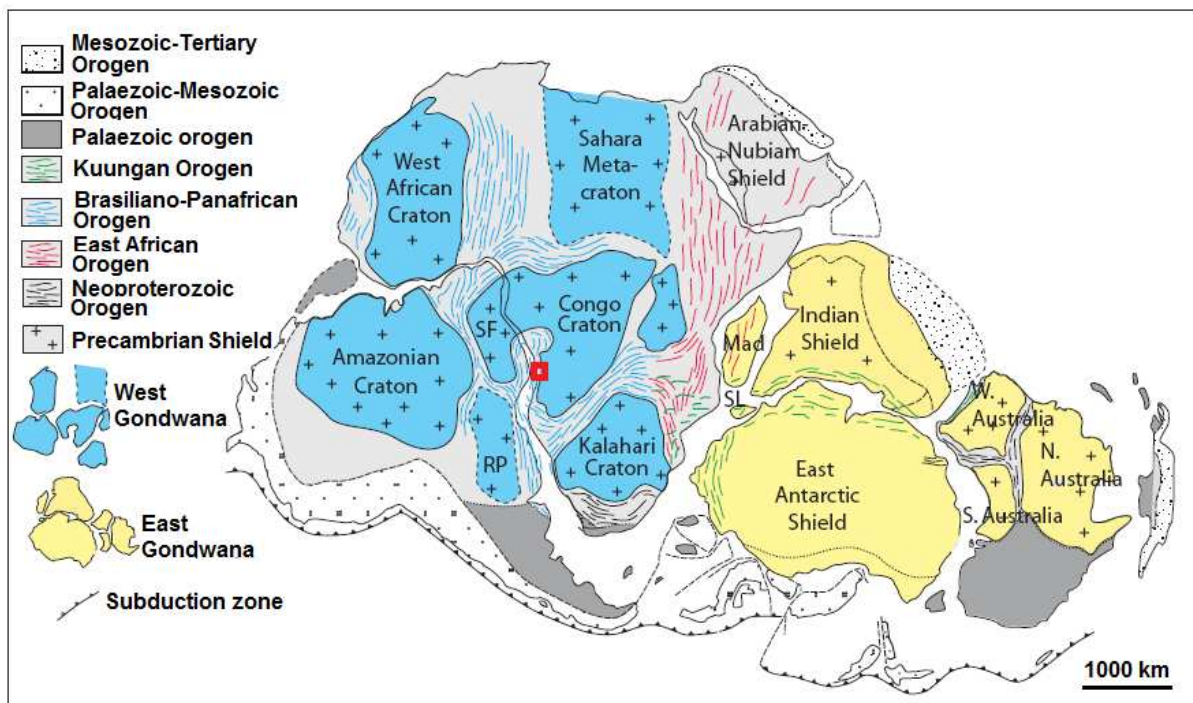


Figure. I.1B. : Reconstruction du Gondwana d'après Gray et al. (2008)

1.1.B. Evolution du Gondwana

Le Gondwana représente le super continent qui se forme à la suite de la fracturation du Rodinia aux environs de 750-650 Ma. Classiquement on distingue le Gondwana oriental: Antarctique orientale, Australie, Inde, Madagascar, Arabie, Nouvelle-Guinée, Chine, Indochine et bassin du Tarim, du Gondwana occidental formé de l'Amazonie, du craton Rio Plata, de l'Afrique occidentale, la Floride, l'Avalonia et l'Europe du sud. La reconstitution paléogéographique des marges continentales de l'Est Brésilien et d'Afrique de l'Ouest a été basée sur la reconstruction cartographique et paléomagnétique du Gondwana occidental (Porada, 1989; Trompette et Carozzi, 1994; Dalziel, 1997; Pedrosa-Soares et al., 1992). Ainsi, au Néo-Protérozoïque les données paléomagnétiques suggèrent l'existence d'un pôle commun pour les cratons São Francisco et Rio de la Plata d'une part, et le Congo et le Kalahari d'autre part (D'Agrella-Filho et al., 1990, 2004; Renne et al., 1990). Un grand nombre de données stratigraphiques, structurales, pétrographiques et géochronologiques montrent également la similitude entre les structures des cratons d'Amérique du Sud (marge Est Brésil: ceintures Araçuaí, Ribeira et Dom Feliciano) et celles de la marge Ouest Congolienne-Damara, i.e. cratons du Congo et du Kalahari (Figure I.1). Jusqu'à l'ouverture de l'Océan Atlantique au cours du Crétacé, il apparaît qu'il existait un pont qui reliait le craton de Sao Francisco au Brésil au craton du Congo en Afrique Occidentale, formant ainsi une virgation majeure à l'échelle de l'orogène (Figure I.2). Avant cette ouverture, cette région a enregistré la collision entre le craton Sao Fransisco et le craton du Congo lors de l'orogénèse du Brasiliano-Panafricain datant du Néoprotérozoïque - début du Paléozoïque. En particulier, les données géochronologiques mettent en évidence une succession de phases tectono-métamorphiques et magmatiques survenues entre 580 et 500 Ma (e.g. Pedrosa-Soares et al., 1992, 2008; Maurin, 1993, Tack et al., 2001; Silva et al., 2005; Petitgirard et al., 2009; Frimmel et al., 2011). Ces données sont aussi contraintes par la similitude et le parallélisme des principales structures, telles que les ceintures orogéniques et volcaniques ou les grands décrochements observés de part et d'autre de l'Océan Atlantique (De Wit et al. 1988; Tack et al, 2001; Porada et al., 1989 et Figure I.3). Gray et al. (2006) montrent également que les séries sédimentaires d'âge néoprotérozoïque présentes de part et d'autre de l'Atlantique ont une évolution tectonique et métamorphique identique au cours du cycle panafricain-brasiliano.

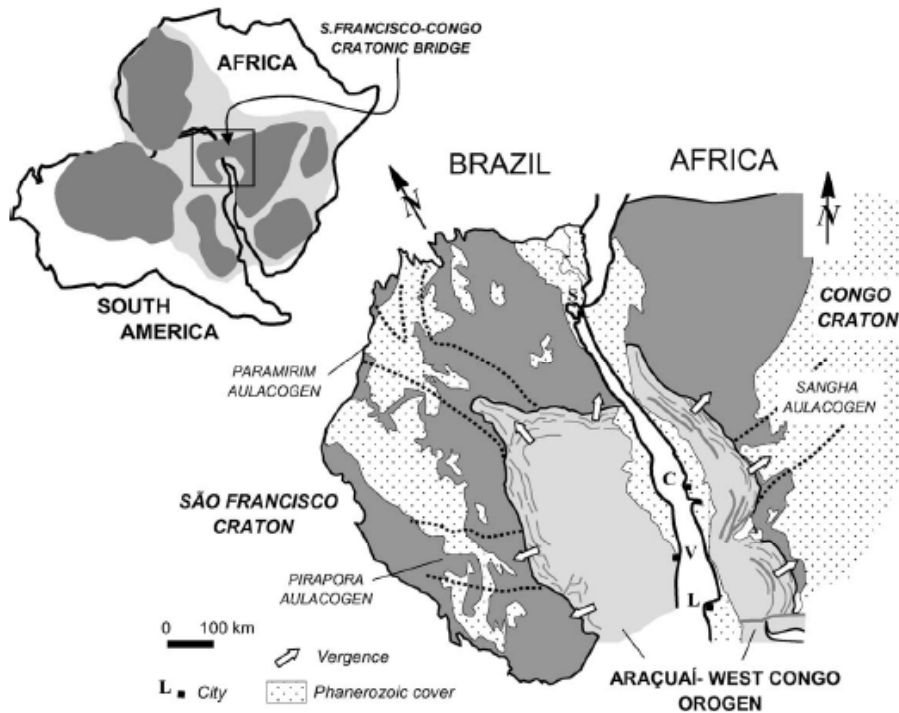


Figure I.2: L'orogène Araçuaí-Ouest Congo entre les cratons de Sao Francisco et Congo du Gondwana occidentale (De Witt et al., 1988). V=Vitoria, S = Salvador; L = Luanda; C= Cabinda.

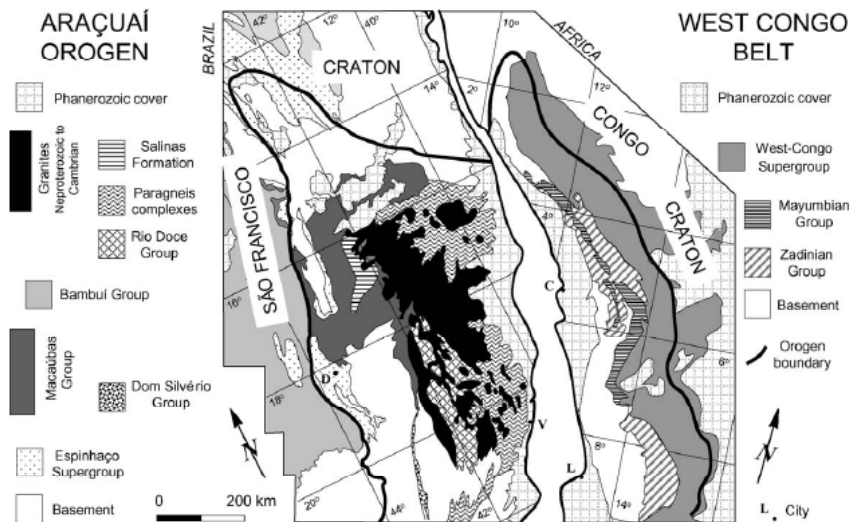


Figure I.3: Distribution des principales unités lithostratigraphiques présentes au sein des ceintures Ouest Congo et Araçuaí d'après Pedro-Soares (2001) et Tack et al. (2001) Villes: D= Diamantina, V=Vit'oria, C= Cabinda, L = Luanda.

I.2. La chaîne Ouest Congolienne (Afrique de l'Ouest)

La nouvelle reconnaissance gravimétrique de la ceinture Ouest-Congo a conduit à la mise en évidence de domaines gravimétriques majeurs correspondant à des unités structurales distinctes. En accord avec les données géologiques récentes, l'interprétation des données gravimétriques permet de confirmer que la structure actuelle de cette ceinture résulte d'évènements tectoniques d'âge panafricain avec des structures géologiques montrant une vergence Est (Maurin, 1993 ; Tack et al., 2001 ; Alkmim, et al., 2006). A l'échelle de la ceinture Ouest Congo - Damara, un magmatisme granitique précoce se met en place entre 780-740Ma et est interprété comme résultant de la destruction progressive d'une croûte juvénile océanique (Macaùbas et Adamastor) dans une zone de subduction à pendage est témoignant de la convergence E-W des cratons São Francisco-Rio Plata et Congo-Kalahari (Gray et al., 2006 ; Alkmim et al., 2006). Des auréoles thermiques et des déformations gravitaires sont associées à ce stade majeur de plutonisme.

Par la suite, la tectonique panafricaine en Afrique de l'Ouest est caractérisée par des directions de raccourcissement différentes entre les différents cratons, conduisant en particulier à une virgation majeure des structures entre les cratons Congo et São Francisco et à de grands décrochements sénestres et dextres de part et d'autre de l'Atlantique. La déformation maximum de ces ceintures, dominée par des chevauchements à vergence externe, se produit entre 580 et 530 Ma, marquant la fin d'une évolution en marge passive des cratons Congo-Kalahari (Figures I.4 et I-5). Les déformations des dépôts de bassin sont liées aux contraintes tardives et au soulèvement de l'axe de la ceinture.

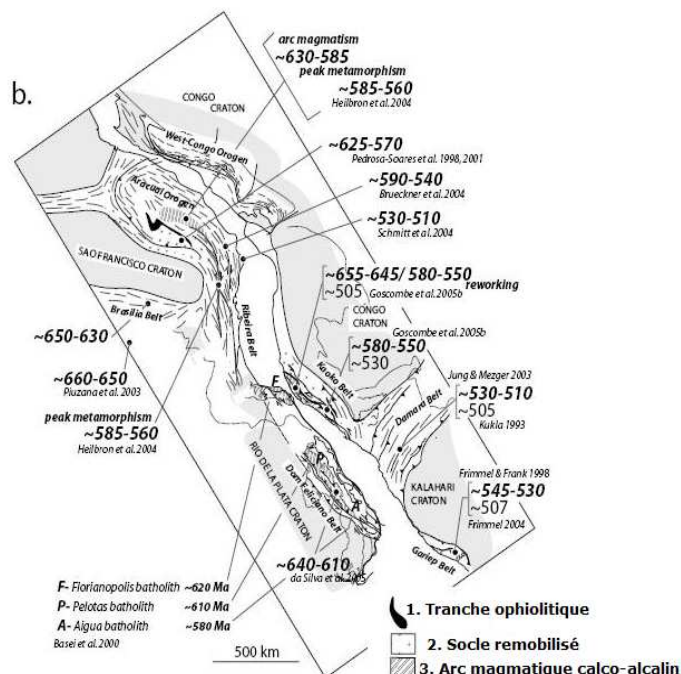


Figure I.4: Reconstruction des ceintures Ouest Congo et Damara (Gray et al., 2006, Alkmim, 2004) et corrélations avec les ceintures Brasiliano. Les âges des différents segments orogéniques sont indiqués.

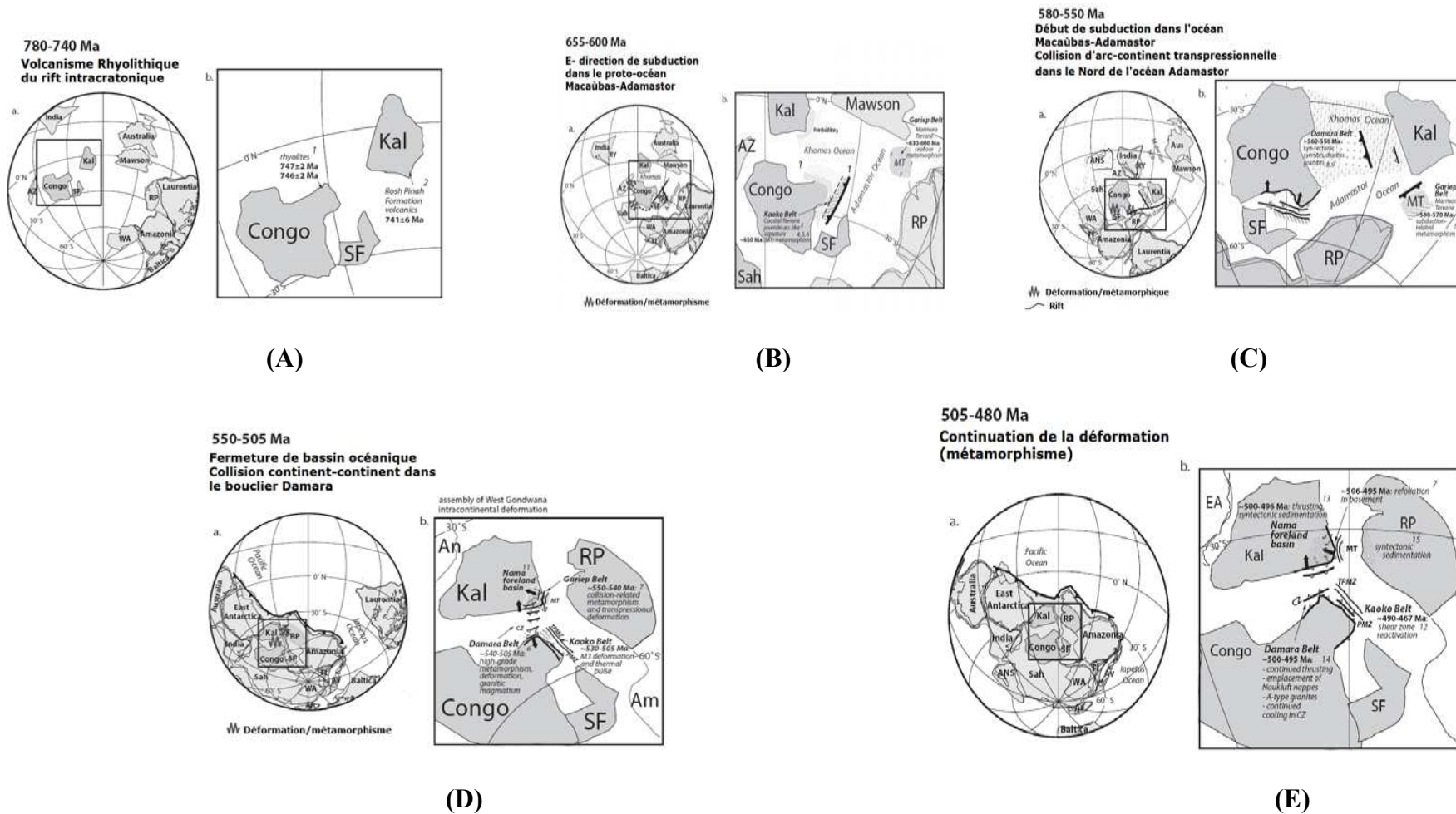


Figure I.5.: Modèle d'évolution géodynamique des ceintures Ouest Congo et Damara d'après Gray et al. (2006).
 An- Craton Antarctique, Am- Craton Amazonien, SF- Craton São Francisco, RP- Craton Rio Plata, Kal- Craton Kalahari, Sah- Sahara métacraton

I.3. Structuration du Nord-Ouest de l'Angola

L'Angola est située en Afrique de l'Ouest, au Sud du Congo entre les latitudes 4°S-18°S et les longitudes 12°E-24°E et s'étend sur une superficie de 1 246 700 km². Il est bordé par l'océan Atlantique avec une longueur de côtes de près de 1650 km.

Bien que très peu d'études récentes mettant en oeuvre des techniques modernes aient été réalisées en Angola, les données de la littérature suggèrent l'existence de quatre grands domaines (Figure 1.6):

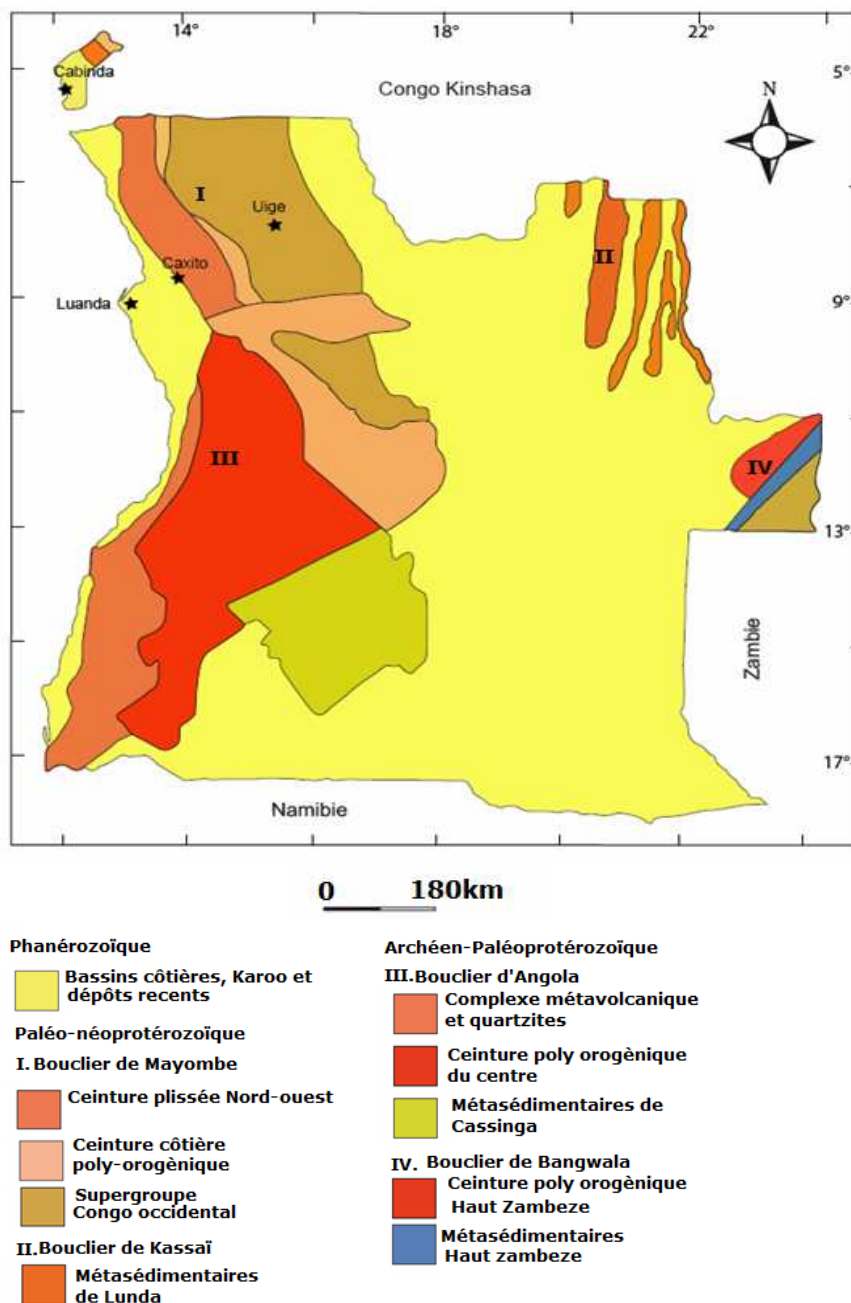


Figure.I.6: Carte schématique des différents domaines distingués en Angola d'après Araújo et al. (1992).

I) le bouclier de Mayombe, subdivisé en une zone interne et une zone externe, affleure depuis le Nord-Ouest de l'Angola jusqu'au horst de Kwanza au Sud. Il est formé de roches protérozoïques, voire archéennes, remobilisées au cours de l'évènement Panafricain (Stanton et al., 1963; Carvalho, 1982; 1984).

II) le bouclier de Kassai (Protérozoïque Supérieur) en continuité au NE avec la région de Kassai (République Démocratique du Congo, RDC). Il est constitué des groupes Lunda (gneiss, schistes et amphibolites) et Luana (schistes, quartzites, calcaires et conglomérats) (Araújo et al., 1992 ; Carvalho et al., 1984).

III) le bouclier d'Angola central d'âge Archéen et Protérozoïque inférieur et supérieur. Il s'étend vers le SW jusqu'à la région de Cunene et est constitué de plusieurs unités parmi lesquelles on peut citer: un complexe métamorphique et quartzitique, une ceinture poly-orogénique, l'unité métasédimentaire de Cassinga (Carvalho et al., 2000).

IV) à l'Est le bouclier de Bangwala (Archéen - Protérozoïque inférieur) à la frontière avec la Zambie est constitué de trois unités principales : la ceinture poly-orogénique alto Zambèze, les métasédiments d'Alto Zambèze et la ceinture plissée Alto Zambèze (Araújo et al., 1992 ; Carvalho et al., 2000).

Le Nord Ouest de l'Angola, localement dénommé « Escudo de Maiombe », est bordé à l'ouest par les séries sédimentaires d'âge Aptien à Tertiaire des bassins du Bas Congo et de Kwanza et, à l'Est, par le Supergroupe Karoo d'âge carbonifère supérieur à Jurassique moyen ainsi que par des dépôts quaternaires. Ces grands ensembles sont distingués sur la base de critères souvent discutables tels que des âges Rb/Sr sur roche totale ou encore des relations structurales, métamorphiques et magmatiques peu précises et très fragmentaires.

Deux grands ensembles structuraux peuvent toutefois être identifiés selon une coupe E-W (Figure 1.7.): i) un domaine externe subautochtone, ou faiblement allochtone, à structures imbriquées, avec présence de séries sédimentaires d'âge Protérozoïque supérieur et, ii) un domaine interne allochtone, large et essentiellement formé de nappes de socle polycyclique (Stanton et al., 1963; Schermerhorn et Stanton., 1963; Carvalho et al., 2000).

1.3.A. Le domaine externe épizonal

Ce domaine est constitué de formations présentant un degré métamorphique faible à modéré et par une schistosité de flux. Il correspond au Supergroupe du Congo Occidental. La déformation enregistrée, d'âge panfricain, est pratiquement inexistante à l'extrême Est puis devient progressivement faible à modérée et moyenne avec de grands plis ouverts et l'existence de failles en progressant vers l'Ouest. Il semble donc qu'un passage graduel, tant du point de vue de la sédimentation que de la déformation, existe depuis l'avant-pays jusqu'à l'intérieur de ce domaine. D'Est en Ouest, on observe au sein de ce domaine externe:

- des grès quartzeux, d'origine terrigène et comprenant des grès feldspathiques, des arkoses, grauwackes et argiles d'âge Paléogène (Stanton et al., 1963);
- des calcaires et dolomites avec présence de nombreux nodules de silex d'âge néoprotérozoïque;
- des schistes pélitiques, constitués par des schistes s.s., des schistes carbonatés, des argiles et pélites d'âge néoprotérozoïque (Araújo et al., 1992).

1.3.B. Le domaine interne mésozonal

Le domaine interne est le plus étendu et le mieux exposé des terrains présents au Nord Ouest de l'Angola. Ce domaine est caractérisé par la présence d'un épisode métamorphique bien marqué atteignant le degré du faciès amphibolite et par une rétro-morphose dans le faciès

schiste vert. Les roches caractéristiques de cette zone sont des micaschistes, des orthogneiss, des amphibolites, migmatites et gneiss polycycliques recoupés par des intrusions de granites et granodiorites (Schermerhorn et al., 1963 ; Torquato et al., 1979; Carvalho, 1982). La déformation enregistrée est de forte intensité avec présence d'un chevauchement majeur au niveau de la zone de contact entre les deux domaines.

Les gneiss et migmatites de faciès amphibolite sont considérées comme les unités les plus anciennes de cette région et correspondent au « Complexe de base » (Schermerhorn et al., 1963 ; Torquato et al., 1979; Carvalho, 1982). On trouve également des métasédiments de deux types : - de haut degré essentiellement des quartzites et marbres appelés « Anciens métasédiments » (Korpershoek, 1964; Carvalho, 1982, 1984); - une unité de métasédiments de faciès schistes verts nommés « Nouveaux métasédiments » (Carvalho, 1982,1984). On dénote également la présence de roches plutoniques de composition granodioritique plus ou moins métamorphisées contenant des reliques magmatiques.

Les données géochronologiques quoique très peu nombreuses et souvent imprécises montrent la nature polyorogénique de ce domaine. D'un point de vue structural, deux phases de déformation et d'épisodes métamorphiques ont été décrites dans cette zone. Très peu de données récentes existent sur cette zone tant au niveau structural que pétrographique ou géochimique et géochronologique.

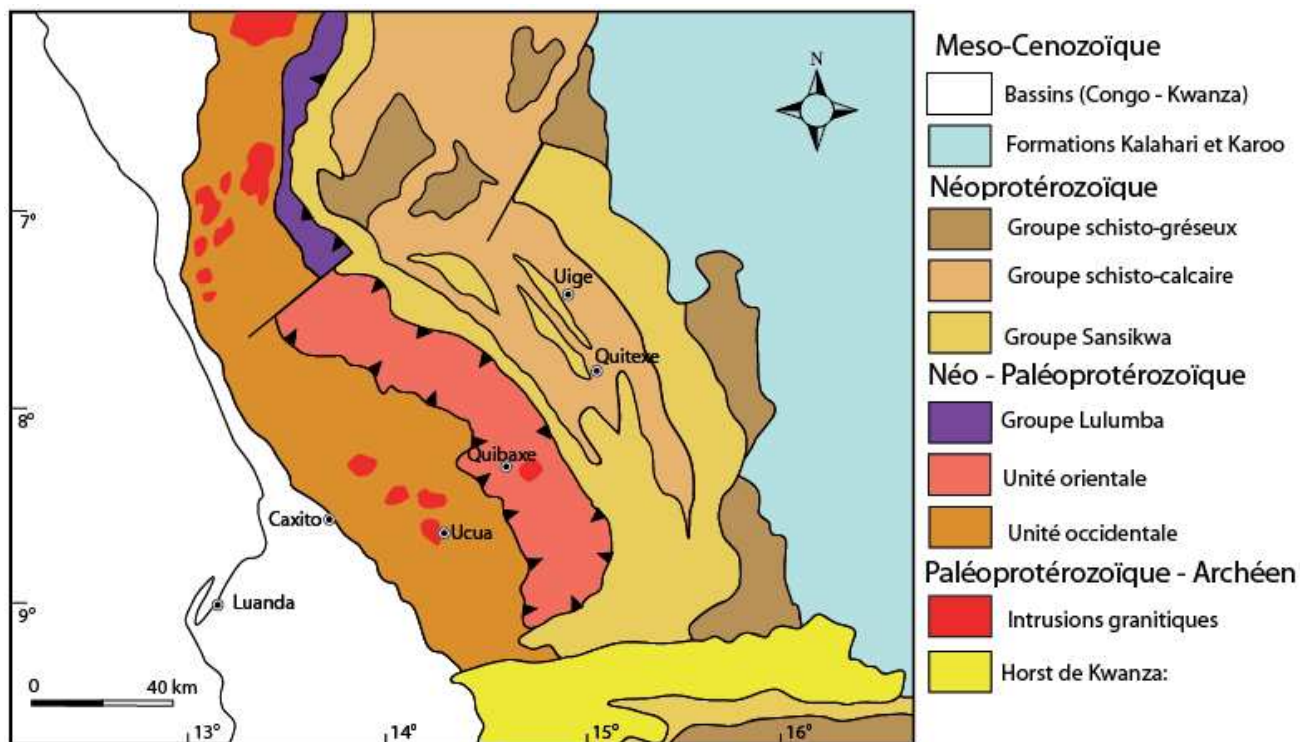


Figure I.7 : Carte géologique de la partie Nord-Ouest de l'Angola présentant la zone d'étude de ce travail

I.4. Problématique de l'étude

La géologie au sens large de la partie Nord Ouest de l'Angola est très mal connue tant du point de vue des formations qui la composent que de son évolution au cours du temps et de son extension. Les études antérieures, souvent très locales et limitées, sont toutes très anciennes, pour la plupart antérieures à 1975. De plus, ce sont, le plus souvent, de simples levés géologiques (Stanton et al., 1963; Schermerhorn et al., 1964; Korpershoek, 1964) accompagnés par des descriptions essentiellement pétrographiques et de très rares informations géochronologiques (Rb/Sr sur roche totale) et structurales (Torquato et al., 1979; Carvalho, 1982; 1984; Carvalho et al., 2000).

En particulier, la quasi-absence de données géochronologiques absolues et de données géochimiques précises et détaillées sur cette zone, n'a pas permis de proposer une subdivision des unités tectono-métamorphiques présentes au sein de cette région. Ces lacunes sont responsables de l'utilisation de termes vagues et imprécis pour ces formations tels que "ceinture côtière poly-orogénique" ou encore "ceinture plissée du Nord-Ouest". Ces dénominations locales ne permettent pas d'établir de corrélations précises avec les autres segments panafricains d'Afrique de l'Ouest ou d'Amérique du Sud et rendent ainsi très difficiles la reconstitution de l'évolution géodynamique de cette zone au cours du temps.

C'est pour ces raisons essentielles et dans l'optique d'apporter des contraintes modernes permettant d'affiner des reconstitutions paléogéodynamiques que ce travail de thèse a été développé. Compte-tenu de l'absence quasi-totale de contraintes dans toutes les disciplines de la géologie, cette thèse comporte plusieurs volets distincts:

- i) Dans la partie II intitulée "Caractérisation lithologique et structurale du NW de l'Angola" seront présentés les résultats de l'étude structurale de terrain et en laboratoire réalisée au cours de ce travail. Ce premier volet a été essentiel pour définir les différentes formations affleurant au sein de cette zone (domaines externes et internes), leurs caractéristiques tectoniques (degré de déformation, ...) et relations structurales et métamorphiques. Un échantillonnage exhaustif et détaillé a également été réalisé durant les différentes missions de terrain qui se sont déroulées au total sur une durée de 4 mois répartis sur les trois années durant lesquelles s'est déroulé ce travail. La localisation précise et les caractéristiques des échantillons étudiés en laboratoire sont fournies dans l'annexe II. De plus, une étude détaillée des fabriques cristallographiques a également été réalisée sur quelques échantillons au cours de ce travail. Ceci nous a permis de caractériser les différents types de déformations enregistrées (histoire, style, régime) par les diverses formations lithologiques ainsi que les relations cristallisation-déformation.
- ii) Le chapitre III correspond à l'étude pétrographique des formations présentes au sein du secteur d'étude. Il a pour objectif principal de caractériser pétrographiquement les différents échantillons, tout d'abord à l'échelle de l'affleurement puis en lame mince afin de préciser les paragenèses minérales présentes ainsi que les relations existant entre magmatisme, métamorphisme et déformation. Quelques échantillons de la zone interne ont été étudiés en détail afin de les caractériser du point de vue des conditions de pression et température et ainsi de proposer une évolution P-T pour les différents domaines métamorphiques étudiés.

- iii) Le chapitre IV s'intitule " Etude géochimique" et présente les résultats détaillés obtenus en éléments majeurs et traces ainsi qu'en isotopes Sr, Nd et Pb sur une vingtaine d'échantillons sélectionnés au sein des domaines externes et internes. Cette étude a pour intérêt essentiel de caractériser la nature et la lignée géochimique des différentes lithologies échantillonnées, leur relations pétrogénétiques ainsi que de fournir des contraintes essentielles sur leur évolution temporelle, la nature et l'âge des protolithes impliqués (âges modèles).
- iv) Au chapitre V sont présentés les résultats de l'étude géochronologique qui combine la détermination d'âges absolus U-Pb sur zircons et/ou monazites avec l'obtention d'âges absolus Ar/Ar sur amphibole et/ou micas. Ce travail a pour objectif d'établir avec précision l'âge des différentes unités ainsi que leur chronologie respective. Une meilleure connaissance des âges des différentes formations permettra de mieux contraindre l'évolution de la zone d'étude au cours du temps, et en particulier de préciser le déroulement et l'impact de l'évènement Panafricain dans la partie Nord-Ouest de l'Angola. Mis en parallèle avec les données structurales et pétrographiques, ces résultats permettront de proposer un chemin P-T-t pour un certain nombre d'échantillons clés du secteur étudié.
- v) Enfin, ce manuscrit se terminera par une section dédiée à la synthèse des différents résultats obtenus par la mise en oeuvre conjointe de différentes disciplines de la géologie sur une même série d'échantillons provenant de la partie Nord Ouest d'Angola. Ainsi, l'évolution géodynamique de cette zone au cours du temps peut être précisée ainsi que les relations avec la partie correspondante présente sur la marge opposée de l'océan Atlantique (ceinture Ribeira – Araçuaí).

Chapitre II. Caractères lithologiques et structuraux du NW de l'Angola

II.1. Introduction

Dans ce chapitre, nous présentons un ensemble d'observations réalisées sur le terrain et en laboratoire qui permettent de mieux appréhender l'évolution structurale de notre secteur d'étude. Cette analyse structurale est basée sur des données de terrain qui restent relativement peu nombreuses en raison des conditions d'affleurement et sur l'étude des lames minces des échantillons prélevés, ceux-ci étant systématiquement orientés par rapport aux repères géographiques et microstructuraux. Le but de cette étude a consisté à comparer les structures et microstructures des déformations de la petite à la grande échelle. Ceci permet de mieux définir l'évolution, le style et le régime des déformations, ainsi que les relations cristallisation – déformation. Finalement, en combinant les résultats obtenus par cette approche à ceux obtenus par l'étude du métamorphisme et par les datations U/Pb et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, il devient possible de préciser l'évolution tectonique du Nord-Ouest de l'Angola.

II.2. Structure générale

Le Nord Ouest de l'Angola (Figure II.1) est constitué de deux grands ensembles structuraux à l'Est, un domaine externe para-autochtone, plissé suivant des axes courbes N-S dans lequel sont impliquées des séries sédimentaires d'âge paléozoïque à néoprotérozoïque et, à l'Ouest, un domaine interne allochtone, polycyclique, archéen à panafricain, de grande étendue et chevauchant vers l'Est le domaine externe. Le contact entre ces deux domaines correspond à une zone de cisaillement majeure de forme arquée, à pendage faible globalement vers l'Ouest qui amène les unités de socle internes sur les unités faiblement à non métamorphiques du domaine externe. Au Sud, les structures viennent buter contre le horst archéen-paléoprotérozoïque de Kwanza où elles se verticalisent selon une direction globalement Est-Ouest le long d'une zone de cisaillement dextre. Ainsi, globalement, les structures dessinent une virgation, orientées NNW-SSE dans la partie nord du secteur d'étude et pratiquement E-W dans sa partie sud.

Dans le domaine externe, l'analyse sur le terrain et en carte permet de mettre en évidence une structure constituée de plis métriques à kilométriques (anticlinaux et synclinaux) d'axes orientés N-S ou NW-SE, droits ou déversés vers l'Est à NE lorsqu'on se rapproche du contact avec le domaine interne. Ce contact est une zone mylonitisée de quelques kilomètres d'épaisseur où la schistosité *S1* pend de 35° vers l'ouest et est marquée par l'apparition de micas blancs sur quelques hectomètres d'épaisseur sous le contact

Le domaine interne est formé de deux unités constituées de métasédiments et d'intrusions granitiques et caractérisées par une foliation de pendage variable, dessinant un synforme dans la partie orientale du domaine interne (Figure II.2), et très replissée à l'Ouest, dans la partie de haute grade de la chaîne. A l'Est, cette foliation porte une linéation d'allongement N60 à N70 relativement constante et bien marquée par l'orientation des minéraux, les critères microstructuraux suggérant un charriage vers l'Est sur le domaine externe. Localement, la foliation principale est replissée de manière plus ou moins intense par des plis et microplis centimétriques à métriques, et dont l'empreinte est beaucoup plus marquée à l'Ouest, avec une transposition quasi-complète des structures et une verticalisation de la foliation à l'approche du bassin sédimentaire méso-cénozoïque.

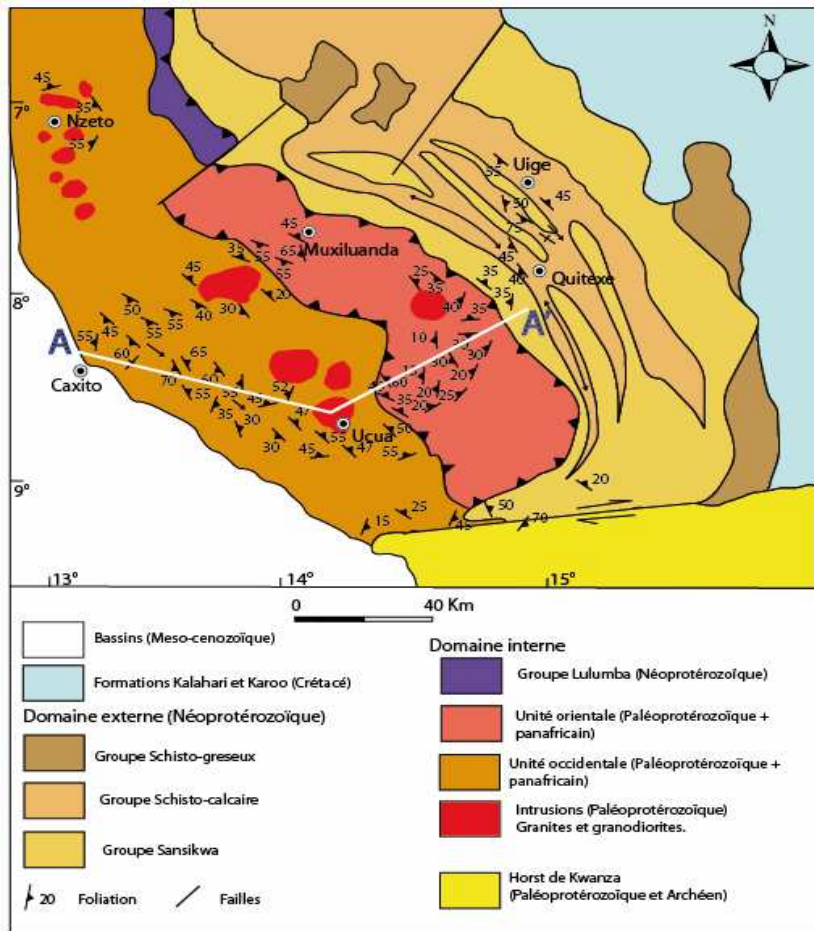


Figure II.1 : Carte du secteur d'étude Caxito-Uige. Les contours des unités ont été tracés à partir de la carte géologique de l'Angola 1/1.000.000 (Araújo et al, 1992).

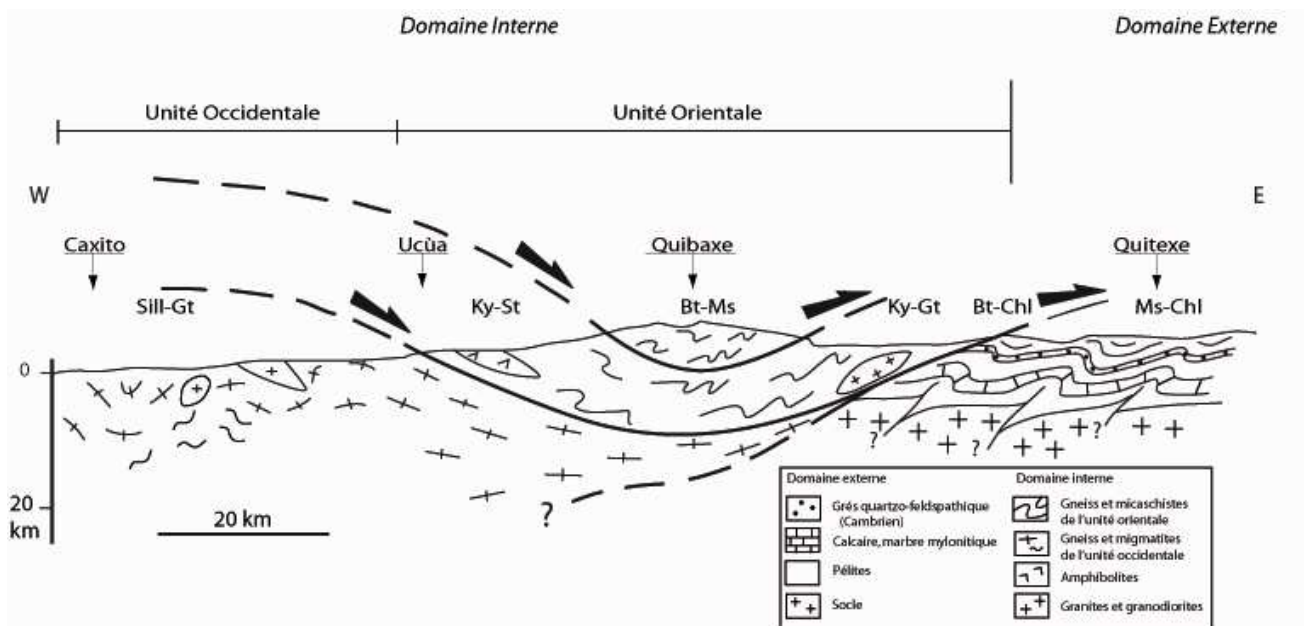


Figure II.2 : La coupe principale de Caxito-Quitexe (ce travail)

II.3. Les unités structurales

II.3.A. Le domaine externe

Ce domaine est caractérisé par des formations non à faiblement métamorphiques et regroupe des pélites, grés-pélites et calcaires d'âge néoprotozoïque, et des grès-quartzeux d'âge cambrien. Ces derniers scellent une déformation marquée par de grands plis N-S et une schistosité de flux qui se développe près du contact avec le domaine interne.

II.3.A1. Lithologies

a) Les pélites et grés-pélites (Figures II.3A et II.4B)

Les pélites d'âge néoprotozoïque apparaissent à la base de la séquence lithologique et reposent probablement sur un socle équivalent à celui affleurant dans le domaine interne. Les séries sont de couleur brun-verdâtre ou lie de vin, plissées et présentent localement une schistosité orientée N120 à 140 avec un pendage vers le sud-ouest. En lame mince, ces pélites peuvent être riches en micas blancs détritiques. Dans les zones de déformation intense, les phénoclastes de quartz et de muscovite sont souvent recristallisés sur les bords, ils sont moulés par une matrice partiellement recristallisée, composée de microcristaux de quartz, de muscovite et chlorite qui peut être soit détritique, soit de néoformation. C'est à ce niveau que commence à se manifester de façon visible le métamorphisme, notamment par la recristallisation sur les bords des grains de quartz, l'augmentation de la taille des micas blancs néoformés et des cristaux de quartz de la matrice, et enfin l'apparition d'une chlorite de néoformation.

b) Les calcaires (Figures II.3 B, C et D)

Ces calcaires forment trois niveaux : un niveau inférieur de calcaires relativement massifs, surmontés de marno-calcaires puis de calcaires dolomitiques d'âge cambrien (Cahen, 1977 ; Carvalho, 1984). Le niveau de base apparaît dans la zone de Quitexe comme formé de calcaires de couleur gris clair à gris sombre relativement puissants, avec des intercalations noires riches en matières organiques, l'ensemble étant plissé selon des axes N120 à 140. Le passage au second niveau marno-calcaire est marqué par une alternance de calcaires et de schistes argileux dont la puissance augmente au fur à mesure que l'on s'élève dans la série. Les calcaires-dolomitiques du sommet de cette séquence affleurent dans la carrière de la commune de Songo. Ce sont des calcaires blancs compétents et très fracturés. La position stratigraphique de ce calcaire dolomitique par rapport à la série des marno-calcaires est imprécise en raison du manque de continuité des affleurements.

c) Les grès-quartzeux (Figure II.3E)

Ce groupe de roches affleure entre Songo (carrière) et Ambuila et est discordant sur les séries précédentes. La séquence comprend principalement des grès-quartzeux qui reposent sur un niveau peu épais de schistes argileux. Dans le paysage, les grès-quartzeux (âge cambrien probable) forment les sommets alors que les schistes argileux de base forment le fond des vallées. Ce sont des grès-quartzeux blancs moins compétents et avec de nombreuses paillettes de micas détritiques. La position stratigraphique de ces grès-quartzeux par rapport aux schistes argileux est imprécise en raison du manque d'affleurements et de la rareté des contacts. Toutefois, il semble que l'on évolue progressivement des schistes argileux aux grès-quartzites, en passant par des grès fins et schistes gréseux (Schermerhorn et al., 1964 ; Carvalho, 1982).

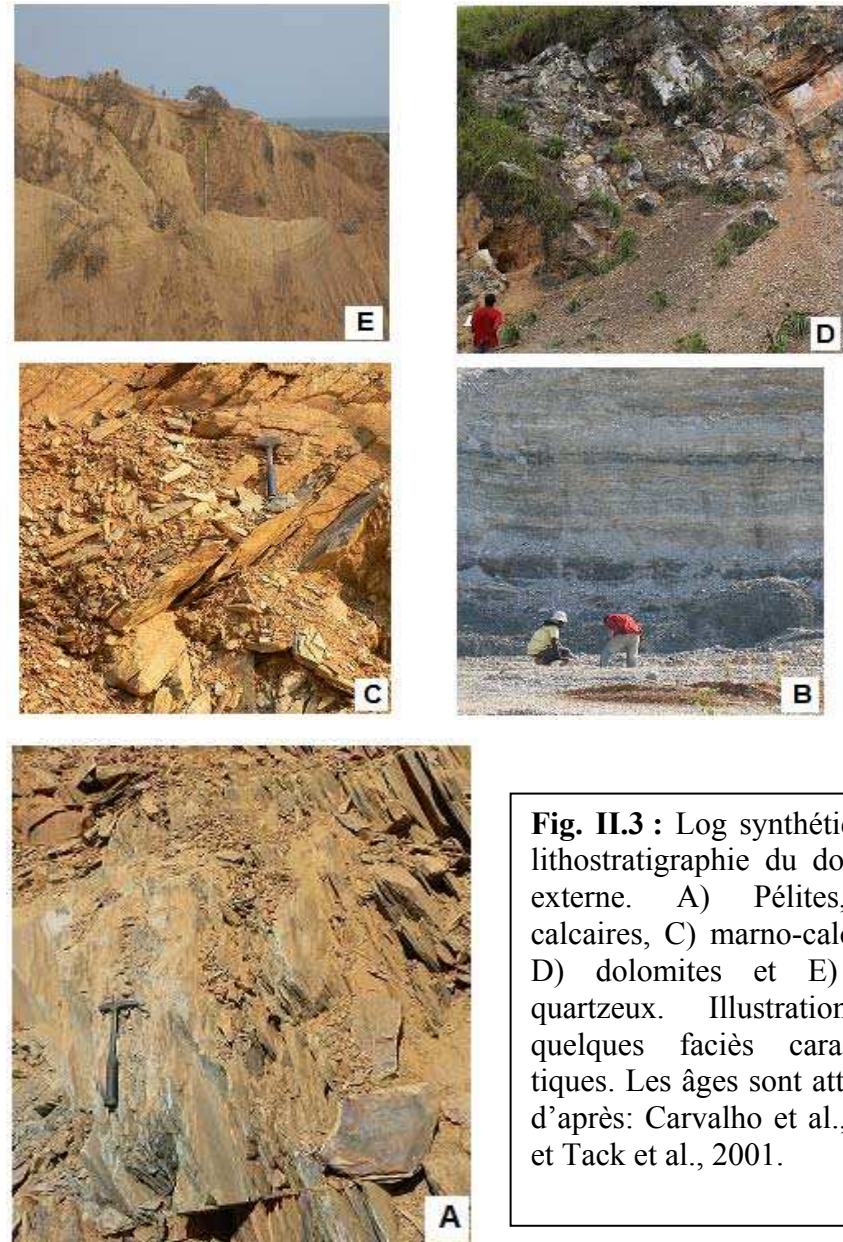
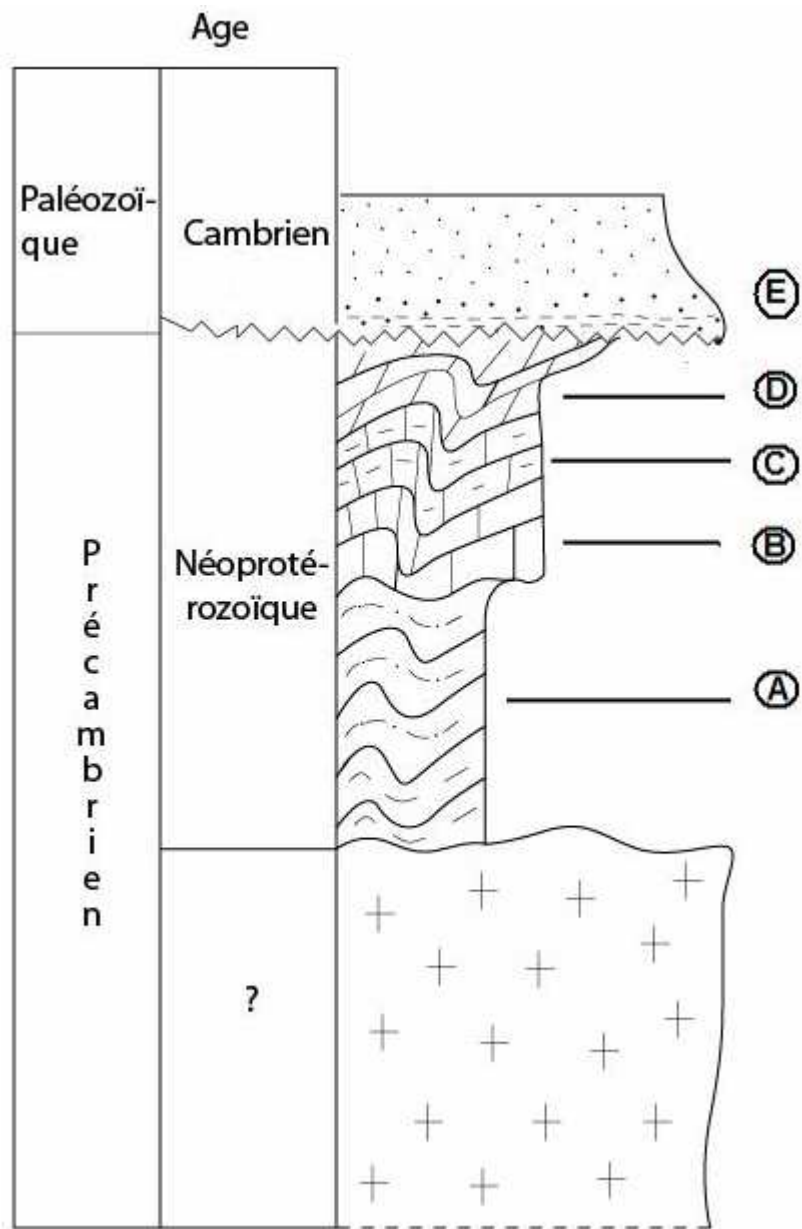


Fig. II.3 : Log synthétique et lithostratigraphie du domaine externe. A) Pérites, B) calcaires, C) marno-calcaires, D) dolomites et E) grés quartzeux. Illustration de quelques faciès caractéristiques. Les âges sont attribués d'après: Carvalho et al., 2000 et Tack et al., 2001.

II.3.A2. Structures

Les principales structures observées dans ce domaine sont de grands plis isopaques dans les calcaires et schistes pélitiques, accompagnées d'une schistosité de flux dans les schistes. Nos observations restent limitées à quelques affleurements, en particulier à proximité du contact entre domaines interne et externe.

a) Les plis

Les plis (PI), à faible rayon de courbure et à plan axial souvent incliné au SW. Ces plis sont métriques, hectométriques à kilométriques, et s'accompagnent du développement d'une schistosité bien marquée dans les niveaux pélitiques, parallèlement à la stratification. Lorsqu'on se rapproche du contact avec le domaine interne, les plis deviennent dissymétriques (Figure II.4A), le flanc inverse est plus raide que le flanc normal et ils sont déversés au NE.

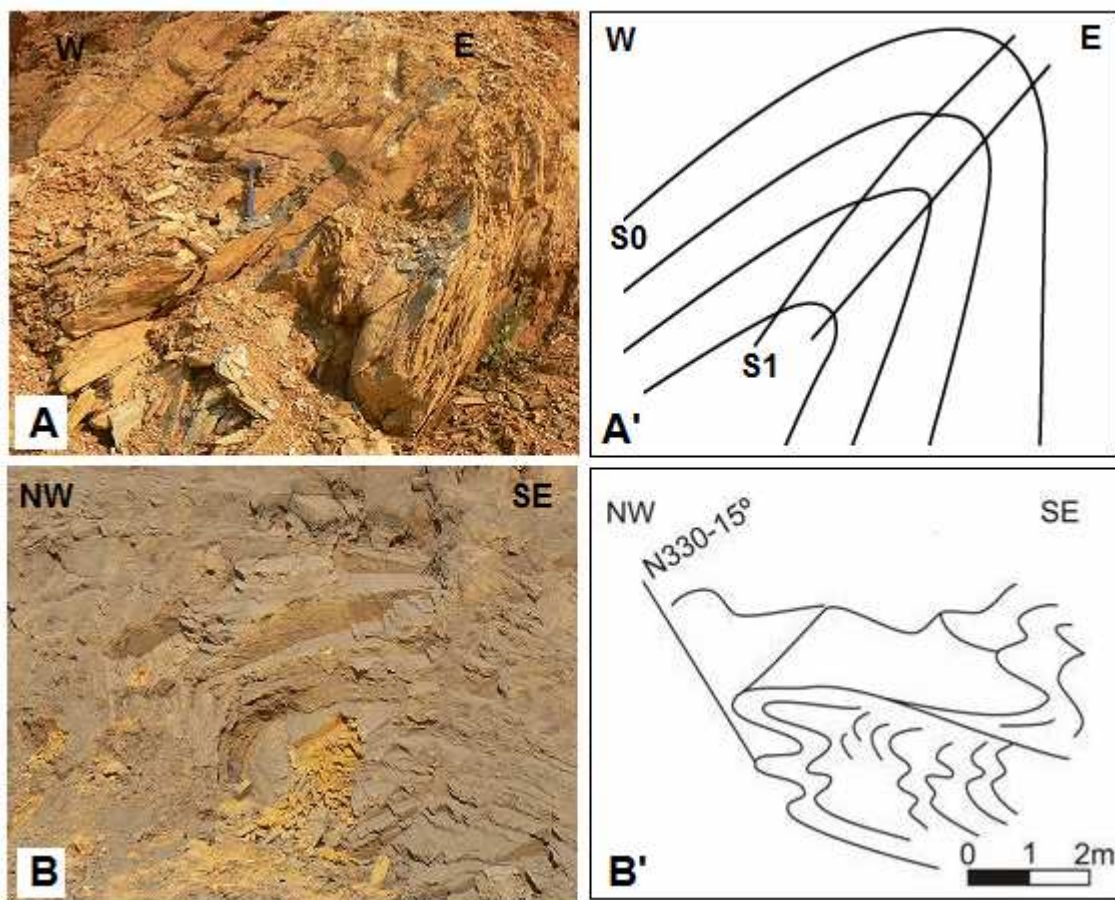


Figure II. 4: (A-A') : Calcaire avec des plis déversés à l'est et (B-B') : Schiste avec de plis déversés au NW.

b) La schistosité

Les plis (PI) sont accompagnés d'une schistosité (S_I) qui est oblique au plan de stratification (S_0) avec une direction N130 et un pendage moyen de 45° vers le SW. Le plan de schistosité est souvent confondu avec la stratification dans les calcaires schisteux.

c) La linéation d'allongement

Une linéation d'allongement (également minérale), peu marquée et contenue dans le plan de schistosité peut être localement observée près du contact. Elle plonge généralement à 20° au SW. Les grains détritiques sont déformés, étirés suivant une direction assez constante (N50 à N60) correspondant à la linéation d'allongement.

Sur le plan du métamorphisme, l'ensemble du domaine externe est affecté par un métamorphisme qui atteint la partie inférieure du faciès des schistes verts dans la zone du contact avec le domaine allochtone.

- Faciès anchizonal : il se développe à l'Est dans les calcaires qui sont affectés par un léger métamorphisme correspondant essentiellement à la cristallisation de la calcite microcristalline.

- Faciès schiste vert à albite - chlorite et micas blanc : Les pélites à proximité du contact développe un métamorphisme plus marqué souligné par la présence de micas blancs, de chlorite, d'albite et d'épidote. Les conditions P-T de ce métamorphisme n'ont pu être précisées au cours de cette étude. Des valeurs de 3-5 kbar et 300 - 400 °C nous paraissent des estimations raisonnables pour le pic de ce métamorphisme à proximité du contact..

II.3.B. Le domaine interne

Le domaine interne est formé essentiellement de gneiss, migmatites, micaschistes, amphibolites, marbres et quartzites et des granitoïdes anciens plus ou moins préservés des effets de la déformation et du métamorphisme panafricain. Du point de vue structural, nos recherches sur le terrain nous ont conduits à distinguer deux unités, orientale et occidentale, pour lesquelles les structures et le métamorphisme présentent des caractères différents (Figure II.5).

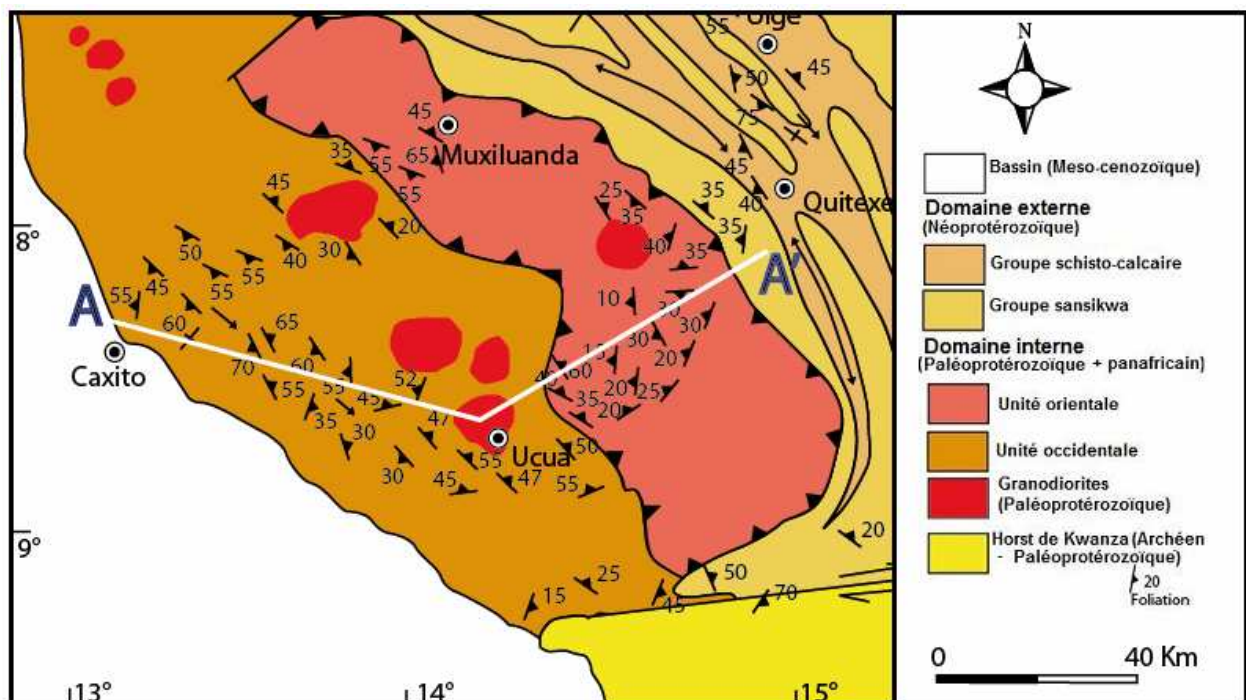


Figure II.5 : Carte synthétique du domaine interne constitué de deux unités principales (orientale et occidentale)

II.3.B1. L'unité orientale

C'est une unité qui s'étend sur notre coupe depuis le contact avec le domaine externe jusqu'au secteur de Pedra Boa, à l'Est d'Ucua. Elle est constituée principalement de gneiss et micaschistes avec des intercalations de marbres, quartzites et orthogneiss granodioritiques. La zone est caractérisée pour un métamorphisme de degré variable avec dans les micaschistes des assemblages à biotite-chlorite-micas blancs pour les faciès les moins métamorphiques jusqu'à des assemblages à grenat-biotite-muscovite-disthène-staurotide-rutile.

II.3.B1.a. Lithologies

a) Les micaschistes

Ces faciès s'observent au dessus de la zone du contact avec le domaine externe. D'une manière générale ces micaschistes sont constitués de quartz, muscovite, biotite, chlorite et épidote. L'absence de structures résiduelles et le litage donnent à cette roche un caractère paradérivé. En lames mince, on observe la séricitisation des plagioclases et la présence de chlorite comme un minéral prédominant dans la roche. Les micas blancs en petits cristaux sont associés à la chlorite ; il y a quelques grains détritiques d'albite.

b) Les gneiss à biotite-muscovite et chlorite (Figure II.6 E)

Ces gneiss s'observent le mieux dans le secteur de Quibaxe, au point culminant de la coupe. Ils sont caractérisés par une alternance de lits sombres riches en biotite souvent verdâtre et chlorite et de lits clairs quartzo-feldspathiques soulignant une foliation métamorphique subhorizontale à horizontale. Le quartz est toujours xénomorphe et possède une extinction roulante. La taille des cristaux est très variable, bien que le plus souvent il s'agisse de petits cristaux regroupés en mosaïque, allongés parallèlement à la foliation ou en amas polycristallins. Le plagioclase se présente sous deux aspects :

a) en grands phénoclastes subautomorphe corrodés, contenant presque toujours des inclusions globuleuses de quartz.

b) en phénocristaux de taille modérée, subautomorphes, généralement allongés parallèlement à la foliation de la roche. Ces cristaux sont souvent très limpides avec un développement de macles polysynthétiques de l'albite.

La biotite se présente en lamelles allongées automorphes formant des lits marquant la foliation de la roche et moulant les phases quartzo-feldspathiques. Elle est brune et fortement pléochroïque. Elle forme généralement des amas, en association avec l'épidote. Elle contient de nombreuses inclusions de zircon, sphène et apatite. Localement, la biotite est partiellement ou entièrement chloritisée. Dans ce dernier cas, on observe des chlorites avec de nombreuses inclusions de minéraux accessoires, du zircon en particulier. L'épidote est sous forme de prismes allongés, bleutés en lumière polarisée, à extinction oblique ; il s'agit de clinozoïsite. Elle se développe généralement soit en bordure du plagioclase, soit en étroite liaison avec la biotite, sous forme de granules.

c) Les orthogneiss (Figure II. 9)

Les orthogneiss sont des roches quartzo-feldspathiques, de couleur gris clair, plus ou moins intensément foliées et parcourues par de nombreuses veines de quartz. On les retrouve intercalés à dans les micaschistes, jusqu'à la zone de contact avec le domaine externe. Comme on le verra par la suite, ce sont des objets de premier choix pour l'étude des microstructures. En lame mince, les cristaux de quartz sont xénomorphes et emballés dans une matrice de

microcristaux de quartz, micas (muscovite et biotite) et des phénocristaux de feldspath potassique avec des inclusions des plagioclases. Le plagioclase est généralement xénomorphe et maclé albite. Sa teneur en anorthite va d'An10 à An20 (oligoclase). Certains faciès sont de composition plus granodioritique et préservent partiellement l'assemblage magmatique à biotite-amphibole. De tels faciès ont été utilisés dans l'étude géochronologique (granite partiellement orthogneissifié de Vista Alegre).

d) Les quartzites (Fig. II.7 B)

Les quartzites, intercalés dans les gneiss et micaschistes, affleurent le long de la route entre Quibaxe et Ucua et aussi dans la zone Quicabo. Ces quartzites se présentent sous deux faciès :

a) un faciès saccharoïde, composé de quartz équidimensionnel légèrement orienté avec des bordures marquées par de petites inclusions opaques. On peut noter la présence de quelques petits cristaux de micas blancs orientés.

b) Un faciès à muscovite qui présente des cristaux de quartz limpide et de grands cristaux de muscovite mouvant les yeux de quartz recristallisés. Ces grands cristaux sont généralement associés à la deuxième phase de déformation régionale. Du disthène peut être présent dans les faciès les moins purs.

e) Les marbres (Figure II. 9 A) et amphibolites

Des marbres gris sombres, souvent très plissés sont également intercalés dans les gneiss et micaschistes. En lame mince, ces roches sont composées essentiellement de calcite et quartz, de la muscovite et du feldspath potassique (microcline) en faible proportion. Localement, quelques boudins d'amphibolites sont associés à ces marbres.

f) Les micaschistes et gneiss à disthène-staurotide (Figure II.6 A, C)

Les micaschistes et gneiss à disthène et staurotide, sont constitués de grenat, biotite, muscovite, quartz, plagioclase (albite/oligoclase), disthène et staurotide. En lame mince, les feldspaths sont des plagioclases séricitisés bordés d'épidote (clinozoïsite) souvent abondante. La biotite peut être de couleur brune ou verte. Le grenat a une taille comprise entre 3 à 5mm avec des inclusions de quartz et biotite. Il est moulé par la schistosité S1. Les assemblages sont particulièrement bien préservés avec peu d'évidence de rétrogression en séricite et épidote.

II.3.B1.b. Structures

a) Schistosité

Nos observations de terrain nous ont conduit à distinguer deux schistosités principales, S1 correspondant à la foliation régionale et qui est plan axial d'une première génération de plis P1 et une seconde schistosité de crénulation qui se développe localement en relation avec une deuxième génération de microplis affectant la foliation régionale. D'une manière générale, la foliation S1 est peu pentée ou légèrement pentée vers l'OSO, à l'exception de la partie O de cette unité orientale où le plan de foliation plonge de 30° au NE. A l'échelle de la coupe la foliation dessine une structure synclinale.

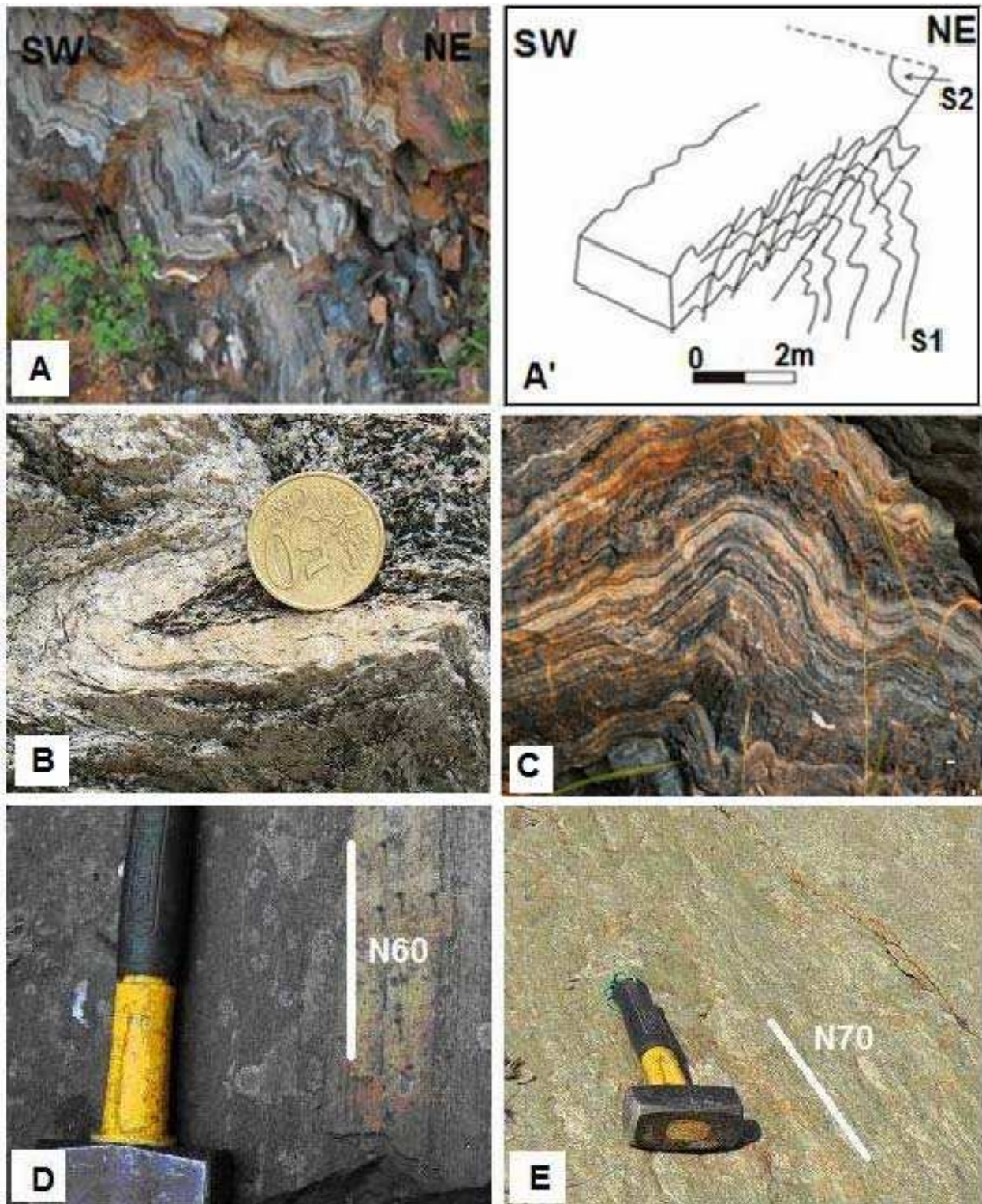


Figure II.6 : Microstructures et faciès caractéristiques de l'unité orientale. (A, A') : Gneiss avec des plis et superposition de S2 sur S1; (B) gneiss avec pli déversé à l'est; (C) : Micaschiste montrant des plis sub-verticaux ou déversés au NE; (D) : Amphibolite à grenat avec une linéation d'allongement et (E) : Paragneiss avec une linéation N70.

b) Plis et linéation (Figure II.7)

Cette zone est caractérisée par deux phases de plis (P_1 et P_2) montrant une schistosité de plan axial (S_1 et S_2). Les plis (P_1) ont une taille centimétrique à métrique et l'orientation de leurs axes est variable dans certaines zones, où ils ont été réorientés par la déformation D_2 . En général, ils ont une direction entre $N120$ et $N150$ plongeant au NE. La linéation d'allongement (linéation minérale) portée par la foliation principale est marquée par la chlorite, la biotite et la muscovite, et son orientation varie entre $N60$ à $N70$ (Figure II.8).

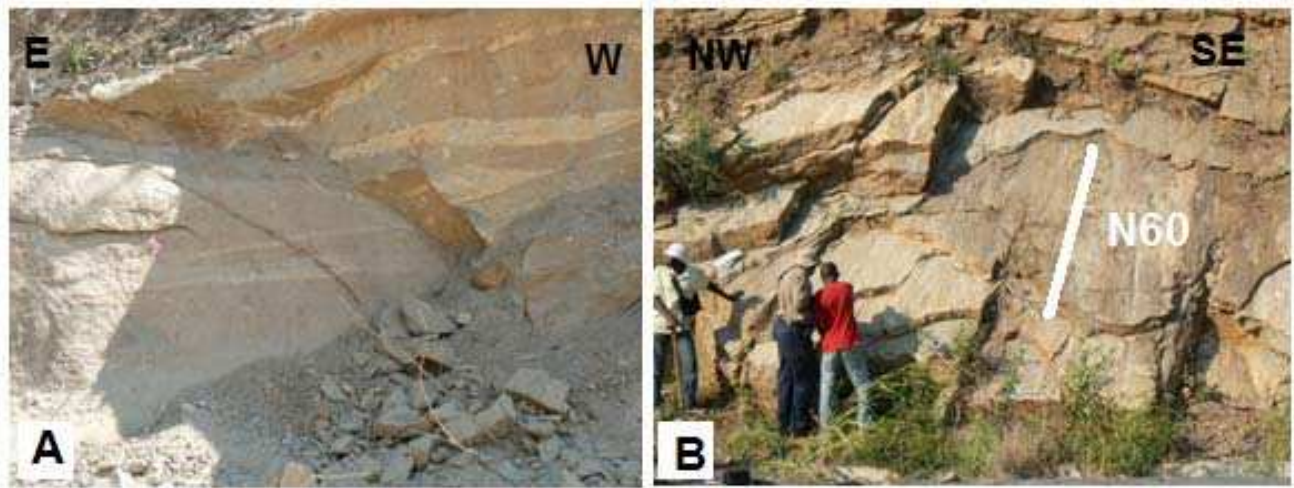


Figure II.7 : Photos des affleurements : A) Plis isoclinaux P_1 dans les gneiss ; B) linéation d'allongement $N60$ dans un quartzite.

Les plis (P_2), sont accompagnés d'une schistosité de crénulation qui définit une linéation de crénulation L_2 orienté $N50^\circ$ à $N60^\circ$. Ils montrent des axes subverticaux alors que les axes des plis P_1 demeurent légèrement plongeants. On note en outre de grandes bandes de cisaillement à l'intérieur de plis en forme de kink bands avec une direction de $N120$ et des axes faiblement pentés

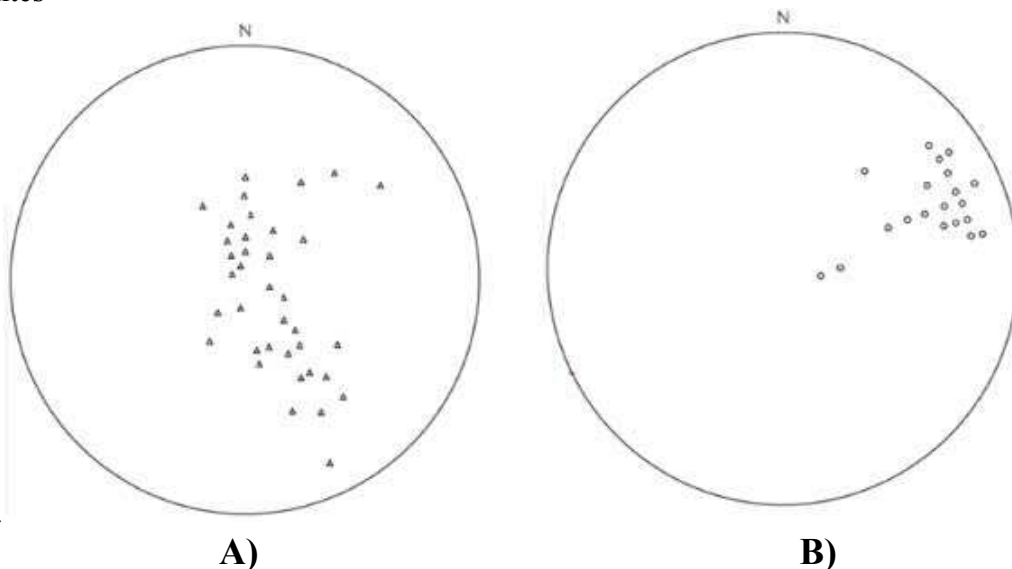


Figure II.8 : Projection dans un diagramme stéréographique (Wulf, hém. inf.) des mesures de foliations (A) et de linéations d'allongement (B) de l'unité orientale

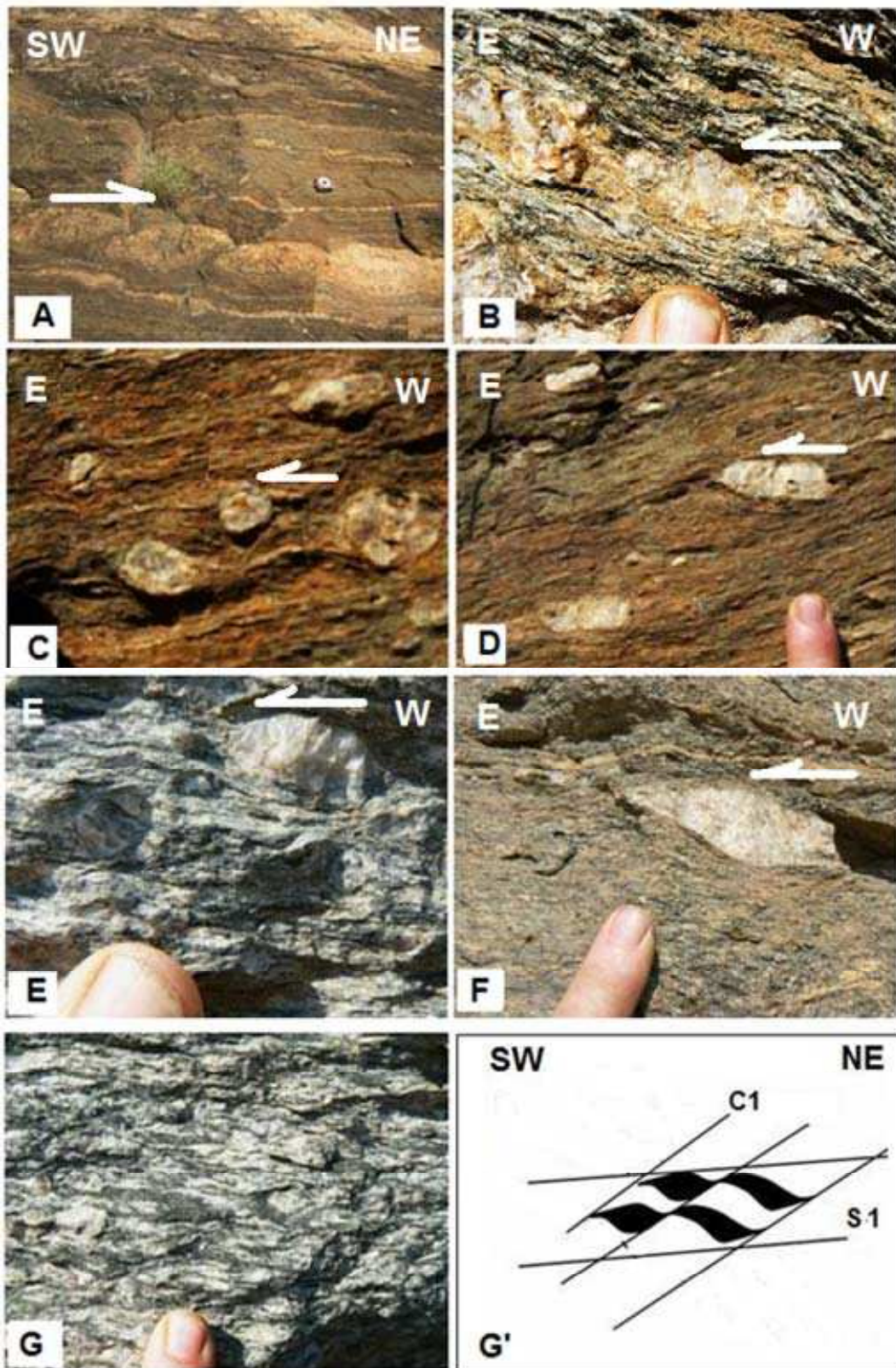


Figure II.9 : Illustration des critères de cisaillement macroscopique. (A) marbre boudiné et cisailé dans les paragneiss. (B à F) : queues asymétriques autour de feldspath potassique (G) : relations plans C/S dans un orthogneiss

c) Marqueurs de cisaillement

À l'échelle de cette unité, l'ensemble des marqueurs observés sur le terrain et en lame mince sont cohérents avec un sens de déplacement du SO vers le NE. L'analyse de sens de cisaillement a été réalisée sur des affleurements relativement continus afin de rendre les observations significatives à l'échelle régionale. Certains marqueurs de cisaillement classiquement connus dans les zones majeures de déformation ductile non coaxiale (Mercier & Vergely, 1992) ont pu être observés : relations schistosité-foliation (S) et plans de cisaillement C et queues dissymétriques.

- Relations C/S

Dans les orthogneiss de la zone de Quibaxe, les relations entre plans de schistosité et plan C de cisaillement et la géométrie sigmoïde de la schistosité sont également compatibles avec un sens de transport vers l'ENE du compartiment supérieur (Fig. II.9 G). Les porphyroclastes de feldspath et les zones abritées qu'ils déterminent en raison de leur grande dimension, sont de bons marqueurs macroscopiques et microscopiques. La rotation externe de la déformation se traduit par une déflexion au voisinage des feldspaths de la texture planaire ou foliation définie par les autres minéraux. La figure II. 9 montre différents exemples de figures dissymétriques sur des feldspaths dans les gneiss, orthogneiss et micaschistes de la coupe de référence. Dans la majorité des cas les critères de cisaillement macroscopiques sont cohérents avec un cisaillement vers l'ENE.

A l'échelle de lame mince, nous avons observés un ensemble de critères asymétriques dans les micaschistes et gneiss, principalement autour des porphyroclastes de staurotide, de feldspath et plagioclase (Fig. II. 10 A, B, C et D). Tous indiquent un transport vers l'ENE dans l'unité oriental supérieur.

II.3.B2. L'unité occidentale

Cette unité affleure dans la zone située entre Pedra Boa-Ucua et Caxito. La géométrie d'ensemble du contact entre l'unité occidentale et l'unité orientale est difficile à établir en raison de la discontinuité des affleurements et de la densité de la végétation. Cette unité montre une grande variété de roches métamorphiques et magmatiques. Les gneiss à grenat et sillimanite et les migmatites sont les lithologies dominantes avec des intercalations de quartzites, amphibolites et micaschistes. Plusieurs massifs de diorite et granodiorite ont été reconnus au cours de nos missions de terrain. Ces massifs préservent une structure magmatique en leur cœur alors que leur bordure est déformée et que leur foliation s'accorde avec la foliation régionale. Plusieurs massifs de migmatites ont été également reconnus. Leur présence témoigne de conditions de températures plus élevées que dans l'unité orientale, structuralement en position supérieure.

II.3.B2.a. Lithologies

a) Les amphibolites à grenat de Pedra Boa (Figure II.6 D)

Elles apparaissent au contact des deux unités orientale et occidentale. Ces sont des roches dures de couleur vert sombre, épaisses de plusieurs dizaines de mètres et qui dérivent d'un ancien sill basique. En lame mince, on note un développement syn-cinématique des amphiboles vert bleuâtre à pléochroïsme direct du vert au jaune, à extinction à 20° en lumière polarisée, de type hornblende verte, mais aussi des phénoclastes d'amphiboles rétro-morphosés en actinote (extinction 5 à 10°). Les grenats sont automorphes et moulés par la schistosité S1, mais ils montrent parfois des phénomènes de surcroissance tardive.

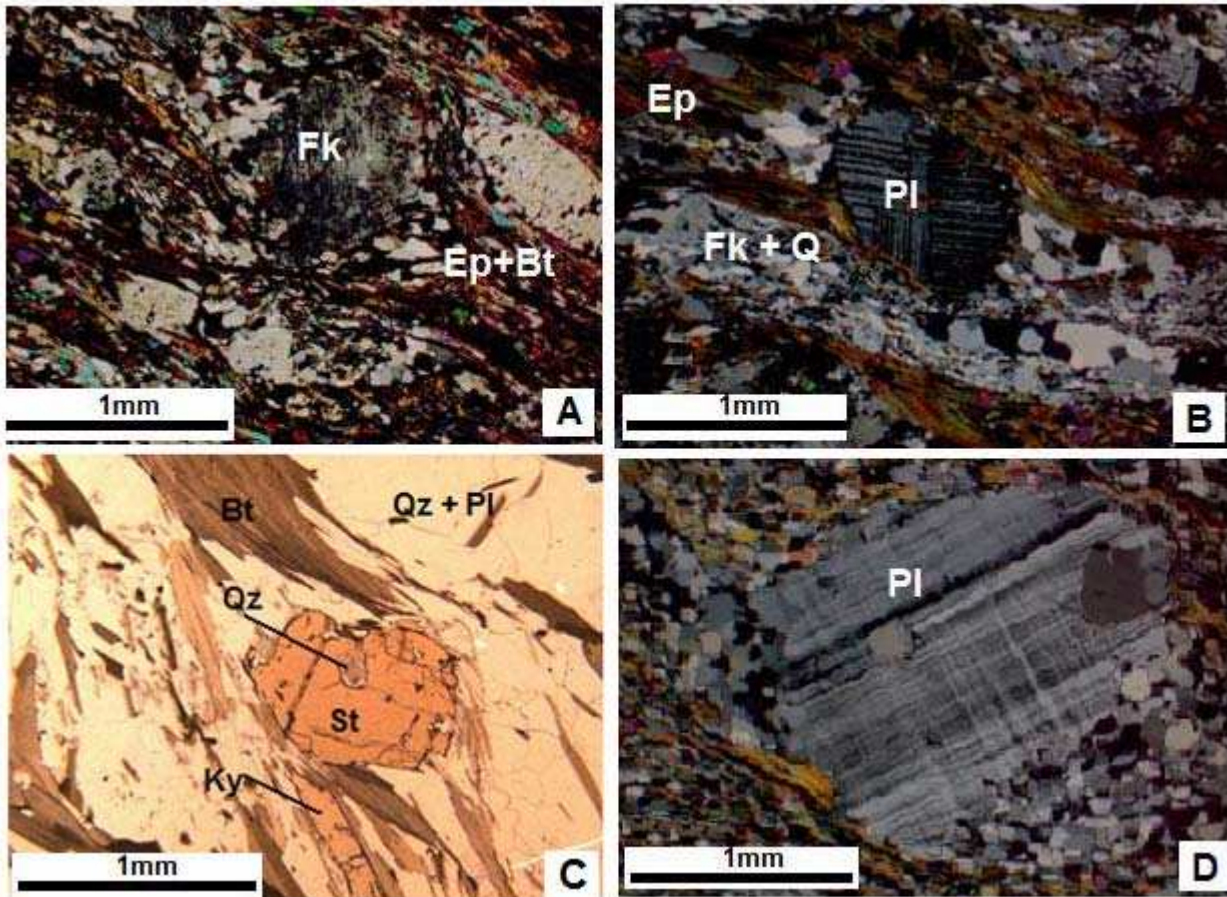


Figure II.10 : Critères de cisaillement microscopiques de l'unité orientale. (A) : Dans les gneiss (A, B, D), l'asymétrie autour des feldspaths est peu marquée en comparaison des structures macro de la figure précédente. C) Asymétrie de la foliation autour d'un porphyroblaste de staurotide indiquant un sens de cisaillement vers le NE.

Les épidotes (clinozoïsites), de teinte bleue en lumière polarisée sont syn-cinématiques. On trouve également de la chlorite de rétroformation du grenat, ainsi que de la calcite et du quartz secondaire.

b) Les gneiss à grenat-sillimanite (Fig. II.12 A et B)

Ces gneiss à grenat sont en contact avec les migmatites, qui localement les englobent, et sont constitués de quartz, grenat, biotite, muscovite, sillimanite et plagioclase. En lame mince, on observe des inclusions de grenat et biotite dans le quartz, alignées parallèlement à la foliation. La biotite brune est rétroformosée et présente des clivages et des bordures opaques, montrant qu'elle a été altérée. Le grenat apparaît en phénocristaux xénomorphes contenant des inclusions orientées de quartz, rutile-ilménite et rarement de sillimanite. Cependant il n'existe aucune continuité entre les structures internes du grenat et la foliation de la roche.

c) La méta-granodiorite d'Ucua

A proximité d'Ucua, de petits reliefs surgissent de la plaine et sont constituées de méta-granodiorite exploitée dans de petites carrières. C'est une roche massive, porphyrique qui présente une orientation magmatique dans les zones épargnées par la déformation régionale, alors que les bordures des plutons sont déformées postérieurement à leur solidification et

montrent une foliation s'accordant avec la foliation régionale. Les plagioclases (albite) contiennent des petites inclusions de clinozoïsite, de quartz et de chlorite. La biotite originelle, souvent orientée, est fréquemment partiellement déstabilisée et remplacée par la chlorite. Elle renferme des inclusions d'apatite, sphène, zircons à auréoles pléochroïques et des aiguilles de rutile secondaire. Il faut aussi noter la présence d'une amphibole secondaire (actinote) en petits cristaux pseudomorphosant une amphibole primaire de type hornblende.

d) La diorite quartzitique

Cette roche à grain moyen, porphyroïde, est présente en diverses localités entre Ucuà et Caxito, associée aux granodiorites précédentes. Elle est constituée par un assemblage à quartz, plagioclase, microcline, biotite et hornblende avec comme accessoires zircon, apatite, allanite, sphène, séricite, muscovite secondaire et chlorite. Les cristaux de quartz sont, pour la plupart, à extinction onduleuse. Le plagioclase est du type albite-oligoclase et sous forme de grandes plages subautomorphes, parfois irrégulièrement zonées, donnant une texture porphyroïde caractéristique. Il est souvent altéré en séricite. La biotite est fortement pléochroïque, souvent altérée en chlorite et contient des minéraux opaques allongés suivant les clivages.

e) Les amphibolites (Fig. II. 12F)

Ces amphibolites affleurent au sein des gneiss et migmatites et représentent probablement d'anciennes roches basiques intercalées dans la séquence sédimentaire. Elles sont essentiellement à amphibole (hornblende) et clinopyroxène, et contiennent un faible pourcentage de grenat, quartz, plagioclase et calcite. Le grenat est très limpide, de couleur rose et de type almandin. La roche présente une texture fine et homogène.

f) Les migmatites (Fig. II.12 C et D)

Les migmatites sont des roches à grain fin, en général riches en biotite et formé d'une alternance d'un mélanosome à biotite, grenat et rare hornblende et d'un leucosome de quartz et feldspath.

Les observations de terrain et les analyses pétrographiques ont permis de définir deux stades de migmatitisation : un premier stade est caractérisé par l'expulsion et ségrégation de microcline et un développement du plagioclase. Ce stade est syn-cinématique de la foliation des gneiss migmatitiques et s'accompagne de la cristallisation de grenat et sillimanite. Au cours du deuxième stade, on assiste au remplacement textural du plagioclase par du microcline sous forme des porphyroblastes tardifs post-cinématiques. Ce deuxième stade correspondrait au développement des granito-gneiss. A l'affleurement, les gneiss veinés à gros grains et les corps leucocratiques associés sont pour la plupart constitués de plagioclase et de quartz, tandis que la partie non migmatisée est enrichie en biotite.

II.3.B2.b. Structures

Sur l'ensemble des observations réalisées dans cette unité, on arrive à différencier deux types de plis (P1 et P2) accompagnés de schistosités de plan axial (S1 et S2).

a) Schistosité

La schistosité S1 correspond à une foliation, qui porte une linéation d'allongement L1. Cette dernière est généralement orientée NW-SE. La schistosité S2 correspond, quant à elle, à une schistosité de crénulation qui définit une linéation d'axes de crénulation L2. Dans la zone de Caxito S1 et S2 sont redressées. Elles sont d'ailleurs subverticales et localement S2 transpose S1.

b) Les plis

Les plis (P_1) sont isoclinaux et repris par des plis P_2 à axe plus ou moins vertical. Les plis (P_2) affectent les plis (P_1) et donnent lieu à une structure transposée. Leur plan axial est raide et quelquefois matérialisé par les feldspaths recristallisés dans les fentes des charnières (P_1). Ils ont la même orientation que les plis (P_1). Le microplissement des séries est à l'origine d'une schistosité de crénulation (Figure. II.11 A) dont l'orientation varie de 140° à 180° avec un pendage sub-vertical.

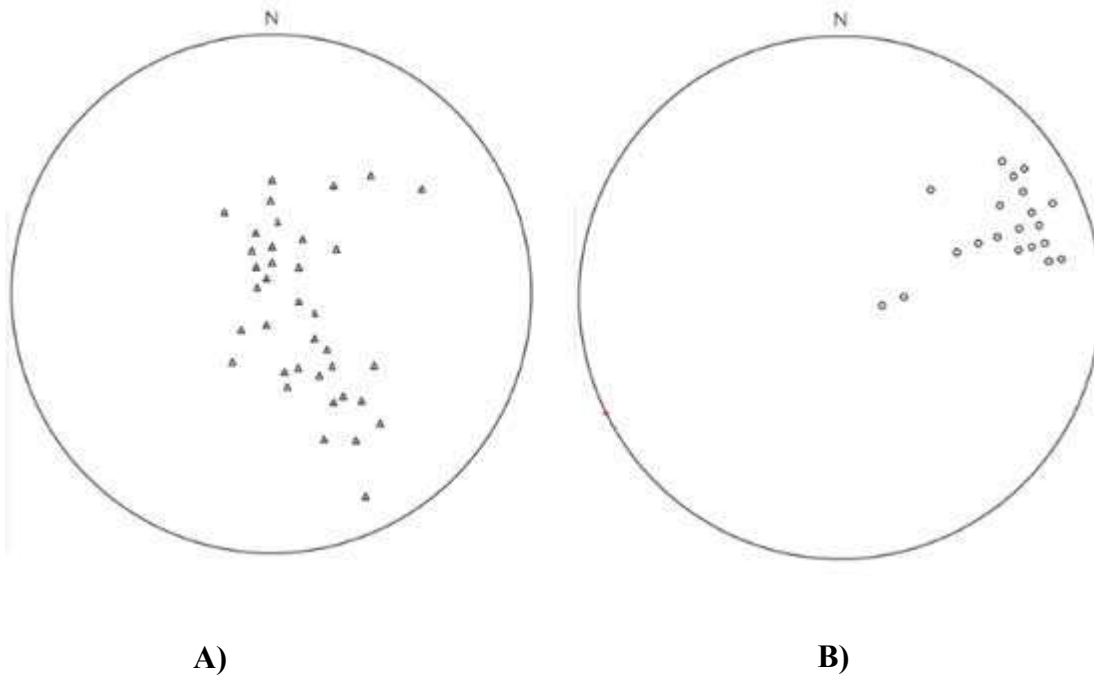


Figure II.11 : Projection dans un diagramme stéréographique (Wulf, hém. inf.) des mesures de foliations S1 (A) et de linéations d'allongement L1 (B) de l'unité occidentale.

c) Les marqueurs de cisaillement

Dans l'ensemble de cette unité, les critères de cisaillement sont peu visibles depuis l'échelle de l'affleurement jusqu'à l'échelle microscopique, en raison des conditions thermiques élevées conduisant à un effacement par recristallisation de ces critères et de la superposition D1- D2 aboutissant à une oblitération complète des structures et microstructures D1.

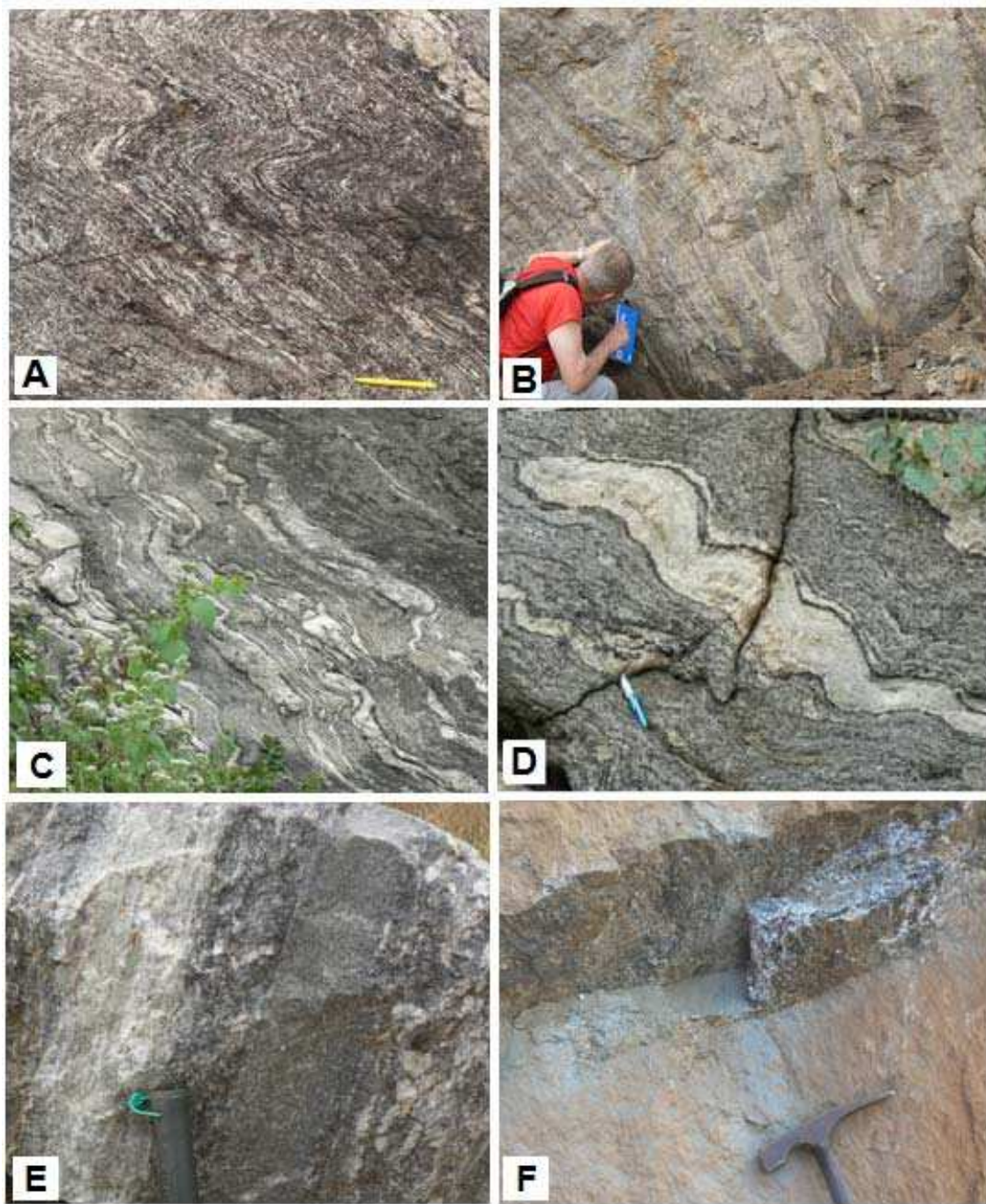


Figure II.12 : Les faciès et structures caractéristiques de l'unité occidentale.

(A) : Microplissement dans un gneiss à grenat; (B) : Superposition P1-P2 dans un gneiss à sillimanite; (C et D) : Migmatites ; (E) : Gneiss à grenat-sillimanite (F) : Amphibolite à grenat.

II.4. Fabriques cristallographiques

L'observation d'une orientation cristallographique préférentielle de certaines espèces minérales dans des tectonites et sa description statistique, comme un élément constitutif de la fabrique d'ensemble de la roche, remonte au début de la tectonique (Sander, 1930). Très tôt, il a été intuitivement compris que ce phénomène pouvait être un effet de la déformation intime

de la roche, et qu'une étude détaillée, en particulier de son degré de symétrie et de l'orientation des maxima par rapport aux axes tectoniques connus par l'analyse structurale, pouvait apporter des informations d'ordre non seulement géométrique, mais aussi cinématique (Sander, 1930 ; Grant, 1969).

La mesure de l'orientation des cristaux au microscope électronique permet de révéler d'éventuelles orientations préférentielles de réseau cristallin (OPR). Les OPR résultent de la déformation visco-plastique des minéraux par fluage dislocation. Ce mode de fluage résulte du glissement des dislocations sur des plans cristallographiques particuliers (plan de glissements). L'activation d'un plan de glissement est essentiellement contrôlée par les conditions physiques (pression et surtout température et vitesse de déformation) et la géométrie de la déformation (forme de l'ellipsoïde et régime rotationnel). Elle provoque l'orientation ou la réorientation des axes cristallographiques (Nicolas et al., 1971 ; Tullis et al., 1973 ; Boullier et Bouchez, 1978).

La technique de mesure des OPR en microscopie électronique à balayage a été développée en physique et postérieurement appliquée à l'étude des roches. Elle consiste à indexer les figures de diffraction des électrons rétrodiffusés produites dans un microscope à balayage (EBSD, Electron Back Scattering Diffraction). Cette technique permet de mesurer très rapidement les orientations cristallographiques de nombreux minéraux quelle que soit leur symétrie. Elle permet aussi de réaliser un grand nombre de mesures en peu de temps, y compris sur des cristaux de petite taille (jusqu' à ≤ 1 micron suivant le matériel utilisé). L'étude microstructurale a été réalisée sur quatre échantillons sélectionnés dans l'unité orientale pour leurs positions structurales sur la coupe: un marbre et trois échantillons de quartzites.

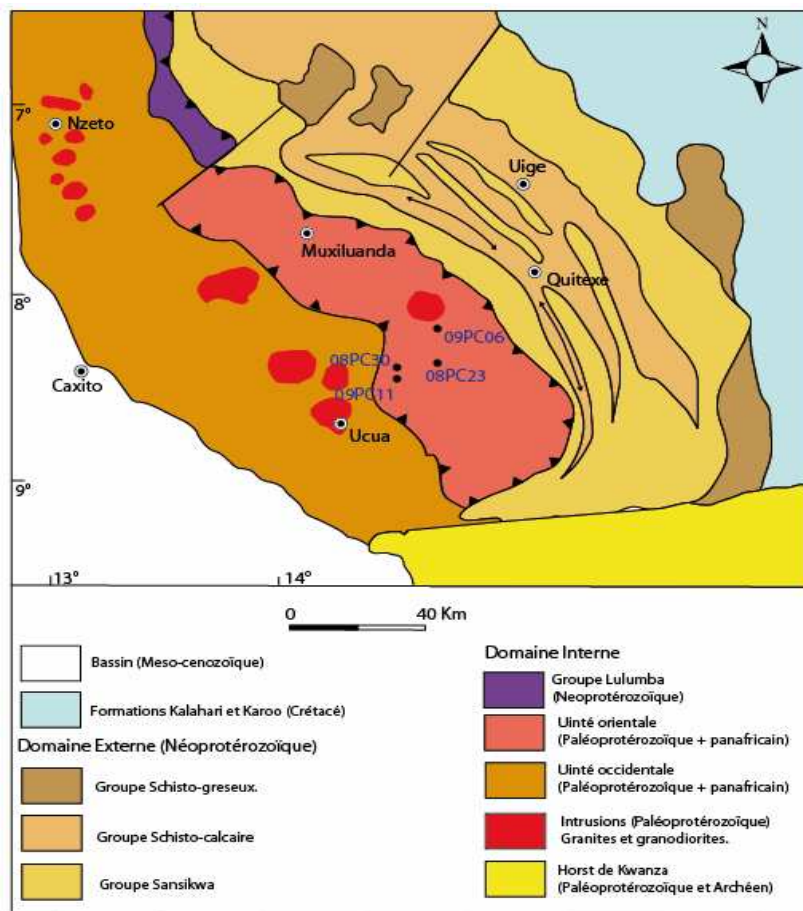


Figure II.13 : Carte de localisation des échantillons analysés par EBSD.

II.4.A. Principes de l'EBS

Lorsqu'un échantillon est bombardé par un faisceau d'électrons, les interactions entre atomes et électrons incidents provoquent l'émission de tout un spectre de rayonnements et de particules. On s'intéresse ici aux électrons renvoyés dans des directions proches de leur source par interaction quasi-élastique avec les atomes, ce sont les électrons rétrodiffusés. Si une surface cristalline polie est bombardée par un faisceau d'électrons en position de Bragg (un angle d'incidence de 70°), alors les électrons peuvent être diffractés et canalisés par les plans réticulaires du cristal. Le rendement des électrons rétrodiffusés devient alors irrégulier et dépendant de l'architecture du cristal. Le signal est récupéré grâce à une caméra numérique placée derrière un écran de phosphore. Ce dernier assure la conversion des électrons rétrodiffusés en photons. Sur l'écran, apparaissent des bandes (bandes de Kikuchi) qui correspondent à des projections de la géométrie du réseau cristallin (Oatley, 1972 ; Le Gressus, 1992).

L'utilisation de logiciels d'indexation de ces bandes conjuguée à des bases de données cristallographiques permet l'identification de la phase minérale au point de mesure et la restitution de son orientation (cf. Pouchou, 2004).

Bien que l'intensité du signal récupéré soit sensible au numéro atomique des atomes constituant l'échantillon, on notera qu'il ne s'agit pas d'une analyse chimique. La distinction des phases est aisée entre des minéraux de structures distinctes, même si leur composition chimique est identique (ex : aragonite et calcite). A l'inverse, cette distinction est difficilement possible entre des minéraux de compositions différentes, mais de structures très semblables comme la calcite et la dolomite.

Pour notre étude, ces analyses ont été réalisées au sein du service de microscope électronique de l'Université Montpellier II avec le matériel suivant :

Microscope: JEOL JSM-5600 Scanning Electron Microprobe et CamScan X500FE CrystalProbe

Camera: Nordlys II EBSD Detector from Oxford Instrument HKL Technology

Logiciels d'indexation: Oxford Instrument HKL Technology Channel 5+

Figures de pôles : logiciel libre PFch5 et Rot (Mainprice, 2005).

II.4.B. Les échantillons étudiés (Figure II.13 à 15)

Pour nos analyses, nous avons utilisé des échantillons orientés, dans lesquels les sections ont été coupées perpendiculairement à la foliation et parallèlement à linéation (section XZ). Tous les échantillons proviennent de l'unité orientale du domaine interne.

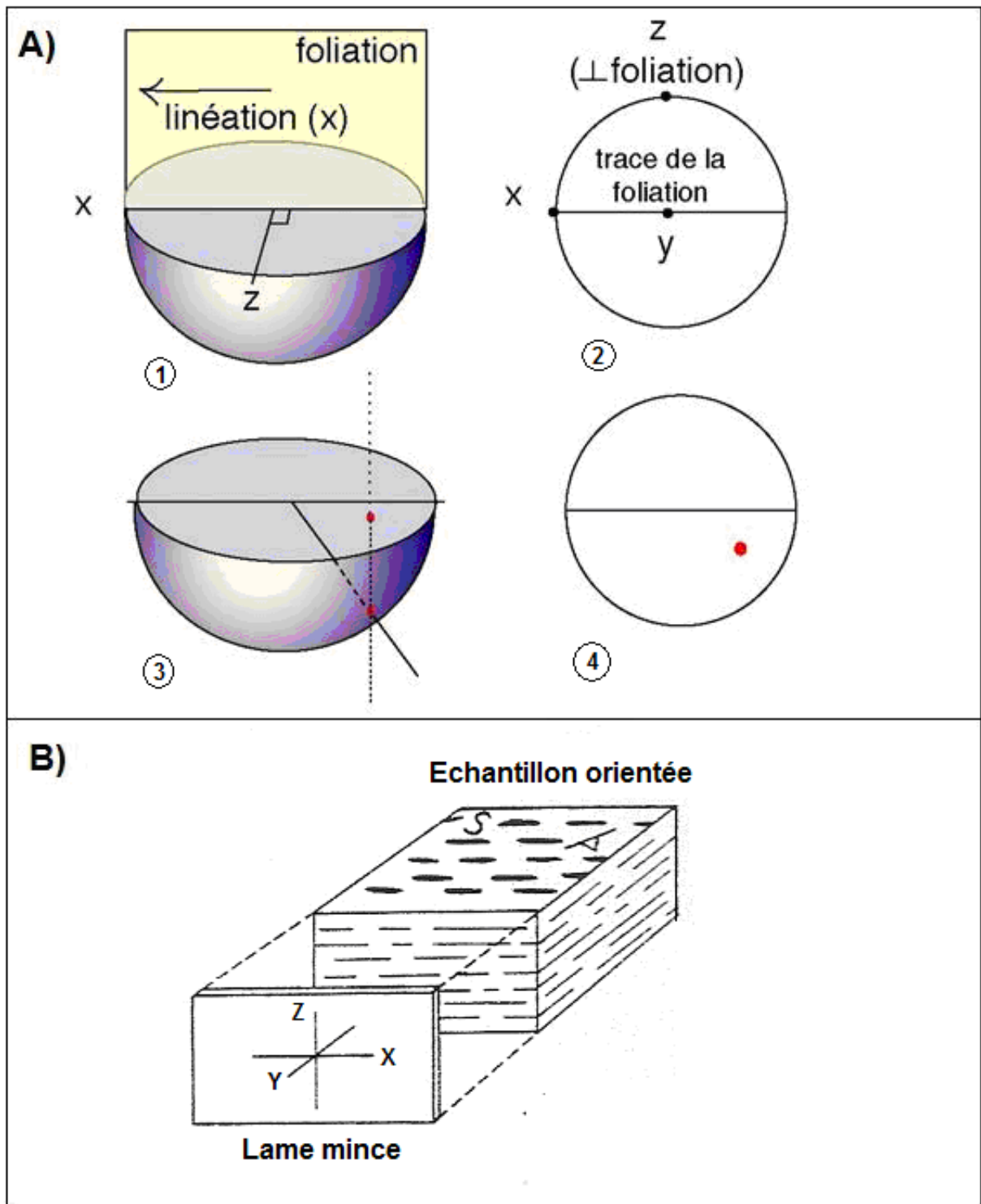


Figure II.14 : A) Figure de projection stéréographique de l'hémisphère inférieur sur le plan équatorial : (1) Représentation du plan de foliation qui contient la linéation, (2) Projection du trace de la foliation sur le plan équatorial, (3 et 4) Projection stéréographique de l'élément sur le plan équatorial ; B) Coupe d'une section pour la lame mince sur un échantillon orientée : la section est coupée perpendiculairement à la foliation et parallèlement à la linéation. X, Y et Z représentent les axes de l'ellipsoïde de déformation (Vauchez, 1987).

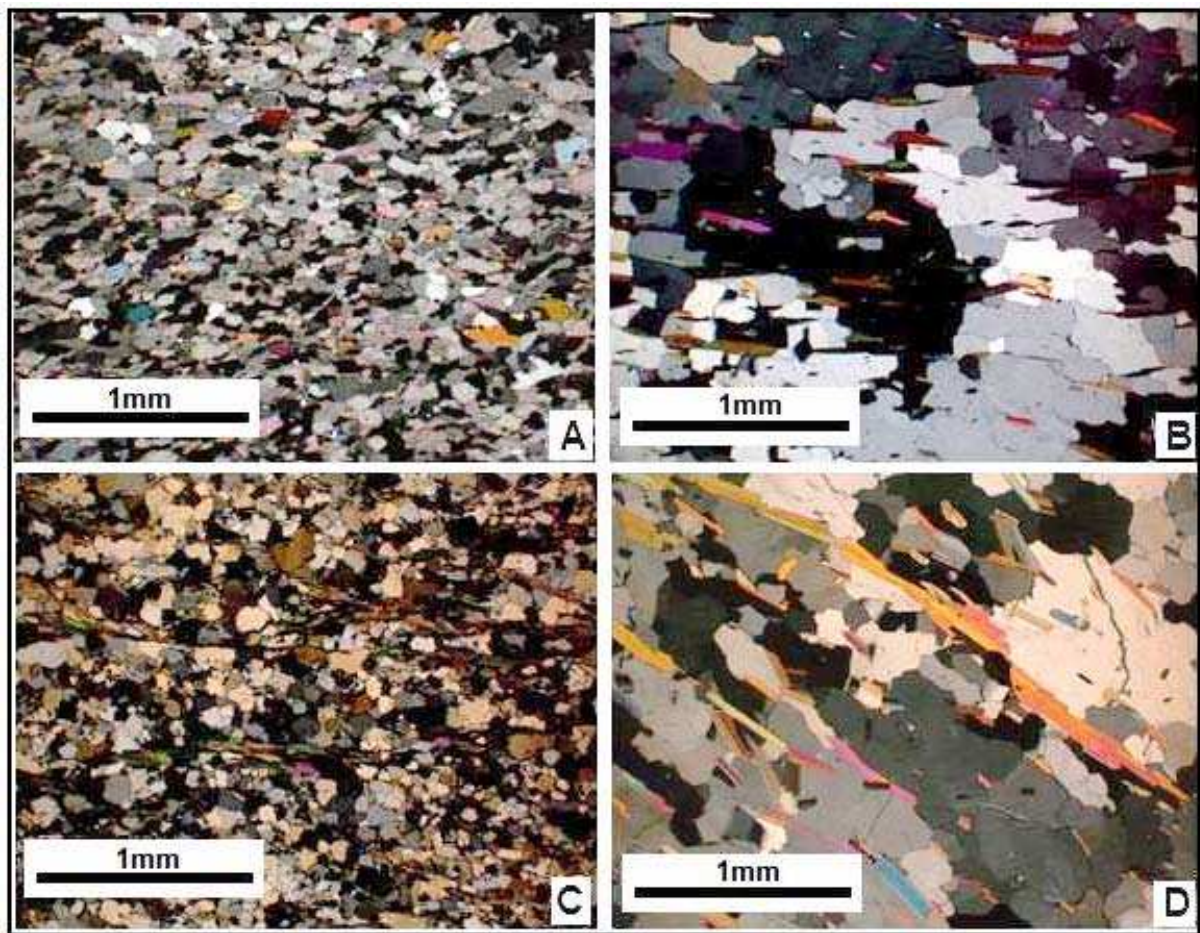


Figure II.15 : Microstructure des échantillons dont la texture a été mesurée par MEB-EBSD. A) Calcaire mylonitique (09PC06), B) Quartzite à mica blanc (09PC11), C) Quartzite à mica blanc (08PC23) et D) Quartzite à mica blanc (08PC30). Lumière polarisée.

II.4.C. Les orientations préférentielles de réseaux de minéraux (OPR) du NW de l'Angola

II.4.C1. Les OPR de calcite (Figure II.16)

L'étude de la déformation expérimentale coaxiale ou non coaxiale de roches carbonatées naturelles ou synthétiques à haute température, a permis de préciser la contribution de l'effet de la dislocation glissement à la déformation de ces roches. La déformation par dislocation glissement conduit à une texture caractéristique de la fabrique cristallographique du minéral. Les expériences de cisaillement simple (Schmid et al., 1987) montrent également que le glissement de dislocation est responsable du développement d'une orientation cristallographique préférentielle. Depuis lors une étude sur les monocristaux de calcite à des températures de 300 à 900°C a été menée par de Bresser et Spiers (1997) et a conduit à une nouvelle évaluation de glissement basé sur l'analyse des axes de glissement. Il a été suggéré que l'axe $\langle c \rangle$ (0001) $[11\bar{2}0]$ soit un système additionnel de glissement dans la calcite. Au-dessus de 300°C, le glissement f ($\bar{1}012$) $[0\bar{2}2\bar{1}]$ est remplacé par f (1012)

[1011]. Pourtant, les expériences sur monocristaux et polycristaux confirme en partie les suggestions de Bresser et Spiers (1997) et ont permis d'établir le glissement basal comme un système de glissement important dans la calcite à température élevée (Barber et al., 2007).

Dans les conditions expérimentales, au-delà de 300°C, la contribution du maillage à la déformation d'un agrégat cristallin décroît par rapport aux systèmes de glissement r et f. En particulier, le glissement r ($10\bar{1}4$) à $[\bar{1}2\bar{1}0]$ devient plus important entre 400 et 650°C, (Dell Angelo & Tullis, 1996 ; Pieri et al., 2001). Cette faible compétitivité du maillage à haute température est due au fait que le phénomène de diffusion, qui est favorisé à haute température, n'intervient pas dans le maillage (Pieri et al., 2001). Ainsi, le maillage intervient seulement dans une fraction de la déformation totale, et les phénomènes de pression-dissolution à basse température, ou les glissements intracristallins à haute température (glissement r ou f), aident à maintenir la compatibilité géométrique de la déformation des grains adjacents.

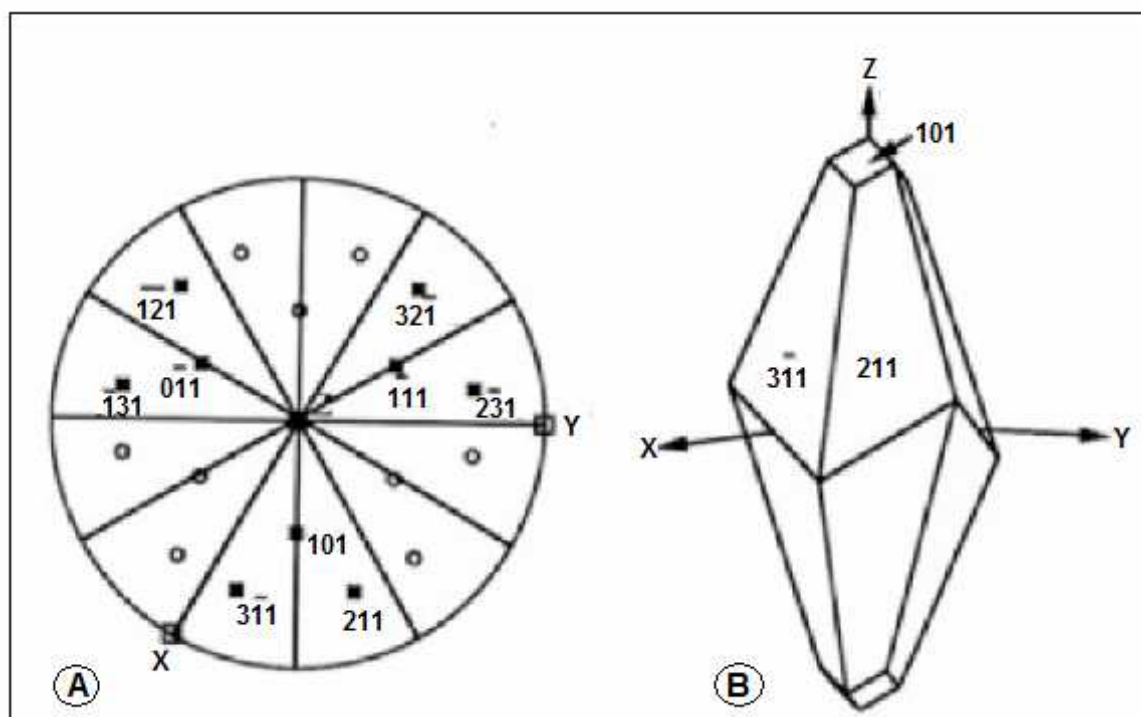


Figure II.16 : Cristallographie de la calcite dans le système rhomboïdal. A) Projection des éléments de symétrie : plans de symétrie et axes de symétrie qui sont les axes X, Y et Z. B) Projection des faces du scalénoèdre ditrigonal (211) et rhomboèdre (101) de la calcite.

L'unique échantillon étudié, prélevé à l'Est de l'unité orientale au contact avec le domaine externe (09PC06) est un calcaire mylonitique composé essentiellement de calcite, de quartz (10%) et en faible proportion de muscovite et feldspath potassique (microcline). Les cristaux de calcite sont de forme polygonale avec des points triple à 120°. Certains grains sont allongés, de 0.5 à 5mm de long avec des joints rectilignes, et des sous-grains de 10 à 20µm. La plupart des cristaux de calcite contiennent des oxydes en inclusion.

Les microstructures observées (sous-grains, petits grains recristallisés) sont plutôt typiques d'un mécanisme de fluage-dislocation. Elles suggèrent donc une déformation à température élevée. Cet échantillon se situe dans l'unité orientale, on pourrait dire que, la déformation est intervenue lors du métamorphisme de faciès schiste vert. Une recristallisation dynamique a donc eu lieu lors de cette phase de déformation.

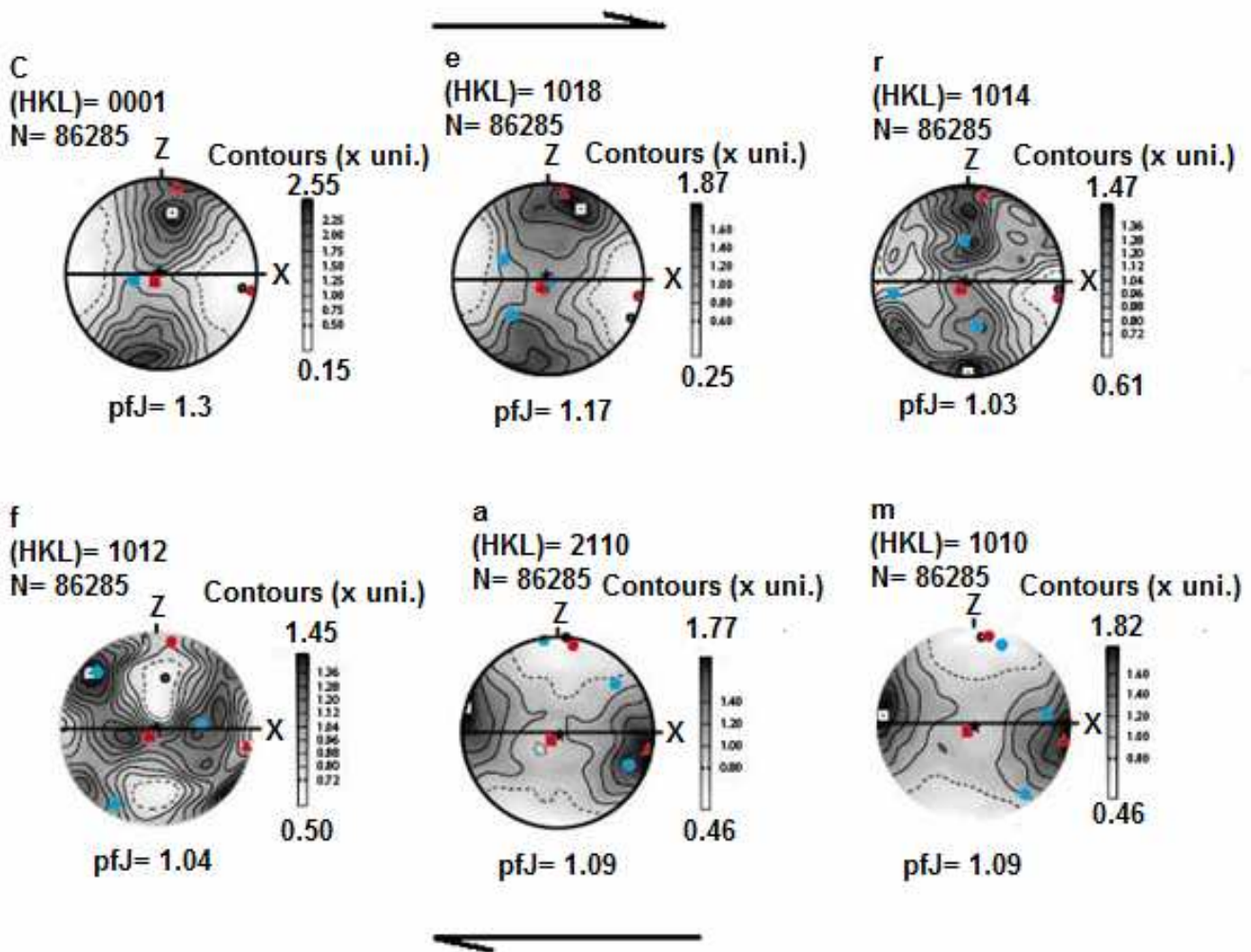


Figure II.17 : Figure de pôles de l'échantillon (09PC06), description dans le texte. La lame entière (38 x 22 mm) a été analysée avec un pas de 40 μ m, soit plus de 86285 mesures avec un taux d'indexation de 60%. X est la foliation et Y le pôle de la linéation. Les lettres c, e, r, f, a et m font référence aux pôles des plans cristallographiques projetées dans le stéréogramme (hémisphère inférieure).

L'OPR de la calcite de l'échantillon (Figure II.17) montre les caractéristiques suivantes : l'axe [0001] présente une concentration maximale (densité maximale 2.55) perpendiculaire à la foliation. Cela est vrai, dans une moindre mesure pour les pôles des plans e et f. Les similitudes entre les fabriques de c, e viennent du fait que sont des axes cristallographiques proches de c. Or le pôle c présente systématiquement une densité plus élevée : nous considérons donc que le plan c est le plan de glissement principal. La fabrique cristallographique indique donc un glissement basal et son asymétrie suggère un cisaillement vers l'Est.

On peut donc confirmer l'existence d'une zone de cisaillement mylonitique ayant fonctionné à des températures relativement élevées pour la calcite, comme le confirme l'habitus syn-déformation des micas blancs et les estimations thermobarométriques (chapitre III).

II.4.C2. Les OPR du quartz (Figure II.18)

L'étude de la déformation naturelle et expérimentale de roches riches en quartz (quartzites et granitoïdes), a montré que la contrainte imposée à la roche pouvait être coaxiale ou non coaxiale. Cette relation a été exploitée pour déduire les sens de cisaillement dans des roches naturellement déformées, en utilisant l'angle entre les plans de glissements cristallographiques et le plan d'aplatissement défini par la foliation (Tullis et al., 1973 ; Bouchez et al., 1983 ; Wenk et al., 1989). Ces études ont permis la compréhension des processus de déformation dans le quartz et de mettre en évidence que le comportement du quartz est fortement contrôlé par la variation de la température, la contrainte (stress), la présence de fluides et la taille de grain (Tullis & Yund, 1978 ; Jessell, 1987 ; Hirth & Tullis, 1992 ; Hirth et al., 2001 ; Stipp et al., 2002a ; Law et al., 2004 ; Rutter & Brodie, 2004).

Au dessous de 300°C, le quartz a tendance à se déformer par rupture ou par fluage cataclastique qui implique du glissement sur les joints de grains résultant de la cataclase. Au dessus de 300°C il se déforme généralement par glissement des dislocations (Tullis et al. 1973 ; Blacic, 1975 ; Hobbs et al. ; 1976 ; Blenkinsop, 1991 ; Rutter & Hadizadeh, 1991 ; Hirth & Tullis, 1992 ; Dunlap et al., 1997).

Dans le quartz, le glissement des dislocation peut se faire suivant différents systèmes de glissement : (0001) $\langle a \rangle$, (1010) $\langle a \rangle$, (1011) $\langle a \rangle$, (0111) $\langle a \rangle$ et (1010) [c] (Christie et al., 1964 ; Blacic & Christie, 1984). L'activation de ces systèmes de glissement dépend de la température, tel que le système de plan basal prédomine à basse température (Tullis et al., 1973 ; Bouchez, 1977), alors qu' à plus haute température, il est accompagné par un système de glissement sur un plan prismatique (Wilson, 1975 ; Bouchez, 1977).

Un diagramme d'OPR présentant une concentration des axes [c] à proximité de l'axe Z est un argument en faveur du glissement sur le plan basal dans la direction $\langle a \rangle$. D'autre part une concentration des [c] proche de l'axe Y, indique un glissement sur le plan prismatique dans la direction [c]. Le caractère fréquemment dissymétrique des OPR d'axes [c] par rapport au plan de la foliation, indique un régime rotationnel de la déformation, c'est-à-dire une composante de cisaillement simple dont la direction est en première approximation matérialisée par la linéation, et dont le sens est relié de façon univoque à la dissymétrie (Nicolas et al., 1972 ; Bouchez et Pêcher, 1976).

Dans cette étude, nous examinons les ORP de quartz dans trois échantillons de quartzite. Nous discutons les implications de la taille du quartz et de son l'orientation préférentielle de réseau (OPR) sur la déformation dans la zone d'étude.

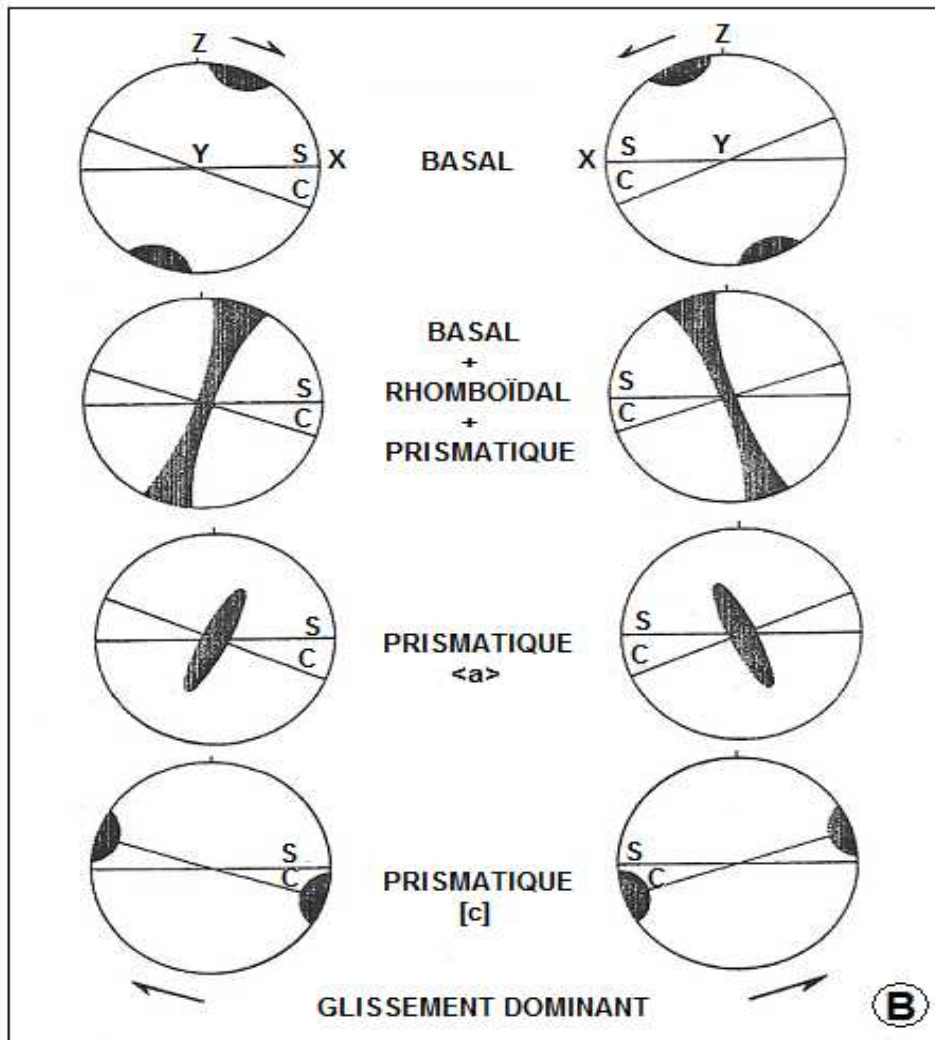
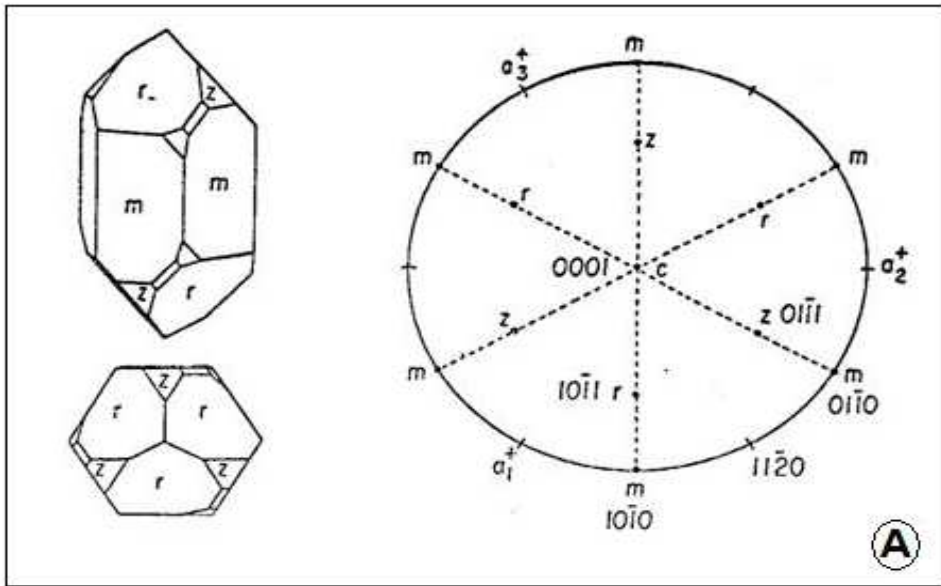


Figure II.18 : A) Cristallographie du quartz, B) Les orientations cristallographiques préférentielles de l'axe [0001] du quartz suivant le système de glissement activé (Vauchez, 1987).

II.4.C2.a. Description et OPR de l'échantillon 09PC11

Ce quartzite est composé de quartz et de mica blanc (15 %). Les grains de quartz se présentent sous deux formes : des grains de taille moyenne (200 à 300 μm) présentant des joints sinueux, et de grains plus petits (30 à 60 μm) de forme rectiligne. On observe de nombreux sous-grains et une extinction onduleuse dans grains de taille moyenne. On observe aussi des cristaux de mica blanc orientés parallèlement à la foliation, en inclusion dans certains grains de quartz.

L'OPR du quartz (Figure II.19) est caractérisée par une concentration des axes [0001] dans la partie centrale du diagramme, c'est-à-dire à proximité de l'axe structural Y. Dû à la symétrie du quartz, l'axe $\langle a \rangle$ forme trois concentrations dont deux plus nettes, disposées symétriquement par rapport à l'axe X sur lequel se retrouve une concentration maximale d'axes $\langle m \rangle$. Cette disposition classique (voir Schmid & Casey, 1986) peut être expliquée par un glissement partagé sur deux plans prismatiques, la résultante du mouvement est alors parallèle à $\langle m \rangle$ qui se retrouve parallèle à la linéation (Bascou et al., 2001). Toutefois une des concentrations disposée symétriquement par rapport à X montre une densité plus élevée que l'autre. Cette OPR suggère un fluage accommodé par du glissement prismatique dominant et un régime de déformation dominé par de l'aplatissement avec probablement une composante en cisaillement simple, c'est-à-dire un régime de transpression.

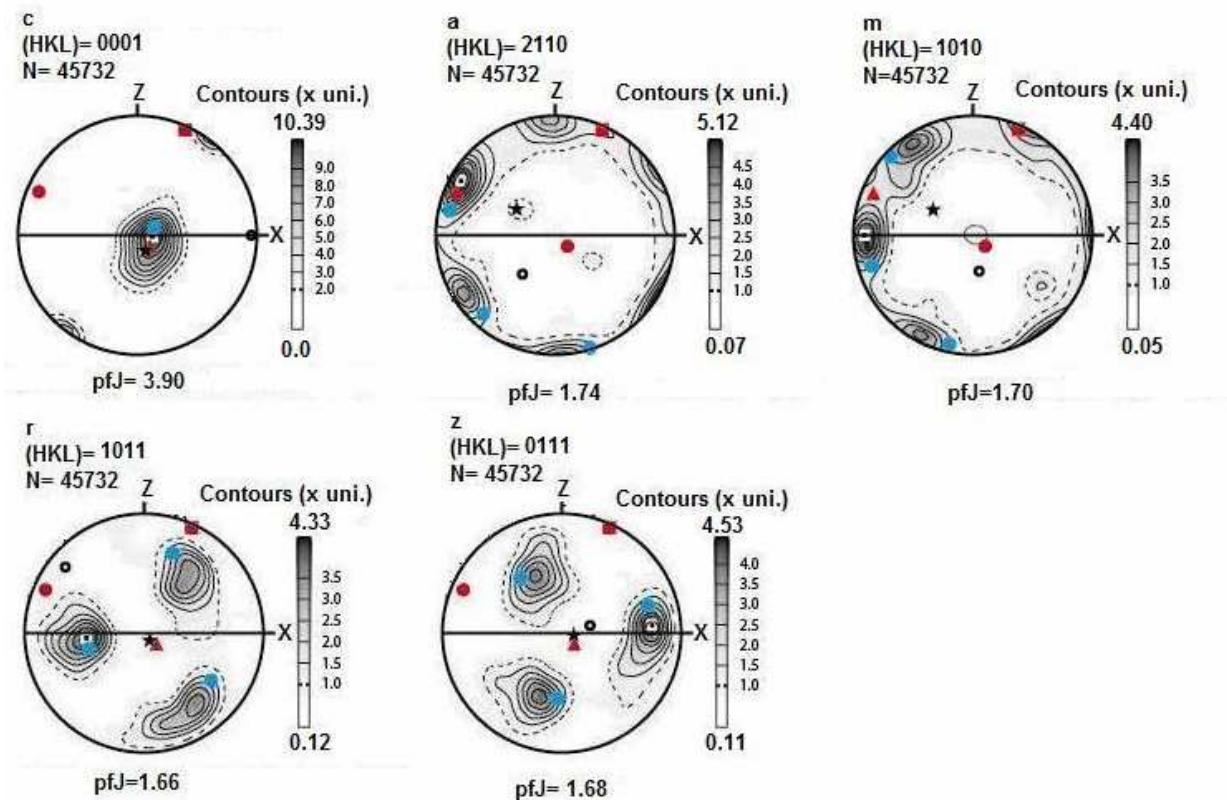


Figure II.19 : Figures de pôles de l'échantillon (09PC11) analysés par EBSD, description dans le texte. Les mesures ponctuelles furent réalisées sur la lame entière (38 x 22mm) avec un pas de 40 μm , soit plus de 45732 mesures. X est la direction de la linéation et Y est la linéation. Les lettres c, a, m, r et z font référence aux axes cristallographiques, projetés dans le stéréogramme (hémisphère inférieur).

II.4.C2.b. Description et l'OPR de l'échantillon 08PC30

Le quartzite est composé de quartz et muscovite. Le quartz a de gros grains de taille environ 300-500 μm , présentent des joints suturés et quelques sous-grains. Il y a aussi des grains de taille moyenne d'environ 200-300 μm et des grains de tailles plus petits d'environ 60 à 100 μm , recristallisés, montrant des joints plus rectilignes. Les cristaux de muscovite sont partiellement ou totalement inclus dans le quartz, ils limitent la migration des joints des grains de quartz.

L'OPR (Figure II.20) est caractérisée par une concentration des axes [0001] à la proximité de l'axe de la foliation, subparallèle l'axe structural Z. L'axe <a> est proche de la direction de la linéation (axe structural X). On observe une asymétrie de quartz sur l'axe <a> forment trois concentrations (Figure II.20A), qui sont disposées asymétriquement par rapport à l'axe X sur lequel se trouve une concentration maximale d'axes <m> sur la linéation (l'axe X). Cette disposition suggère un glissement de dislocation prismatique de l'axe <a> durant un régime de cisaillement vers l'Est. La fabrique cristallographique bien marquée (Figure II.20A) est un argument en faveur de l'activation du glissement intracristallin. Pour Hirth et al. (2001) et Stipp et al. (2002), le glissement prismatique <a> est susceptible d'être actif lors de la déformation à température élevée. La limite d'activation de ce système est estimée aux alentours de 450°C par Mainprice et al., (1986). On peut donc confirmer l'existence d'une zone de cisaillement simple ayant fonctionné à des températures élevées. Ces températures sont à mettre en relation avec le métamorphisme à disthène-staurotide (chapitre III) qui a affecté la zone

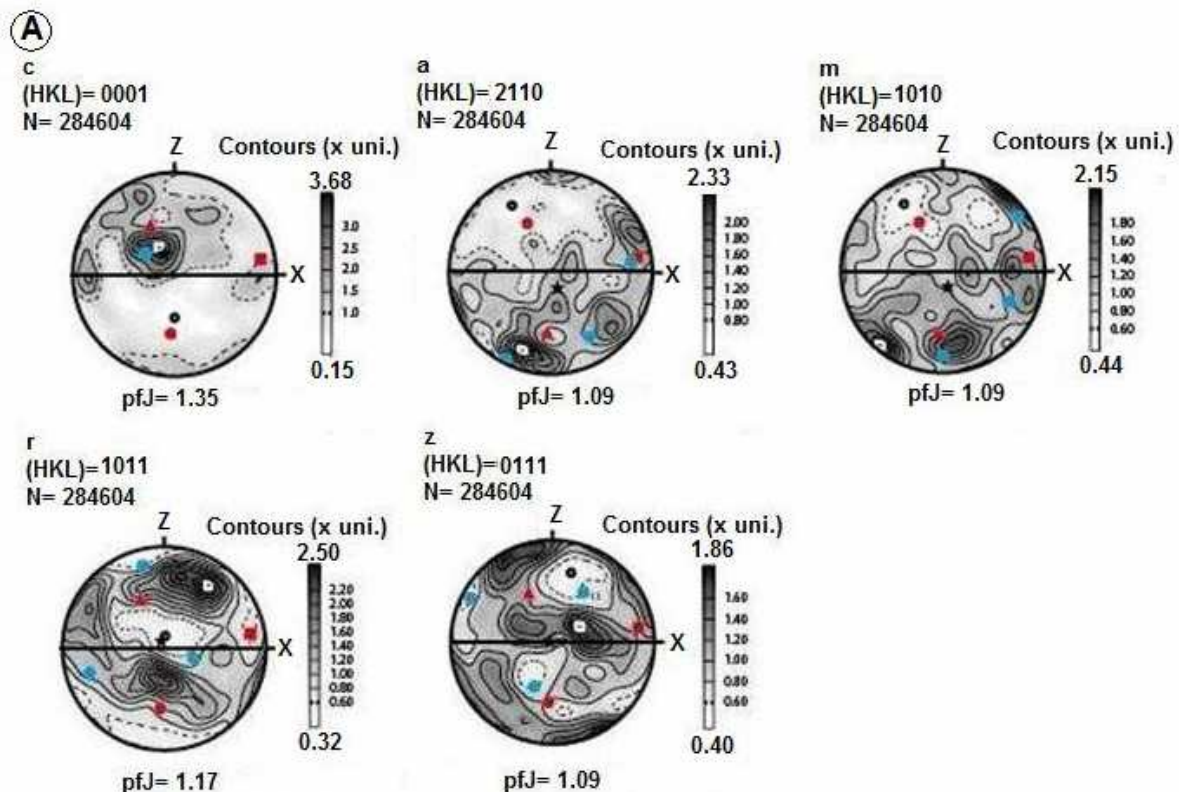


Figure II.20 : Figures de pôles de l'échantillon (08PC30) analysés A) Pôles de quartz. Les mesures réalisées sur les lames entières (38 x 22mm) le furent avec un pas de 40 μm , soit plus de 284604 mesures avec un taux d'indexation de 60%. X est la direction de la linéation et Y est la linéation. Les lettres c, a, m, r et z font référence aux axes cristallographiques projetés dans le stéréogramme (hémisphère inférieur).

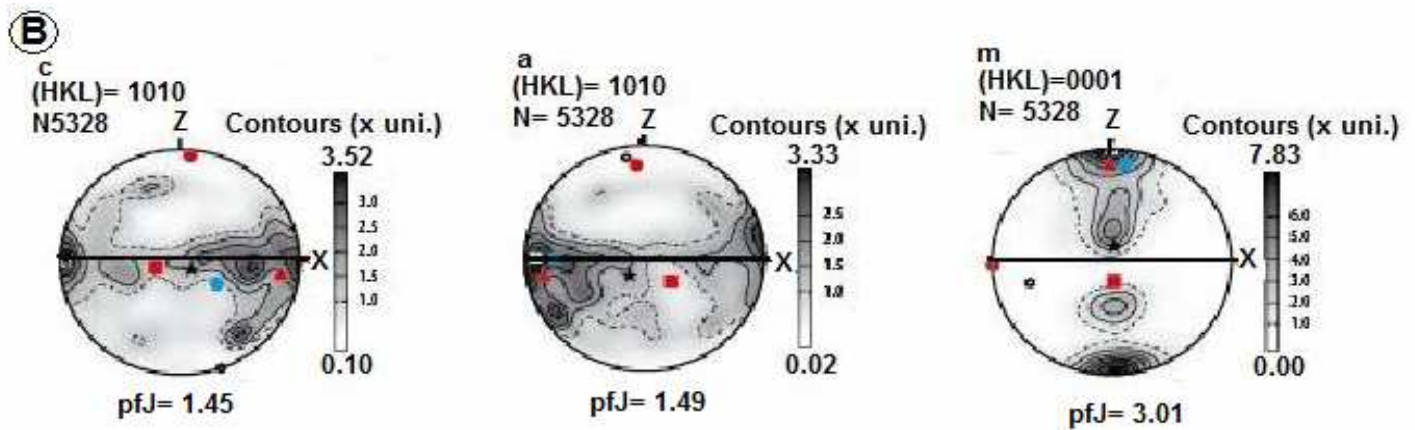


Figure II.21 : Figures de pôles de l'échantillon (08PC30) B) Pôles de mica blanc, qui est allongé parallèlement à la foliation et forme une linéation minérale E-O.

Dans cet échantillon, l'OPR de la muscovite a également été déterminée (Figure II.21). Les résultats sont en accord avec ceux du quartz.

II.4.C2.c. Description et l'OPR de l'échantillon 08PC23

Ce quartzite est constitué de quartz, muscovite et plagioclase. Le quartz présente deux tailles de grains différents : les grains de taille supérieure (200-400 μ m) avec des joints suturés. Les grains de taille plus petite ont des joints rectilignes. Une foliation nette est exprimée par l'alternance de lits de muscovites et quartz. Ces derniers sont allongés selon une direction préférentielle. L'OPR du quartz (Figure II.22) est très faible ($pfJ < 1.06$: $pfJ = 1$ pour une orientation aléatoire), elle est caractérisée par une concentration très faible de [0001]. La fabrique est moins marquée que dans les deux autres échantillons. La position des axes $\langle a \rangle$ et $\langle m \rangle$ indique que la lame mince fut probablement taillée obliquement à la linéation (selon les principes de l'EBS, la lame mince doit être taillée parallèle à la linéation).

En résumé, les observations de terrain complétées par des analyses d'échantillons en microscopie optique et électronique (EBS) ont permis de mettre en évidence une mylonitisation des calcaires et des quartzites, suggérant l'existence d'une zone de cisaillement ductile. Les associations minéralogiques, les microstructures et les figures d'OPR des échantillons sont en accord avec une déformation de température élevée, supérieure à 300° d'après l'étude de l'OPR de la calcite et supérieure à 450°C d'après l'étude de l'OPR du quartz. Ces températures confirment la déformation par fluage-dislocation dans les échantillons analysés. De plus, pour ces échantillons l'obliquité entre les OPR de minéraux et les axes de la déformation (X, Y, Z) indique un sens de cisaillement E-NE pour le 09PC06 et

vers l'O pour 08PC30 (encore discutable car les concentrations maximales pour l'axe <a> ne permettent pas de définir le système de glissement). En fait un seul échantillon donne une fabrique claire, le premier.

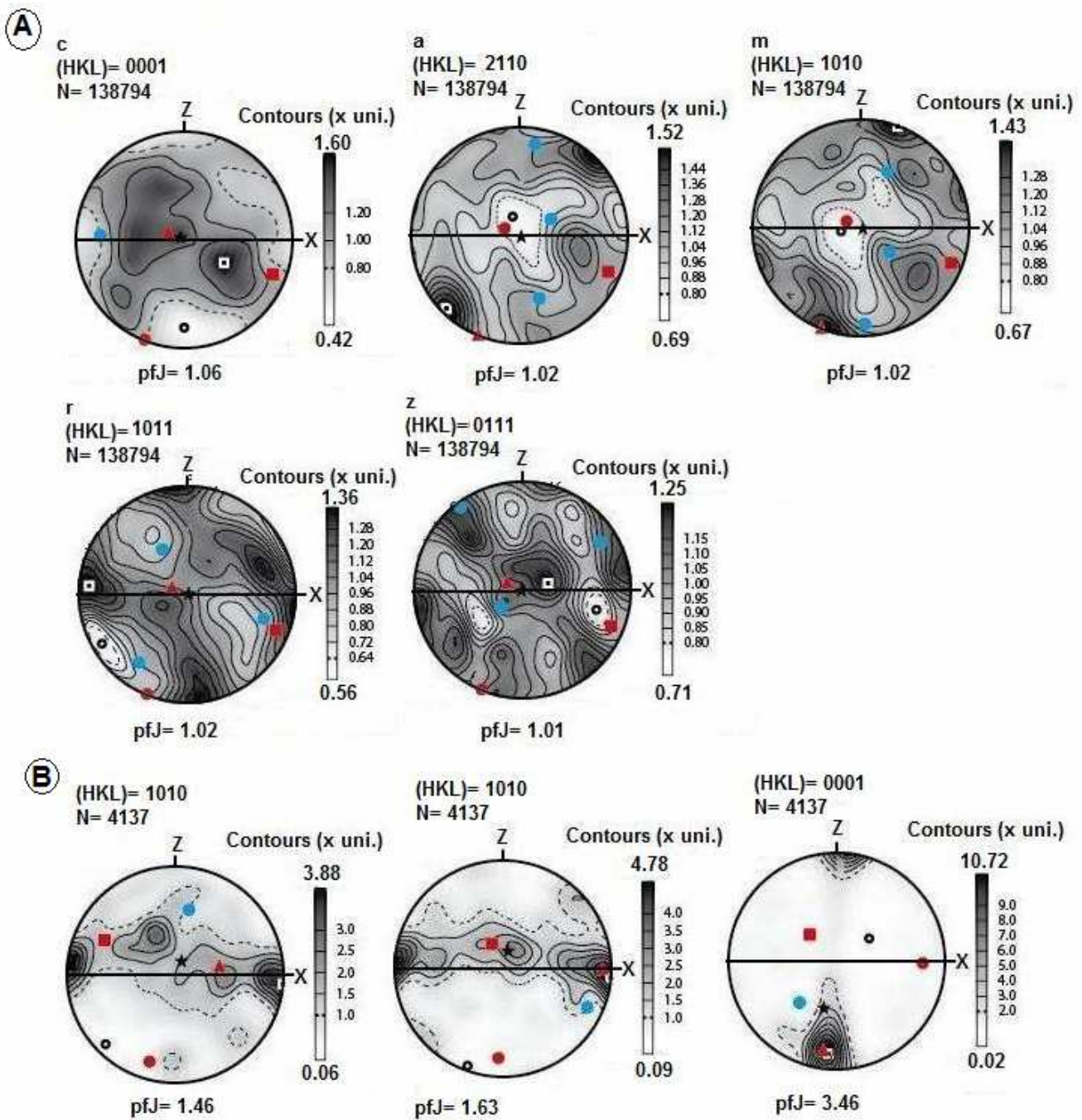


Figure II.22 : OPR du quartz dans l'échantillon 08PC23 : A) Pôles de quartz, description dans le texte. La lame entière (38 x 22mm) fut mesurée avec un pas de 40 μ m, soit plus de 138794 mesures avec un taux d'indexation de 50%. X est la direction de linéation et Y linéation. Les lettres c, a, m, r et z font référence aux axes cristallographiques projetés dans le stéréogramme (hémisphère inférieur). B) Pôles de mica blanc, qui est allongé parallèlement à la foliation et forme une linéation minérale E-W

II.5. Conclusions

Les observations sur le terrain et lames minces au cours de ce travail, ont permis de préciser les limites des domaines et unités constituant le nord-ouest de l'Angola. Un domaine externe situé à l'Est du contact des nappes internes (Fig. II.1), est constitué de terrains néoprotérozoïques à cambriens (Carvalho et al., 2000 ; Tack et al., 2001). Il est affecté par une déformation monophasée et un métamorphisme de faible degré anchi à épizonal. Le domaine interne correspond à des unités métamorphiques regroupant des séries supposées d'âge paléo-néoprotérozoïque (Maurin, 1991 ; Tack et al., 2001), déformées et métamorphisées au cours de l'orogénèse panafricaine (chapitre V). L'unité occidentale, qui correspond à la zone allant de Pedra Boa à Caxito, constitue le secteur le plus déformé. Elle est limitée à l'Est par la zone de cisaillement de Pedra Boa et à l'Ouest par la faille du contact avec les bassins littoraux méso-cénozoïques. Cette unité est constituée de roches de haut degré, souvent migmatitiques affectées par une déformation polyphasée D1 et D2 pour laquelle la vergence des structures reste inconnue. L'unité orientale, où les migmatites sont absentes, préserve beaucoup mieux les structures précoces D1 liées à sa mise en place vers l'ENE lors de la formation du prisme d'accrétion.

Ainsi, deux unités tectoniques ont pu être distinguées sur la base d'observations de terrain et de laboratoire :

1) une unité orientale affectée principalement par une phase D1 contemporaine d'une mise en place des nappes vers l'ENE et occupant une position structurale supérieure. La déformation décroît vers le haut lorsqu'on s'éloigne de la base de la nappe. La déformation D2 reste localisée à quelques zones dans ce domaine.

2) une unité occidentale, en position tectonique inférieure, affectée par une déformation polyphasée D1+D2 dans des conditions de haute température.

Chapitre III. Etude pétrographique du NW de l'Angola

III.1. Introduction

Le présent chapitre est consacré à une étude du métamorphisme dans la partie interne de la chaîne où les observations de terrain suggèrent une augmentation du gradient métamorphique d'Est en Ouest, souligné par exemple par la présence de migmatites à l'ouest du domaine étudié, entre Ucuá et Caxito. Le travail consiste en premier lieu à établir à l'échelle de l'affleurement et de la lame mince les relations entre les paragenèses minérales et les déformations, afin de dégager les relations chronologiques entre métamorphisme et la déformation régionale. La seconde étape a consisté à préciser les conditions pression et température de ce métamorphisme et à restituer les chemins P-T dans les différents domaines métamorphiques identifiés. L'étude géochronologique U-Pb et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ présentée par la suite permettra de reconstituer la trajectoire d'exhumation de ces roches métamorphiques par la construction des chemins P-T-t propres à chaque unité.

Parmi les échantillons prélevés au Nord Ouest de l'Angola lors des différentes missions de terrain, six appartenant au domaine interne ont été sélectionnés pour l'étude pétrographique. Ces échantillons ont été retenus sur la base de critères minéralogiques, structuraux et de leur position le long de la coupe (Figure III.1). Les conditions d'affleurement peu favorables ne nous ont pas permis de suivre de façon continue l'évolution du métamorphisme dans la totalité du secteur étudié. Les échantillons récoltés présentent des lithologies adaptées pour l'enregistrement du métamorphisme (métapélites) qui permettent de retracer les variations du métamorphisme à l'échelle régionale.

Ainsi, à l'Est, trois échantillons de micaschistes et gneiss à disthène-grenat-mica-staurotide ont été étudiés. L'échantillon 08PC64, le plus septentrional, est un paragneiss sans staurotide issu d'une série puissante de micaschistes et paragneiss dont la foliation est globalement orientée N-S avec un pendage moyen vers l'Est de 30°. Ils sont structurellement au-dessus des migmatites qui se trouvent immédiatement à l'Ouest (Fig.III.1), mais les conditions d'affleurement n'ont pas permis de préciser quel était le type de contact entre ces migmatites et la série de gneiss-micaschistes. Les deux autres échantillons de micaschistes à disthène-staurotide (08PC24 et 08PC31) ont été prélevés sur la coupe principale, entre Quitexe et Ucuá. La foliation reste globalement de direction N-S, seul son pendage varie, vers l'Ouest pour 08PC24 et vers l'Est pour 08PC31 dessinant ainsi le synforme évoqué dans le chapitre traitant des structures de la chaîne.

A l'Ouest, trois échantillons ont été sélectionnés. Il s'agit de deux gneiss à sillimanite du barrage de Mabubas, un faciès acide riche en grenat (08PC38) et un faciès plus basique moins développé (08PC39). La foliation N300 est sub-verticale et est plan axial de plis de phase 2 qui reprennent une foliation antérieure (plis isoclinaux de phase 1 replissés). Le troisième échantillon est une migmatite à grenat (08PC55) que l'on retrouve autour des massifs métagranodioritiques paléoprotérozoïques plus ou moins déformés, associés à des gneiss et amphibolites à grenat. Des filons de pegmatites accompagnent localement ces migmatites.

Pour préciser et renforcer notre analyse, une étude quantitative des conditions P-T a été entreprise sur ces échantillons. Le but consiste à partir de l'étude paragenétique à déterminer leur évolution en pression et température en utilisant les méthodes classiques de thermobarométrie et celle des pseudosections avec la suite PERPLEX (Connolly, 1990), en collaboration avec Y. Rolland et G. Sanchez (GéoAzur, Nice) dans le système [C-H] TiCaNKFMAS ($\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{TiO}_2 - \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$).

Les échantillons de cette étude ont été analysés à la microsonde électronique CAMECA SX -50 de l'Université Montpellier II, avec les conditions de fonctionnement de 15kv et 10nA. Le résultat des analyses minérales représentatives et des formules structurales est fourni dans les annexes. Une attention particulière a été portée à l'analyse des grenats, de leur zonation dans les gneiss à disthène et à sillimanite et de leur équilibre avec les phases minérales au contact. Les analyses roche totale des six échantillons sélectionnés, nécessaires pour la réalisation des pseudosections, sont également reportées dans l'annexe IV.

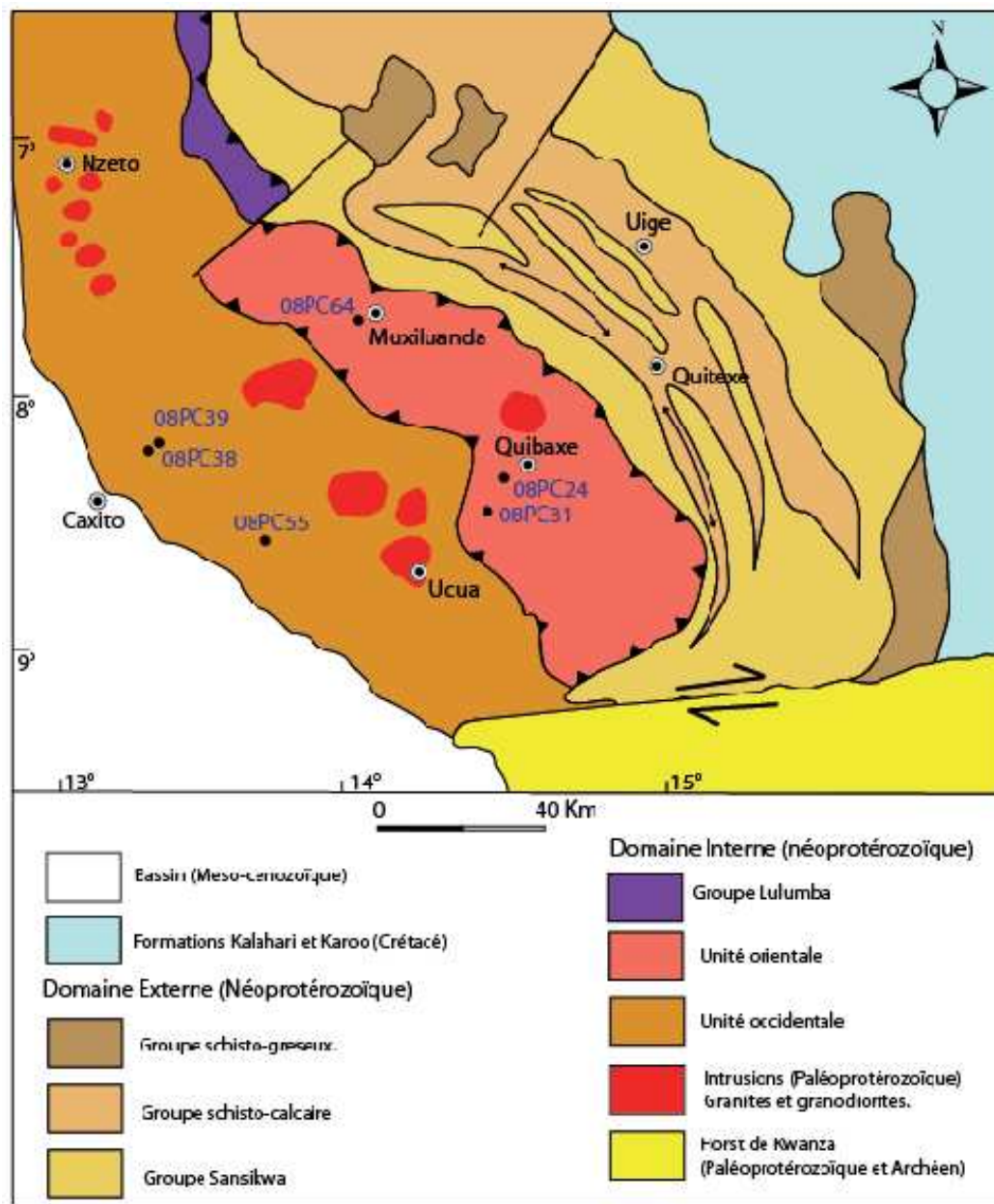


Figure III.1 : Carte géologique du Nord Ouest de l'Angola (zone d'étude). Les échantillons représentés sur la carte correspondent à ceux utilisés pour la thermobarométrie.

III.2. Description pétrographique

III.2.A. Les paragenèses métamorphiques de l'unité orientale

L'unité orientale, à l'Est en contact avec le domaine externe, permet d'observer les faciès tectonométamorphiques situés au dessus de l'unité occidentale (Figure III.1). Le contact tectonique entre ces deux unités n'a pas pu être observé directement, mais les observations structurales et cinématiques nous conduisent à enraciner cette unité orientale à l'Ouest de notre secteur d'étude. Les roches étudiées ont principalement été prélevées entre les localités de Quibaxe et Pedra Boa (Annexe II). Il est difficile d'y reconstituer précisément la série, mais dans l'ensemble cette unité est constituée principalement de micaschistes, gneiss avec des intercalations de quartzites, de marbres et d'amphibolites. Seuls les faciès de micaschistes et gneiss ont fait l'objet d'une étude pétrographique.

III.2.A1. Paragneiss 08PC64

Cette lithologie s'observe plus au nord de la coupe principale, dans la localité de Muxiluanda. Une roche de couleur claire satinée, intensément foliée, constituée quartz, plagioclase, grenat, disthène et deux micas + rutile (Figure III.2).

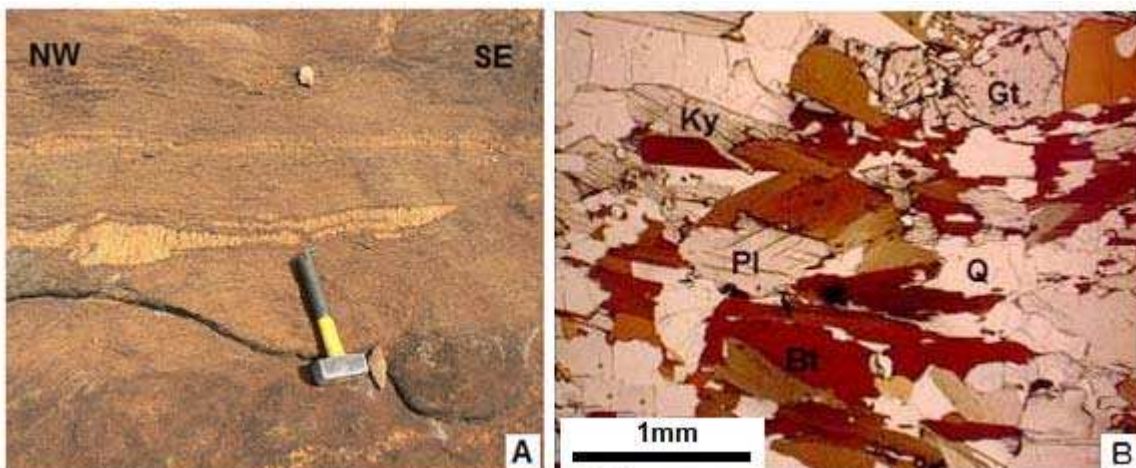


Figure III.2 : Paragneiss 08PC64. A) à l'affleurement et B) lame mince analysée à la microsonde électronique.

Le grenat, de taille souvent centimétrique, est très limpide, de couleur rose et du type almandin ($X_{alm} = 96.6\%$, $X_{grs} = 0.7\%$, $X_{py} = 2.7\%$, $X_{sp} = 0.6\%$). Chimiquement, il présente une composition homogène avec une très légère variation de FeO sur les bordures (Figure III.3). Au contact avec la biotite, on observe un léger enrichissement en Fer et une diminution du magnésium (Tableau III-1A – annexe III) ce qui s'accorde avec une chute en pression et/ou augmentation de température pendant le trajet rétrograde.

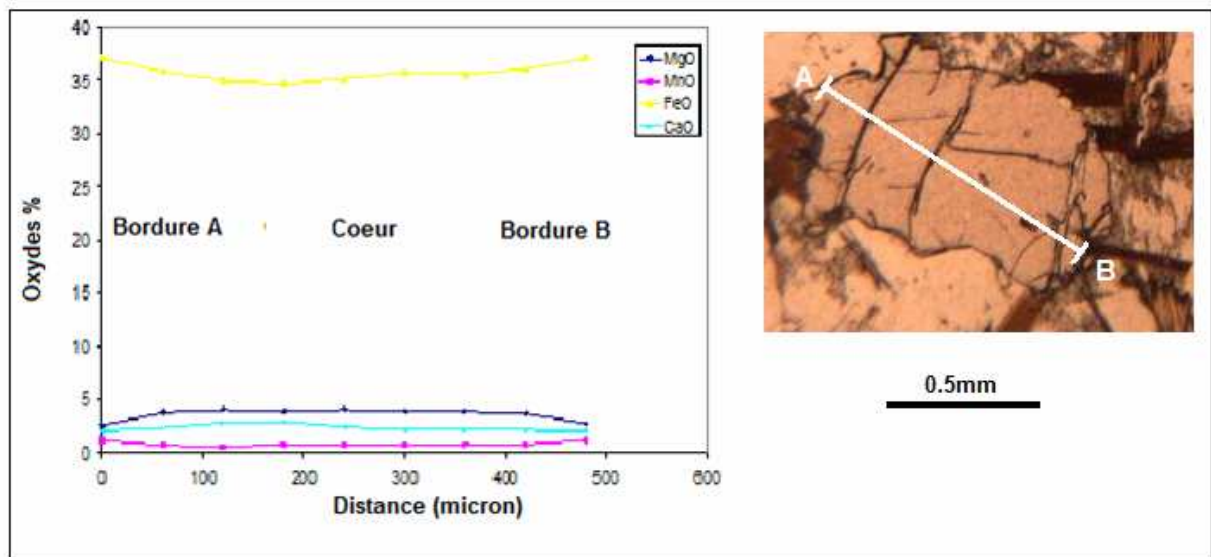


Figure III.3 : Profil chimique et microphotographie du grenat analysé à microsonde électronique. Echantillon 08PC64.

Les biotites sont fortement pléochroïques et certaines sont altérées en chlorite. Leur composition est intermédiaire entre celles de l'annite et de la phlogopite (Tableau III-1B – annexe III), avec un rapport $Fe/(Fe+Mg)$ de 0.46-0.48 (Figure III.4). L'ilménite est le produit de la déstabilisation du rutile appartenant à la paragenèse de cette roche. Elle se trouve aussi bien en inclusions dans les cristaux de grenats que dans la matrice.

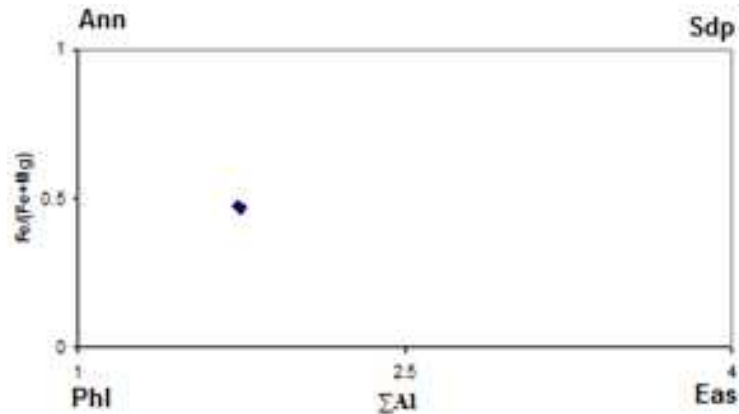


Figure III.4 : Composition des biotites du gneiss à disthène 08PC64 exprimée dans le diagramme $Fe/(Fe+Mg)$ versus ΣAl . Annite (Ann), Sidérophyllite (Sdp), Phlogopite (Phl), Eastonite (Eas). $Fe = Fe^{2+} + Fe^{3+}$. Les biotites de cet échantillon sont plus ferrifères qu'alumineuses et sont dans le champ Annite-Phlogopite.

Le plagioclase se présente sous forme de plages claires avec des macles polysynthétiques bien définies (An 35-45%). Le disthène est bien préservé, en équilibre avec les autres phases de la paragenèse.

Le mica blanc primaire représente 5 % des constituants de la roche. Il se présente sous la forme de lamelles épaisses se regroupant en lits alternant avec des niveaux de quartz. Nous observons également des cristaux de micas blancs « néoformés » sécants par rapport à la foliation. La composition chimique des clastes de micas blancs et celles des micas

néoformés est identique et ceci peut traduire une homogénéisation ultérieure des systèmes chimiques de ces deux micas blancs.

III.2.A.2. Le micaschiste 08PC24

Ce micaschiste (Figure III.5) est une roche pélitique très alumineuse, ferrifère et magnésienne, constituée essentiellement de quartz, grenat, micas (biotite – muscovite), plagioclase, disthène, staurotide, chlorite et ilménite.

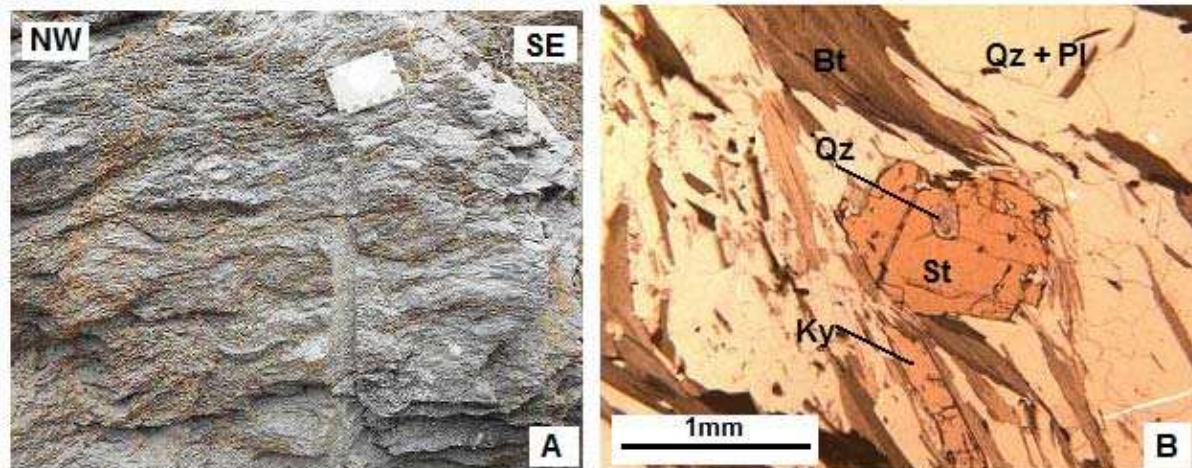


Figure III.5 : L'échantillon 08PC24 – Micaschiste à disthène staurotide. A) Affleurement altéré en surface et B) la lame mince analysée à la microsonde électronique.

Les grenats de cet échantillon se présentent sous deux formes : la première de grande dimension (1mm à 1.5 cm) avec de nombreuses inclusions (quartz, biotite et ilménite) et la seconde de type coronitique, relativement dépourvue inclusions. Ces grenat sont de type almandin ($X_{alm} = 95.5\%$, $X_{grs} = 1.3$, $X_{pyr} = 2.8$, $X_{sps} = 0.4$). Les analyses réalisées sur le cœur et la bordure de ce minéral ne montrent pas de grande variation chimique (Tableau III-2A – annexe III). On notera cependant une augmentation du fer et du rapport Fe/Mg sur la bordure de ce grenat (Figure III.6) qui a nouveau témoignent d'une chute de pression et/ou augmentation de température pendant le trajet rétrograde. .

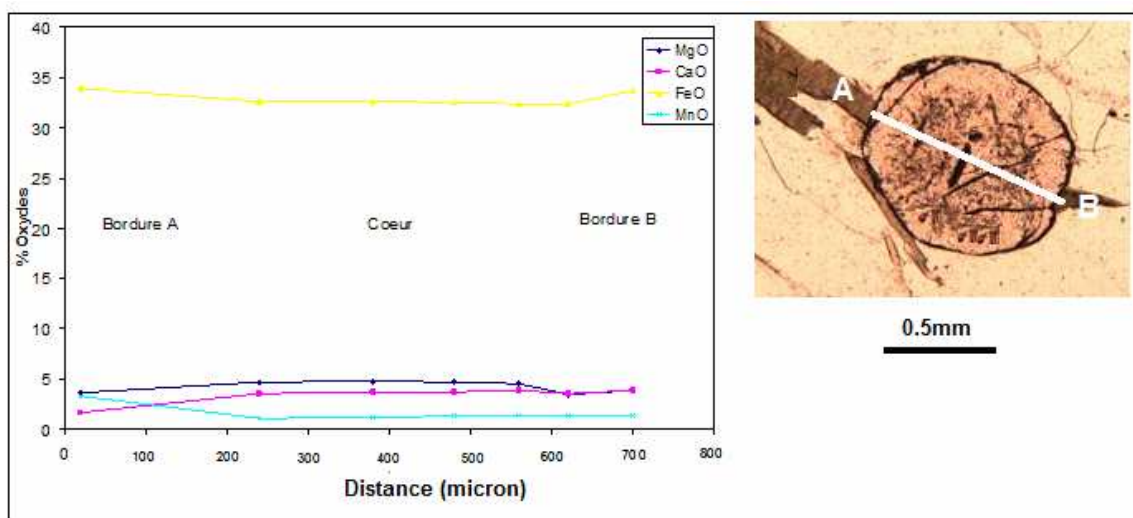


Figure III.6 : Profil chimique et microphotographie du grenat 08PC24 analysé à la microsonde électronique.

La biotite, de couleur verte, a une composition équivalente à celle de l'échantillon précédent (Tableau III-2B – annexe III et Figure III.7).

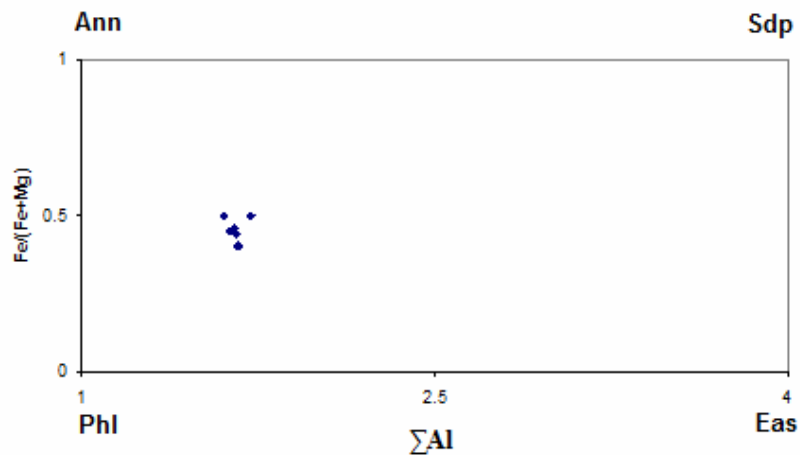


Figure II.7 : Composition des biotites du micaschiste à disthène staurotide 08PC24 exprimée dans le diagramme $Fe/(Fe+Mg)$ versus ΣAl . Les biotites de cet échantillon sont plus ferrifères qu'alumineuses et sont dans une gamme de composition intermédiaire entre Phlogopite et Annite.

Le plagioclase se présente sous deux aspects : (1) en grands phénoclastes subautomorphes corrodés, contenant souvent des inclusions de quartz, (2) en phénocristaux de taille modérée subautomorphes généralement allongés parallèlement à la foliation de la roche. Ces cristaux sont souvent très limpides avec développement de mâcles polysynthétiques d'albite. Ces deux types présentent les mêmes compositions chimiques (Tableau III-2A – annexe III).

Le disthène se présente sous la forme de gros cristaux à tendance subautomorphe. Il est en équilibre avec l'ensemble de la paragenèse. La staurotite forme de grandes plages, moulée par la foliation à biotite. Elle est souvent corrodée et riche en inclusions (quartz et biotite).

III.2.A.3. L'échantillon 08PC31

Ce micaschiste (Figure III.8) est équivalent à celui étudié précédemment, avec une paragenèse à grenat, biotite, quartz, plagioclase, staurotide, disthène et rutile (\pm ilménite). De la chlorite et de l'épidote se développent tardivement.

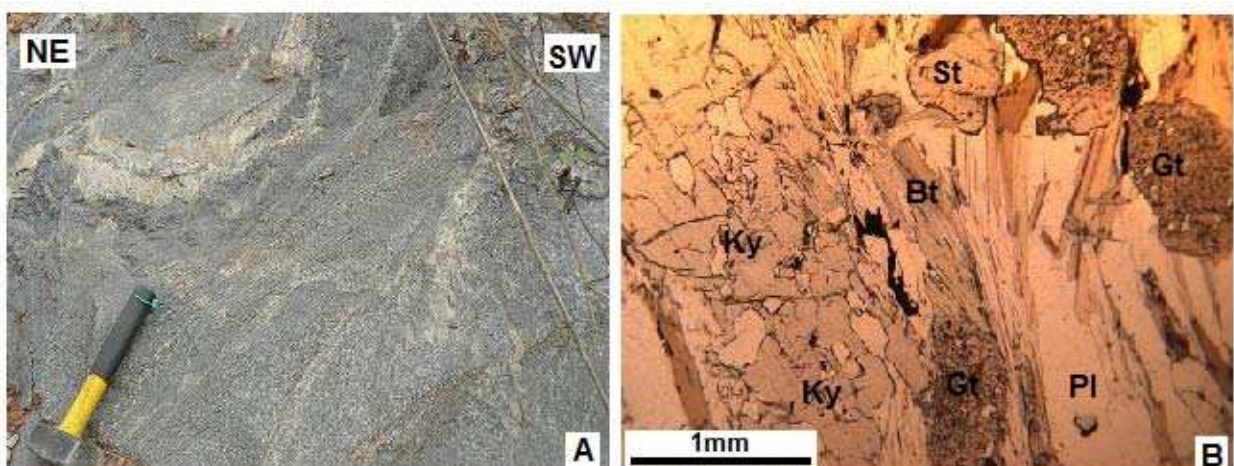


Figure III.8 : L'échantillon 08PC31 – Micaschiste à disthène staurotide. A) affleurement et B) lame mince analysée à la microsonde électronique.

Les grenats sont de grande taille (3 à 5mm), fracturés et présentent des inclusions de quartz et de biotite. Ils sont moulés par la schistosité S_1 et ne montrent pas de microstructures internes. L'analyse chimique (Tableaux III-3A à 3G - annexe III) montre que ces grenats sont du type almadin, et relativement riche en pyrope ($95\% \leq Alm \leq 98\%$, $2\% \leq Pyr \leq 5\%$). Une traversée détaillée d'un de ces grenats a été réalisée à la microsonde électronique (Figure III.9). On observe principalement un léger enrichissement en fer de la bordure du grenat corrélé à une faible chute de la teneur en Mg. Les teneurs en calcium et manganèse restent constantes sur toute la section.

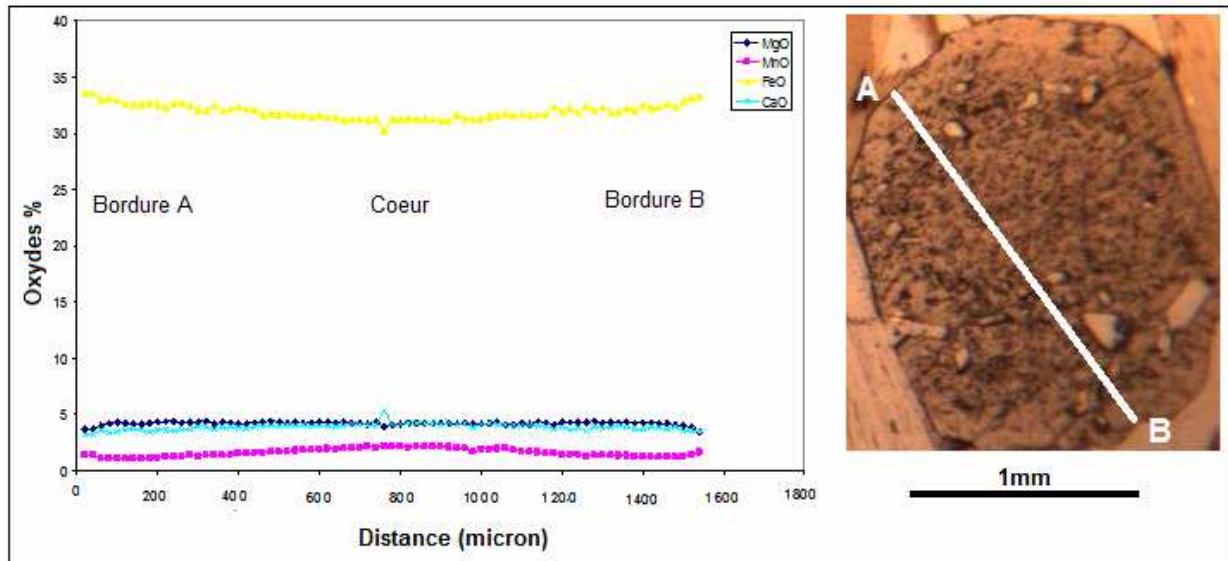
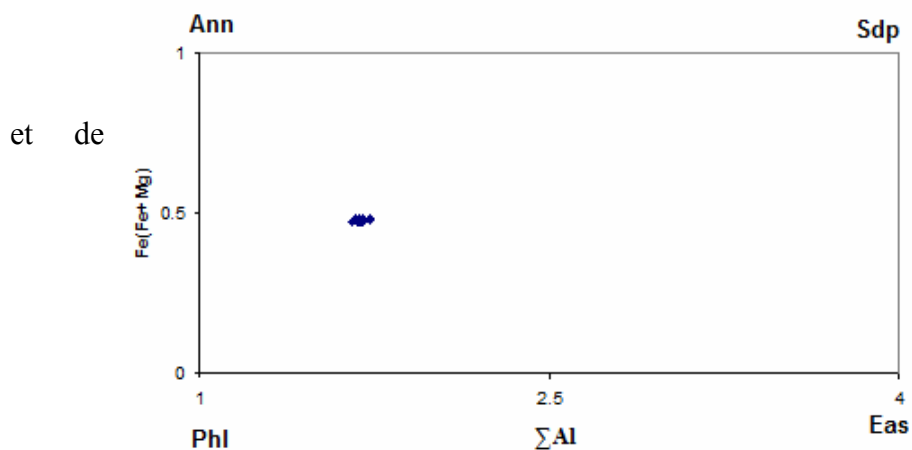


Figure III.9 : Profil chimique et microphotographie du grenat 08PC31 analysé à la microsonde électronique.

La biotite se présente en lamelles allongées automorphes formant des lits marquant la foliation de la roche et moulant les phases quartzo-feldspathiques. Les sections de ces biotites présentent souvent une extinction non uniforme en lumière polarisée, ce qui est expliqué par leur déformation intracristalline ; ces biotites, parfois sous forme de reliques au cœur des grenats et staurotide et parfois associées au disthène, constitueraient des reliques du métamorphisme prograde. Elle est brune et fortement pléochroïque. Elle forme généralement des amas, en association avec l'épidote. Elle contient de nombreuses inclusions de zircon, sphène et apatite. Localement, la biotite est partiellement ou entièrement chloritisée. Dans ce dernier cas, on observe des chlorites avec de nombreuses inclusions de minéraux accessoires, zircons en particulier. Le tableau III-3H (annexe III) regroupe quelques analyses de ces biotites obtenues à la microsonde électronique. Elles sont relativement magnésiennes et riches en aluminium. Elles se situent en position intermédiaire entre les pôles phlogopite et annite (Figure III.10).

Le plagioclase est de type albite-oligoclase (An-30%, Tableau III-3I, annexe III), fracturé et altéré parfois en séricite. Il est disposé suivant la foliation S_1 . Le disthène et la staurotide sont généralement riches en inclusions (quartz et biotite) qui pourraient témoigner d'un stade



prograde du métamorphisme. Des tablettes de disthène staurotide dépourvus d'inclusions se trouvent également allongés dans la foliation.

Figure III.10 : Composition des biotites du micaschistes à disthène staurotide 08PC31 exprimée dans le diagramme Fe/(Fe+Mg) versus ΣAl . Les biotites de cet échantillon sont plus ferrifères qu'alumineuses et sont dans le champ de Phlogopite – Annite.

Quelques cristaux de disthène porphyroblastiques recoupent également la foliation (S1-2), ce qui montre qu'ils ont cristallisé au long des deux phases de déformation. Le rutile se retrouve dans deux habitus. Dans la matrice, il est entouré par une auréole d'ilménite suivant la réaction de déstabilisation : rutile \rightarrow ilménite. Il se rencontre également indemne de transformation en inclusions dans le grenat.

L'étude des roches de cette unité orientale reste encore incomplète. Les lames minces étudiées permettent cependant de suggérer l'existence d'au moins deux étapes métamorphiques successives. La première est matérialisée dans les porphyroclastes de grenat qui contiennent des inclusions de biotite et quartz et une foliation oblique par rapport à la foliation principale de la roche. La seconde étape se caractérise par une paragenèse à quartz + mica blanc + grenat + disthène + staurotide \pm rutile \pm ilménite portée par la foliation principale S1. Ces paragenèses à disthène observées dans l'unité orientale témoignent d'un métamorphisme de type barrovien classique qui a accompagné la phase de déformation majeure D1. Localement, dans les micaschistes, on observe le développement d'une crénulation tardive avec recristallisation partielle des micas.

III.2.B. Les paragenèses métamorphiques de l'unité occidentale

L'unité occidentale est constituée de roches témoignant de conditions métamorphiques de faciès amphibolite – granulitique. Elle comprend des roches ortho et paradérivées et des métagranodiorites. Les roches les plus couramment rencontrées sont des gneiss, amphibolites et des migmatites, avec un assemblage à quartz, grenat, plagioclase, feldspath potassique et biotite en proportions variables. Localement on note la présence de sillimanite en forme de reliques dans le grenat. À l'échelle de cette unité, nous avons observé une nette augmentation du degré métamorphique de l'est (zone de Pedra Boa) vers l'ouest (Caxito).

III.2.B.1 Gneiss à grenat-sillimanite 08PC38

Ces roches se trouvent tout à fait à l'ouest de la coupe de référence, près du contact avec le bassin méso-cénozoïque. Ce sont des roches très déformées, qui montrent clairement la superposition des deux phases principales de déformation. Microscopiquement, elles sont constituées de plus de 40-45% de plagioclase et de quartz, de 25-30% de grenat de grande taille, le reste étant principalement de la biotite (Figure III.11). En phases accessoires, on trouve du rutile, du zircon, de la monazite, du chlorite, de la muscovite et sphène tardive (Figure III.11). Le grenat blinde de rares aiguilles de sillimanite qui ne se retrouve pas dans la matrice.

La texture de ces gneiss est granoblastique hétérogranulaire. Le quartz est toujours xénomorphe et possède une extinction roulante. La taille des cristaux est très variable, bien que le plus souvent il s'agisse de petits cristaux regroupés en mosaïque, allongés parallèlement à la foliation. Le plagioclase (An 33 – 36% ; Ab 64 – 67%) présente des formes sub-automorphes, contenant presque toujours des inclusions de quartz.

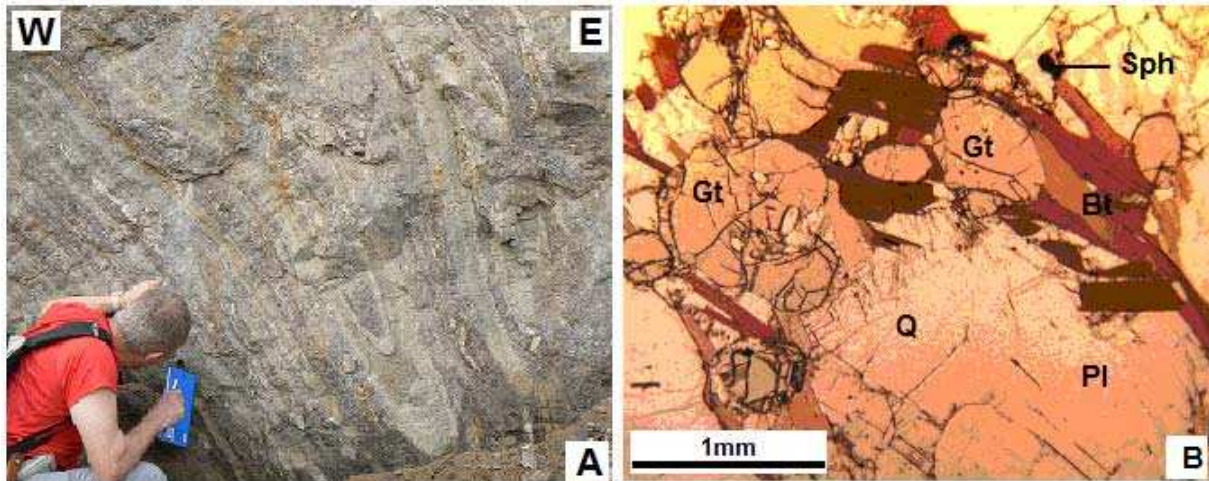


Figure III.11 : L'échantillon 08PC38 – Gneiss à sillimanite. A) l'affleurement et B) la lame mince analysée à la microsonde électronique.

La biotite essentiellement interstitielle se développe dans la foliation, autour du grenat où parfois des porphyroblastes de quartz et de plagioclase. Elle a une composition intermédiaire entre annite et phlogopite (Tableau III-4L - annexe III et Figure III.12).

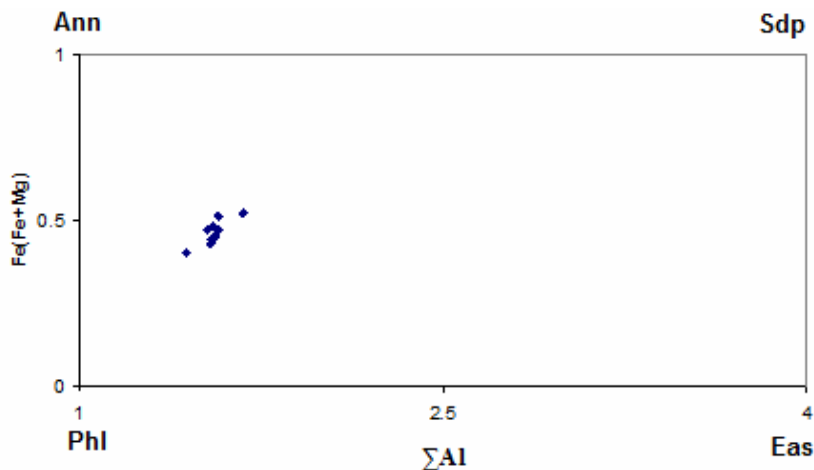


Figure III.12 : Composition des biotites du gneiss à sillimanite 08PC38 exprimée dans le diagramme Fe/(Fe+Mg) versus ΣAl . Les biotites de cet échantillon sont plus ferrifères qu'alumineuses et sont dans une gamme de composition intermédiaire entre Phlogopite et Annite.

Le grenat apparaît en phénocristaux xénomorphes contenant des inclusions orientées de quartz, rutile-ilménite et rarement de sillimanite. Cependant il n'existe aucune continuité entre les structures internes du grenat et la foliation de la roche. Plusieurs de ces grenats ont été analysés à la microsonde électronique, l'un d'eux ayant fait l'objet d'une traversée détaillée (Tableaux III-4A à 4K – annexe III et Figure III.13).

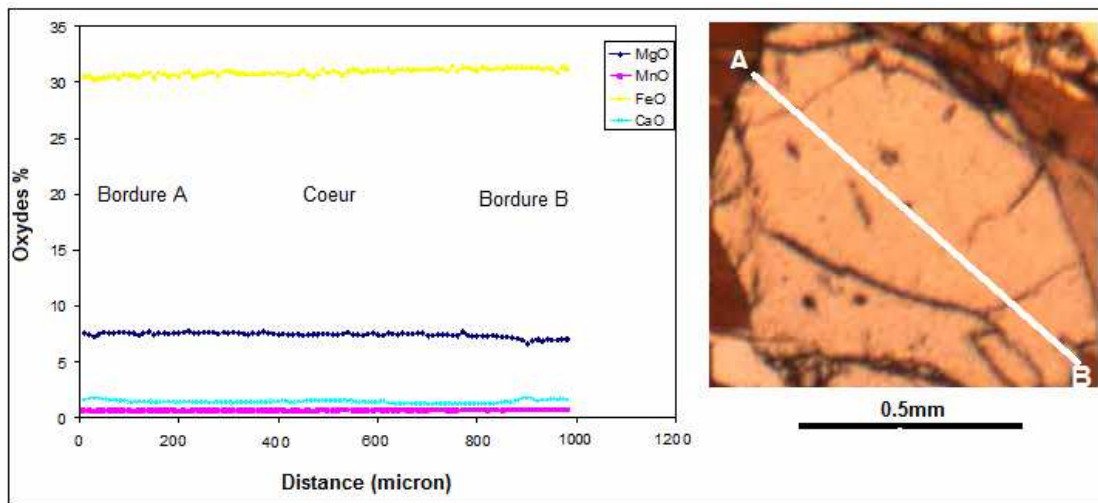


Figure III.13 : Profil chimique et microphotographie du grenat analysé à microsonde électronique, de l'échantillon 08PC38.

L'analyse des grenats de différentes tailles n'a montré aucune variation chimique notable à l'échelle du cristal et entre les différents grains. En effet, que ce soit au cœur ou sur les bordures du grenat, la composition chimique reste constante ($94\% \leq Alm \leq 98\%$, $2\% \leq Pyr \leq 5\%$), traduisant un équilibre parfait de ces grenats avec les conditions du pic du métamorphisme.

III.2.B.2 Gneiss à grenat sillimanite 08PC39

Cette roche (Figure III.14) prélevée à proximité de la précédente et plus sombre, présente une association minéralogique à grenat, biotite, quartz, plagioclase, sillimanite blindée dans le grenat, chlorite tardive et \pm sphène.

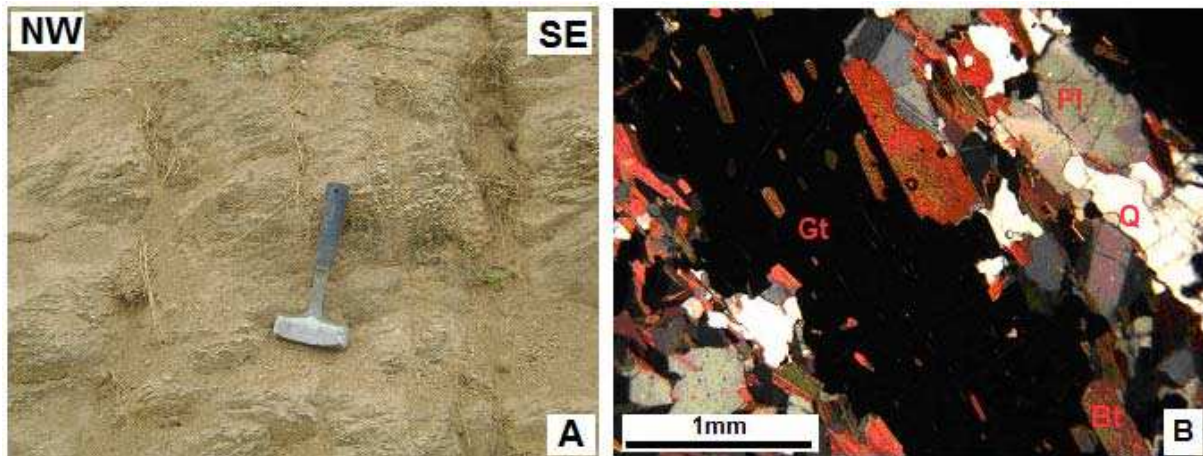
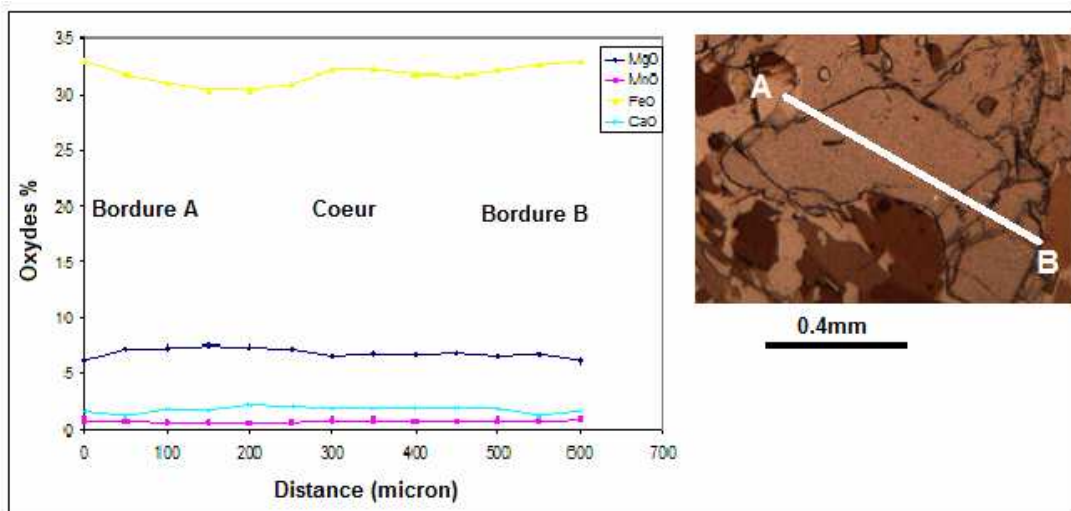


Figure III.14 : L'échantillon 08PC39 – Gneiss à grenat sillimanite. A) l'affleurement et B) la



lame mince analysée à la microsonde électronique.

Figure III.15 : Profil chimique et microphotographie du grenat analysé à microsonde électronique, de l'échantillon 08PC39.

Le grenat est très limpide, de couleur rose et de type almandin (93 - 95%). Chimiquement (Tableaux III-5A et B – annexe III et Figure III.15), il apparaît plus hétérogène que les grenats de l'échantillon précédent, avec une variation notable des teneurs en almandin et pyrope : (Py cœur 7%) vers (Py bordure 5.5%). Cette évolution chimique du rapport Fe/Mg du cœur vers la périphérie traduit un réchauffement et /ou une baisse de pression au cours de la trajectoire rétrograde.

La sillimanite a été rencontrée sous forme d'aiguilles blindées dans le grenat. Elle est absente dans la matrice, ce qui tend à démontrer l'évolution polyphasée de ces roches caractérisé par un stade précoce de HP-MP et HT, suivi d'une rééquilibration à haute température et plus basse pression. Le plagioclase : deux sections de plagioclases ont été observées. Il s'agit d'albite et il ne présente pas de variation de composition (Tableau III-5B – annexe III).

Les biotites, elles sont de couleur brun-rouge pléochroïque homogène, généralement de petite taille; les sections sont orientées selon la foliation et s'observent notamment aux bordures et aux extrémités des grenats (Figure III.14), indiquant qu'elles se forment probablement aux dépends de ces dernières. Leur composition est équivalente à celle des biotites précédentes (Tableau III-5C- annexe III et Figure III.16)

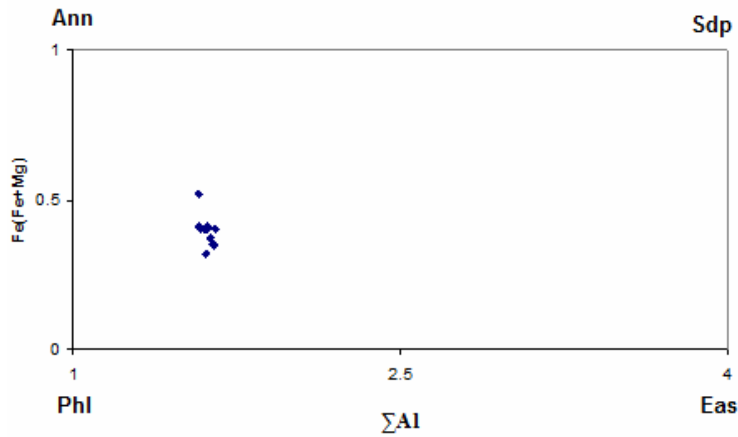


Figure III.16 : Composition des biotites du gneiss à sillimanite 08PC39 exprimée dans le diagramme $Fe/(Fe+Mg)$ versus ΣAl .

III.2.B.3 Migmatite 08PC55

Ces migmatites (Figure III.17) sont des roches à grain fin à moyen, présentant une alternance de niveaux clairs (leucosome) et sombres (mélanosome) riches en biotite. Leur composition minéralogique est la suivante : quartz, plagioclase, biotite, grenat, sphène et zircon. Chlorite et séricite apparaissent tardivement dans cet assemblage.

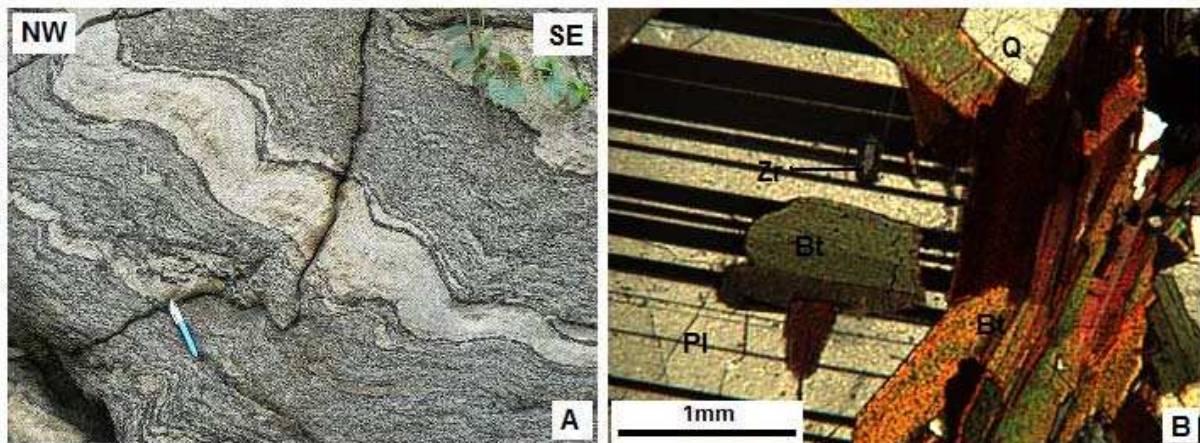


Figure III.17 : L'échantillon 08PC55 – Migmatite à grenat. A) l'affleurement et B) la lame mince analysée à la microsonde électronique.

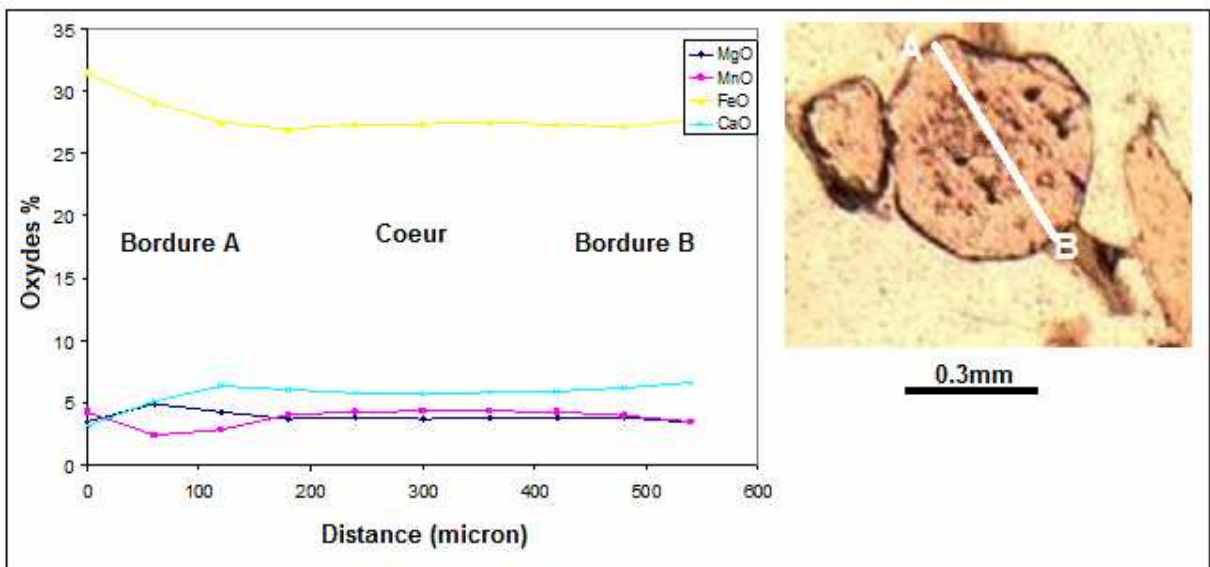


Figure III.18 : Profil chimique et microphotographie du grenat 08PC55 analysé à la microsonde électronique.

Dans le mélanosome, le grenat est de grande taille avec un diamètre de l'ordre de 1.5cm et contient des cristaux de plagioclase en inclusion. L'analyse chimique (Tableau III-6A – annexe III et Figure III.18) montre que ces grenats sont du type almandin, mais aussi riches en pyrope et grossulaire (Alm 90%, Pyr 6%, Gro 4%). La zonation n'est pas symétrique mais on observe une nette augmentation du fer sur une des bordures corrélée à une baisse du calcium et du magnésium.

Le quartz est de taille millimétrique à centimétrique, souvent fracturé et présente une extinction roulante.

Le plagioclase est de type albite-oligoclase (Tableau III.6B – annexe III) et apparaît sous forme de grandes plages automorphes, parfois irrégulièrement zonées, donnant la texture porphyroïde caractéristique. Il est souvent altéré en séricite (aiguilles jaunâtre).

La biotite essentiellement interstitielle se développe dans la foliation, autour des porphyroblastes de quartz et de plagioclase. Elle a une composition identique à celle des biotites précédentes (Tableau III.6C – annexe III et Figure III.19).

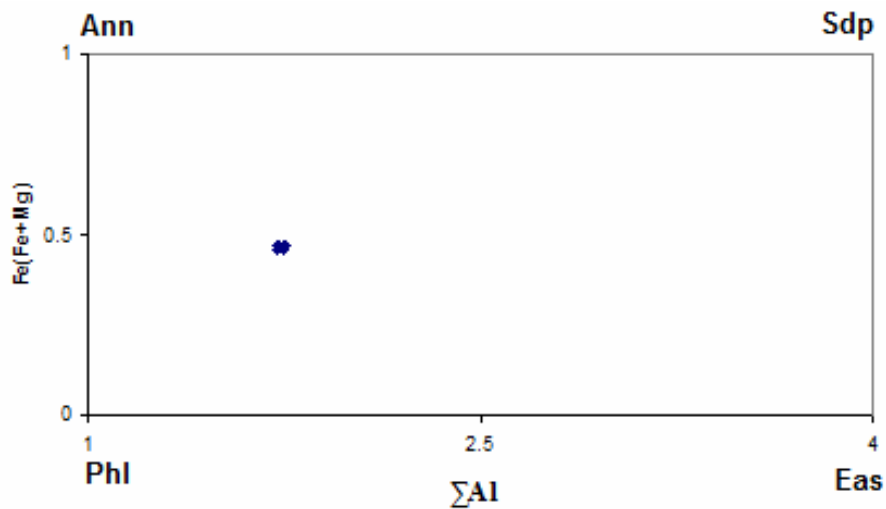


Figure III.19 : Composition des biotites de la migmatite 08PC55 exprimée dans le diagramme Fe/(Fe+Mg) versus ΣAl . Les biotites de cet échantillon sont plus ferrifères qu'alumineuses et sont dans une gamme de composition intermédiaire entre Phlogopite et Annite.

Les observations effectuées sur la série métamorphique de l'unité occidentale indiquent deux épisodes tectonométamorphiques successifs M1 et M2, avec une différence notable des caractéristiques métamorphiques par rapport à l'unité orientale précédente. L'épisode M1 correspond à la foliation principale S1. Il est caractérisé par un assemblage à grenat + biotite + quartz + plagioclase + sillimanite + sphène. Le deuxième épisode M2 se développe dans les conditions de plus basse température. Il est associé au plissement observé

dans les séries de la zone Ucua-Caxito. Cet épisode est marqué par l'apparition de biotite + chlorite + quartz, probablement contemporains des microplis tardifs observés dans certaines lames, qui affectent la paragenèse M1. Cette rééquilibration pourrait correspondre à un stade tardif de l'évolution métamorphique associée à la paragenèse principale M1 mais reste très localisé.

III.3. Relations cristallisation-déformation

L'étude des relations entre le métamorphisme et la déformation a été réalisée en tenant compte des cristallisations-recristallisations, porphyroblastèses et relations microtexturales avec la foliation métamorphique, sur les lames minces analysées à la microsonde électronique.

Biotite: Elle présente différents habitus qui permettent de distinguer deux types :

- une première biotite précoce, de couleur vert brun, allongée parallèlement à la schistosité principale S0-1, matérialisant ainsi la fabrique minérale de cette foliation en compagnie de la muscovite, épidote et du quartz. Les sections de ces biotites présentent souvent une extinction non uniforme en lumière polarisée, ce qui est expliqué par leur déformation intracristalline. Ces biotites, parfois sous forme de reliques au cœur de grenats, constitueraient les traces des premiers stades d'un métamorphisme prograde.

- Une deuxième biotite cristallise sous forme de porphyroblastes subautomorphes de couleur brune (à rouge brun) et dont le clivage est fortement oblique par rapport à la trace de la schistosité principale. Ces biotites sont généralement moulées par la schistosité S1-2 et montrent souvent un cisaillement le long des plans de clivage. Ces caractères indiquent que les cristaux de biotite sont syncinématiques par rapport à la foliation S1-2 (ces biotites peuvent être partiellement chloritisées). Enfin, des biotites tardives sur la foliation S1-2.

La relation entre les porphyroblastes de biotite et les microstructures de déformation permet de suggérer que la croissance de la biotite s'est produite durant tous les stades tectonométamorphiques.

Il nous a ainsi paru indispensable d'analyser ces deux types de biotites de façon ponctuelle à la microsonde électronique (Annexe III) de manière à élucider l'histoire de la cristallisation à recristallisation de ces minéraux. Dans l'ensemble les biotites des échantillons analysés sont ferrifères ($X_{Fe} = Fe / (Fe + Mg) > 0.52$) et alumineuses ($1.40 < Al < 1.8$). Ce type de biotites est généralement considéré par de nombreux auteurs (Rutherford, 1973, Shabani et Lalonde, 2003) comme des solutions solides complexes phlogopite-annite-eastonite-sidérophyllite. Reportées dans le diagramme rectangulaire $Fe / (Fe + Mg)$ en fonction de $\sum Al$, ces biotites se placent dans le domaine du pôle ferrifère. Ces diagrammes permettent de montrer qu'il n'y a qu'un seul type de biotite avec de fortes teneurs en fer dans ces roches ce qui probablement reflète une réhomogénéisation chimique lors de la cristallisation de la seconde génération de mica.

Amphiboles: Elles sont de couleur verte, avec un pléochroïsme marqué dans les tons bleu-vert. Certaines sections sont franchement obliques par rapport à la foliation, mais elles sont le plus souvent orientées selon cette dernière.

Mica blanc: Ces minéraux sont très abondants dans les micaschistes (éch. 08PC24 et 08PC31). Avec les biotites, le quartz et les grenats, ils constituent la foliation principale de la roche. Parfois cette texture est moins bien marquée car certains cristaux sont orientés obliquement par rapport à la foliation et déformés.

Grenat: Il s'exprime généralement sous forme de cristaux automorphes (1mm à 1,5cm) ou sous forme de poeciloblastes contenant des inclusions de quartz, biotites et ilménites, dont l'allongement et l'alignement définissent une schistosité interne. Le grenat se présente sous deux formes principales :

- Un grenat, moulé par la schistosité S0-1 et de grande taille (1mm à 1,5cm) qui peut parfois présenter un aspect hétérogène : un cœur montrant des petites microstructures avec des inclusions et une périphérie homogène.

- Un grenat, de taille moyenne, moulé par la schistosité S0-1 et ne montrant pas de microstructures internes.

Plus rarement, un grenat de petite taille manifestement tardif se développe en travers de la foliation.

Chimiquement, les grenats répondent à une solution solide d'almandin ($X_{alm} = 85$ à 96%), de pyrope ($X_{pyr} = 4$ à 15%), de grossulaire ($X_{gros} = 0$ à 0.1%) et de spessartine ($X_{spess} = 0$). Qu'ils appartiennent à l'un ou à l'autre des deux familles décrites sur les critères optiques, ils ont une composition chimique très fortement similaire. Il n'y a qu'un type chimique de grenats présent dans ces roches. Ils sont riches en almandin et pyrope, et pauvres en grossulaire et spessartine.

Les grenats présentent une composition homogène avec une très légère variation sur les bordures. Au contact avec la biotite, on observe un léger enrichissement en fer et une diminution de magnésium.

Chlorites : La chlorite apparaît dans toutes les zones métamorphiques et se présente sous forme de tablettes millimétriques, voire centimétriques. On distingue deux générations (Figure III.22, A et B) :

- la chlorite 1 qui apparaît d'une manière relativement précoce par rapport à schistosité. Elle est moulée par la schistosité de la matrice et en contact avec le grenat et la biotite.

- La chlorite 2 se présente généralement sous la forme de porphyroblastes tabulaires supérieurs à 1mm. Les cristaux sont isolés ou surimposés à des biotites précoces.

Staurotide : Dans le secteur d'étude, le métamorphisme de l'unité orientale s'exprime clairement par la présence de staurotide, la plupart du temps sous forme de phénoblastes. On distingue deux générations : - La staurotide 1 : les cristaux sont allongés parallèlement à la foliation métamorphique S0-1 matérialisée par des grains de quartz et biotite. Les sections sont fracturées et présentent d'inclusions (biotite). Cette staurotide est parfois associée au grenat 1 qui présente les mêmes caractères : ces deux minéraux sont probablement précoces et liés à la première phase de déformation D1 qui correspond à l'épisode de métamorphisme M1. - La staurotide 2 se présente généralement sous la forme de phénoblastes subautomorphes. Elle contient fréquemment des inclusions du quartz et biotite, mais apparaît tardive par rapport à la foliation S1-2 (Figure III.21, A et B).

Le disthène

Ce silicate d'alumine n'apparaît que dans les métapélites de l'unité orientale. Il est souvent associé au grenat (+ staurotide) et dans les affleurements apparaît de couleur bleu clair. Dans ces métapélites, on observe deux types de disthène : le premier type cristallise sous forme de cristaux en tablettes allongées dans la foliation S1-2, qui est souvent fossilisée sous forme de schistosité interne à l'intérieur des porphyroblastes de ce minéral. Le deuxième se présente sous formes de petits cristaux sécants sur la foliation S1-2 (Figure III.22, C et D).

La sillimanite

La sillimanite a été rencontrée dans l'unité occidentale sous forme d'aiguilles dans une paragenèse à biotite + grenat + plagioclase sans muscovite. Elle est alors présente sous forme de reliques blindées dans le grenat. Ceci démontre clairement le caractère polyphasé du métamorphisme dans ces roches et définit le passage des stades progrades HP et HT au stade

rétrograde du métamorphisme, débutant par une baisse de pression à haute température (Figure III.22, E et F).

En résumé, l'analyse des rapports cristallisations-déformations des différents minéraux permet de mettre en évidence une évolution métamorphique polyphasée (Figures III.20 et III.21). Depuis l'unité orientale jusqu'à l'unité occidentale, on observe des minéraux d'un premier stade métamorphique préservés au sein de la fabrique métamorphique principale des roches. Ces minéraux sont : dans l'unité orientale, le grenat, le disthène et le staurotide ; dans l'unité occidentale le grenat et la sillimanite. Ces minéraux correspondent au stade métamorphique M1 que nous considérons d'âge panafricain, en se basant sur les données géochronologiques rapportées au chapitre V. Il est notable que certains minéraux n'apparaissent pas dans toutes les lames étudiées, soit que le chimisme de la roche ne le permette pas, soit du fait de la forte transposition correspondant au développement de la fabrique S2, surtout dans les roches de l'unité occidentale. Dans l'unité orientale, la foliation S1 est marquée par un assemblage à micas blancs + biotite + grenat + quartz + épidote + albite, complété par disthène et staurotide. Remarquons que la relation de la chlorite avec la foliation S1 n'est pas claire. Dans l'unité occidentale, cette foliation S1 est marquée par un assemblage à grenat + biotite + quartz + plagioclase + sillimanite + épidote + rutile qui traduit une augmentation du degré métamorphique de l'est vers l'ouest. Nous avons proposé que cette zonation métamorphique soit la conséquence du chevauchement vers l'est de l'unité actuellement en position orientale sur l'unité occidentale (déformation D1). La géométrie actuelle implique que le contact tectonique qui sépare ces deux unités descend dans la pile métamorphique du SE vers le NW. Il faut toutefois considérer le fait que la géométrie actuelle des zones internes est en partie le résultat de la déformation D2, qui a partiellement transposé les marqueurs de l'épisode de déformation D1.

Cette phase D2 de déformation s'accompagne de recristallisations métamorphiques de plus faible degré que celles associées à D1. L'épisode M2 correspond à un assemblage à biotite + chlorite + quartz qui indique globalement des conditions du faciès schiste vert. Cet épisode correspond également à la partie rétrograde de l'évolution métamorphique puisqu'il est associé à la déformation D2 qui aboutit à l'exhumation du massif. Compte tenu de la forte localisation de la déformation D2 associé à M2 (clairement visible dans la zone de Caxito), il est probable qu'il s'agisse de la fin de l'évolution métamorphique initiée au cours de M1.

Domaine interne	D1	D2
	Episode M1	Episode M2
Amphibole	—	--- ?
Grenat	—	—
Quartz	—	—
Plagioclase	—	—
Biotite	—	—
Chlorite	? —	—
Epidote	—	—
Staurotide	—	—
Disthène	—	—
Sillimanite	—	—
Rutile	—	—
Ilménite	—	—
Sphène	—	—

Figure III.20 : Tableau synthétique des paragenèses métamorphiques successives observées pour les lithologies du domaine interne

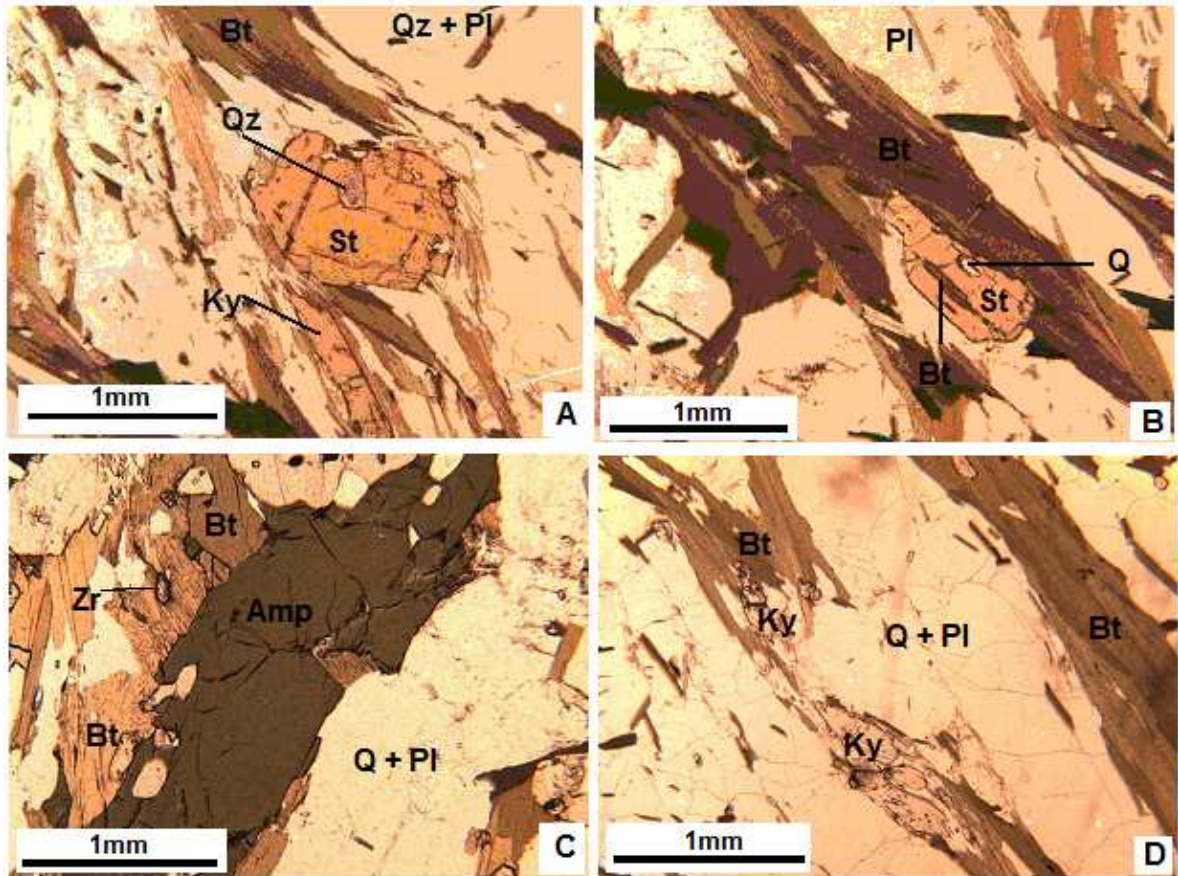


Figure III.21: Lames minces A) de l'échantillon (08PC24), micaschiste à disthène avec staurotide oblique à la foliation, B) avec staurotide allongée parallèlement à la foliation, C) de l'échantillon (08PC28), gneiss et D) de l'échantillon (08PC64), paragneiss.

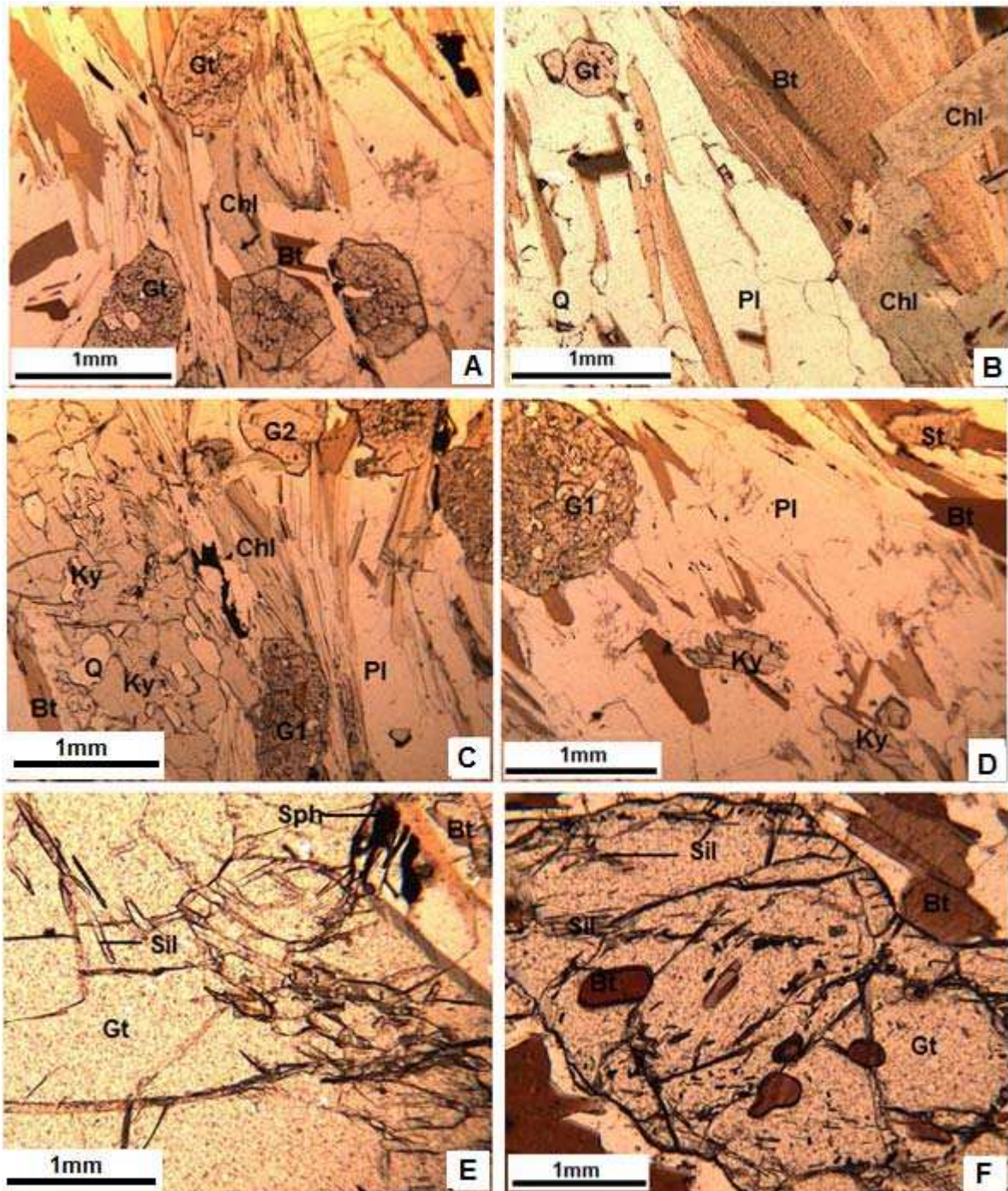


Figure III.22: A) et B) Micaschiste à disthène staurotide (08PC31) montrant les deux générations du chlorite. Le disthène se présente sous deux formes : C) disthène sous forme de tablette allongé dans la foliation S1-2 et D) disthène sous forme de petits cristaux recoupant la foliation. Les gneiss à sillimanite : E) l'échantillon 08PC39 et B) l'échantillon 08PC38 où la sillimanite apparaît sous forme de reliques blindées dans le grenat.

III.4. Estimation des températures et des pressions

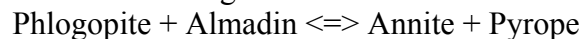
Les estimations de P-T (thermobarométrie) se font idéalement à partir d'assemblages de minéraux en parfait équilibre. Les conditions d'équilibre sont réalisées aux conditions du pic de température, ou les vitesses de diffusion sont optimales. Toutefois, celles-ci peuvent être affectées dans certains cas par la rétro-morphose. Certains minéraux présentent des variations de composition qui peuvent être acquises soit au cours de leur croissance, soit par diffusion durant leur refroidissement (Loomis, 1983). Un autre problème lié à l'utilisation de telle méthode est que ces thermobaromètres est fondée sur des réactions d'échange et ne donnent que des températures de fermeture apparente souvent inférieures à celles du pic du métamorphisme (pour des événements de haute température). Depuis l'amélioration constante de la qualité de banques de données thermodynamiques des pôles purs des minéraux et une meilleure connaissance des propriétés des solutions solides impliquant ces pôles, différents auteurs (Berman, 1988 ; Gottschalk, 1997 ; Holland and Powell, 1998 ; Holland and Powell, 2003) ont permis le calcul d'équilibre des phases de plus en plus précis et pour des systèmes de plus en plus complexes. Parallèlement, le développement d'outils numériques capables d'effectuer des calculs d'équilibre intégrant les équations de thermodynamique a pris une large part au perfectionnement des estimations thermobarométriques (THERIAK : De Capitani and Brown, 1987 ; THERMOCALC : Powell and Holland, 1988 ; PERPLEX : Connolly, 1990 ; TWEEQ : Berman, 1991).

Pour mieux contraindre les conditions P-T des équilibres minéralogiques, deux approches ont été couplées :

1- En premier temps, les méthodes dites « conventionnelles » qui utilisent les réactions d'échange cationique à partir des compositions chimiques des phases minérales à l'équilibre (principalement grenat et autres minéraux) ont été utilisées :

- Thermomètres

Nous avons utilisé le thermomètre Grenat-Biotite basé sur la réaction d'échange cationique Fe-Mg entre les biotites et les grenats :



où phlogopite et annite, pyrope et almandin sont respectivement les pôles magnésiens et ferreux de la biotite et du grenat (Ferry et Spear, 1978). Les estimations proposées par la suite correspondent à différentes courbes pour différentes calibrations avec les auteurs suivants : Ferry et Spear, (1978), Hodges et Spear, (1982), Ferry, Spear et Berman, (1990), Patinô-Douce et al., (1993), Holdaway et al., (1997) et Gessman et al., (1997).

- Baromètres

Les baromètres sont basés sur les échanges cationiques entre le grenat et différents minéraux. Les quatre baromètres utilisés pour ce travail sont les suivants : (1) le baromètre grenat-plagioclase-biotite-quartz (GPBQ) avec la calibration de Hoisch, (1990), (2) le baromètre grenat-plagioclase-silicate d'alumine-quartz (GPAQ) avec les calibrations de Newton et Haselton, (1982), Hodges et Spear, (1992), Ganguly et Saxena, (1984), Hodges et Crowley, (1985), (3) le baromètre grenat-plagioclase-muscovite-quartz (GPMQ) avec la calibration de Hodges et Crowley, (1985), (4) le baromètre grenat-plagioclase-biotite-muscovite-quartz (GPBMQ) a été utilisé avec les calibrations de Ghent et Stout(1981), Hodges et Crowley, (1985), Holland et al. (1997) et Hoisch (1990).

2- Deuxièmement, nous avons utilisé la méthode des « pseudosections » à partir du logiciel PERPLEX développé par Connolly et Kerrick, (1987). Cette méthode utilise la composition chimique de la roche pour mimer le comportement d'un système minéral dont la minéralogie

évolue en fonction des variations P et T. De façon indirecte, la thermobarométrie peut être réalisée à partir des pseudosections. Ainsi, le couplage de ces deux méthodes indépendantes permettra de vérifier la validité des estimations PT.

- Principes et construction de pseudosection avec Perplex

Le principe d'une pseudosection est de modéliser les assemblages minéralogiques à l'équilibre dans l'espace P-T à partir d'une composition chimique d'un volume de roche et des données thermodynamiques disponibles. Les pseudosections calculées pour un système chimique défini préalablement correspondent donc à des portions ou sections de l'espace P-T pour lesquels les paragenèses sont prédites. Les informations thermobarométriques sont extraites grâce à la position dans l'espace P-T des champs de stabilité des minéraux ainsi que par les proportions et les compositions minéralogiques dans ces mêmes champs. Une comparaison avec les paragenèses et les compositions chimiques observées dans les échantillons permet donc une estimation des conditions thermobarométriques de formation de l'association minéralogique. Dans cette étude pour le calcul d'équilibre des minéraux, nous avons utilisé le logiciel PERPLEX créé par Connolly et Kerrick (1987). Basé sur le principe de calcul des surfaces d'équilibre où l'énergie libre du système chimique représenté par un assemblage de minéraux est minimale, cette technique permet d'estimer d'équilibre le plus stable pour une composition donnée et ce en tout point de l'espace défini préalablement. Autrement dit, à l'aide de ce logiciel il est possible de calculer, pour tout couple (P-T) les phases minérales stables en minimisant l'énergie libre du système.

III.4.A. Résultats des estimations P-T

La partie suivante est consacrée à la présentation des résultats des estimations de la pression et de la température associées aux assemblages de deux unités, identifiés dans les roches métamorphiques. Comme nous le verrons au chapitre V, les données géochronologiques indiquent que les épisodes métamorphiques M1 et M2 appartiennent à un même cycle tectonométamorphique d'âge panafricain, le stade M2 suivant de peu le stade M1. Par conséquent les résultats des estimations de conditions P-T de deux unités sont présentés ci-dessous.

III.4.A1. L'unité orientale

a) Paragneiss 08PC64.

Les résultats des estimations P-T utilisant les différents thermobaromètres sont reportés dans le tableau III.7 de l'annexe III. Pour le stade précoce préservé par le cœur des grenats, les températures évaluées avec les différents thermomètres biotite-grenat se situent dans une gamme restreinte de 600-620°C, à l'exception du thermomètre de Holdaway et al. (1997) qui indique une valeur nettement supérieure de 800 °C. Pour les pressions associées à ce stade précoce, les valeurs estimées à 600°C avec le cœur du grenat se situent entre 6 et 7 kbar, à l'exception du baromètre Gt-Pl-Ky-Qz de Newton and Haselton (1981) qui fournit une valeur relativement faible de 4 kbar qui est incompatible avec la présence de disthène et rutile. La trajectoire rétrograde est contrainte par l'équilibre biotite-bordure du grenat à une température de 450-480°C pour des pressions de 2.5-3 kbar, à l'exception à nouveau du baromètre de Newton and Haselton (1981) qui indique une pression de 5 Kbar, supérieure à celle fournie par le cœur du grenat pour le même baromètre.

Les résultats sont synthétisés sur la figure ci-dessous (Figure III.23) qui montre en particulier que les estimations P-T proposées sont compatibles avec l'absence de sillimanite et d'andalousite dans le gneiss étudié et de phénomènes de fusion partielle. Le chemin rétrograde se fait donc à la limite des champs disthène-sillimanite puis disthène-andalousite, probablement de manière très rapide pour préserver l'équilibre de l'assemblage minéralogique.

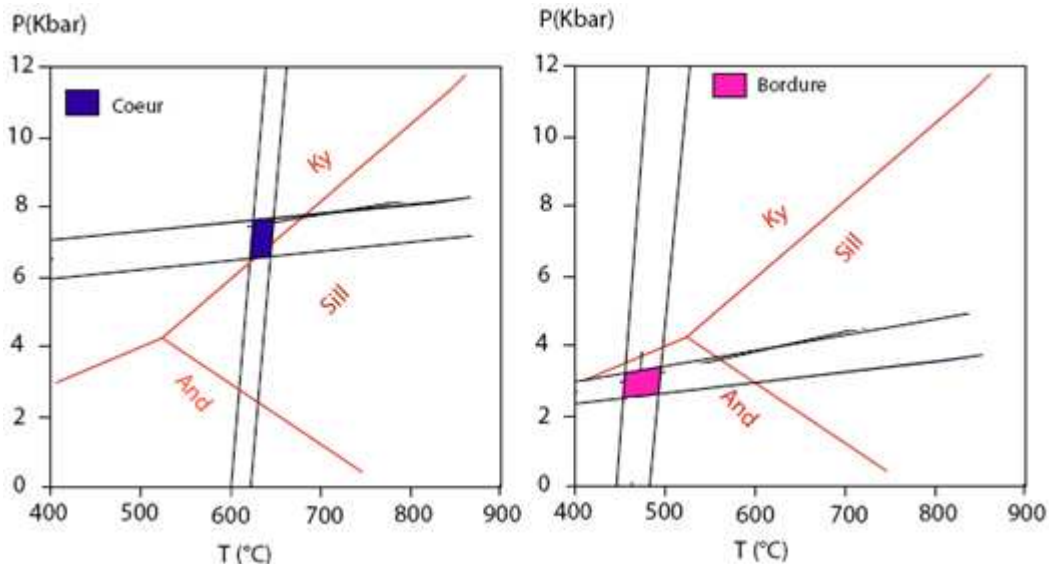


Figure III.23 : Diagramme P-T de l'échantillon 08PC64, basé sur les méthodes de calculs thermobarométriques classiques. A- calcul avec le cœur du grenat et B- calcul avec la bordure du grenat.

- Pseudosection P-T

Une pseudosection a été calculée dans le système [C-H] TiCaNKFMAS. L'assemblage à gt-ky-bio-pl-ms-q-ru observé dans l'échantillon 08PC64 correspond à un champ compris entre 620 et 780°C pour des pressions allant de 7 à 12 kbar. Afin de préciser la dimension de ce champ de stabilité de notre assemblage, les isoplètes correspondant aux compositions des biotites et des cœurs de grenat ont été calculées. Elles correspondent aux valeurs analysées à la microsonde (X_{Fe} de grenat = 0.8) des minéraux pour une pression de 8 kbar et une température de 630°C (Figure III.24).

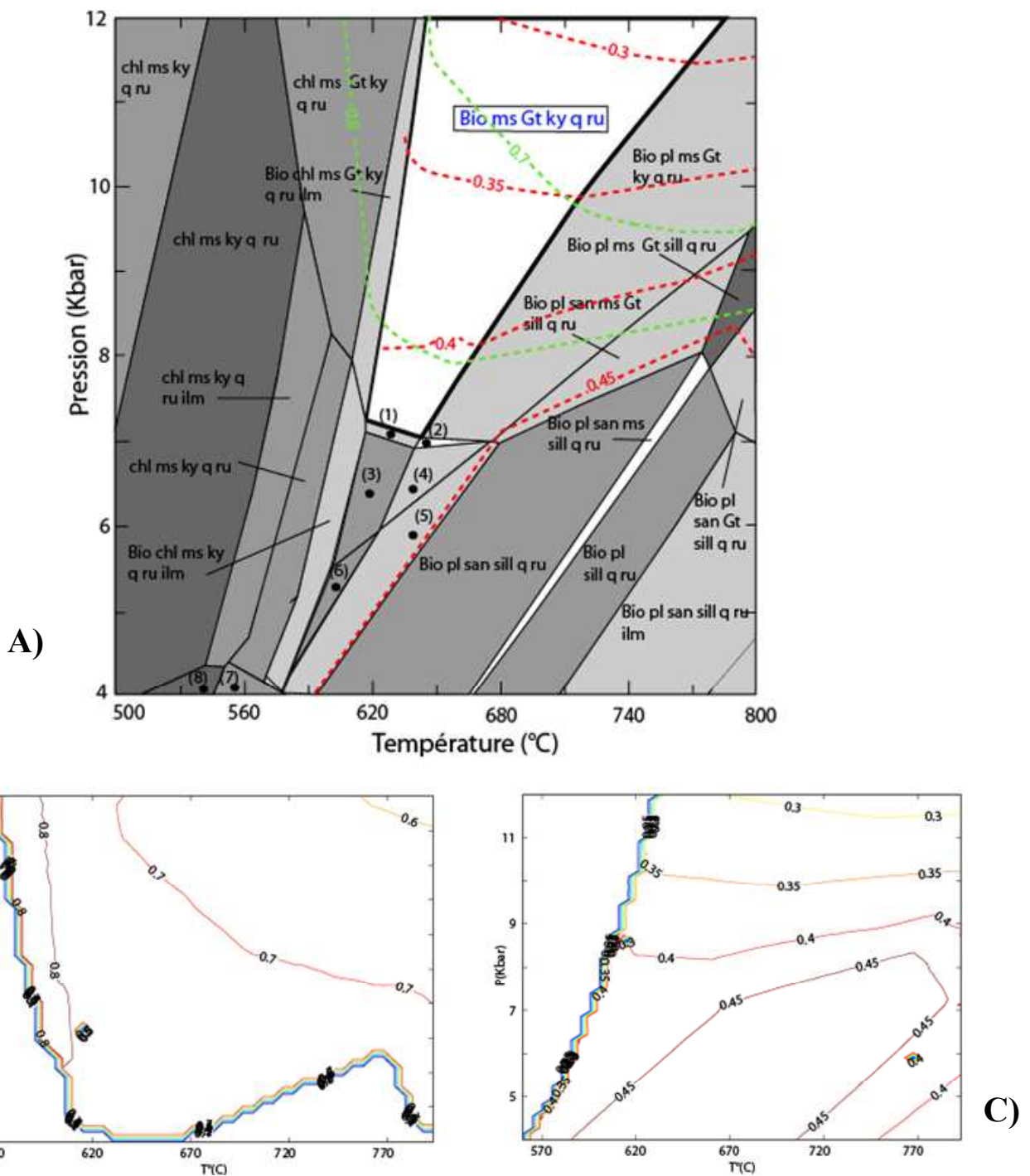


Figure III.24 : (A) Pseudosection P-T pour l'échantillon 08PC64 dans le système [C – H] TiCaNKFMS (SiO_2 : 64.57 ; Al_2O_3 : 20.02 ; Fe_2O_3 : 8.07 ; FeO : 7.26 ; MgO : 2.44 ; MnO : 0.06 ; CaO : 0.15 ; Na_2O : 0.15 ; K_2O : 2.38 ; TiO_2 : 1.10). Dans cette pseudosection, l'activité de l'eau est fixée à 0.8. (1) Bio ms Gt ky q ru ilm, (2) Bio pl ms Gt Ky q ru ilm, (3) Bio ms Ky q ru ilm, (4) Bio pl ms Ky q ru ilm, (5) Bio pl ms sill q ru ilm, (6) Bio ms sill q ru ilm, (7) chl ms and q ru ilm, (8) chl Ms and q ru. Le champ de stabilité de l'assemblage observé est laissé en blanc. (B) Isoplètes du grenat et (C) Isoplètes de la biotite.

b) Micaschiste 08PC24

Les résultats des estimations P-T utilisant les différents thermobaromètres sont reportés dans le tableau III.8 de l'annexe III. Pour le stade précoce préservé par le cœur des grenats, les températures évaluées avec les différents thermomètres biotite-grenat se situent dans une gamme restreinte de 600-650°C. Pour les pressions associées à ce stade précoce, les valeurs estimées à 625°C avec le cœur du grenat se situent entre 9 et 12 kbar. La trajectoire rétrograde est contrainte par l'équilibre biotite-bordure du grenat à une température de 550-600°C pour des pressions de 6.5 à 8 kbar.

Les résultats sont synthétisés sur la figure ci-dessous (Figure III.25) qui montre en particulier que les estimations P-T proposées sont très peu différentes pour les deux stades reconnus, ce qui est en accord avec la bonne préservation de l'assemblage de haute pression. Comme pour l'échantillon précédent, l'exhumation de ces micaschistes semble se dérouler entièrement dans le champ de stabilité du disthène.

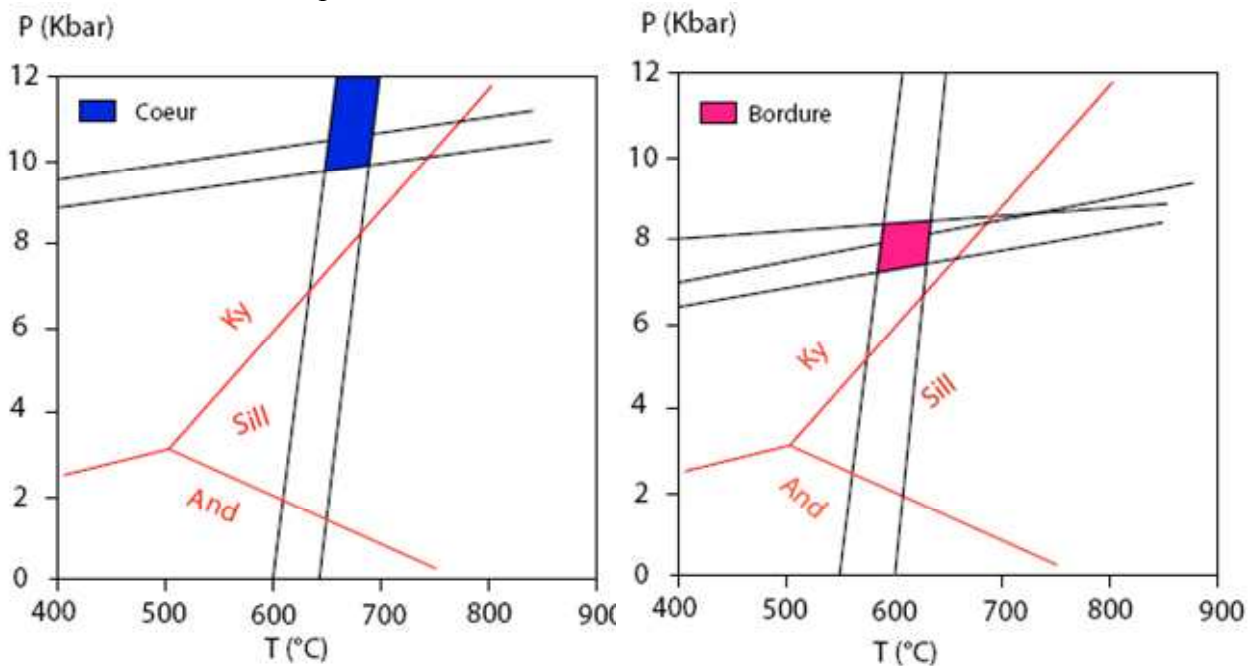


Figure III.25: Diagramme P-T de l'échantillon 08PC24, basé sur les méthodes de calculs thermobarométriques classiques. A- calcul avec le cœur du grenat et B- calcul avec la bordure du grenat.

- Pseudosection P-T

Une pseudosection a été calculée dans le système [C-H] TiCaNKFMAS (Figure III.26). L'assemblage à gt-pl-ms-ky-q-ru observé dans l'échantillon 08PC24 correspond à un champ compris entre 650 et 800°C pour des pressions allant de 10,5 à 12 kbar, en accord avec les estimations proposées ci-dessus (Figure III.25) pour le pic du métamorphisme. Afin de préciser la dimension de ce champ de stabilité de notre assemblage, les isoplètes correspondant aux compositions des biotites et des cœurs de grenat ont été calculées. Elles correspondent aux valeurs analysées à la microsonde (X_{Fe} de grenat = 0.6) des minéraux pour une pression de 11.9 Kbar et une température de 680°C.

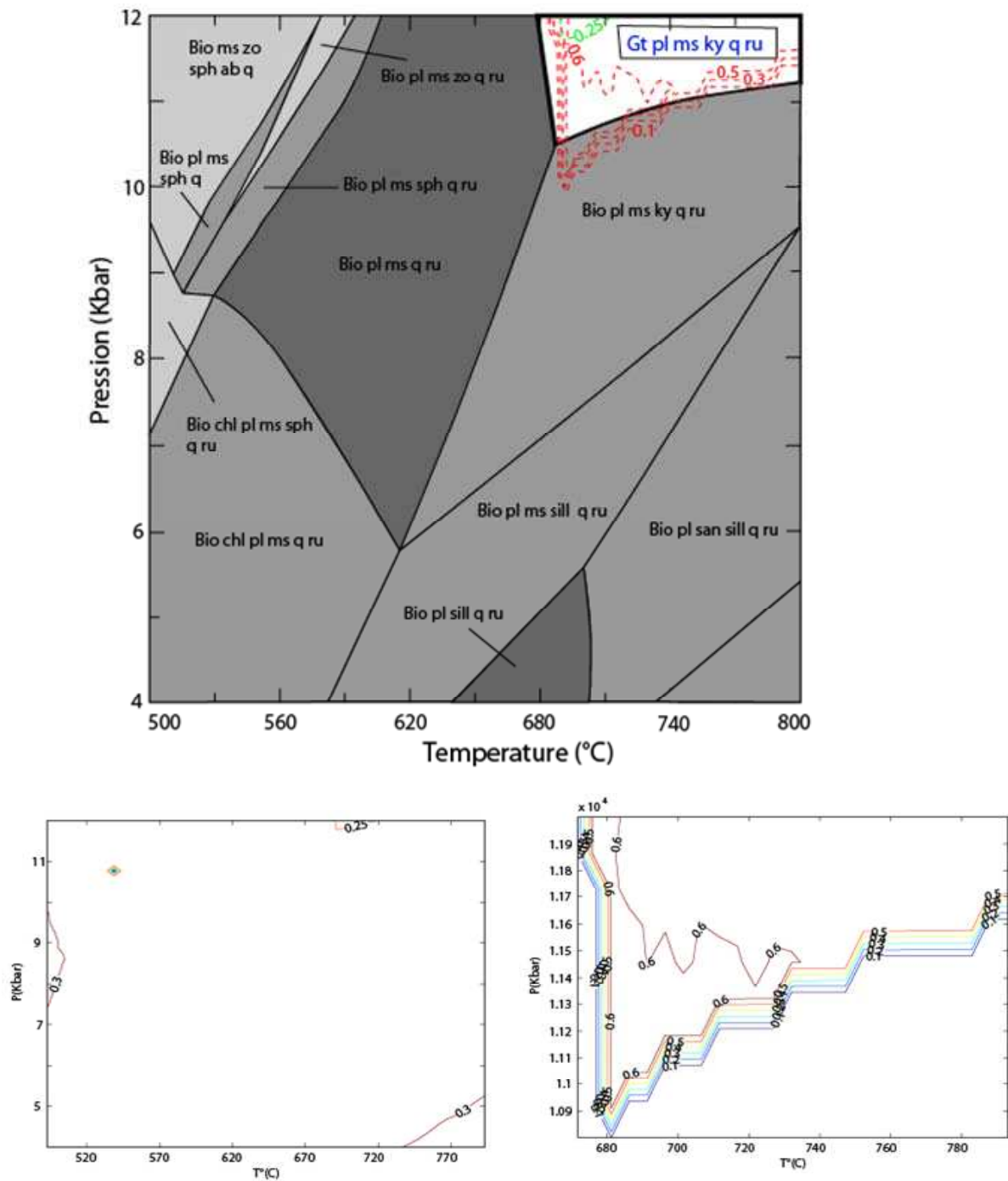


Figure III.26 : Pseudosection P-T pour l'échantillon 08PC24 dans le système [C – H] TiCaNKFMAS (SiO_2 : 77.39 ; Al_2O_3 : 8.16 ; Fe_2O_3 : 5.02 ; FeO : 4.52 ; MgO : 3.31 ; MnO : 0.10 ; CaO : 0.58 ; Na_2O : 1.33 ; K_2O : 2.08 ; TiO_2 : 0.32). Dans cette pseudosection, l'activité de l'eau est fixée à 0.8. Le champ de stabilité de l'assemblage observé est laissé en blanc. (B) Isoplètes de la biotite et (C) Isoplètes du grenat.

c) Micaschiste 08PC31

Les résultats des estimations P-T utilisant les différents thermobaromètres sont reportés dans le tableau III.9 de l'annexe III. Pour le stade précoce préservé par le cœur des grenats, les températures évaluées avec les différents thermomètres biotite-grenat se situent dans une gamme restreinte de 580-630°C. Pour les pressions associées à ce stade précoce, les valeurs estimées à 620°C avec le cœur du grenat se situent entre 6 et 10 kbar. La trajectoire rétrograde est contrainte par l'équilibre biotite-bordure du grenat à une température de 550-610°C pour des pressions de 6.5 à 8 kbar.

Les résultats sont synthétisés sur la figure ci-dessous (Figure III.27) qui montre en particulier que les estimations P-T proposées sont très peu différentes pour les deux stades reconnus, comme c'était le cas précédemment. On note toutefois que les pressions paraissent légèrement moins élevées que pour l'échantillon 08PC24, de l'ordre de 1 à 2 kbar.

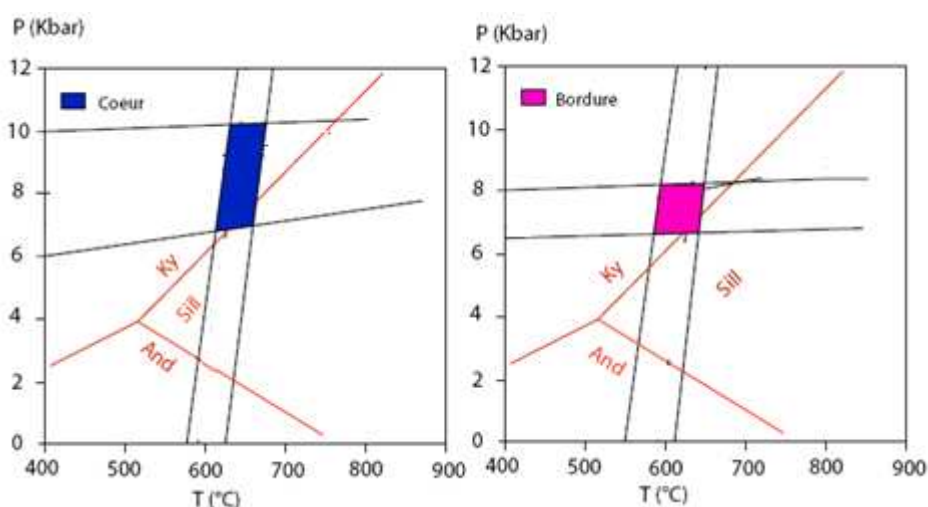


Figure III.27 : Diagramme P-T de l'échantillon 08PC31, basé sur les méthodes de calculs thermobarométriques classiques. A- calcul avec le cœur du grenat et B- calcul avec la bordure du grenat.

- Pseudosection P-T

Une pseudosection a été calculée dans le système [C-H] TiCaNKFMAS (Figure III.28). L'assemblage à gt-ky-bio-pl-ms-q-ru observé dans l'échantillon 08PC31 correspond à un champ compris entre 620 et 800°C pour des pressions allant de 6 à 12 kbar. Afin de préciser la dimension de ce champ de stabilité de notre assemblage, les isoplètes correspondant aux compositions des biotites et des cœurs de grenat ont été calculées. Elles correspondent aux valeurs analysées à la microsonde (X_{Fe} de grenat = 0.8 et X_{Fe} de biotite = 0.4) des minéraux pour une pression de 7.5 Kbar et une température 660°C.

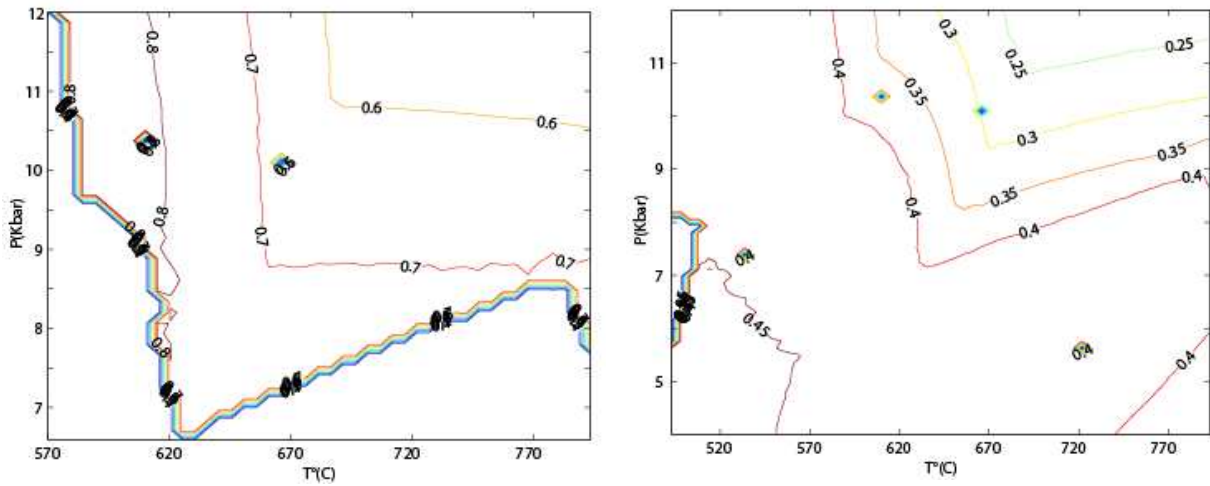
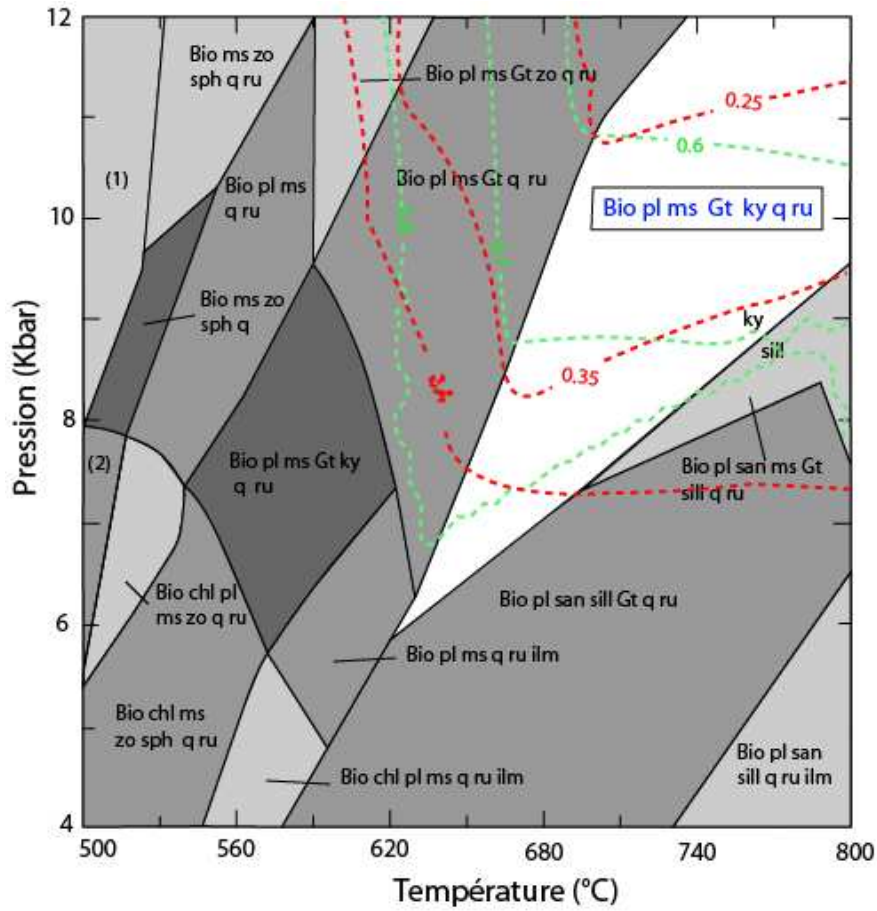


Figure III.28 : Pseudosection P-T pour l'échantillon 08PC31 dans le système [C – H] TiCaNKFMAS (SiO_2 : 58.41 ; Al_2O_3 : 19.72 ; Fe_2O_3 : 8.96 ; FeO : 8.06 ; MgO : 3.12 ; MnO : 0.17 ; CaO : 2.57 ; Na_2O : 2.35 ; K_2O : 2.57 ; TiO_2 : 0.78). Dans cette pseudosection, l'activité de l'eau est fixée à 0.8. (1) Bio chl ms zo sph q (2) chl pl ms zo sph q ru. Le champ de stabilité de l'assemblage observé est laissé en blanc. (B) Isoplètes du grenat et (C) Isoplètes de la biotite.

III.4.A2. L'unité occidentale

a) Gneiss 08PC38

Les résultats des estimations P-T utilisant les différents thermobaromètres sont reportés dans le tableau III.10 de l'annexe III. Les différentes calibrations du thermomètre biotite-grenat fournissent une gamme de température comprise entre 720 et 780°C (Figure III.29). Pour ces températures, le champ de pression varie assez fortement entre 4 et 10 kbar, peut-être en raison d'une légère altération du plagioclase.

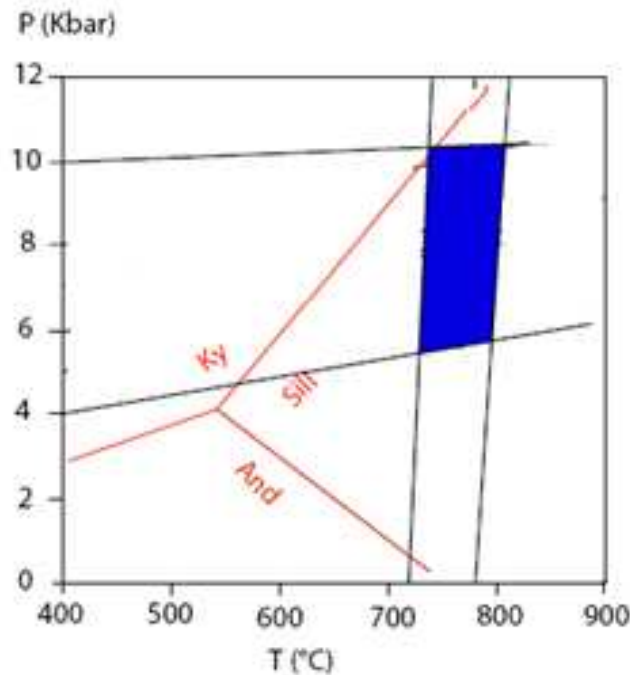


Figure III.29 : Diagramme P-T de l'échantillon 08PC38, basé sur les méthodes de calculs thermobarométriques classiques.

- Pseudosection P-T

Une pseudosection a été calculée dans le système [C-H] TiCaNKFMAS (Figure III.30). L'assemblage à gt-bio-pl- q-ru ± sill ± ms observé dans l'échantillon 08PC38 correspond à un champ restreint compris entre 650 et 800°C pour des pressions proches de 5 kbar. Afin de préciser la dimension de ce champ de stabilité de notre assemblage, les isoplètes correspondant aux compositions des biotites et des cœurs de grenat ont été calculées. Elles correspondent aux valeurs analysées à la microsonde (X_{Fe} de grenat = 0.7 et X_{Fe} de biotite = 0.35) des minéraux pour une pression de 5.5 kbar et une température de 665°C.

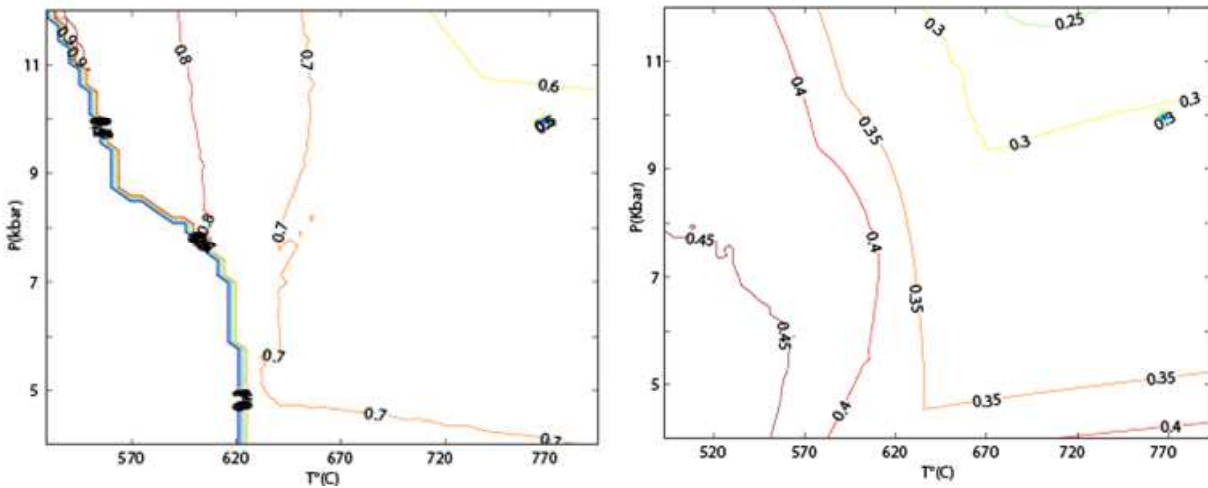
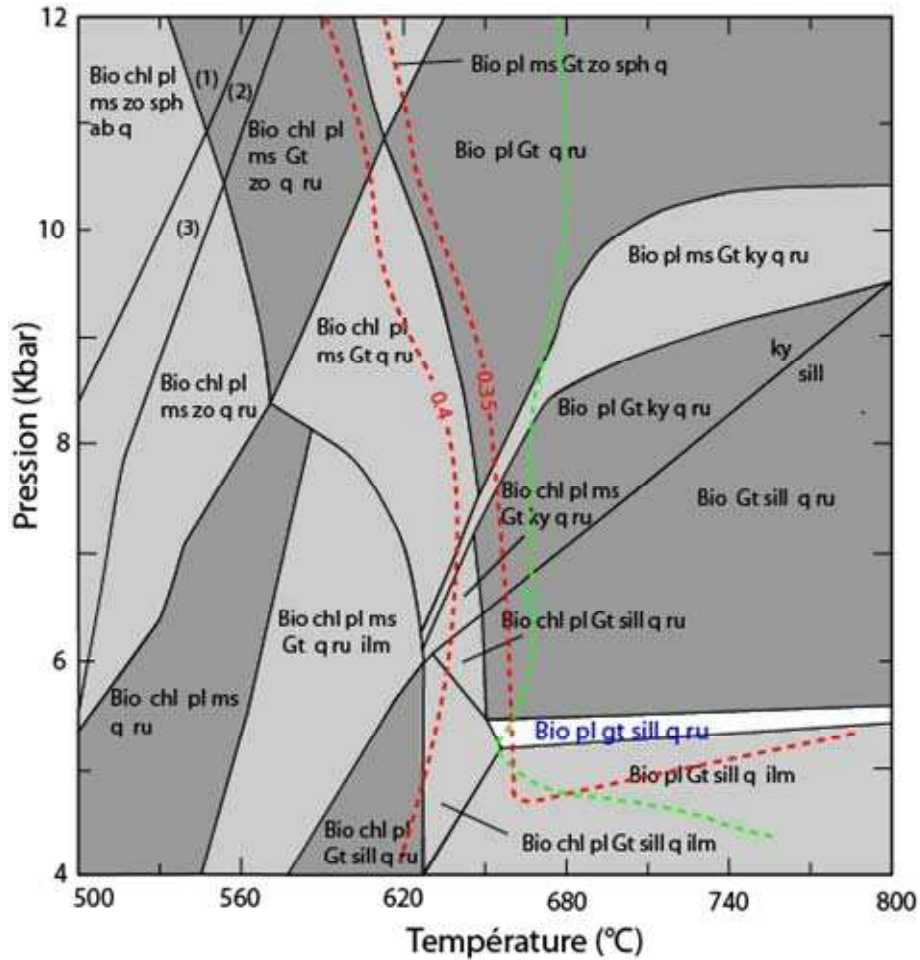


Figure III.30 : Pseudosection P-T pour l'échantillon 08PC38 dans le système [C – H] TiCaNKFMAS (SiO_2 : 58.41 ; Al_2O_3 : 19.72 ; Fe_2O_3 : 8.96 ; FeO : 8.06 ; MgO : 3.12 ; MnO : 0.17 ; CaO : 2.57 ; Na_2O : 2.35 ; K_2O : 2.57 ; TiO_2 : 0.78). Dans cette pseudosection, l'activité de l'eau est fixée à 0.8. (1) Bio chl pl ms Gt zo sph q ab ru, (2) Bio pl ms q ru, (3) chl pl ms zo sph q ru. Le champ de stabilité de l'assemblage observé est laissé en blanc. (B) Isoplètes du grenat et (C) Isoplètes de la biotite.

b) Gneiss 08PC39

Les résultats des estimations P-T utilisant les différents thermobaromètres sont reportés dans le tableau III.11 de l'annexe III. Les zonations observées dans les grenats conduisent à distinguer deux stades. Pour le stade précoce préservé par le cœur des grenats plus magnésiens, les températures évaluées avec les différents thermomètres biotite-grenat se situent dans la gamme de 680-750°C. Pour les pressions associées à ce stade précoce, les valeurs estimées à 750°C avec le cœur du grenat se situent entre 7 et 9 kbar. Le second stade défini par l'équilibre bordure du grenat-biotite correspond à une température de 610-670°C pour des pressions de 5 à 7 kbar.

Les résultats sont synthétisés sur la figure ci-dessous (Figure III.31) qui montre en particulier que les estimations P-T proposées sont très peu différentes pour les deux stades reconnus, ce qui est en accord avec la bonne préservation de l'assemblage de haute pression. Comme pour l'échantillon précédent, l'exhumation de ce gneiss semble se dérouler entièrement dans le champ de stabilité de sillimanite.

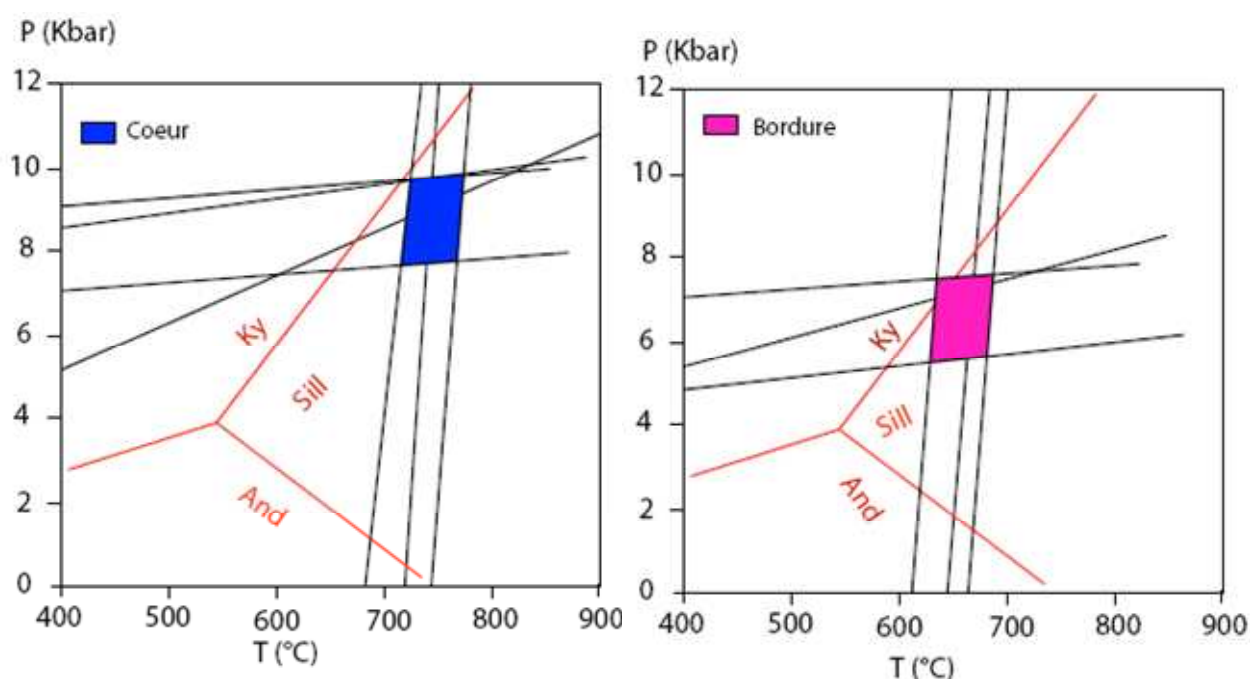


Figure III.31 : Diagramme P-T de l'échantillon 08PC39, basé sur les méthodes de calculs thermobarométriques classiques. A- calcul avec le cœur du grenat et B- calcul avec la bordure du grenat.

- Pseudosection P-T

Une pseudosection a été calculée dans le système [C-H] TiCaNKFMAS (Figure III.32). L'assemblage à gt-sill-bio-pl-q observé dans l'échantillon 08PC39 n'apparaît pas dans les champs définis par PERPLEX, le grenat restant absent dans tous les assemblages. Nous attribuons l'absence de grenat dans la modélisation à un problème **entre un jus de fusion et une restite**. La présence de grenat en relique, mais montrant une texture corrodée est en effet incompatible avec la composition de la roche totale qui comporte en effet une partie de jus migmatite, le système ne se comportant donc plus comme un système fermé la modélisation par Perplex ne reflète pas la composition de la restite, mais plutôt en moyenne celle d'un liquide silicaté à biotite-quartz-feldspath. Aussi, seule l'étude des conditions par échange cationique reste donc valable pour l'étude thermobarométrique.

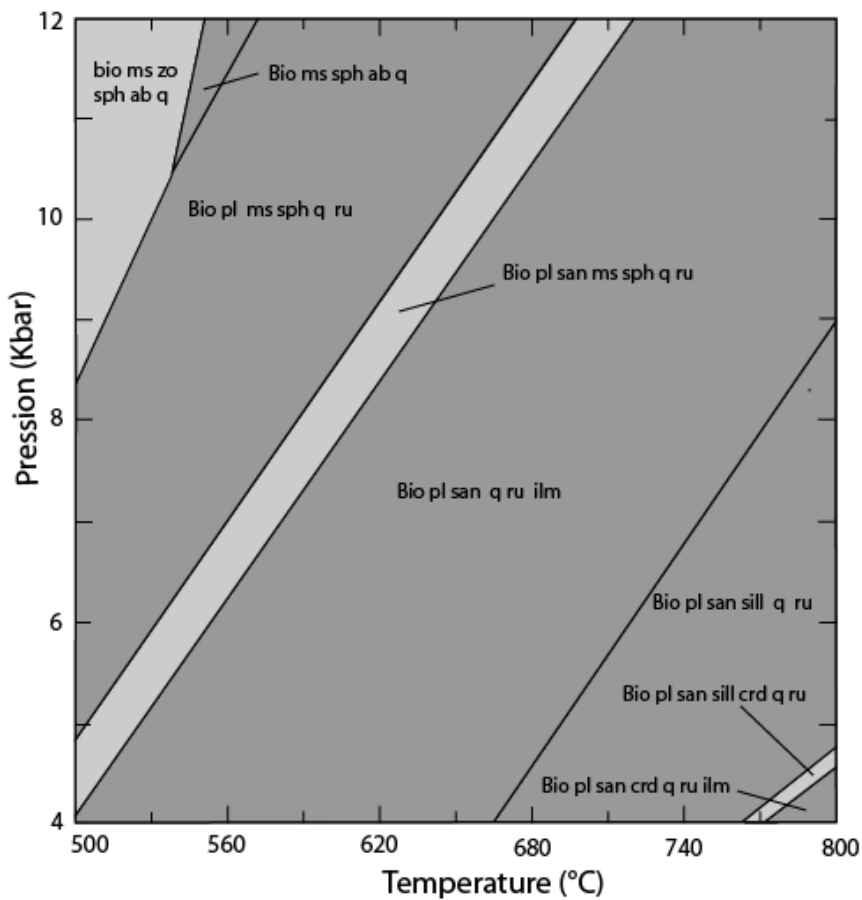


Figure III.32 : Pseudosection P-T pour l'échantillon 08PC39 dans le système [C – H] TiCaNKFMAS (SiO_2 : 56.71 ; Al_2O_3 : 15.43 ; Fe_2O_3 : 10.20 ; FeO : 9.18 ; MgO : 5.62 ; MnO : 0.09 ; CaO : 1.20 ; Na_2O : 1.72 ; K_2O : 5.59 ; TiO_2 : 1.32). Dans cette pseudosection, l'activité de l'eau est fixée à 0.8.

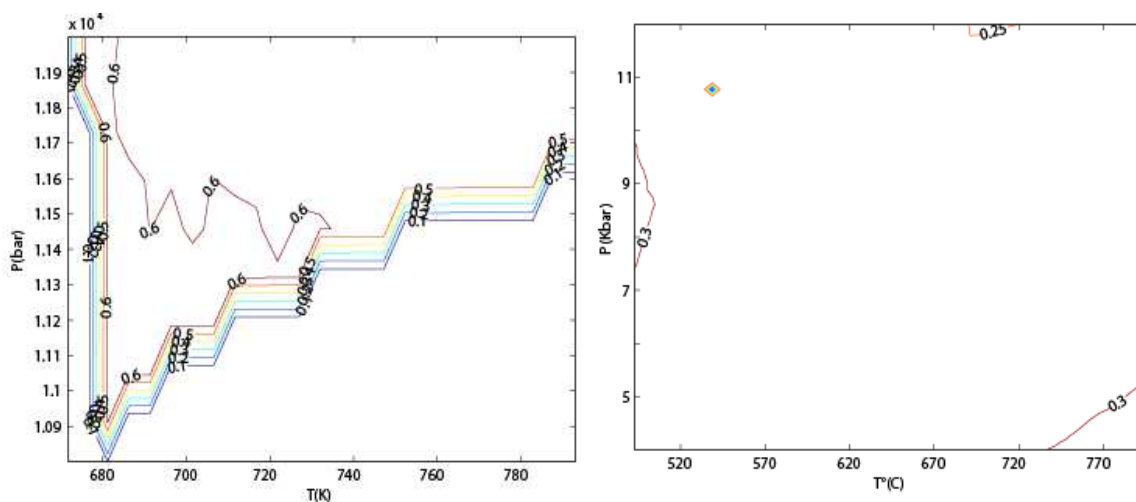


Figure III.33 : Les isoplètes du grenat et de la biotite pour l'échantillon 08PC39

c) Migmatite 08PC55

Les résultats des estimations P-T utilisant les différents thermobaromètres sont reportés dans le tableau III.12 de l'annexe III. Les calculs ont été réalisés en tenant compte de la variation de composition des grenats entre cœur et bordure. Pour le stade précoce préservé par le cœur des grenats, les températures évaluées avec les différents thermomètres biotite-grenat se situent dans une gamme restreinte de 560-620°C. Pour les pressions associées à ces compositions internes du grenat, les valeurs estimées à 580°C se situent entre 10 et 11 kbar. Le stade suivant est contraint par l'équilibre biotite-bordure du grenat à une température de 580-700°C pour des pressions inchangées de 10-11 kbar.

Les résultats sont synthétisés sur la figure ci-dessous (Figure III.34) qui montre en particulier que les estimations P-T proposées sont très peu différentes pour les deux stades reconnus, avec peut-être une augmentation isobare de la température entre les 2 stades (chemin prograde ?). Ces estimations suggèrent que la migmatisation s'est produite à relativement grande profondeur (environ 30 km), dans le champ de stabilité du disthène qui n'est cependant jamais observé dans cette unité occidentale.

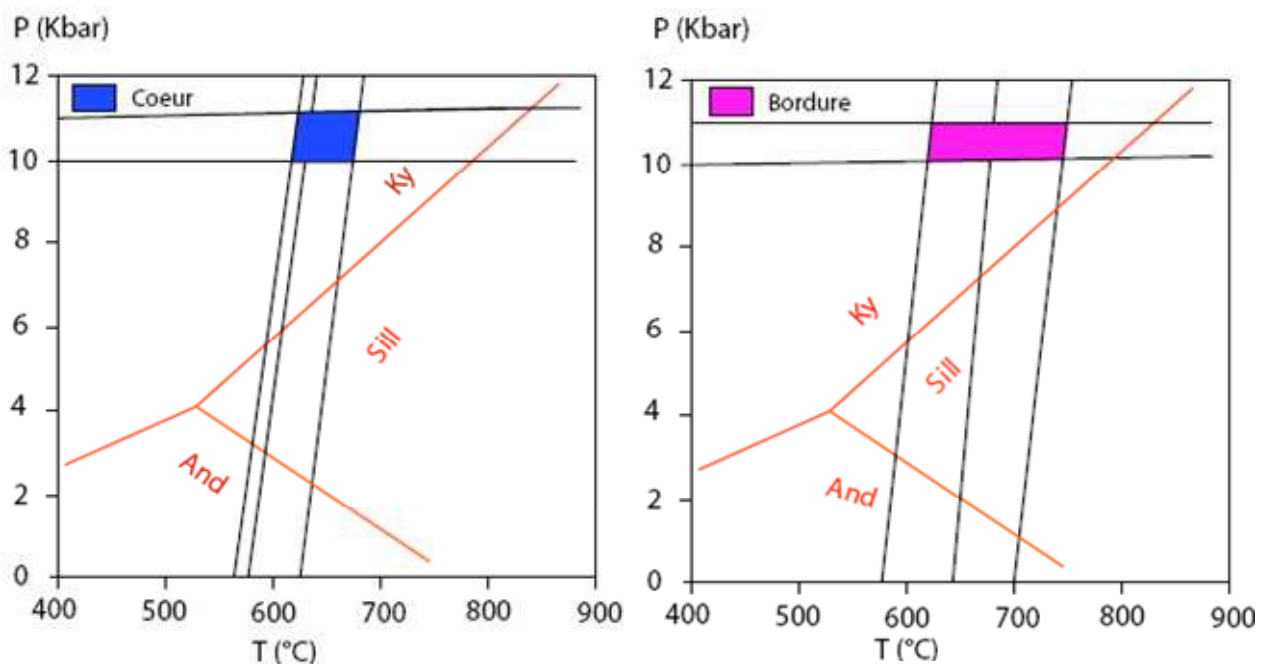


Figure III.34: Diagramme P-T de l'échantillon 08PC55, basé sur les méthodes de calculs thermobarométriques classiques. A- calcul avec le cœur du grenat et B- calcul avec la bordure du grenat.

- Pseudosection (Perplex)

Une pseudosection a été calculée dans le système [C-H] TiCaNKFMAS (Figure III.35). L'assemblage à grenat-quartz- plagioclase-biotite-chlorite-sphène, observé dans l'échantillon 08PC55. Le grenat n'apparaît pas dans les champs définis par PERPLEX, ce grenat restant absent dans tous les assemblages. Nous attribuons l'absence de grenat dans la modélisation à un problème des migmatites Perplex ne reproduit plus bien les paragenèses, car la roche se comporte alors comme deux sous-systèmes.

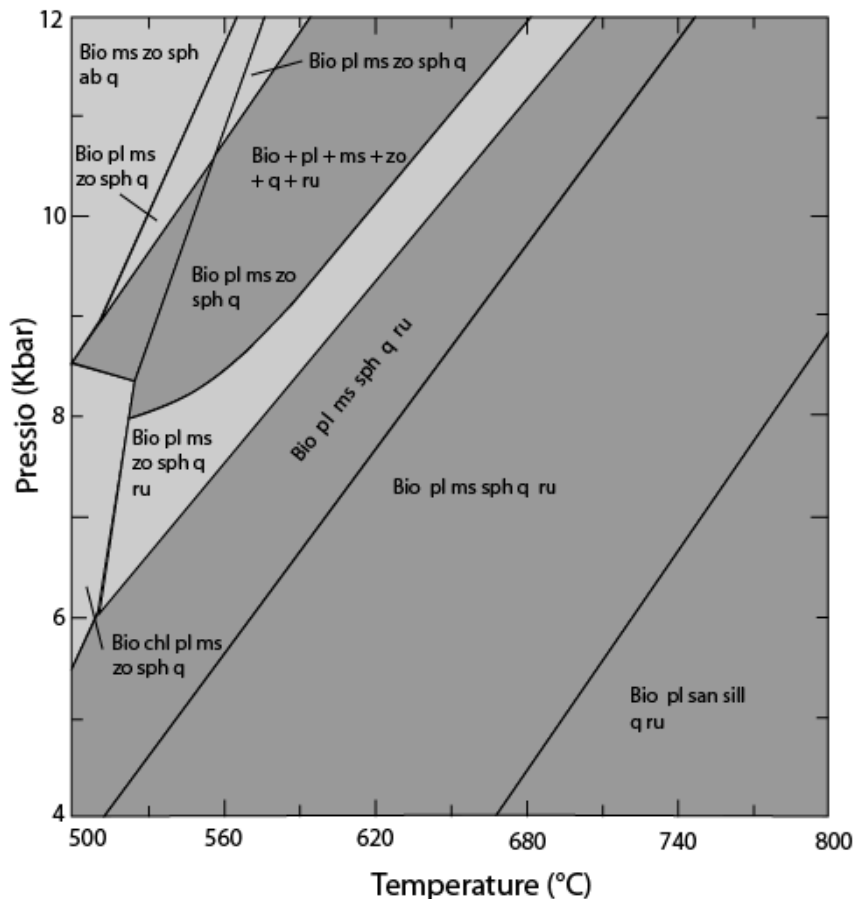


Figure III.35 : Pseudosection P-T pour l'échantillon 08PC55 dans le système [C – H] TiCaNKFMAS (SiO_2 : 57.80 ; Al_2O_3 : 16.17 ; Fe_2O_3 : 8.99 ; FeO : 8.09 ; MgO : 4.61 ; MnO : 0.13 ; CaO : 2.52 ; Na_2O : 2.44 ; K_2O : 4.07 ; TiO_2 : 1.23). Dans cette pseudosection, l'activité de l'eau est fixée à 0.8.

III.4.B. Interprétation des données P-T et conclusions

Les résultats obtenus par les différentes calibrations en thermobarométrie d'échange cationique et analyse des pseudosections calculées avec PERPLEX (Connolly, 1990), permettent de proposer des chemins P-T pour les différents échantillons étudiés, puis des trajets P-T-t en couplant l'étude géochronologique à ces chemins. L'ensemble de ces résultats nous renseigne alors sur l'évolution tectono-métamorphique des unités de la zone d'étude.

Dans l'ensemble les estimations du métamorphisme dans les deux unités sont sensiblement différentes (Figure III.36). Pour l'unité orientale, marquée par le développement de la foliation principale S1, les conditions pression-température estimées pour l'épisode métamorphique M1 associé à cette déformation, sont variables selon les zones. Dans la zone de Muxiluanda (Ech. 08PC64), les roches enregistrent un pic de métamorphisme à $P = 8$ kbar et $T = 630^\circ\text{C}$ alors que pour la zone de Quibaxe, le pic de métamorphisme est estimé à $P = 7.5 - 11.9$ kbar et $T = 660 - 680^\circ\text{C}$ (Ech. 08PC24 et 08PC31). Cet épisode M1 prograde est contemporain de l'épaississement crustal engendré par la tectonique compressive et immédiatement suivi de l'exhumation des unités métamorphiques.

Dans l'unité occidentale (zone de Caxito), les estimations pression-température montrent que le pic de métamorphisme est suivi d'une ré-équilibration importante des assemblages dans des conditions moins sévères (respectivement $P = 5.7 - 7.9$ kbar ; $T = 620 - 750^{\circ}\text{C}$ et $P = 5.5$ kbar ; $T = 660^{\circ}\text{C}$) lors de l'épisode rétrograde M2 contemporain de la déformation D2 qui oblitère quasi-totalement les structures précoces D1.

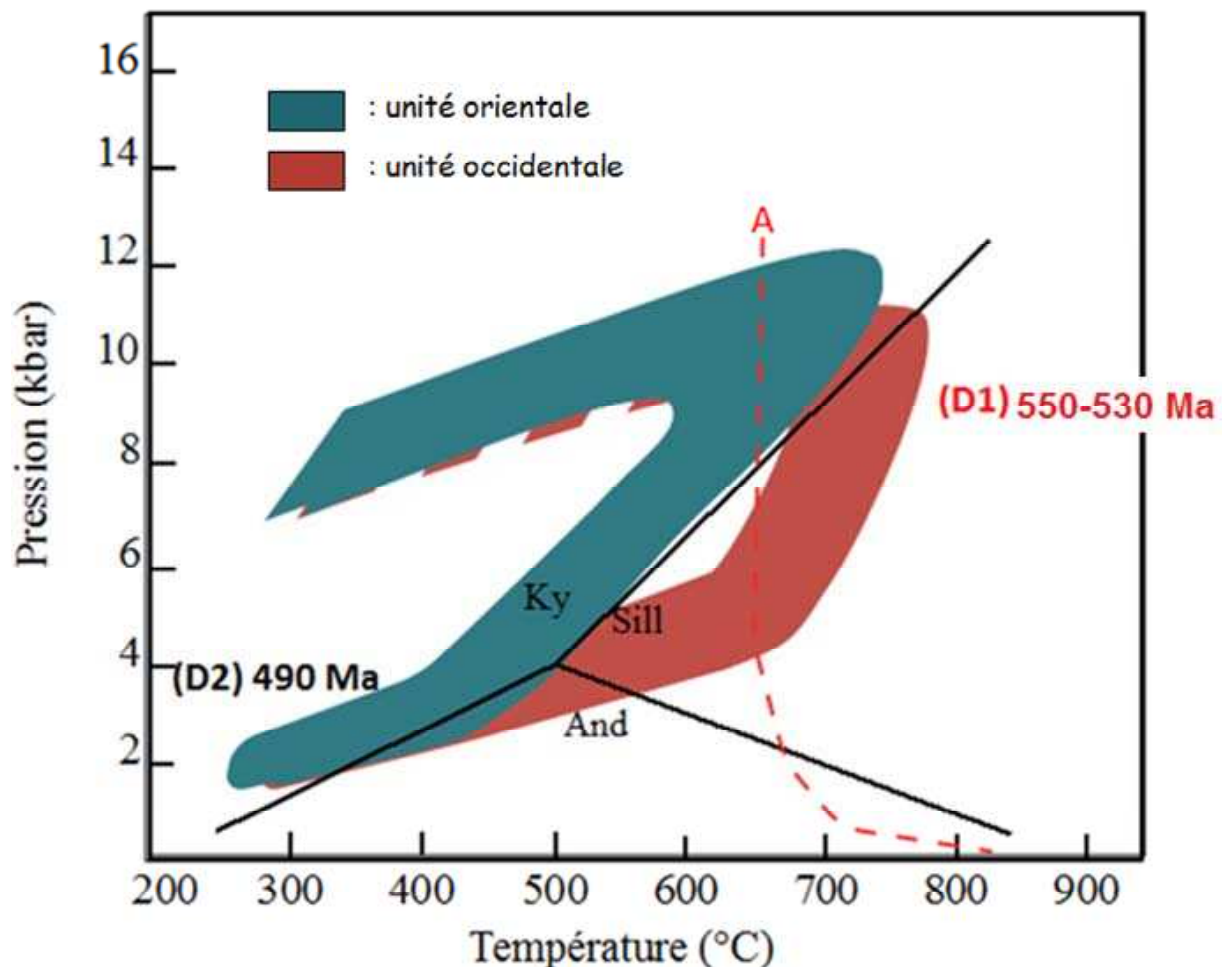


Figure III.36: Evolution métamorphique du NW de L'Angola. Les deux chemins pression-température correspondent à ceux des deux unités distinguées au cours de l'étude. Les âges reportés sont ceux discutés au chapitre V.

L'étude pétrologique des roches du domaine interne (les unités orientale et occidentale) reste encore préliminaire. Les lames minces étudiées permettent cependant de proposer l'existence d'au moins deux étapes métamorphiques successives. La première paragenèse M1 correspond à la fabrication métamorphique principale de la roche, bien préservée dans l'unité orientale où elle est caractérisé par la foliation S1 à quartz + grenat + disthène + staurotide \pm rutile \pm ilménite. Les indices d'une ré-équilibration secondaire M2 dans des conditions P et T plus faibles restent limités à quelques domaines où s'expriment la déformation D2 (schistosité de crénulation). Dans l'unité occidentale, le second épisode métamorphique est prédominant et est contemporain du replissement de la foliation principale S1 qui s'accompagne du développement d'une foliation de plan axial S2. Les stades précoces

du métamorphisme sont essentiellement préservés sous la forme de reliques blindées dans le grenat (sillimanite, rutile ...). Les estimations thermobarométriques semblent indiquer que cette unité occidentale a été enfouie à des profondeurs moindres que l'unité orientale mais qu'elle a été portée à plus haute température, favorisant localement le développement de migmatites. Ceci est en accord avec l'analyse structurale réalisée sur l'ensemble de la coupe Caxito-Quitexe qui nous conduit à enraciner plus à l'Ouest l'unité orientale (voir coupe générale de la chaîne, Figure II-2).

Chapitre IV. Etude géochimique en éléments majeurs, en trace et isotopes

IV.1. Introduction

La zone Nord-Ouest de l'Angola est formée d'un ensemble de roches n'ayant jamais fait l'objet d'études géochimiques détaillées, en particulier en utilisant plusieurs méthodes sur un même lot d'échantillons. Ainsi, l'objectif de ce travail est de combler ces lacunes par une étude détaillée ciblée sur un échantillonnage exhaustif qui s'étend depuis la zone externe (extrême est de notre coupe) jusqu'à la partie extrême ouest, au contact avec le bassin du Congo.

Nous avons donc mis en oeuvre la mesure des éléments majeurs, des éléments en traces et des isotopes du Sr et Nd (Tableau IV-1). Les vingt échantillons ont été sélectionnés en fonction de leurs caractéristiques structurales et pétrographiques et également en fonction de leur position le long de la coupe (Fig. IV.1). De plus, quand cela était possible nous avons préférentiellement retenu des échantillons qui faisaient également l'objet d'une étude géochronologique.

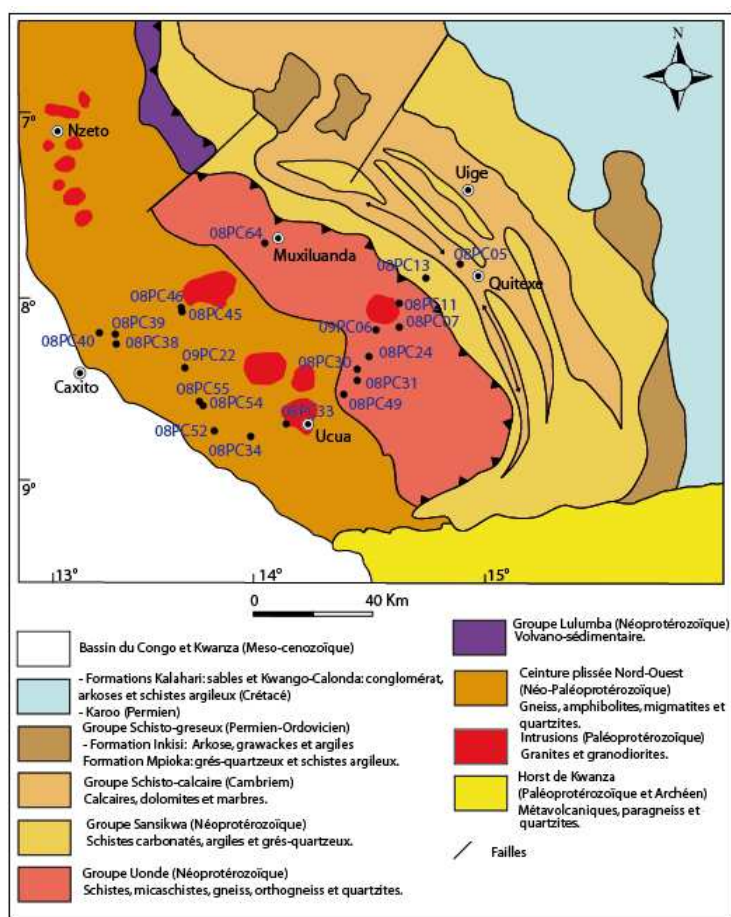


Figure IV.1 : Carte de localisation des échantillons analysés pour la géochimie

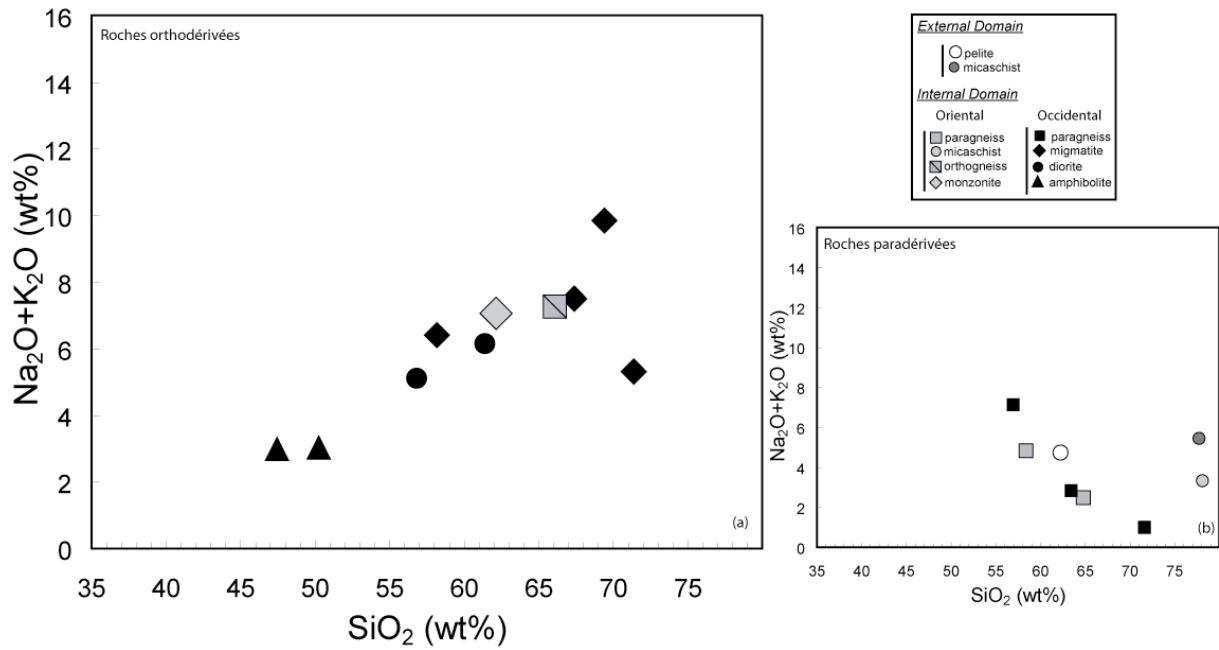


Figure IV.2 : Diagramme $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 présentant l'ensemble des échantillons étudiés en éléments majeurs (exception faite des quartzites et du marbre).

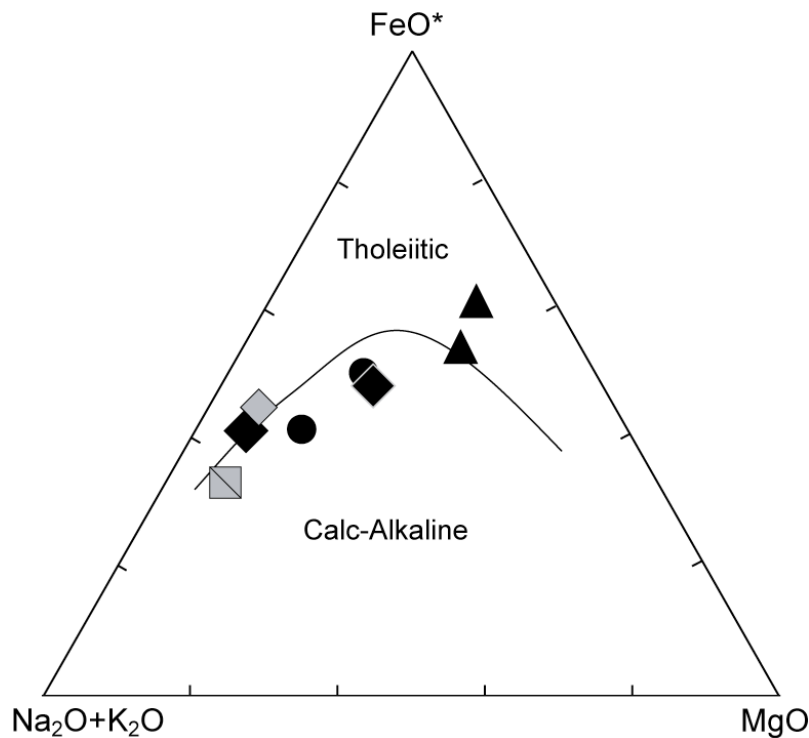


Figure IV.3 : Diagramme AFM distinguant les lignée tholéïtite et calco-alcaline (Irvine & Baragar, 1971). Même légende que la figure IV.2.

L'ensemble de ces résultats permettra de dégager les caractéristiques géochimiques majeures des formations étudiées et d'établir une discussion sur leur nature, filiation et origine. A une échelle régionale, nous tenterons d'établir des comparaisons avec d'autres roches de natures équivalentes appartenant à la chaîne ouest congolienne. Les résultats seront présentés en différentes sections : tout d'abord les résultats des éléments majeurs, ensuite les éléments en trace et enfin les résultats isotopiques. Pour chacune de ces sections, excepté la partie isotopique, nous présenterons successivement les échantillons provenant du domaine externe, puis les échantillons du domaine interne (unités orientale et occidentale) et, enfin, les granitoïdes intrusifs dans ce dernier domaine. Une difficulté d'interprétation de ces données géochimiques s.l. provient du fait de la grande diversité de nature des roches étudiées : roches métasédimentaires, ignées et métamorphiques et de la faible représentativité, en nombre, pour chacune des lithologies. Nous avons reporté les différents échantillons ortho-dérivés dans l'ensemble des diagrammes utilisés, en distinguant par des symboles grisés : la zone Interne-orientale et par des symboles noirs : la Zone Interne Occidentale. L'ensemble des techniques analytiques utilisées afin de réaliser ces différents dosages géochimiques est inséré dans l'annexe analytique IV.

IV.2. Les éléments majeurs

Les analyses d'éléments majeurs ont été reportées, pour chaque échantillon, dans le tableau IV-1. Certains diagrammes utilisés pour différencier la nature des roches et leur possible filiation mais également leur lignée chimique de différenciation et le type d'environnement géodynamique sont présentés pour les échantillons d'origine ignée (Figure IV.1, IV.2, IV.3 et IV.4, IV.5).

IV.2.A. Domaine externe

Deux échantillons proviennent du domaine externe : une pélite (08PC05) et un micaschiste (08PC13). Les deux possèdent une teneur élevée en SiO_2 (62.1% et 76.9%, respectivement) et un pourcentage de perte au feu moyen (>2%) témoignant du caractère peu à moyennement altéré de ces roches. Les deux possèdent de très faibles teneurs en MgO (<1%). L'échantillon 08PC13 présente, de plus, une faible teneur en Fe_2O_3 et MgO traduisant la faible proportion de minéraux ferromagnésiens au sein de cet échantillon (total $\text{FeO}_T + \text{MgO} < 4\%$).

IV.2.B. Domaine interne

IV.2.B.a Zone orientale

Les deux échantillons de gneiss (08PC64, 08PC31) étudiés au sein de la partie orientale du domaine interne se caractérisent par, à la fois, des teneurs relativement fortes en SiO_2 (entre 58% et 66%) et en Al_2O_3 (>14%). Ces deux échantillons présentent une distribution relativement semblable en FeO_T , MgO et K_2O et se distinguent par des teneurs en Na_2O et CaO . En effet, l'échantillon (08PC64) ne contient ces éléments qu'à l'état de traces, i.e. teneurs inférieures à 0.2%.

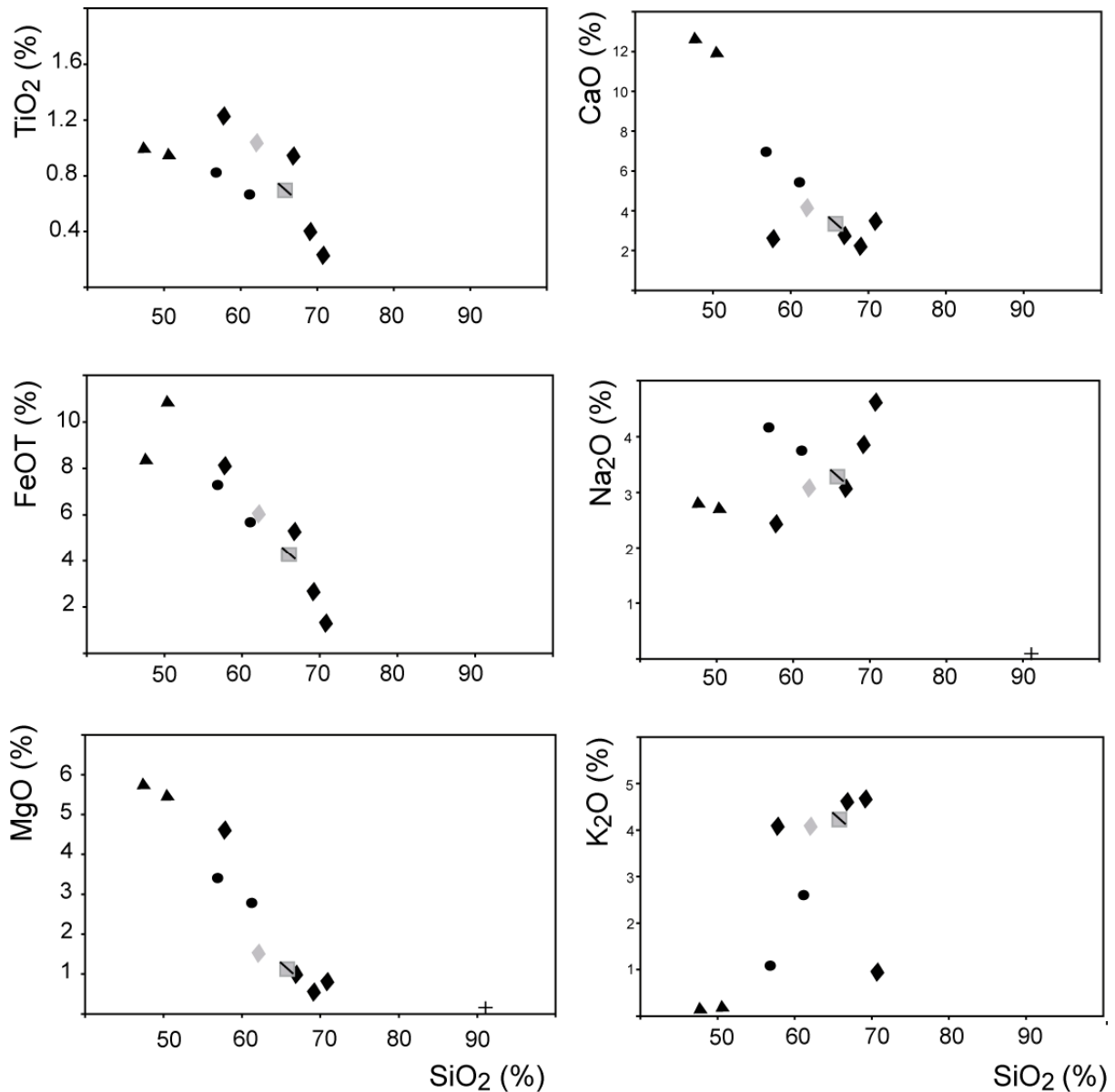


Figure IV.4 : Diagrammes de Harker présentant la distribution de TiO₂%, MgO%, FeO_T%, CaO%, Na₂O% et K₂O% en fonction de SiO₂% pour les échantillons orthodérivés. Même légende que la figure IV.2.

L'échantillon (08PC24) provenant de cette zone a été analysé et se caractérise par une teneur en SiO₂ très élevée, supérieure à 75% (Tableau IV.1).

Deux échantillons orthodérivés ont été étudiés dans cette zone. Il s'agit d'un échantillon non déformé (08PC11) et d'un gneiss (08PC07). Dans les diagrammes de Harker, le gneiss se caractérise par de fortes teneurs en alcalins (>7%) et en aluminium (~15%) (Figure IV.4). L'échantillon 08PC11 se reporte à la frontière entre les champs tholéitique et calco-alcalin du diagramme AFM (Figure IV.3). Dans les diagrammes de Harker, il se place non loin du gneiss 08PC07 (Figure IV.4).

L'échantillon de marbre analysé (09PC06) présente de très fortes teneurs en CaO (>25%) et en MgO (>14%) supposant une origine à partir de calcaires dolomitiques. Sa perte au feu est extrêmement élevée et s'explique par la présence du CO₃.

Enfin un échantillon de quartzite provenant de cette zone orientale se caractérise par une valeur de SiO₂ supérieure à 90% et de très faible concentration dans l'ensemble des autres éléments chimiques, le second élément chimique le plus enrichi dans cet échantillon étant l'aluminium avec un pourcentage de 4.6%. Cet échantillon n'a pas été reporté dans l'ensemble des diagrammes présentés dans ce paragraphe.

IV.2.B.b Zone occidentale

Deux échantillons d'amphibolite ont été prélevés dans cette zone et se caractérisent par des compositions chimiques très similaires (Tableau IV-1) et se reportent dans la lignée tholéitique (Figure IV.3). L'échantillon (08PC49) se caractérise par un pourcentage de perte au feu relativement élevé (>3%) traduisant l'impact d'une altération, en lame mince cela se traduit par la présence d'amphiboles secondaires. L'amphibolite (08PC52), au contraire, possède une valeur de perte au feu beaucoup plus faible (~0.8%) et ne présente pas, lors de l'observation microscopique, de trace d'altération. Ces deux échantillons se caractérisent par les plus faibles teneurs en SiO₂ et K₂O de l'ensemble des échantillons étudiés et par les plus hauts pourcentages en MgO et FeO en accord avec leur nature basique (Figures IV.4 et IV.6). Leurs pourcentages en TiO₂ sont relativement élevés et voisins de 1% (Figure IV.4) pouvant s'expliquer par une présence importante de sphène et d'amphibole. Dans le diagramme de Miyashiro (1974), la tendance tholéitique est confirmée et suggère donc une origine probable à partir d'un protolithe gabbroïque de type tholéitique (Figure IV.5).

Deux échantillons de diorite ont également été analysés (08PC33 et 08PC34), ils se caractérisent par des teneurs relativement semblables en Al₂O₃, CaO, FeO et MgO (Tableau IV-1, Figure IV.4). Toutefois leurs teneurs respectives en silice sont sensiblement différentes (61.1% et 56.6%). Dans les différents diagrammes géochimiques d'éléments majeurs, ces échantillons se placent dans le champ d'évolution calco-alkaline (Figure IV.3 et IV.5).

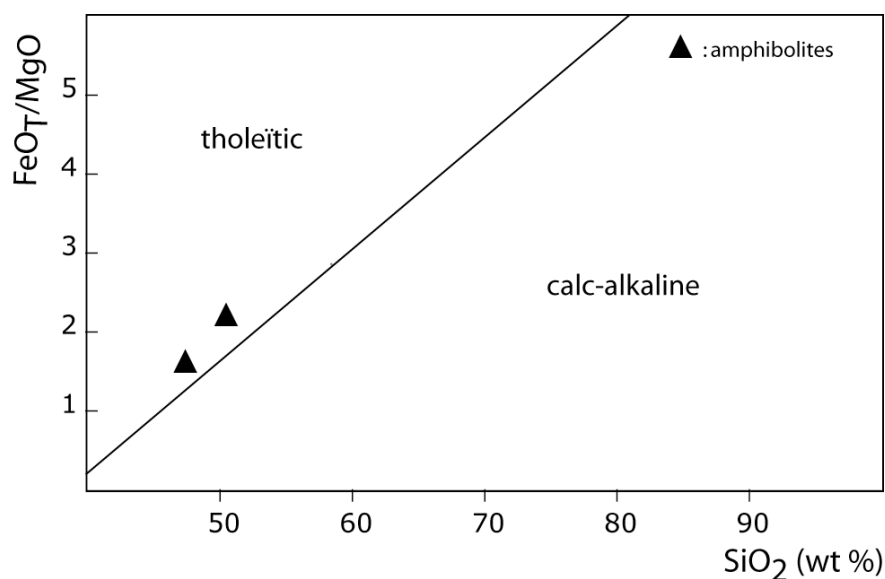


Figure IV.5 : Diagramme FeO_T/MgO versus SiO₂ (wt%) d'après Miyashiro (1974).

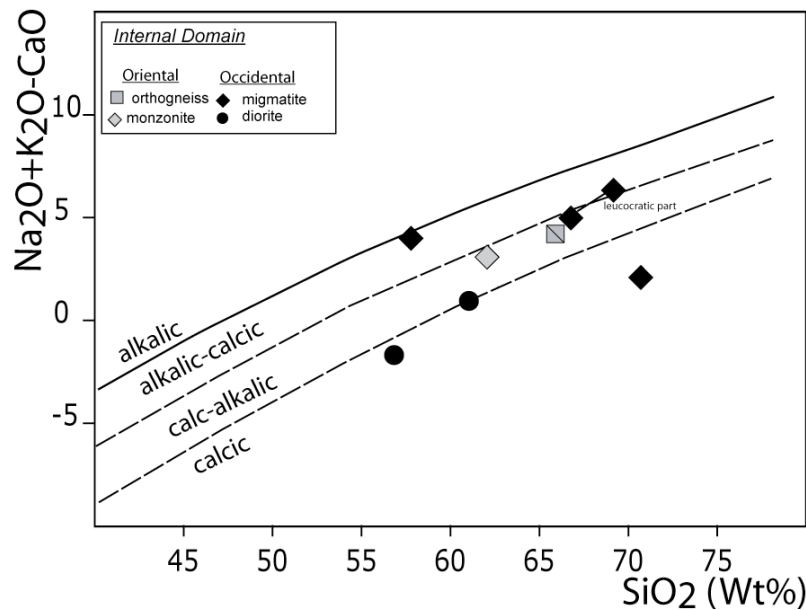


Figure IV.6 : Diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ versus SiO_2 (Frost & al., 2001) permettant de distinguer les tendances calcique, alcaline et calco-alcaline.

Trois échantillons migmatitiques ont été analysés, deux ont été prélevés dans la zone de Caxito : 08PC54 et 08PC55 et un dans la zone de Quicabo : 08PC45 et 08PC46). Pour ce dernier, nous avons étudié séparément la roche totale (08PC46) et la partie leucocrate isolée (08PC45). La partie leucocrate se distingue notamment par une proportion nettement plus importante de SiO_2 ce qui semble logique. Reportés dans les différents diagrammes, ces échantillons (exception faite de la partie leucocrate qui n'a pas été reportée dans le diagramme AFM) présentent une tendance calco-alcaline (Figure IV.3, Figure IV.5, Figure IV.6). Toutefois, dans le diagramme FeO_T/MgO vs SiO_2 , les migmatites 08PC45 et 08PC46 se caractérisent par un très fort déficit en MgO (<1%) qui se traduit par un rapport FeO_T/MgO élevé.

Trois gneiss (08PC38, 08PC39, 08PC40) provenant de la partie occidentale se reportent dans le champ d'évolution calco-alcaline de Miyashiro (1974). Les échantillons 08PC39 et 08PC38 présentent des teneurs en MgO (3.4% et 5.6%) et Fe_2O_3 élevées (>10%) alors que l'échantillon 08PC40 se caractérise par des teneurs significativement plus faibles en ces éléments ($\text{MgO}=1.5\%$ et $\text{Fe}_2\text{O}_3=5.75\%$, respectivement) (Figure IV.4). Cette différence s'observe également pour le TiO_2 où les échantillons 08PC38 et 08PC39 se caractérisent par des teneurs globalement différentes et plus fortes que l'échantillon 08PC40. Ces variations de teneurs en titane peuvent s'expliquer en partie par une plus ou moins grande abondance en sphène et rutile dans ces différents échantillons.

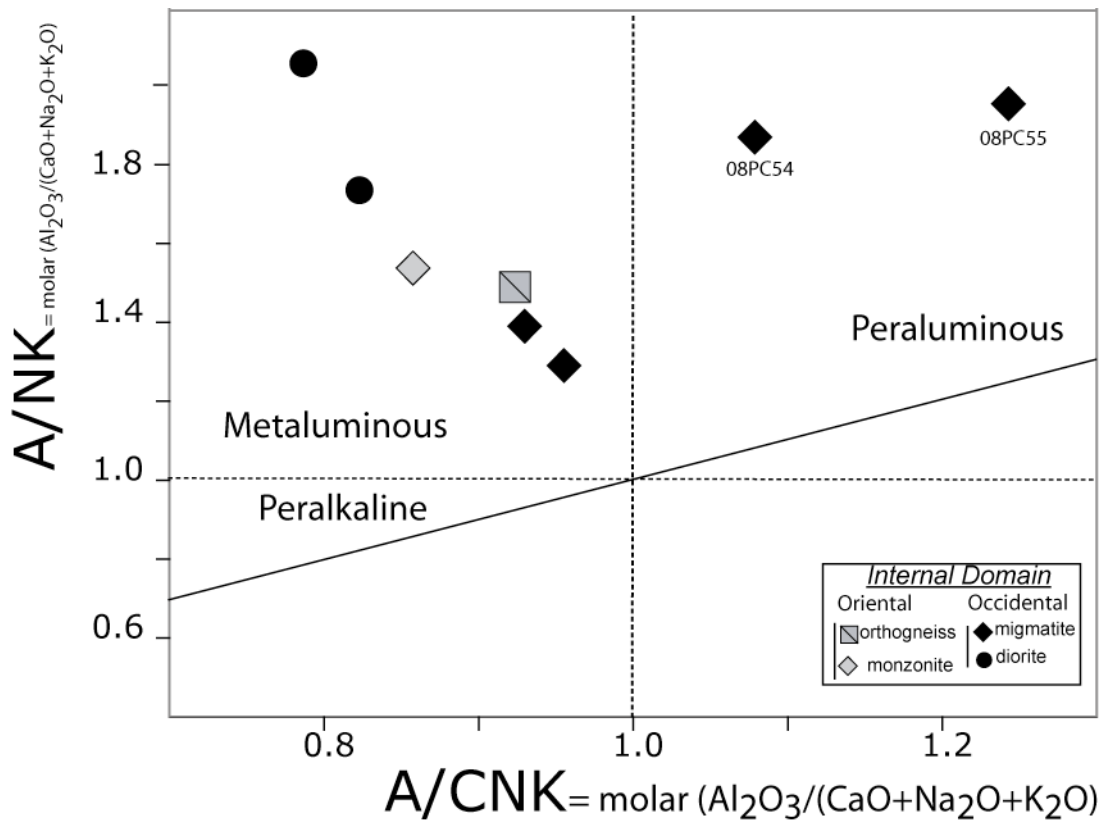
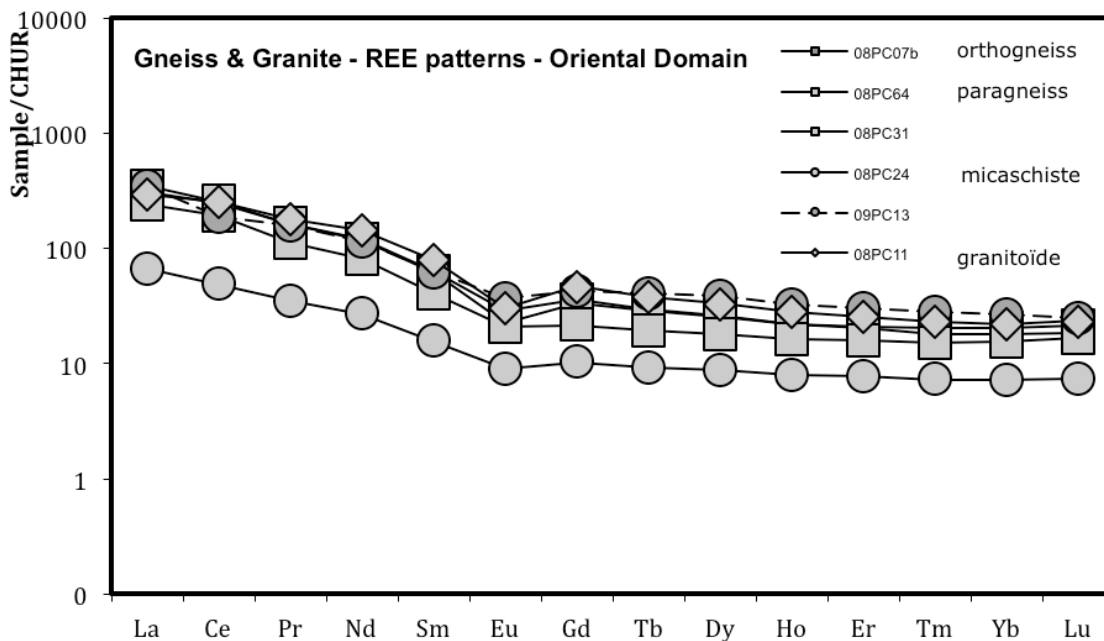


Figure IV.7 : Diagramme A/CNK ($\text{molar}(Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O))$) versus A/NK ($\text{molar}(Al_2O_3/(Na_2O+K_2O))$) permettant de distinguer différents types de granitoïdes (Maniar & Piccoli, 1989).



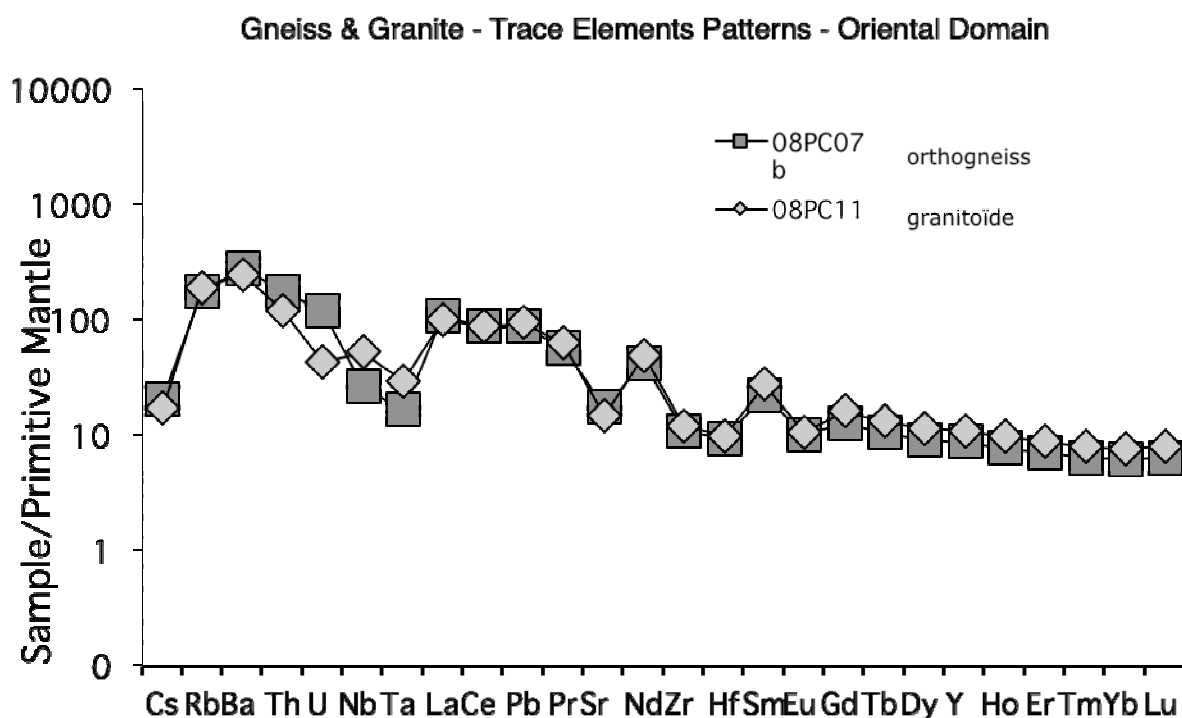


Figure IV.8 : Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (a) et d'éléments en trace de type « Spider » normalisés au Manteau primitif (b) pour l'orthogneiss et le granite situés dans la partie orientale du domaine interne.

IV.2.C. Synthèse des éléments majeurs

Les données en éléments majeurs des échantillons orthodérivés provenant des trois zones étudiées ne présentent pas de distribution homogène permettant de caractériser une lignée chimique précise. De même, lorsque l'on raisonne par zone géographique, i.e. zone externe, zone interne-partie orientale et zone interne-partie occidentale il n'existe pas non plus de tendance bien claire si ce n'est que la partie interne-orientale se caractérise dans l'ensemble des diagrammes utilisés par une tendance calco-alcaline relativement bien marquée avec une affinité moyennement à fortement potassique. La zone occidentale se caractérise par des traits mixtes entre des lignées calco-alcaline (gneiss et roches magmatiques) et tholéitique/calciue (amphibolite). L'ensemble des roches ortho-dérivées étudié a été reporté dans le diagramme donnant le rapport A/CNK en fonction du rapport A/CNK et permettant de distinguer les granitoïdes à caractère métalumineux, très alumineux et alcalins (Figure IV.7). On remarque que nos échantillons se reportent, excepté les deux migmatites 08PC54 et 08PC55 dans le champ des granitoïdes moyennement alumineux, souvent associés à des contextes de subduction ou collision (White and Chappell, 1982). La position des migmatites 08PC54 et 08PC55 dans ce diagramme pourrait suggérer un protolithe sédimentaire. Dans l'ensemble des diagrammes, les deux échantillons d'amphibolite et un des échantillons de gneiss (08PC40) de la partie occidentale se distinguent clairement des autres échantillons et présentent une affinité tholéitique de contexte d'arc, caractéristique qui sera discutée plus en détail sur la base des éléments en trace et des isotopes.

IV.3. Les éléments en trace

Dans l'exploitation des données en éléments en trace, nous distinguerons pour chacune des trois zones étudiées (i.e., domaine externe, domaine interne partie orientale, domaine interne partie occidentale) les terres rares et les autres éléments en trace. Nous présenterons donc les spectre de terres rares normalisés aux chondrite pour l'ensemble des roches étudiées puis les spectres élargis (ou spider diagramme) normalisés au manteau primitif seulement pour les roches de nature ignée (Figure IV.8). Ensuite, afin de discuter plus en détail le contexte géodynamique de chacun des échantillons analysés nous présenterons des diagrammes utilisant des rapports inter-éléments.

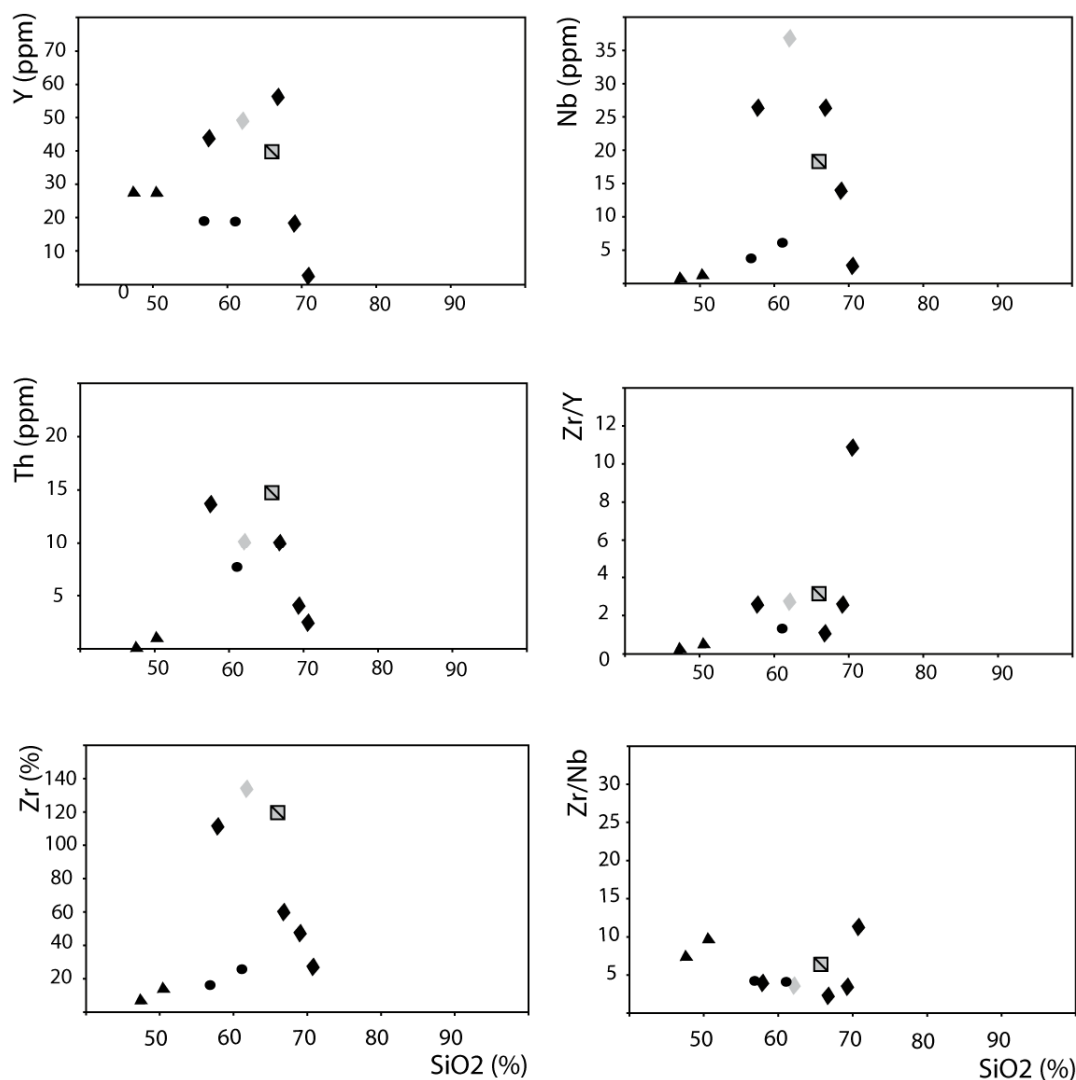


Figure IV.9 : Concentrations en Yttrium, Thorium, Zirconium, Niobium en ppm et rapports Zr/Y et Zr/Nb en fonction du pourcentage de silice (SiO₂) pour les roches orthodérivées. Même légende que figure IV.2.

IV.3.A. Domaine externe

Compte-tenu que seul un échantillon de micaschiste a été analysé dans cette zone, ses caractéristiques en éléments en trace seront discutées en même temps que les échantillons provenant de la zone orientale du domaine interne.

IV.3.B. Domaine interne

IV.3.B.a Zone orientale

Les échantillons analysés dans cette zone se caractérisent par des spectres assez similaires en REE marqués par des enrichissements notables en terres rares légères (LREE) par rapport aux terres rares intermédiaires (MREE) et lourdes (HREE) et, un spectre plat depuis les terres rares intermédiaires jusqu'aux lourdes. Ils possèdent des enrichissements d'un facteur 30 à 60 en MREE-HREE par rapport aux chondrites et présentent une anomalie marquée en Eu (Figure IV.8). L'enrichissement en LREE de ces échantillons se traduit par des rapports $(La/Sm)_N$ évoluant de 4.9 à 6.0 et des rapports $(La/Yb)_N$ variant de 15.5 à 17.4 (Tableau IV-1). D'un point de vue distribution des REE, ces échantillons se rapprochent de ceux des shales et loess (Taylor et McLennan, 1985 ; Haskin et al., 1966; Haskin et Haskin, 1966) avec un appauvrissement marqué en HREE/LREE classiquement observé pour la croûte continentale moyenne (Taylor et McLennan, 1985 ; Rudnick et Fountain, 1995). Le granite 08PC11 et l'orthogneiss 08PC07b présentent de fortes teneurs en Th. Leurs spectres d'éléments en trace normalisés au Manteau primitif sont parallèles entre eux et font apparaître des anomalies négatives marquées en Nb-Ta, Zr-Hf et Sr (Figure IV.8). Des anomalies négatives prononcées en Nb-Ta et Zr-Hf sont classiquement interprétées comme correspondant à la croûte continentale (Taylor et McLennan, 1985 ; Rudnick et Fountain, 1995).

Ces deux échantillons présentent des spectres très similaires caractérisés par des teneurs de l'ordre de 400-100 fois les chondrites pour les LREE et de l'ordre de 80 à 100 fois les chondrites pour les MREE et HREE (Figure IV.8). Reportés dans le diagramme élargi des éléments en trace, le granitoïde 08PC11 se caractérise par une anomalie positive marquée en baryum, plomb, samarium et néodyme associée à une anomalie négative marquée en strontium et HFSE (Nb-Ta et Zr-Hf). Cela lui confère un caractère typiquement crustal.

Les deux micaschistes (domaine externe et domaine interne) présentent des spectres de REE globalement comparables entre eux et ayant la même tendance que celle décrite pour les gneiss associés. L'échantillon 08PC24 se distingue toutefois des autres échantillons par des teneurs significativement plus pauvres en REE (Figure IV.8). Leurs spectres élargis possèdent une allure générale similaire à celles des gneiss suggérant une source voisine ou commune.

Enfin, les échantillons 09PC06 (pélite) et 08PC30 (quartzite) fournissent des spectres de REE normalisés aux chondrites (non présentés) avec une allure globalement similaire à celle précédemment décrite pour les autres faciès mais avec un facteur d'appauvrissement plus important. Ce caractère étant directement corrélé au fort taux d'enrichissement en silicium (>90% pour 08PC30, Tableau IV-1).

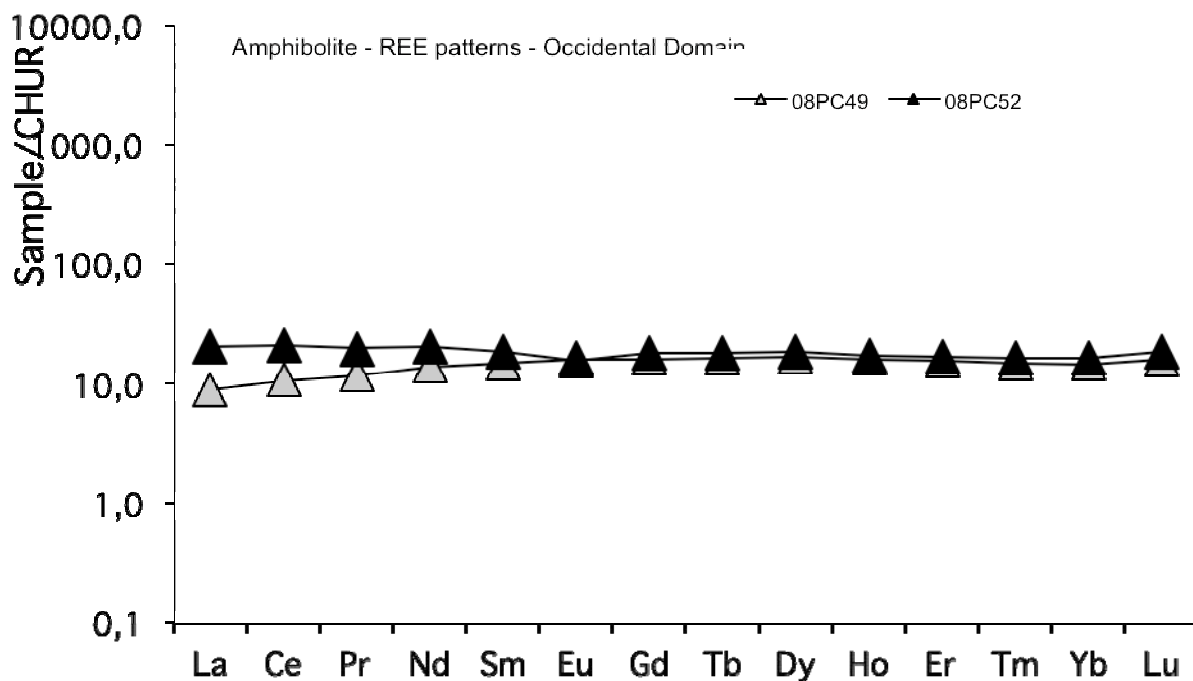
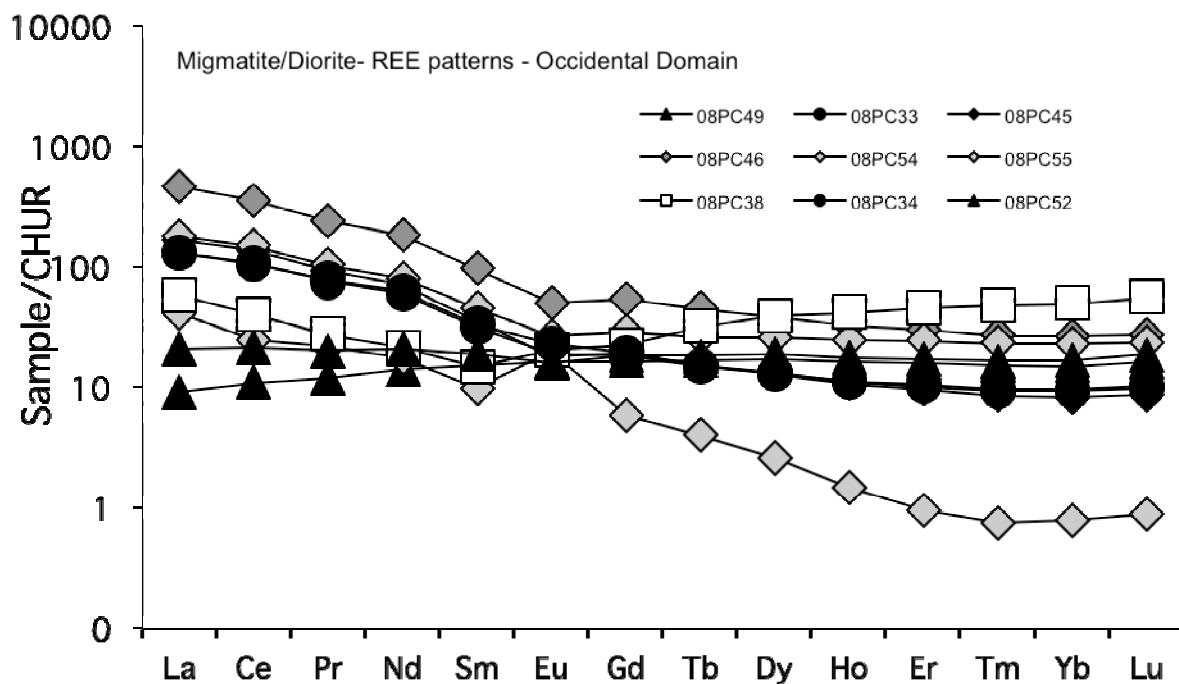


Figure IV.10 : Spectres de terres rares normalisés aux chondrites pour les granodiorites et migmatites (a) et les amphibolites (b) de la partie occidentale du domaine interne.

IV.3.B.b Zone occidentale

Les spectres de terres rares normalisés aux chondrites des migmatites, diorites et granite de la partie occidentale présentent une allure globalement semblable à celles des gneiss de la partie orientale du domaine interne avec des enrichissements notables en LREE/MREE et un spectre sub-plat depuis les terres rares intermédiaires jusqu'aux terres rares lourdes (Figure IV.10). Les deux échantillons de diorite présentent également un spectre de terres rares de même type, toutefois avec une anomalie positive marquée en Sr et Ba. Les spectres élargis présentent, comme observé précédemment pour les gneiss de la partie orientale, de fortes anomalies négatives en Nb-Ta, Zr-Hf et Sr (Figure IV.10) typique d'une origine dérivant de la croûte continentale. Ils se distinguent cependant des échantillons de la partie orientale par la présence marquée d'anomalies positives en Pb. Un échantillon de gneiss (08PC38) se démarque très nettement de l'ensemble des autres avec un spectre de REE très enrichi en HREE/MREE et en HREE/LREE ce qui lui confère une allure en point circonflexe inversé. L'augmentation significative en HREE et sa forte teneur en yttrium (Figure IV.10) s'explique par la présence de grenat au sein de cet échantillon. Le spectre élargi de cet échantillon, hormis la distribution des REE, demeure cependant assez semblable à celui des autres gneiss (Figure IV.11). On notera que l'échantillon correspondant à la partie leucocrate d'une des migmatites (08PC54) présente un appauvrissement notable depuis les MREE jusqu'au HREE associée à une anomalie positive en Sr ce qui est la conséquence de la forte proportion de plagioclase dans cet échantillon.

Les deux échantillons d'amphibolite se distinguent très clairement de l'ensemble des échantillons analysés avec des teneurs totales d'éléments en trace très inférieures à celles des autres échantillons analysés ($\Sigma\text{REE}=217$ et 255 , respectivement contre une moyenne de $\Sigma\text{REE}=1850$ pour les gneiss de la zone occidentale), en accord avec la nature basique de ces échantillons. Leurs spectres plats à légèrement appauvris en LREE ressemblent aux spectres caractéristiques des MORB (Figure IV.10) avec de faibles teneurs en thorium et zirconium (Figure IV.9). Toutefois leurs spectres élargis présentent des appauvrissements significatifs en HFSE qui ne sont pas des caractéristiques de roches de type MORB de dorsale océanique *s.s.* mais qui dénotent plutôt un contexte de formation en domaine d'arc (Figure IV.11).

IV.3.C. Traits généraux en éléments en trace de la zone étudiée

Reportés dans les diagrammes inter-éléments, les caractéristiques en éléments en trace des échantillons orthodérivés peuvent être utilisées afin de discriminer le type d'environnement géodynamique dans lequel un échantillon ou une suite d'échantillons s'est formé. Ainsi, quand on reporte les échantillons dans le diagramme donnant le rapport Nb/Yb versus Th/Yb on remarque que l'ensemble des roches analysées, provenant des zones occidentales ou orientales présentent des caractéristiques proches et se reportent dans le domaine moyen de la croûte continentale, i.e. UCC (Figure IV.12). Dans ce diagramme, Pearce (1983) a défini des domaines géodynamiques correspondants à des échelles de variation assez précise de ces rapports. Ainsi, les migmatites se reportent dans le domaine spécifique des marges continentales actives. Les deux amphibolites (08PC49 et 08PC52) se caractérisent par des rapports Nb/Yb et Th/Yb significativement plus faibles, plus proche de pôle appauvri, et se reportent entre le champ des arcs océaniques et celui des dorsales océaniques, en accord avec leurs spectres plats en REE.

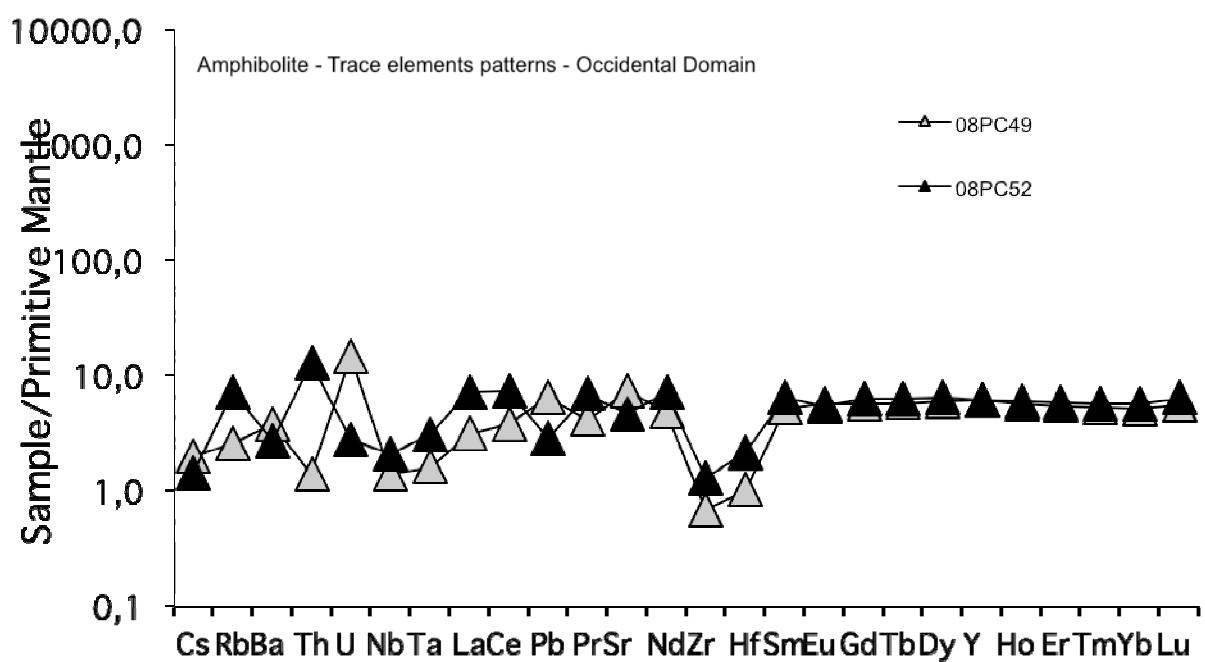
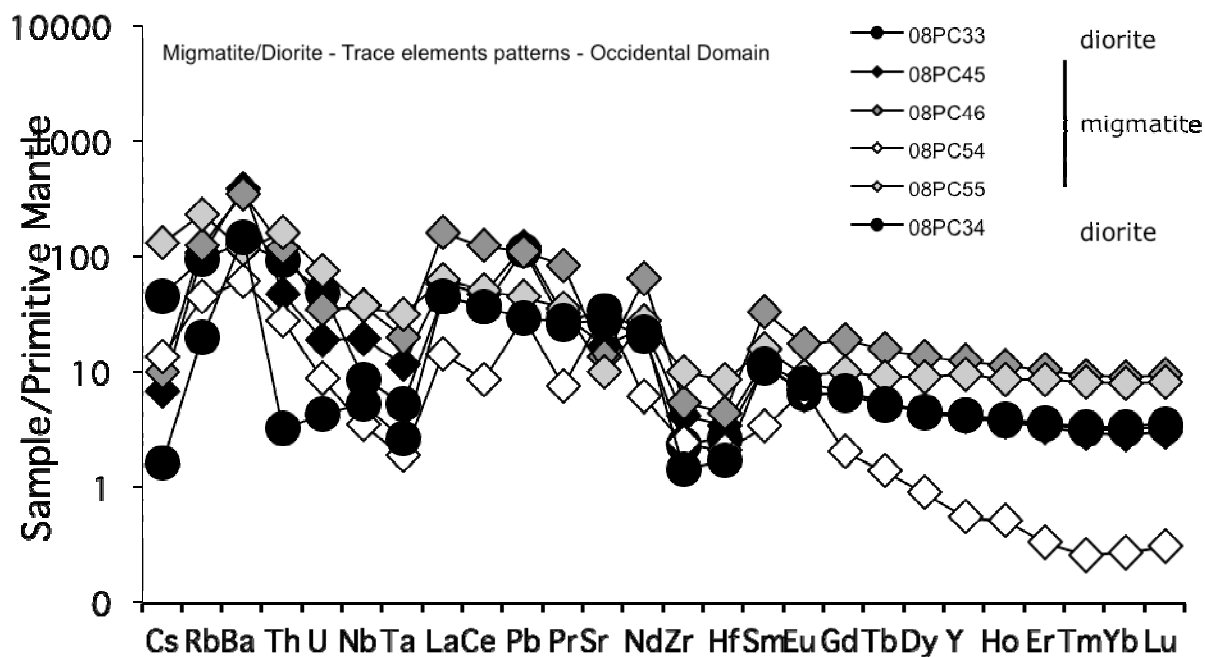


Figure IV.11 : Spectres d'éléments en trace normalisés au Manteau primitif pour les granodiorites, gneiss et migmatites (a) et les amphibolites (b) de la partie occidentale du domaine interne.

Un échantillon de diorite 08PC34 (rond noir) se place entre les domaines des MORB enrichis et des MORB normaux (Figure IV.12).

Les roches magmatiques ont été reportées dans le diagramme donnant le rapport Nb+Y versus Rb (Figure IV.13). Ce type de diagramme présenté par Pearce & al. (1984) permet, pour ce type de roches, de différencier différents contextes pour des roches ortho-dérivées, en particulier les contextes d'arcs (VA), syn-collisionnels (syn-col), de rides océaniques (ocean ridge) et intraplaque (WP). Les échantillons étudiés se reportent, excepté un échantillon de migmatite, entre le domaine des granites intra-plaques et les contextes d'arcs. Dans le diagramme donnant les teneurs en yttrium en fonction des teneurs en niobium, l'ensemble de nos échantillons ignés, exception faite des amphibolites qui n'ont pas été reportées, se localisent entre le domaine des granites intraplaques et des granites syn-collisionnels et d'arc (Figure IV.14). Sur la base de ces résultats, on peut proposer que les échantillons de la partie orientale qui présentent le plus fort caractère crustal se seraient formés dans un contexte de magmatisme intraplaque et que les échantillons de la partie occidentale associés à la présence d'amphibolites seraient plutôt associés à un domaine de marge active. Toutefois, cela serait à confirmer par l'étude d'un plus grand nombre d'échantillons pour chaque type de roche, i.e. paradérivé et orthodérivé, par secteurs étudiés, i.e. oriental et occidental. En effet, seules des analyses complémentaires permettraient de lever ces incertitudes entre les différents contextes possibles.

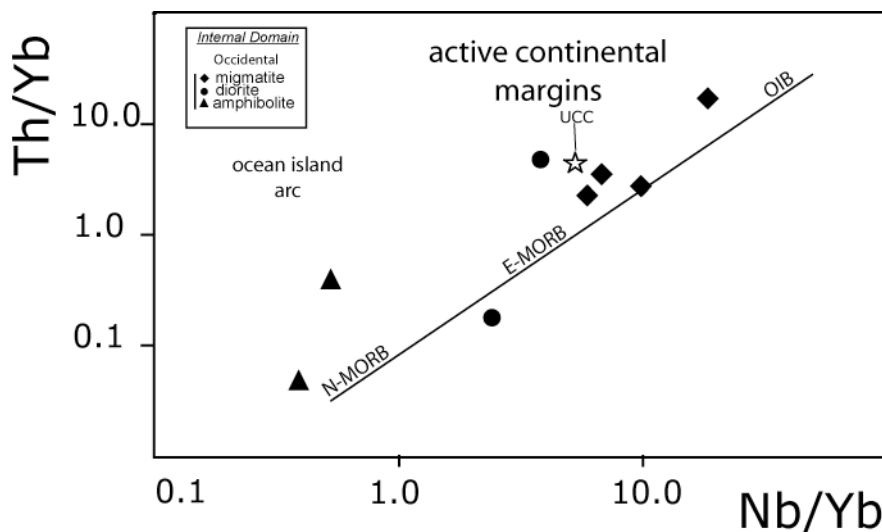


Figure IV.12 : Diagramme du rapport Nb/Yb en fonction du Th/Yb selon Pearce (1983). Sont indiqués pour discussion les champs des arcs et des marges continentales actives et domaines des différents types de MORB.

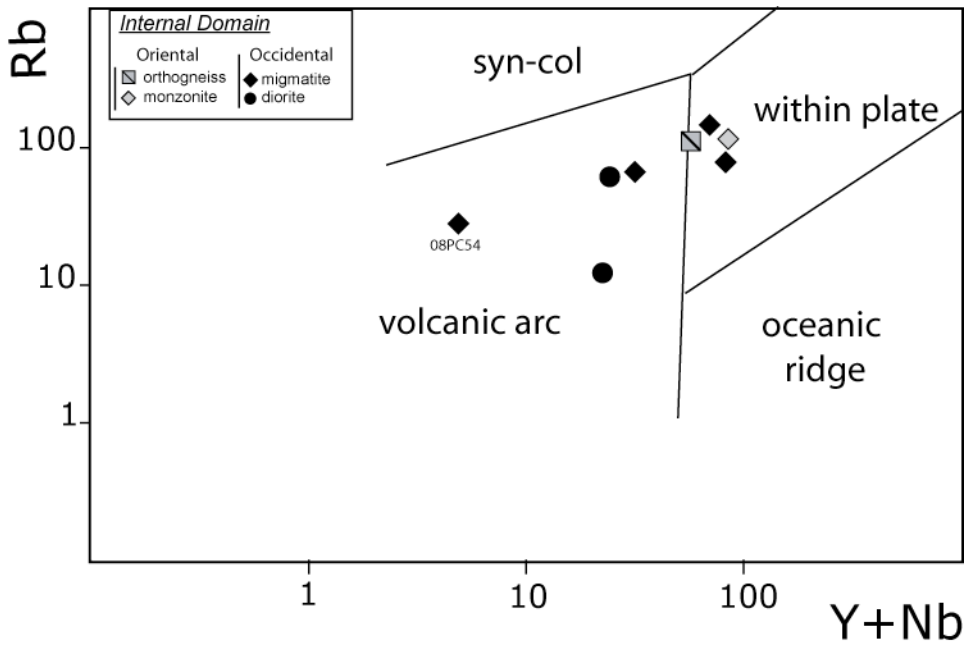


Figure IV.13 : Diagramme des contextes géodynamiques de formation des roches ortho-dérivées en fonction de deux paramètres : Y+Nb (ppm) et la teneur en rubidium (ppm), selon Pearce et al. (1984).

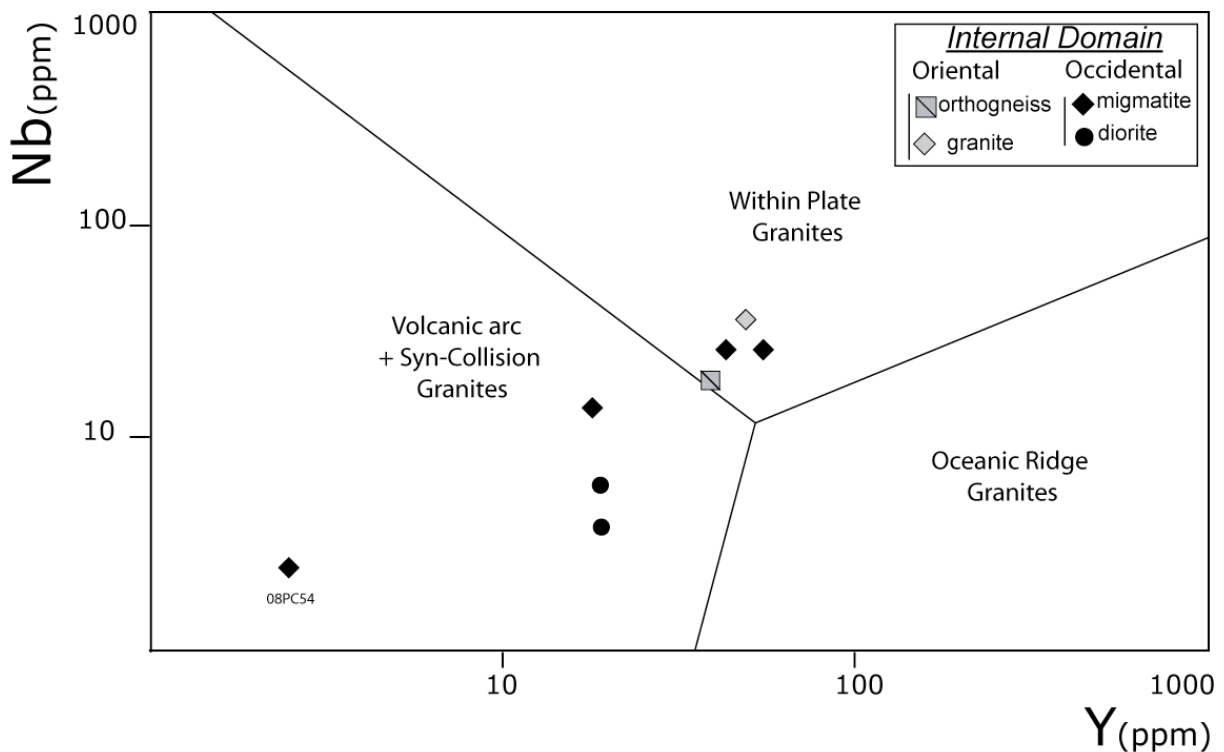


Figure IV.14 : Diagramme donnant la teneur en yttrium en fonction de celle en niobium en ppm.

IV.4. Les isotopes du Sr et Nd

Dans cette section nous ne distinguerons pas, comme fait précédemment pour les éléments majeurs et en trace, les trois zones dont proviennent nos échantillons. L'ensemble des échantillons ayant fait l'objet de mesures isotopiques du strontium et du néodyme a été corrigé de l'effet de la désintégration radioactive au cours du temps. Afin d'utiliser les données isotopiques d'échantillons anciens, nous avons besoin de corriger les compositions isotopiques mesurées actuellement de l'effet de la désintégration radioactive. Pour ce faire, nous utiliserons donc les contraintes géochronologique obtenues dans le chapitre V. Compte-tenu de ces contraintes géochronologiques (cf. Chapitre V) et des contraintes géochimiques (voir sections précédentes de ce Chapitre IV) nous traiterons donc, d'une part les granitoïdes et assimilés formés à ~1990 Ma (âges absolus U-Pb obtenus pour 08PC11, 08PC07, 08PC33, 08PC34) et les roches paradérivées également reliées au cycle Ebernuéen (abondance de zircons de cet âge dans les paragneiss 08PC24, 08PC31) en les corrigeant de l'effet de l'âge dû à la désintégration radioactive pour un âge moyen de 1990 Ma. Pour les amphibolites (08PC49 et 08PC52) ainsi que les migmatites nous avons choisi de les corriger en utilisant un âge correspondant à l'évènement tardi Panafricain (âge moyen de ~550Ma) fourni, en géochronologie U-Pb sur zircons, par l'amphibolite (08PC52) et les migmatites (08PC45 et 08PC46). Deux échantillons de paragneiss (08PC38 et 08PC40) ainsi qu'un granitoïde à grenat (09PC22) ont été également corrigé à 550Ma compte-tenu de l'âge absolu obtenu sur les zircons qu'ils contiennent (voir Chapitre V).

IV.4.1. Les isotopes du strontium

Le calcul des rapports initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pour les roches ayant enregistré plusieurs évènements de haut grade est compliqué par le fait que le rapport Rb/Sr a potentiellement subi des modifications importantes durant les divers processus crustaux ayant affecté ces roches. En raison de la mobilité potentielle du rubidium en particulier lors de l'altération secondaire subie par certaines des roches analysées, le diagramme isochrone Rb/Sr ne peut être utilisé pour fournir une indication géochronologique absolue. De même un alignement relatif le long d'une même errorchrone peut être interprété comme l'indication d'une filiation entre les roches alignées mais, compte-tenu de la très large variété de lithologies présentes dans notre jeu d'échantillons (roches ignées, métamorphiques, paradérivées, sédiments...) les interprétations doivent également être renforcées par d'autres arguments. Sur l'ensemble des roches analysées, les rapports isotopiques du strontium et les rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ont été recalculés (Tableau IV-2).

Pour les roches ayant un âge voisin de 1990Ma, on distingue :

- les roches ortho-dérivées (n= 4) dont les rapports varient de façon importante depuis des valeurs très basses de 0.7022 (granite 08PC11) jusqu'à 0.7067. Les rapports initiaux relativement faibles peuvent s'expliquer de plusieurs façons : i) mauvaise correction due à des perturbations du système Rb/Sr au cours d'un évènement de haut grade ce qui est très documenté dans la littérature (e.g. Kuster & al., 2008) et génère souvent des rapports initiaux trop bas ; ii) indication de matériel issu de la croûte continentale inférieure plus ou moins basique ou bien de matériel juvénile peu ou pas différencié (rapport du granite 08PC11 proche de la valeur chondritique calculée à 1990Ma). Les rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ varient depuis des valeurs très faibles de ~0.051 pour les échantillons dépourvus de micas jusqu'à des rapports extrêmement élevés de ~1.12 pour les échantillons contenant une grande proportion de biotite (i.e. granite 08PC11). La variation importante de ces rapports peut également être liée à des perturbations du système Rb/Sr.

Tableau IV.2. Résultats des isotopes du strontium et du néodyme pour l'ensemble des échantillons étudiés. Sur la base des données géochronologiques obtenues les échantillons ont été corrigés de l'effet de la désintégration radioactive "in situ" à 1990Ma pour les échantillons labellisés # et 550 Ma pour les échantillons labellisés §. Les rapports initiaux recalculés des échantillons ayant subi des pertes en rubidium rendant erroné ces valeurs n'ont pas été reportés dans le tableau (-). *: échantillon dont les teneurs en éléments en trace n'ont pas été mesurées. Les valeurs d'épsilon strontium et néodyme ont été calculées avec les valeurs suivantes du CHUR, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7045$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51264$. T_{DM} : âge modèle selon le modèle de Goldstein et al. (1984) et T_{CHUR} : âge modèle selon le modèle de De Paolo et Wasserburg (1976).

Echantillon		$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{actuel}} \pm \text{erreur (2}\sigma)$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{initial}}$	$\epsilon\text{Sr}_{\text{initial}}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{actuel}}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{actuel}} \pm \text{erreur (2}\sigma)$	$\epsilon\text{Nd}_{\text{actuel}}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{initial}}$	$\epsilon\text{Nd}_{\text{initial}}$	T_{CHUR}	T_{DM}	Nd			
Domaine Externe	pélite	08PC05*	-	8.2790919	12	-	-	0.511708	\pm	06	-18.2	-	-			
	micaschiste	09PC13	10.217	0.866430	\pm 10	0.5736*	-1830	0.109	0.511354	\pm	13	-25.1	0.50992	-19	2225	2429
Domaine interne	Oriental	granite	08PC11#	1.117	0.734240	\pm 03	0.70222	0.8	0.111	0.511496	\pm 04	-22.3	0.51005	-0.3	2016	2268
		orthogneiss	08PC07b#	0.870	0.731690	\pm 03	0.70675	65	0.103	0.511386	\pm 04	-24.5	0.51003	-0.6	2035	2267
		marbre	09PC06#	0.575	0.810597	\pm 08	0.79411	1309	0.093	0.511219	\pm 06	-27.7	0.51000	-1.3	2085	2290
		paragneiss	08PC64#	14.685	0.739404	\pm 08	-	-	0.103	0.511814	\pm 04	-16.1	0.51046	7.8	1340	1711
		micaschiste	08PC24#	3.068	0.725352	\pm 03	-	-	0.115	0.511143	\pm 08	-29.2	0.50964	-8.3	2766	2861
		quartzite	08PC30#	8.447	0.811943	\pm 08	-	-	0.110	0.512043	\pm 02	-11.6	0.51060	10.0	1047	1505
		micaschiste	08PC31#	1.715	0.724793	\pm 05	-	-	0.098	0.511303	\pm 03	-26.1	0.51002	-0.9	2058	2277
		Occidental	amphibolite	08PC49§	0.031	0.703871	\pm 04	0.70363	-3	0.211	0.513023	\pm 07	7.5	0.51226	6.5	3998
	diorite		08PC33#	0.301	0.714810	\pm 13	0.70620	58	0.105	0.511250	\pm 04	-27.1	0.50987	-3.7	2301	2483
	migmatite		08PC45§	0.559	0.714741	\pm 10	0.71036	92	0.100	0.511449	\pm 03	-23.2	0.51109	-16.5	1878	2136
migmatite	08PC46§		0.810	0.715859	\pm 07	0.70951	80	0.103	0.511480	\pm 06	-22.6	0.51111	-16.1	1883	2146	
granite	09PC22§		0.042	0.709516	\pm 03	0.70919	76	0.141	0.512169	\pm 05	-9.2	0.51166	-5.3	1281	1848	
migmatite	08PC54§		0.116	0.711686	\pm 04	0.71078	98	0.110	0.512610	\pm 04	-0.6	0.51221	5.5	50	724	
Interne	migmatite	08PC55§	2.046	0.724545	\pm 04	0.70850	66	0.113	0.511750	\pm 04	-17.4	0.51134	-11.5	1619	1964	
	paragneiss	08PC38§	0.487	0.712455	\pm 12	0.70864	68	0.136	0.512218	\pm 07	-8.2	0.51173	-4.0	1058	1655	
	gneiss	08PC39*	-	0.730501	\pm 06	-	-	-	0.511977	\pm 03	-12.9	-	-	-	-	
	diorite	08PC34#	0.051	0.706726	\pm 06	0.70532	44	0.105	0.511032	\pm 03	-31.4	0.50966	-8.0	2653	2763	
	amphibolite	08PC52§	0.134	0.704335	\pm 03	0.70328	-8	0.180	0.512854	\pm 03	4.2	0.51221	5.4	-1964	1043	
	paragneiss	08PC40§	0.143	0.713872	\pm 03	0.71275	126	0.126	0.512126	\pm 04	-10.0	0.51167	-5.1	1103	1624	

- les métasédiments (08PC64, 08PC24 et 08PC31) (n=3) dont la plupart fournissent des rapports isotopiques initiaux du strontium surcorrigés de l'effet de la désintégration radioactive (valeurs impossibles, extrêmement basses et inférieures à 0.7). Ces bas rapports initiaux sont liés à des perturbations du système Rb/Sr induisant une mauvaise correction de l'effet de l'âge, perturbations du Rb extrêmement fréquentes lors de processus d'altération intense de roche crustale ou lors d'évènements métamorphiques de haut grade. Ces perturbations sont très vraisemblables pour ces échantillons, en particulier lorsque des rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ extrêmement hauts sont associés à des rapports actuels $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ extrêmement bas ce qui est le cas pour ces échantillons (Tableau IV-2) ;
- les sédiments (de type quarzite et marbre, 08PC30, 08PC05 et 09PC06) de la zone orientale, peu ou pas déformés, qui fournissent des rapports isotopiques initiaux en strontium perturbés par des processus d'altération (valeurs inférieures à 0.7 pour 2 échantillons) ou bien des valeurs très élevées témoins d'héritage crustaux anciens (i.e. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.794$ pour le marbre 09PC06).

Pour le groupe d'échantillons dont les rapports isotopiques du strontium ont été recalculés à ~550Ma on définit trois sous-groupes :

- les migmatites (n=4) qui présentent une variation modérée des rapports isotopiques du Sr ($0.7085 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.7108$) mais une large gamme du rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (0.11-2.04) ;
- les amphibolites (n=2) caractérisées par des rapports initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ très faibles (i.e. 0.70363 et 0.70328) accompagnés de rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ faibles (i.e., 0.13 et 0.03). On notera que de tels rapports sont des valeurs typiques d'une origine mantellique. En effet, le rapport moyen $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ du mantle appauvri (depleted mantle, DM) est donné à ~0.045 ;
- deux métasédiments (08PC38 et 08PC40) et un granitoïde à grenat (09PC22) qui se caractérisent par des valeurs du rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ extrêmement variables (0.04-0.49) et des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ évoluant de 0.709 à 0.714, valeurs caractéristiques de la croûte continentale.

Dans le diagramme $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figure IV.15), on peut distinguer trois groupes d'échantillons ayant des tendances différentes : # un premier qui s'aligne le long d'une errorchrone à ~550Ma et qui est formé par les quatre échantillons de migmatite (08PC45, 08PC46, 08PC54, 08PC55) + deux paragneiss (08PC38 et 08PC40) + le granitoïde (09PC22) ; # un deuxième constitué par les granitoïdes (08PC07, 08PC11) + deux diorites (08PC33 et 08PC34) et, à un degré moindre, également les deux paragneiss précédents et le granite (09PC22), le tout s'aligne à proximité d'une errorchrone à ~1990Ma, enfin # un troisième comprenant les deux amphibolites dont une (08PC52) donne un âge U-Pb sur zircons concordant à ~521Ma (Chapitre V). Ces dernières se reportent significativement plus bas au niveau de l'axe des ordonnées et se caractérisent par des rapports $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$ très faibles.

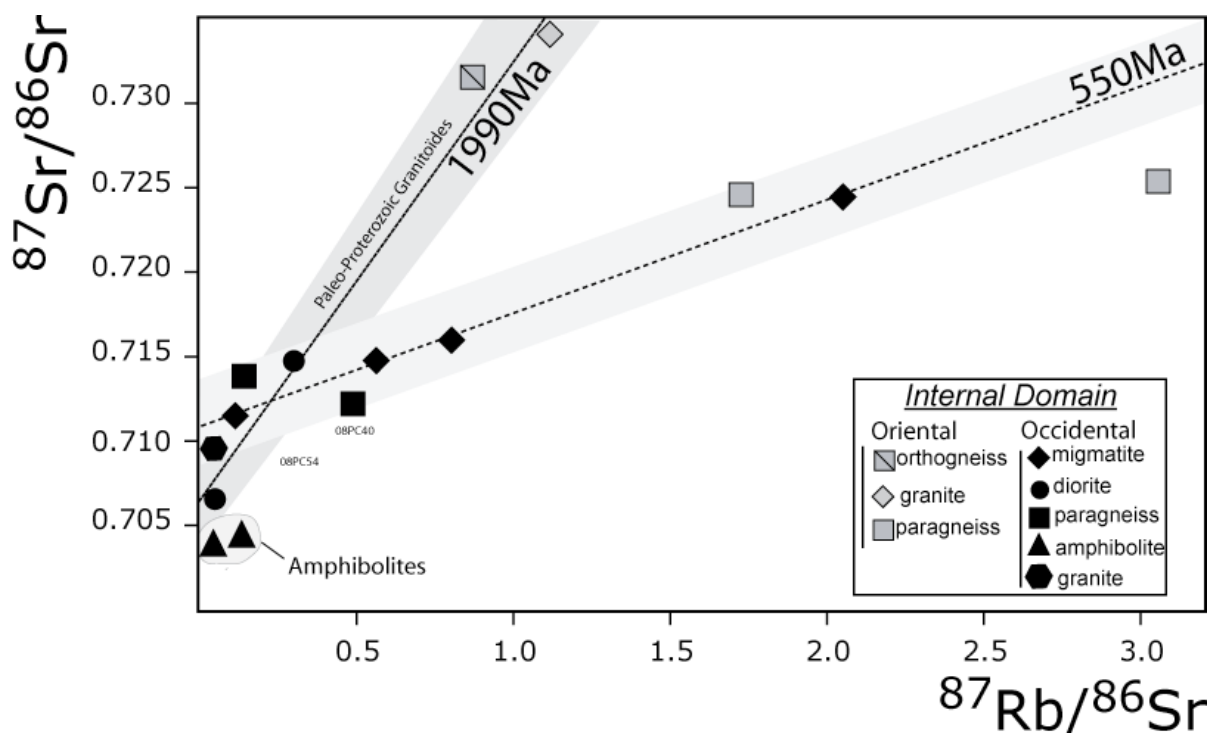


Figure IV.15 : Diagramme isochrone Rb/Sr permettant de distinguer trois groupes d'échantillons : les amphibolites, les granitoïdes et les migmatites. Sont indiquées pour discussion les droites de référence à 1.99 Ga et 0.55 Ga.

Cette distribution en deux groupes d'âge distinct est relativement en bon accord avec les résultats obtenus dans le chapitre V dédié à la géochronologie absolue. Cela nous permet de dire que les migmatites et sans doute les paragneiss de la zone occidentale sont issus d'un même protolithe repris à la fin du Panafricain. Ce protolithe, dont la signature isotopique en strontium correspondrait à l'ordonnée à l'origine de notre errorchrone à 550Ma, soit une valeur d'environ ~ 0.711 , fournit une valeur typique de croûte continentale. Les amphibolites associées géographiquement à ces migmatites et gneiss indiquent des signatures de isotopiques de strontium caractéristiques de matériel mantellique. Les roches qui s'alignent le long de l'errorchrone à 1990Ma ont évolué à partir d'un réservoir ayant approximativement un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de ~ 0.706 , rapport correspondant à du matériel crustal non juvénile (rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{CHUR}}$ à 1990Ma égal à 0.7021).

Enfin, compte-tenu que lors de la correction de l'effet de la désintégration radioactive au cours du temps, les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ont été surcorrectés pour certains échantillons (dus à des perturbations de leur système Rb/Sr lors de processus secondaires ou de haut grade), leurs rapports isotopiques initiaux du strontium n'ont donc pas été reportés dans le diagramme (Figures IV.16). Ainsi, dans ce diagramme (Figure IV.16) certains échantillons sont seulement indiqués pour leur valeur de néodyme (avec une ligne en pointillé indiquant que la valeur du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ n'a pu être recalculé de façon fiable) qui lui n'a vraisemblablement pas été affecté par l'altération, les terres rares étant bien moins mobiles lors de phénomènes secondaires. Pour la même raison, les âges modèles en Sr n'ont pas été calculés sur l'ensemble des échantillons.

IV.4.2. Les isotopes du néodyme

Sur l'ensemble des roches analysées, les rapports isotopiques initiaux du néodyme ont été calculés ainsi que les rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (Tableau IV-2).

Nous avons distingué plusieurs groupes d'échantillons.

Pour les roches corrigées avec un âge voisin de 1990Ma, on distingue :

- les roches ortho-dérivées (n=4) dont les rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ sont relativement homogènes variant de 0.103 à 0.111, valeurs relativement basses, typiques de roches crustales dérivées de la croûte continentale (i.e. moyenne de la croûte continentale supérieure égale 0.12). Les rapports initiaux ϵNd_i se caractérisent par des valeurs négatives moyennes pour les deux diorites (-4 et -8), et des valeurs à tendance nulle pour le granite et l'orthogneiss (-0.3 et -0.6) ;
- les métasédiments de la partie orientale datés à 1990 Ma (n=3) possèdent des rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ relativement bas et typiquement crustaux (0.098-0.115) accompagnés de rapports ϵNd_i variant de -8.3 à +7.8. La valeur d'épsilon positive obtenue pour le paragneiss 08PC64, couplée au fait que son âge modèle T_{DM} est significativement plus jeune que 1990Ma, laisse supposer une participation de matériel juvénile plus jeune au sein de cet échantillon ;
- les sédiments (de type quartzite et marbre) (n=3) de la zone orientale, peu ou pas déformés, qui fournissent des rapports isotopiques $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ bas (0.093 à 0.11) et des valeurs d' ϵNd_i faiblement négatives (i.e. -1.3) à positive (+10) (Taylor and MacLennan, 1985). Pour l'échantillon 08PC30 possédant un ϵNd à +10, on peut supposer également un mélange compte-tenu des valeurs dispersées des âges modèles Nd.

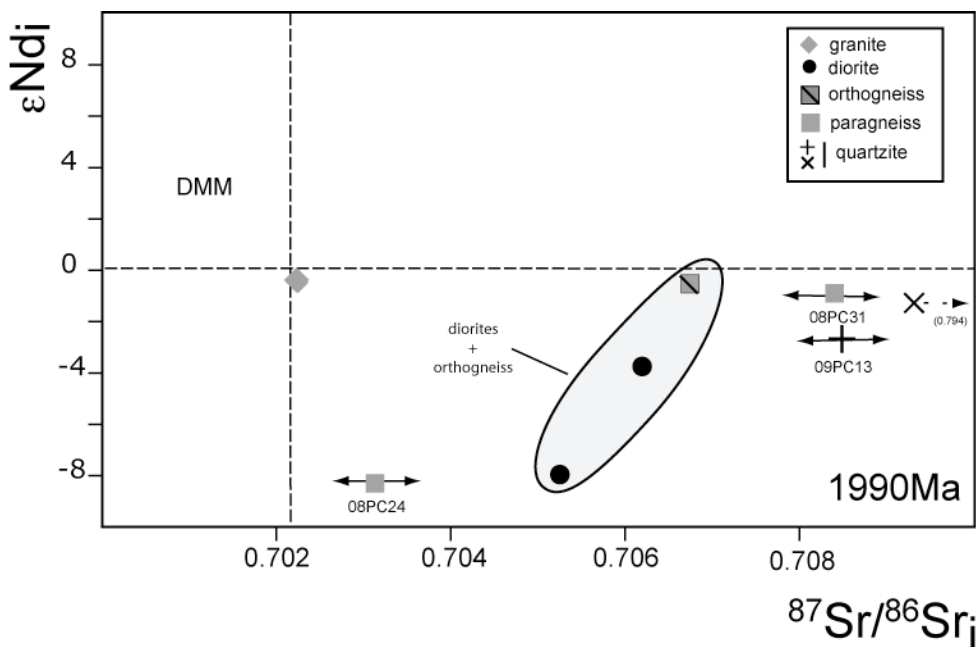


Figure IV.16 : Diagramme donnant la valeur $\epsilon\text{Nd}_{\text{initial}}$ en fonction du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{initial}}$ calculé à 1990Ma. DMM : Depleted Mantle MORB.

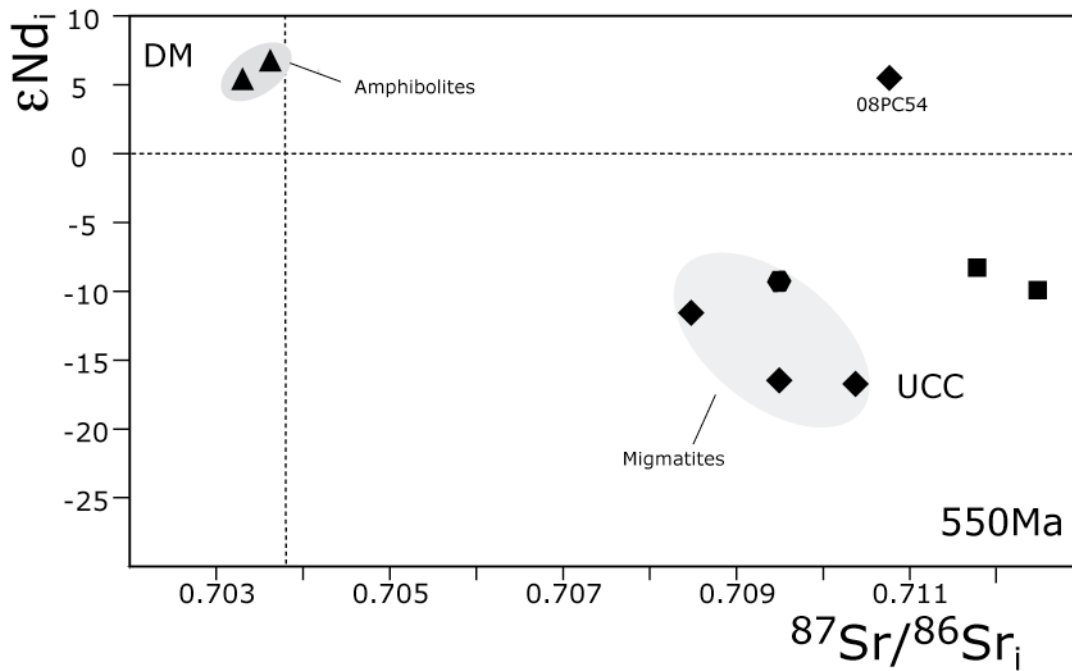


Figure IV.17 : Diagramme $\epsilon Nd_{initial}$ vs $^{87}Sr/^{86}Sr_{initial}$ à 550Ma pour les échantillons du domaine occidental. DM : Depleted Mantle MORB, UCC : Upper Continental Crust.

Pour le groupe d'échantillons dont les rapports isotopiques du néodyme ont été recalculés à ~550Ma on définit deux sous-groupes :

- les migmatites (n=4), trois d'entre elles présentent des valeurs du rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$ variant de 0.100 à 0.113, valeurs typiquement crustales, accompagnées de valeurs d' ϵNd_i négatives (i.e. -12 à -16) typiques de domaine crustal. L'échantillon 08PC54 se démarque nettement des trois autres échantillons de migmatite car il présente une valeur beaucoup plus haute et positive de +5.5 (Figure IV.17). Cette valeur élevée peut s'expliquer soit, par la présence de grenat en quantité importante ce qui n'est pas corroboré au niveau de l'abondance en teneurs en samarium et en yttrium mesurées au sein de cet échantillon, éléments extrêmement abondants dans les grenats. La deuxième explication possible serait que cet échantillon de migmatite provient de la fusion d'un matériel juvénile différencié peu de temps avant l'âge de son jus de fusion, i.e. l'amphibolite datée à ~590Ma mais celle-ci semble contenir des témoins hérités d'âge supérieur à 2Ga, témoins non retrouvés dans la migmatite (voir Chapitre V Géochronologie), soit, enfin, cette migmatite pourrait correspondre à un jus de fusion d'un échantillon ressemblant au gneiss 08PC38 ou 08PC40 qui possèdent également des signatures isotopiques proches de celle de matériel mantellique;
- les amphibolites (n=2) possèdent des rapports initiaux ϵNd positifs (i.e. +6.5 et +5.4) et des rapports $^{147}Sm/^{144}Nd$ très hauts (i.e. 0.211 et 0.180), valeurs caractéristiques du manteau. Ces échantillons représentent les témoins de l'existence de formation de matériel mantellique dans la partie interne de notre zone d'étude. Ce matériel pourrait s'être formé en contexte d'arc insulaire ou plutôt de bassin d'arrière-arc comme le suggère les données en éléments en trace sans contribution notable de matériel crustal, en particulier pour l'échantillon 08PC49 ;
- les paragneiss de la partie occidentale (n=2) + le granitoïde (09PC22) possèdent des valeurs $^{147}Sm/^{144}Nd$ hautes (i.e. 0.126 à 0.141) accompagnés de valeurs en ϵNd_i

négatives et semblables (variant de -4 à -5.1), avec cependant un caractère crustal moins marqué par rapport aux paragneiss de la partie orientale. Ces différences peuvent être des indicateurs de niveaux de provenance/niveaux de fusion.

IV.4.3. Les âges modèle du néodyme

Nous avons calculé les âges modèles des échantillons étudiés exception faite des échantillons de pélite 08PC05 et du gneiss 08PC39 pour lesquels nous ne disposons pas des teneurs en éléments en trace. Les âges modèles du néodyme ne donnent pas l'âge de formation d'une roche donnée mais le temps de résidence crustale. Ainsi le TDM va nous indiquer l'âge du dernier épisode de différenciation à partir du Manteau, âge auquel s'est différencié le réservoir dont est issu l'échantillon étudié.

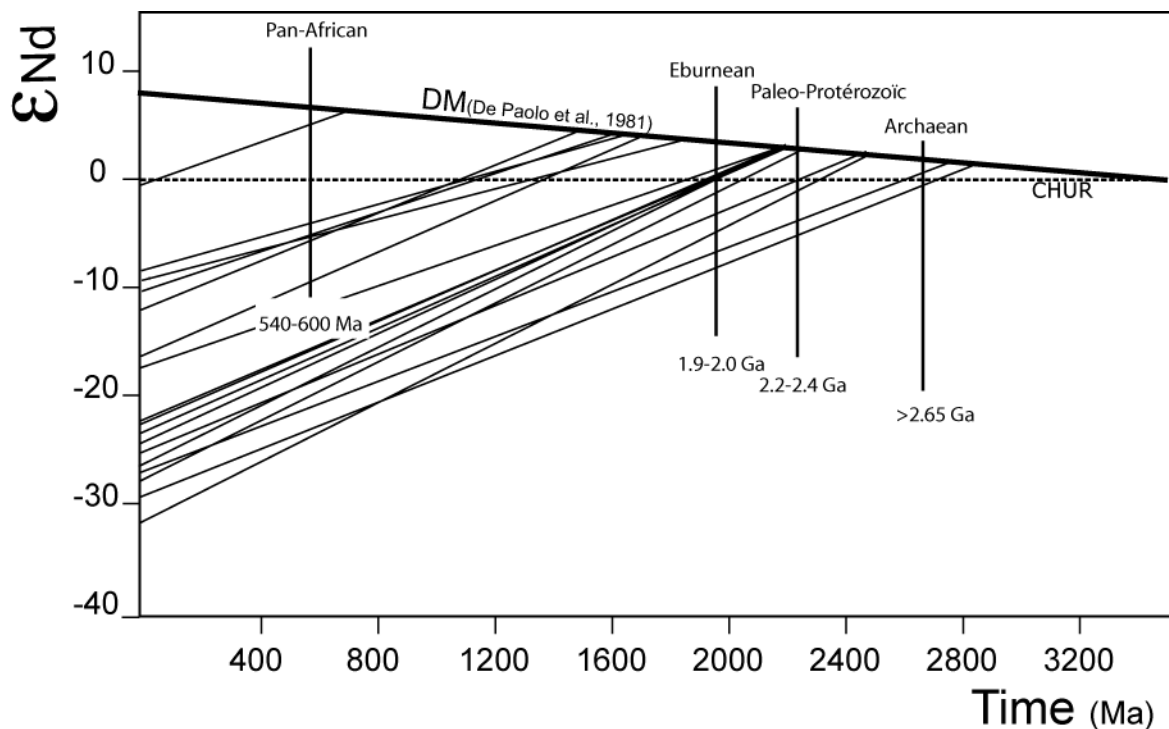


Figure IV.18 : Diagramme donnant la valeur d' $\epsilon_{Nd_{actuel}}$ en fonction de l'âge (Ma). Les droites d'évolution du CHUR (trait hachuré) et du DM (trait plein) (De Paolo & al., 1981) sont indiquées. L'intersection avec la courbe d'évolution du manteau appauvri (DM) fournit la valeur des âges modèles Nd en supposant une absence de fractionnement Sm/Nd.

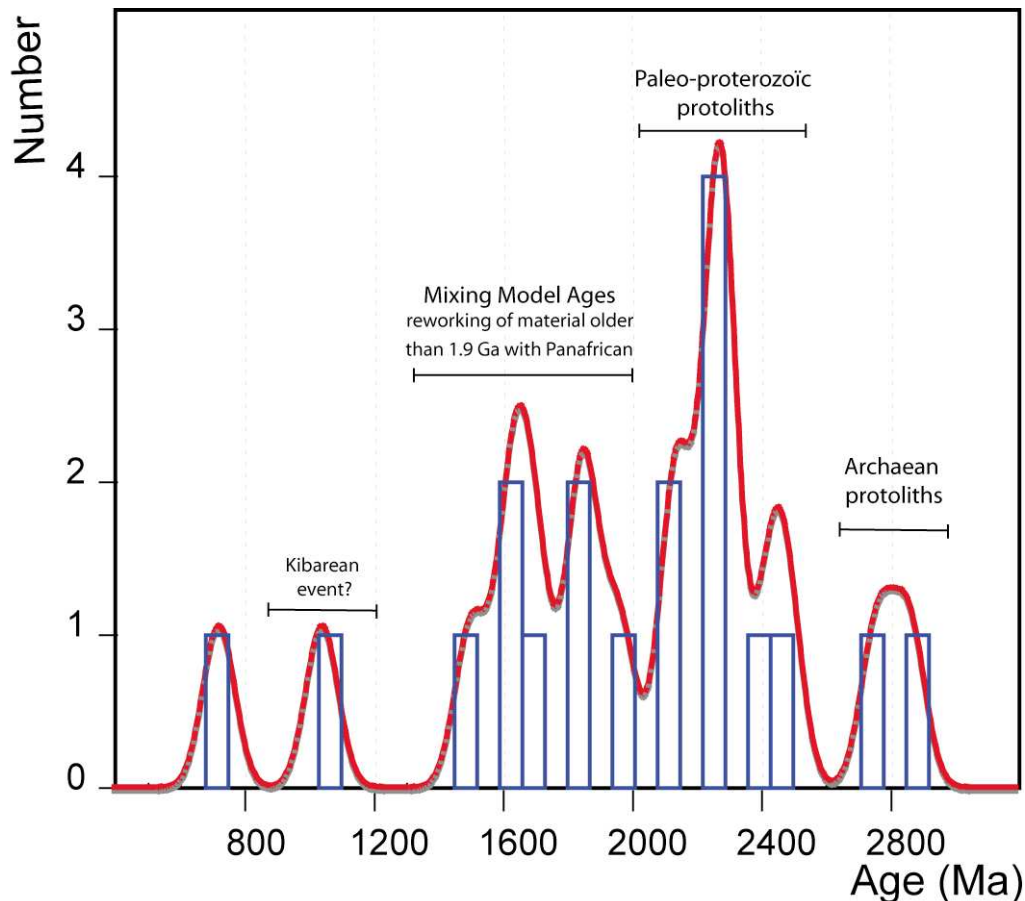


Figure IV.19 : Histogramme des âges modèles Nd TDM (Ma).

Si l'âge TDM correspond à l'âge présumé de l'échantillon alors on peut considéré qu'il s'agit de matériel juvénile, i.e. non remanié. On considère que pour les échantillons possédant un rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ élevé, l'âge TDM calculé n'a pas de signification géologique.

Les âges TDM obtenus varient grandement dans les différents échantillons et on peut les diviser en quatre ou cinq grands groupes :

- âges modèles Archéen ~2.76 Ga et ~2.86 Ga (n=2): un échantillon de diorite (08PC34) et un paragneiss (08PC24) fournissent des âges archéens pour le protolithe à partir duquel ils se différencient.

- âges modèles compris entre ~2.14 et ~2.48 (n=8) : ces âges sont obtenus pour deux des granitoïdes étudiés (08PC07 et 08PC11), âges très cohérents entre eux de 2.26 Ga ainsi que pour un paragneiss (08PC31) qui indique un âge de 2.27 Ga. On obtient également des âges dans la même gamme pour deux échantillons de sédiments non déformés (09PC13 : 2.43 Ga et 09PC06 : 2.29 Ga). Enfin deux diorites (08PC45 et 08PC46) indiquent des âges très similaires de 2.14 Ga.

- âges compris entre 1.50 Ga et 1.85 Ga (n=5) : ces âges calculés à la fois pour des paragneiss de la partie interne orientale (08PC64) et occidentale (08PC38 et 08PC40), pour une quartzite (08PC30) et le granite (09PC22) sont interprétés comme des âges intermédiaires entre les évènements enregistrés au Paléoproterozoïque (~2.1 Ga-~2.5 Ga), l'évènement majeur

Eburnéen (~1.99 Ga) et l'évènement métamorphique de haut grade d'âge tardi-Panafricain (~0.54 Ga).

- âge TDM_{Nd} de 724Ma (n=1) : cet âge modèle correspond à celui calculé pour la migmatite 08PC54 pour laquelle l'âge U-Pb sur zircons a donné 519±7Ma sans phénomène visible d'héritage. Cet âge absolu U-Pb a été interprété comme correspondant à la cristallisation de veines leucocrates au sein de l'amphibolite. L'âge modèle néodyme correspondrait à l'âge du matériel qui a fondu pour donner la migmatite. Toutefois, on remarque que cet âge est significativement différent de ceux obtenus pour les autres migmatites qui sont respectivement de 2136 et 2146 Ma pour les échantillons 08PC45 et 08PC46 et, de 1964 Ma pour 08PC54. On note que des grains de zircon datés d'environ 700Ma ont été rencontré dans le gneiss UCU3A (Chapitre V).

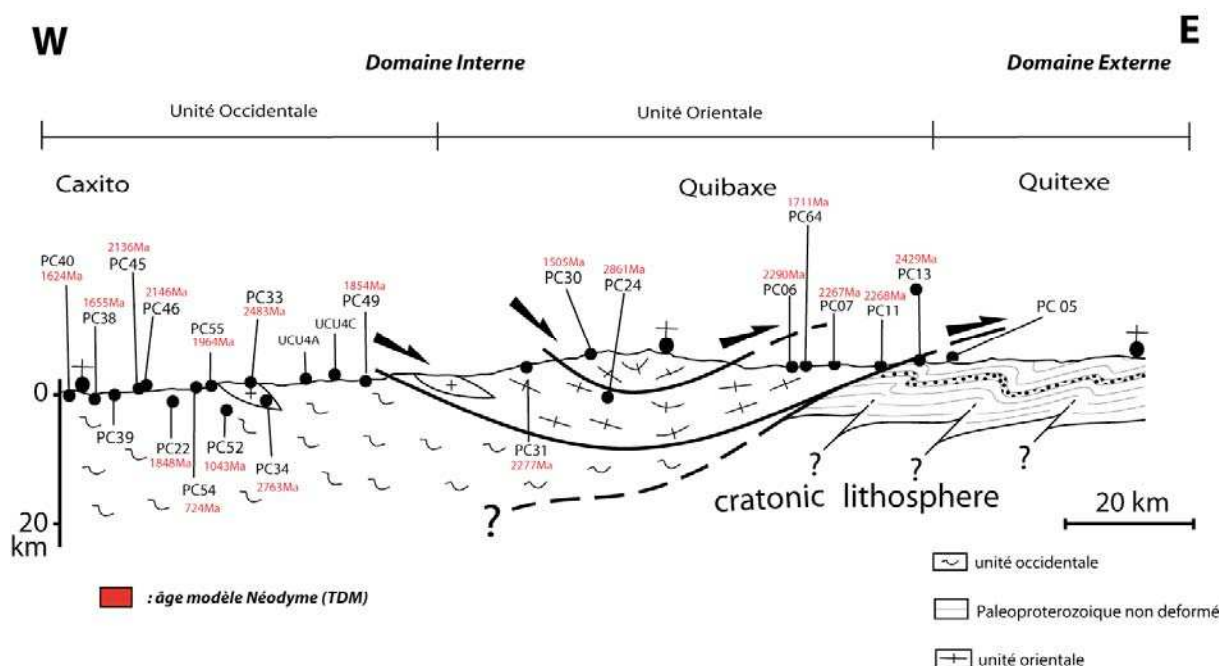


Figure IV.20 : Coupe présentant l'évolution des âges modèles Nd en fonction de la position des échantillons sur une coupe schématique E-W.

IV.5. Conclusion / Synthèse Partie Géo chimie

L'ensemble de ce volet géochimique nous a permis de dégager un certain nombre de caractéristiques essentielles pour les différentes roches que nous avons analysées. Parmi les principaux points on peut citer :

- dans leur ensemble, les compositions géochimiques des échantillons étudiés permettent d'attester une origine de croûte continentale pour l'ensemble des échantillons de la zone orientale et une tendance crustale pour une majeure partie de ceux de la zone occidentale. Les spectres en éléments en trace de ces roches font apparaître une absence d'appauvrissement marqué en terres rares lourdes ce qui permet de proposer une profondeur de formation inférieure à celle du champ de stabilité du grenat ;
- compte-tenu du peu d'échantillons étudiés et de la grande diversité lithologique couplé à des degrés d'altération non négligeable, il n'a pas été facile de définir un

contexte géodynamique précis de formation de ces roches. Toutefois, plusieurs échantillons présentent des signatures géochimiques montrant des affinités pour des contextes de granites intraplaques, en particulier pour la zone orientale. Pour les roches acides de la zone occidentale, associées géographiquement aux roches les plus basiques étudiées au cours de ce travail, les données obtenues pourraient indiquer un contexte de marge active mais qui reste à confirmer compte-tenu des limites évoquées au-dessus ;

- trois échantillons dont deux amphibolites et une migmatite présentent des signatures géochimiques à tendance plus mantellique à mettre sans doute en relation avec un contexte d'arc ou de bassin d'arrière-arc ;
- les âges modèles du néodyme nous ont permis de mettre en évidence plusieurs protolithes pour les roches étudiées avec une majorité d'âge Paléo-Protérozoïque (âges compris entre 2.4Ga et 2.2Ga). Dans la partie orientale, seuls deux échantillons présentent des âges plus jeunes que ~2.2 Ga. Ces âges pourraient indiquer une différenciation à partir d'un protolithe différencié à partir du manteau au Paléoprotérozoïque c'est à dire relativement peu de temps avant l'évènement majeur enregistré par ces roches, i.e. ~1.99 Ga, date de l'évènement majeur Eburnéen bien identifié au niveau de l'Afrique, en particulier au niveau du craton ouest Africain, du craton du Congo, du craton Saharien et Touareg et du craton du Kalahari. Seuls deux échantillons dérivent de matériel plus ancien d'âge Archéen (>2,75Ga) et pourraient correspondre à un épisode de différenciation majeure connu notamment au niveau du craton du Congo. Quelques échantillons ont fourni des âges intermédiaires entre les évènements Eburnéen et tardi-panafricain qui pourraient être attribués à des processus d'assimilation de matériel juvénile.

Chapitre V. Etude géochronologique U-Pb et Ar/Ar

V.1. Introduction

Les chapitres précédents ont permis de préciser les caractéristiques cinématiques et métamorphiques de l'évolution tectonique du Nord Ouest de l'Angola ainsi que les grands traits géochimiques des roches étudiées. Deux phases tectoniques successives ont été identifiées :

- la première (D1) correspond à une phase d'épaississement lors de la formation d'un prisme d'accrétion et au chevauchement de l'ensemble formé par les unités orientales et occidentales sur le domaine externe. Les marqueurs structuraux observés suggèrent que la nappe s'est mise en place de l'O-SO vers l'E-NE. Cet épisode tectonique s'accompagne d'une importante rééquilibration métamorphique à relativement haute-pression préservée essentiellement dans les roches de l'unité orientale. Cependant l'âge de ce métamorphisme et de la tectonique associée n'est pas connu avec précision.

- le second épisode (D2) correspond à un intense replissement des séries métamorphiques surtout bien développé dans l'unité occidentale. Cet épisode se déroule sous des conditions de haute-température, plus élevées que dans l'unité orientale. On ne connaît toutefois pas quel est le laps de temps qui s'est écoulé entre D1 et D2.

Les données géochronologiques publiées jusqu'à présent ne sont pas clairement reliées aux phases tectono-métamorphiques résumées ci-dessus. Par ailleurs, il est important de souligner qu'il n'existe que peu de travaux récents (postérieurs à 1975, après l'indépendance de l'Angola) de géologie et de géochronologie sur la zone d'étude. Les principales données géochronologiques disponibles, essentiellement des données Rb-Sr, sont synthétisées dans le tableau suivant (Tab. V.1) et localisées sur la figure V.1.

Localisation	Lithologie	
Vista Alegre	Granite	1967-2047 Ma, U-Pb sur zircon (Cahen et al., 1979)
Zenza do Itombe - Ndalatando- Lucala	Granitoïde	2560 ± 50 Ma, Rb-Sr roche totale (Carvalho, 1984)
Ucua - Quilombo dos Dembos	Gneiss	1790 ± 32 Ma, Rb-Sr roche totale (Carvalho, 1984)
Caxito - Zenza do Itombe	Migmatite	684 ± 20 Ma, Rb-Sr roche totale (Carvalho, 1984)

Tableau V.1 : Données géochronologiques disponibles sur le Nord Ouest de l'Angola (Carvalho et al., 2000 ; Cahen et al., 1979)

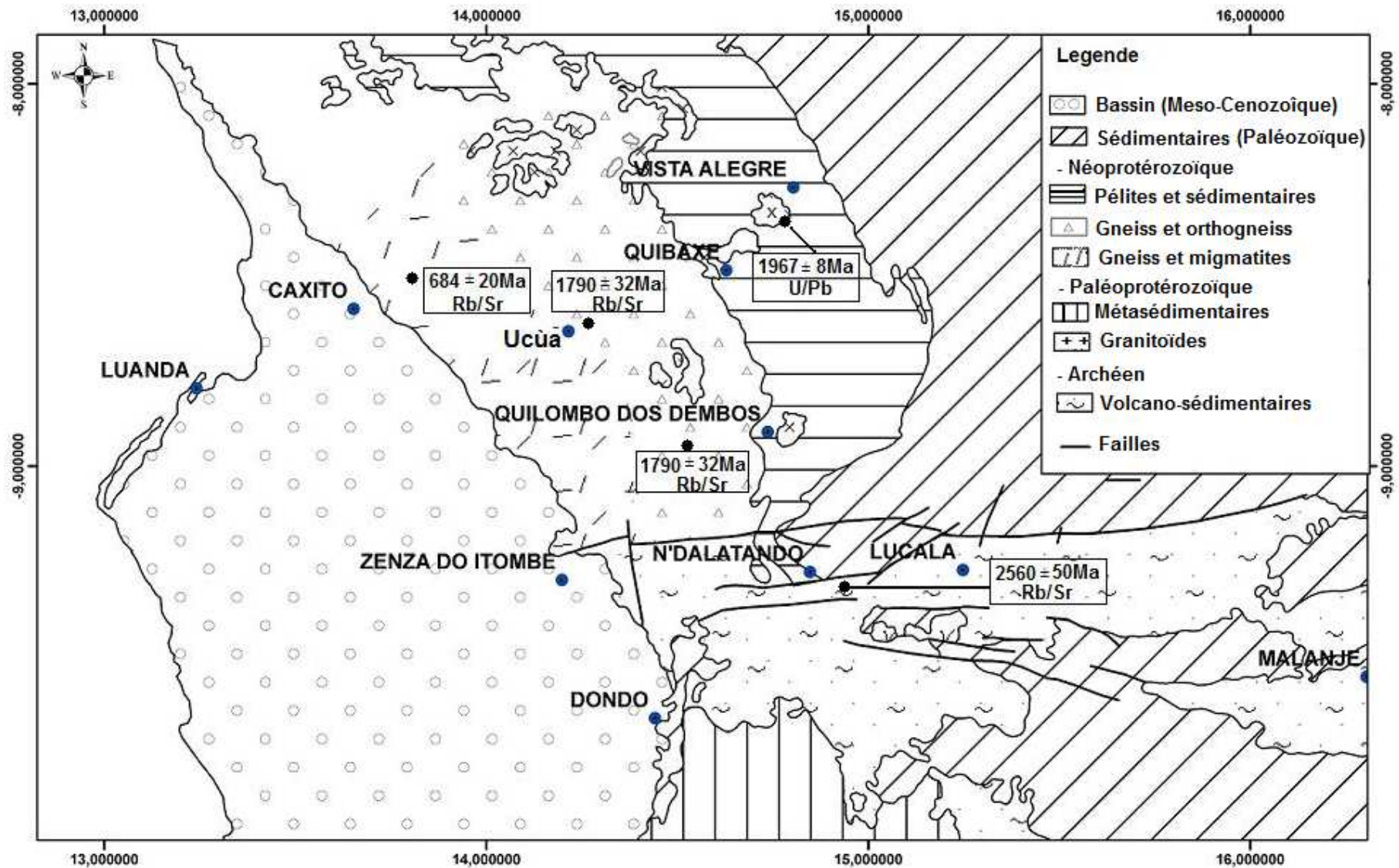


Figure V.1 : Localisation des données géochronologiques disponibles dans le Nord ouest de l'Angola (Carvalho et al., 2000).

Ainsi, un âge proche de 2.0 Ga a été proposé pour la mise en place du granite de Vista Alegre (fig. V-1) affleurant dans l'unité orientale et présent dans un ensemble de micaschistes à disthène-staurotide (Cahen et al. 1979). Pour Carvalho et al. (2000), l'âge de ce granite n'est pas défini avec précision, les fractions de zircons analysés fournissant des âges compris entre 1967 Ma et 2047 Ma. Cet étalement des valeurs suggère la présence de composants hérités dans les fractions de zircons analysées par Cahen et al. (1979). Pour Vicat et Pouclet (2000), ces granitoïdes représentent un complexe calco-alcalin, intrusif dans les séries sédimentaires du groupe Lulumba et Uonde déposées entre 1960 et 2100 Ma. Les autres données correspondent à des âges Rb-Sr obtenus sur roche totale et dont l'interprétation peut être remise en question en raison du comportement complexe de ce système isotopique en domaine métamorphique polyphasé. On signalera cependant un âge de 1790 ± 32 Ma obtenu sur les gneiss d'Ucua-Quilombo dos Dembos et un âge de 684 ± 20 Ma sur les migmatites de Caxito-Zenza do Itombe (Carvalho, 1984). La signification des âges Rb-Sr sur roche totale dans les séries métamorphiques étant souvent controversée en raison de sources multiples d'hétérogénéité isotopique, la signification de ces âges reste sujette à caution.

Plus au sud, dans le horst de Kwanza, un âge de 2560 ± 50 Ma par la méthode Rb-Sr sur roche total, a été obtenu pour les granitoïdes de Zenza do Itombe- N'Dalatando-Lucala. Ils se situent en dehors de notre zone d'étude, la chaîne panafricaine venant buter au nord contre ce horst, mais ce résultat indique néanmoins la présence de composants tardi-archéens dans le socle du NW de l'Angola.

Le manque de données fiables dans la partie étudiées du NO de l'Angola nous a ainsi conduit à réaliser une étude géochronologique sur le socle de manière à déterminer l'influence relative des événements archéens, paléoprotérozoïques et panafricains. Deux méthodes de datation indépendantes ont été appliquées dans ce travail :

(1) La méthode de datation U-Pb (LA-ICP MS) dans le but de caractériser l'âge de mise en place des différents massifs de granitoïdes existants, de caler l'âge des événements métamorphiques de haute-température et de tracer l'âge des sources et protolithes des différentes roches métamorphiques.

(2) La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ afin de caractériser le refroidissement de ces roches dans la gamme de température 550-300°C et de préciser le calendrier des événements métamorphiques et tectoniques enregistrés par les chemins P-T-D.

V.2. Contexte et localisation des échantillons

Ainsi, vingt-deux échantillons ont été sélectionnés pour cette étude géochronologique. Ces échantillons ont été retenus sur la base de différents critères incluant leur préservation des effets de l'altération, leur intérêt lithologique et pétro-structural, la présence de phases utilisables en géochronologie U-Pb et Ar-Ar, ainsi que leur position le long de la coupe de référence (Figure V.2).

Dans le domaine externe, où sont impliquées des séries sédimentaires d'âge néoprotérozoïque à cambrien inférieur faiblement métamorphisées ou non métamorphisées, un seul échantillon prélevé sous le contact avec le domaine interne a été daté par la méthode Ar-Ar sur muscovite

Dans le domaine interne, large et essentiellement formé par des séries métamorphiques para- et ortho-dérivées et quelques massifs granitiques, 21 échantillons ont été sélectionnés dans les

deux unités identifiées précédemment sur différents critères lithologiques et pétro-structuraux.

Unité orientale :

Dans cette unité, les échantillons ayant fait l'objet d'une reconstitution détaillée des trajectoires P-T ont été sélectionnés. Il s'agit des deux micaschistes à disthène et staurotide 08PC24 et 08PC31 et du gneiss à disthène 08PC64. Ils ont été complétés par une granodiorite non déformée (08PC11), un orthogneiss très déformé à biotite-amphibole (08PC07), un quartzite à muscovite (08PC30), un marbre à muscovite (09PC06) et une amphibolite à grenat (08PC49). La méthode U-Pb (LA-ICP MS) a été appliquée sur les échantillons 08PC07, 08PC11, 08PC24 et 08PC31 alors que tous les échantillons ont été traités par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

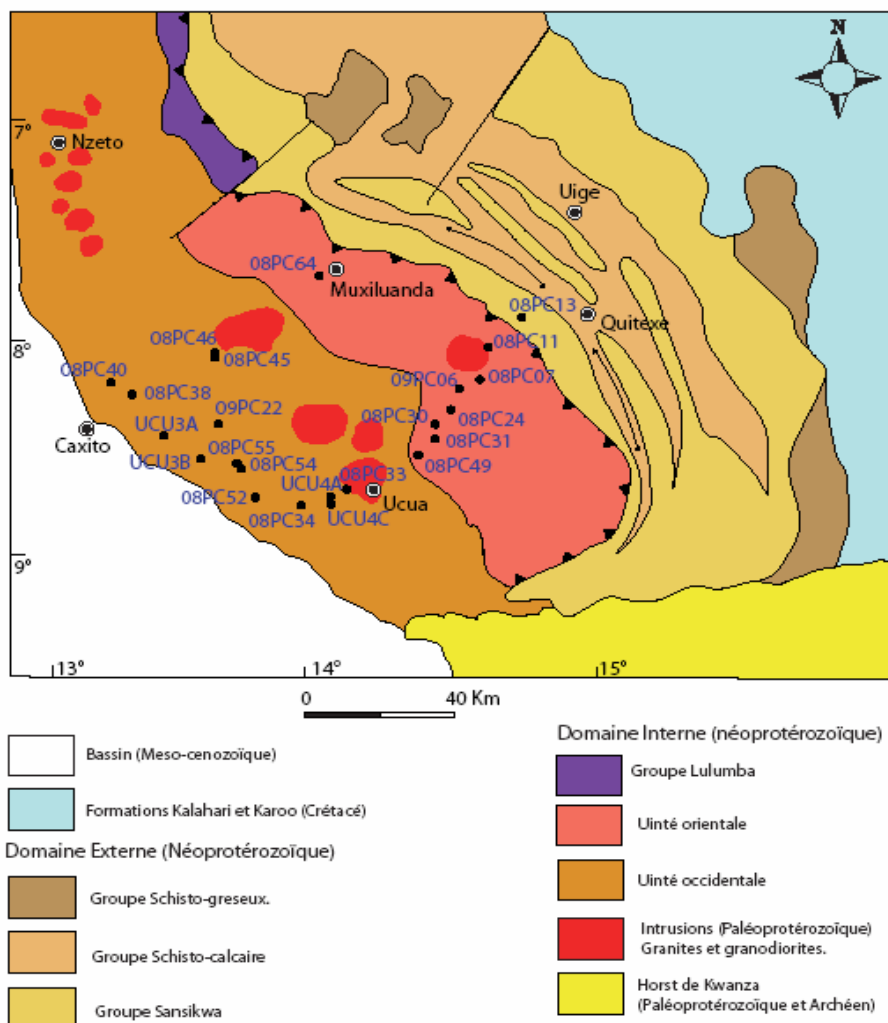


Figure V.2 : Carte de localisation des échantillons datés en U-Pb et ^{40}Ar - ^{39}Ar dans le domaine interne.

Unité occidentale

Dans l'unité occidentale de la zones interne, parmi les trois échantillons utilisés pour l'étude pétrologique, deux ont été retenus pour l'étude géochronologique, le gneiss à sillimanite 08PC38 et de la migmatite 08PC55. Plusieurs échantillons ont également été choisis pour obtenir des informations sur l'évolution thermique et tectonique de cette unité et sur l'âge des protolithes. Nous avons ainsi sélectionné :

(1) Deux granitoïdes localisés dans la zone d'Ucua et un à proximité de Caxito. Dans les carrières d'Ucua, il s'agit d'une métadiorite foliée (08PC33), composée de biotite partiellement chloritisée, amphibole, plagioclase et quartz et d'une métagranodiorite (08PC34) peu déformée, à quartz, albite, biotite et amphibole. Cet échantillon, prélevé au cœur du massif, a été épargné par la déformation régionale et porte les traces d'une déformation à l'état métamorphique. Le troisième métagranite (09PC22) présente également une déformation à l'état métamorphique dont l'orientation est conforme à celle de la déformation régionale. Muscovite, plagioclase, orthose, biotite chloritisée, grenat et quartz sont les minéraux essentiels. Tous ces granitoïdes ont été datés par les deux méthodes U-Pb et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

(2) Trois échantillons de migmatites ont été sélectionnés en deux localités différentes. Entre Ucua et Caxito, deux affleurements de bonne qualité ont permis d'échantillonner deux spécimens : 08PC54 et 08PC55 qui sont des migmatites à grenat utilisée également pour la pétrologie. Dans la localité de Quicabo-Muxiluanda, un échantillon a été sélectionné et a été séparé le leucosome (08PC45) et le mélanosome (08PC46) tous deux prélevés à quelques mètres l'un de l'autre. Biotite, quartz, grenat, feldspath potassique (microcline), plagioclase, épidote et zircon sont les phases minérales principales. Quelques bandes de déformation sont observées dans la biotite. Toutes ces migmatites ont été datées par les deux méthodes U-Pb et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

(3) Deux gneiss à sillimanite proviennent des environs du barrage de Mabuba à Caxito. L'échantillon 08PC38 a déjà été décrit dans la partie pétrologique. Le second échantillon 08PC40, prélevé dans un camp militaire proche du barrage, est un faciès rubané qui présente une composition minéralogique à quartz, biotite, grenat, plagioclase, rutile et sphène. Quelques rares muscovites tardives apparaissent au contact des plagioclases et la sillimanite en inclusions dans le grenat reste rare. Ces gneiss se caractérisent par une transposition quasi-totale de la foliation S_1 par une seconde foliation S_2 plan axial de plis isoclinaux très redressés. Seul l'échantillon 08PC38 a fait l'objet d'une étude conjointe par les deux méthodes.

(4) Amphibolites

L'échantillon 08PC52 est une amphibolite à hornblende et clinopyroxène essentiellement. Il contient aussi un petit pourcentage de quartz, plagioclase, carbonate, sphène et zircon. Les deux méthodes de datation ont été appliquées à cet échantillon.

En complément de cet échantillonnage, quatre échantillons ont été prélevés dans l'unité occidentale lors de la phase préliminaire de cette étude. Il s'agit d'un gneiss (UCU3A) comparable à l'échantillon 08PC40, d'une pegmatite (UCU3B) présente dans les migmatites et de deux amphibolites à grenat (UCU4A et UCU4C) équivalentes à l'échantillon 08PC52. Tous les échantillons ont été datés par les deux méthodes à l'exception de l'échantillon UCU4C pour lequel seule la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ a été appliquée.

V.3 Géochronologie U-Pb

La méthode d'analyse par ICP-MS et ablation laser est détaillée dans les annexes. La taille des spots d'ablation pour l'ensemble des échantillons est de 26µm. Les résultats analytiques sont présentés dans l'annexe III. Dans cette partie, les âges reportés correspondent aux âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ pour les minéraux d'âge Néoprotérozoïque (inférieur à 1 Ga) et aux âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pour les minéraux plus anciens (Paléoprotérozoïque et Archéen). Les marges d'erreur pour les analyses et les âges moyens sont à 2σ . Les images présentées dans cette partie sont des images effectuées au Microscope Electronique à Balayage (MEB) en mode électrons rétrodiffusés au service commun d'imagerie de l'Université de Montpellier II.

V.3.1. Unité orientale

Les échantillons 08PC07, 08PC11, 08PC24 et 08PC31 ont été analysés en U-Pb. Les résultats analytiques de ces échantillons sont présentés dans l'annexe V. Les résultats sont présentés d'Est en Ouest :

V.3.1.a Orthogneiss 08PC07

Une partie des zircons analysés est représentée sur la figure V.3A. Les grains sont de forme allongée et leur taille varie de 120µm à 250µm. Ils ont un caractère sub-automorphe où l'arrondissement des terminaisons suggère une corrosion métamorphique. Les structures internes de grains B et C présentent un zonage oscillatoire caractéristique d'une croissance magmatique. Les grains A et B présentent des cœurs hérités bien visibles indiquant un recyclage crustal dans la genèse des magmas. L'ensemble de ces caractéristiques est cohérent avec des zircons magmatiques ayant subi un événement métamorphique, responsable de l'aspect émoussé des terminaisons.

Vingt-huit analyses ont été effectuées sur vingt quatre grains (Tableau V.1). La grande majorité des analyses présente un fort degré de concordance ($\pm 5\%$) et permet de définir une discordia recoupant la courbe Concordia à 1982 ± 5 Ma et -17 ± 140 Ma (MSWD = 0.7; n = 28) (Figure V. 4). La bonne concordance des points analytiques permet de calculer une moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pour les points les plus concordant (n = 27/28) de 1981 ± 5 Ma, en bon accord avec l'âge obtenu par régression et interprété comme l'âge de mise en place et de cristallisation du magma granitique. On notera que l'intercept inférieur, proche de zéro, indique une éventuelle reprise faible au cours d'événement post-cristallisation. Sur la base de ce résultat, il n'est donc pas possible de préciser l'âge de la déformation et du métamorphisme associé.

V.3.1.b Granite 08PC11

Une partie des grains de zircon analysés est reportée sur la Figure V.3B. La taille des grains est comprise entre 100 et 200µm. Les grains présentent des formes sub-automorphes avec un arrondissement des terminaisons. Le zonage oscillatoire bien exprimé (grains D et E) indique une croissance magmatique. Le grain F présente une zone blanche (riche en U) qui est transgressive sur les structures originelles. Comme pour l'échantillon précédent, l'ensemble de ces observations est compatible avec une origine magmatique des grains ayant sans doute enregistré l'effet d'un événement métamorphique.

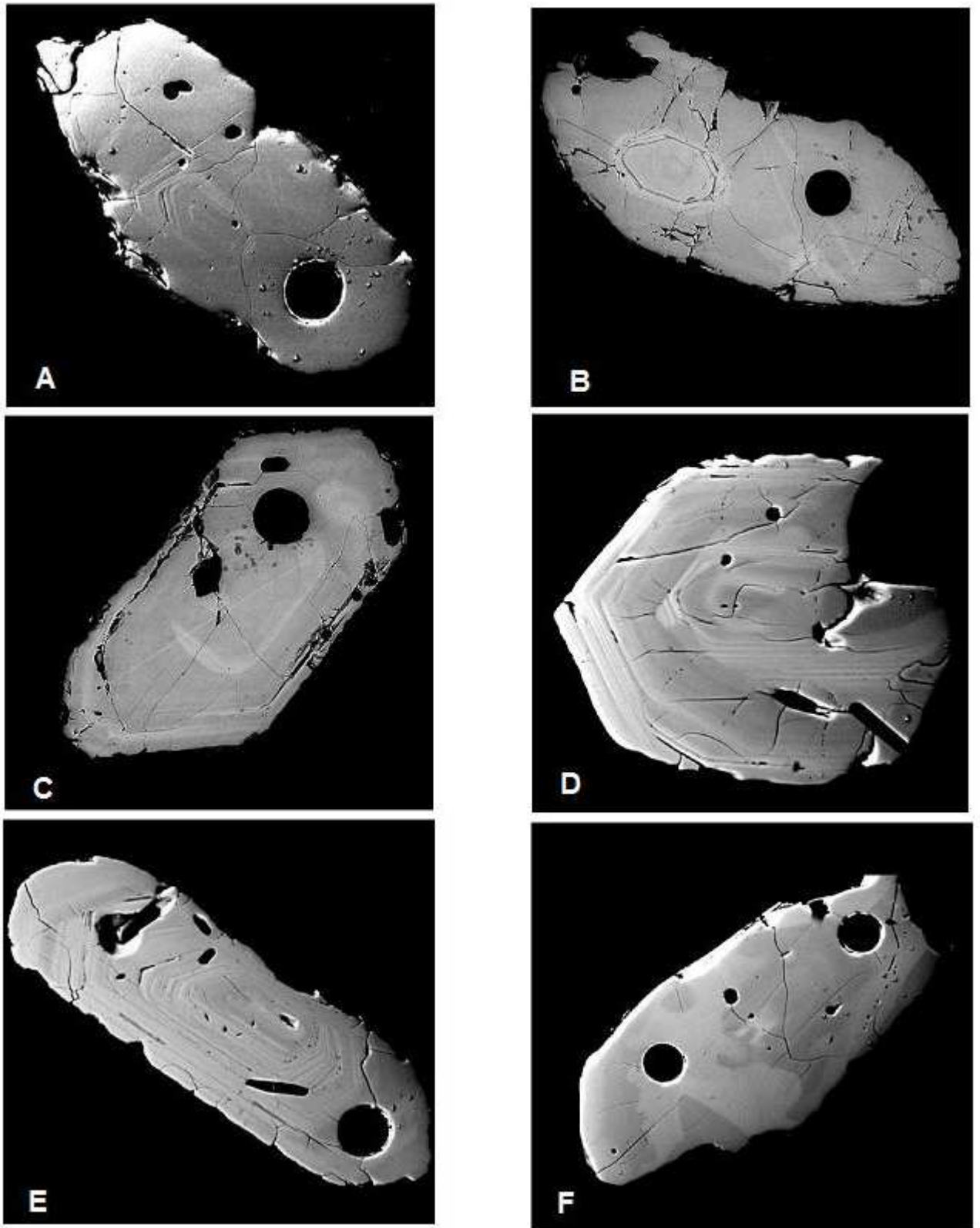


Figure V.3 : Images de microscopie électronique à balayage (MEB) des grains de zircon de deux échantillons de l'unité orientale : (A,B,C) orthogneiss 08PC07 et (D,E,F) granite 08PC11. La taille des cratères d'ablation est de 26 μ m.

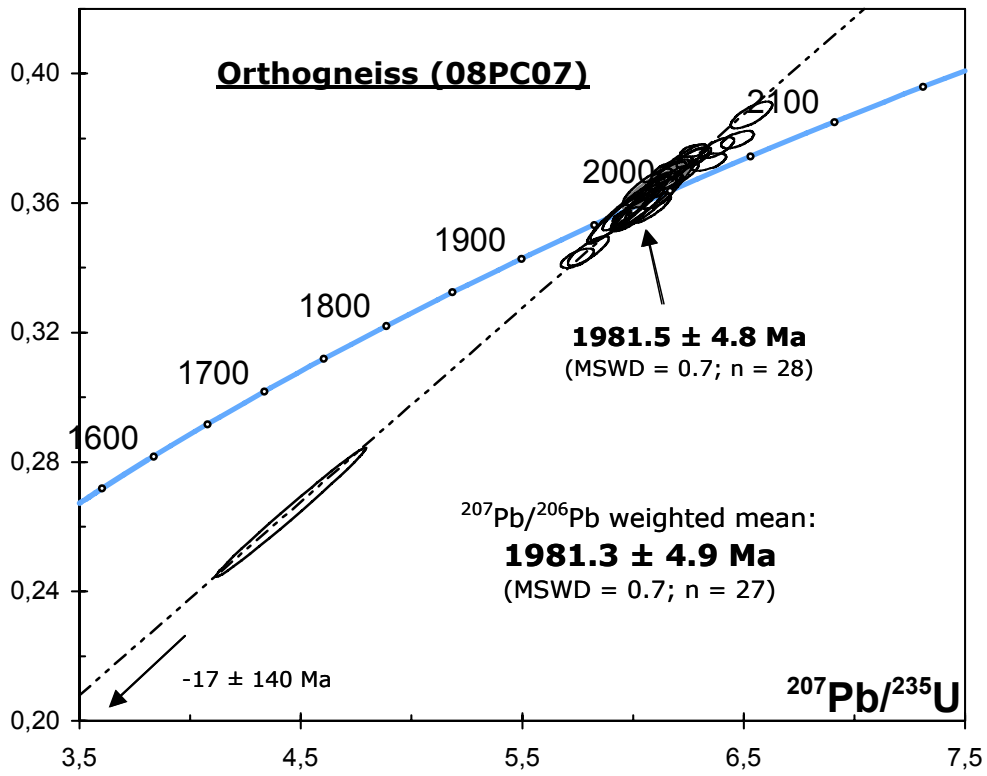


Figure V.4 : Diagramme Concordia pour les zircons de l'orthogneiss 08PC07.

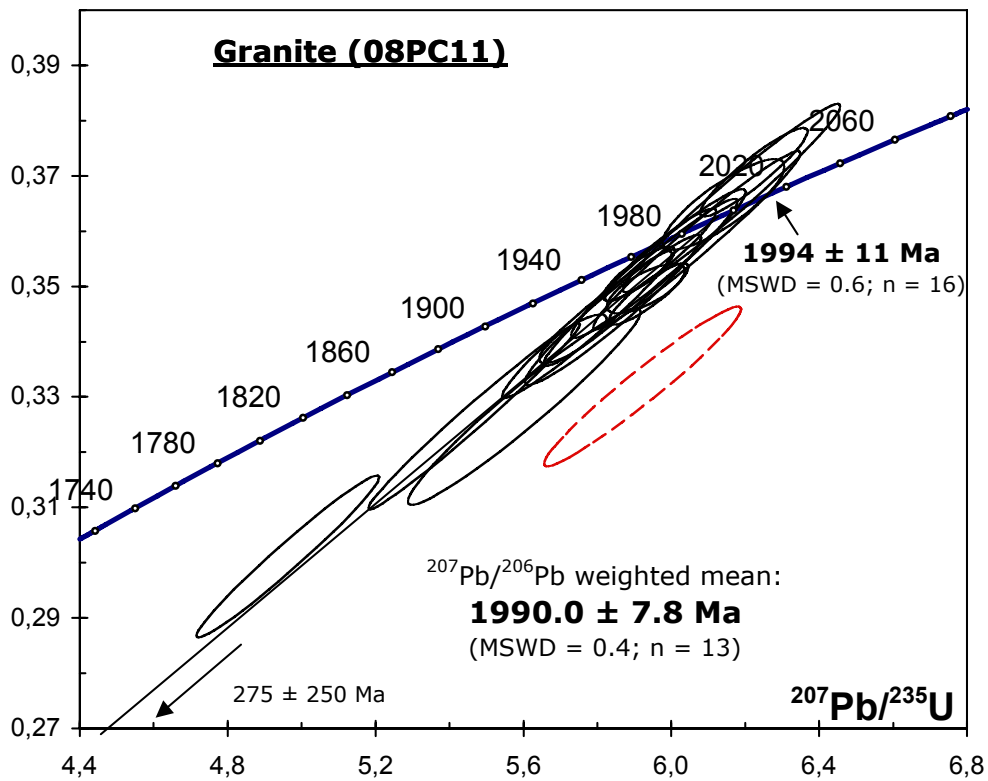


Figure V.5: Diagramme Concordia pour les zircons du granite 08PC11.

Les résultats sont reportés dans le tableau V.1 et sur la figure V.8. Dix sept analyses ont été réalisées sur quinze grains de cet échantillon. Seize analyses sont alignées suivant une discordia fournissant un âge par intercept supérieur de 1994 ± 11 Ma (MSWD = 0.6, n = 16). Treize analyses sont concordantes aux marges d'erreur près et fournissent une moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1990 ± 8 Ma (MSWD = 0.4, n = 13). Cet âge est interprété comme correspondant à la mise en place et à la cristallisation du magma granitique. Une analyse réalisée au cœur d'un cristal fournit un âge plus ancien de 2090 ± 33 Ma (2σ) indiquant la présence d'un composant hérité. Ce granite a été prélevé près du granite de Vista Alegre dont l'âge maximum de mise en place est d'environ 1967 Ma (Cahen et al. 1979).

V.3.1.c. Micaschiste 08PC24

Les zircons de cet échantillon sont légèrement brunâtres, et automorphes pour la plupart ce qui suggère une origine magmatique et une histoire sédimentaire simple. Observés au microscope électronique les grains ne présentent pas de structures internes clairement identifiables (Figure V.6). On remarque cependant des restes de zonage oscillatoire (grain A et B), cohérent avec une cristallisation magmatique.

De façon surprenante pour un micaschiste, les dix-neuf zircons analysés présentent des âges apparents $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ très homogènes (Tableau V.1), compris entre 1936 et 1966 Ma et peuvent être alignés suivant une discordia (figure V.7) recoupant la courbe Concordia à 1957 ± 8 Ma et 123 ± 300 Ma (MSWD = 0.6, n = 19). L'alignement observé peut être interprété comme correspondant à des modèles de discordance U-Pb pour des grains d'âges identiques ou voisins et ayant subi une évolution similaire. L'âge par intercept supérieur (1957 ± 8 Ma) représente dans ce cas l'âge moyen des roches sources ayant fourni les zircons détritiques de ce micaschiste. La faible variation des âges apparents (environ 30 Ma) ainsi que le bon alignement des points expérimentaux suggère une région source homogène d'un point de vue chronométrique et la bonne préservation des formes automorphes des grains, un transport de faible amplitude et donc une origine locale. Le grain le plus jeune (#24-12), sub-concordant (97.1%) à 1936 ± 18 Ma (2σ) fournit également un âge maximum pour le dépôt des sédiments.

V.3.1.d Micaschiste 08PC31

Observés au microscope électronique, les zircons de cet échantillon présentent une diversité de forme et de couleur suggérant des origines variées (Figure V.6). Les grains sont de forme arrondie (grain A, B et C) à sub-automorphe (grain D) qui peut être attribuée à un transport sédimentaire important et/ou à une corrosion métamorphique. Les grains observés ne présentent pas de structure interne visible. Le grain C présente cependant un cœur hérité dans sa partie centrale.

Les données analytiques (Tableau V.1) sont reportées dans le diagramme Concordia (Figure V.8). Les résultats expérimentaux montrent une grande diversité d'âge, avec des âges apparents $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ compris entre 1865 et 2575 Ma. Ceci est en accord avec l'origine détritique des grains. D'une façon générale, les points sont disposés suivant un polygone de crise dont les sommets sont d'environ 2600, 1960 et 500 Ma. La borne à c. 1.96 Ga est bien définie par deux analyses concordantes à 1959 ± 22 Ma (2σ) et 1974 ± 32 Ma (2σ) qui traduisent la présence de composants éburnéens

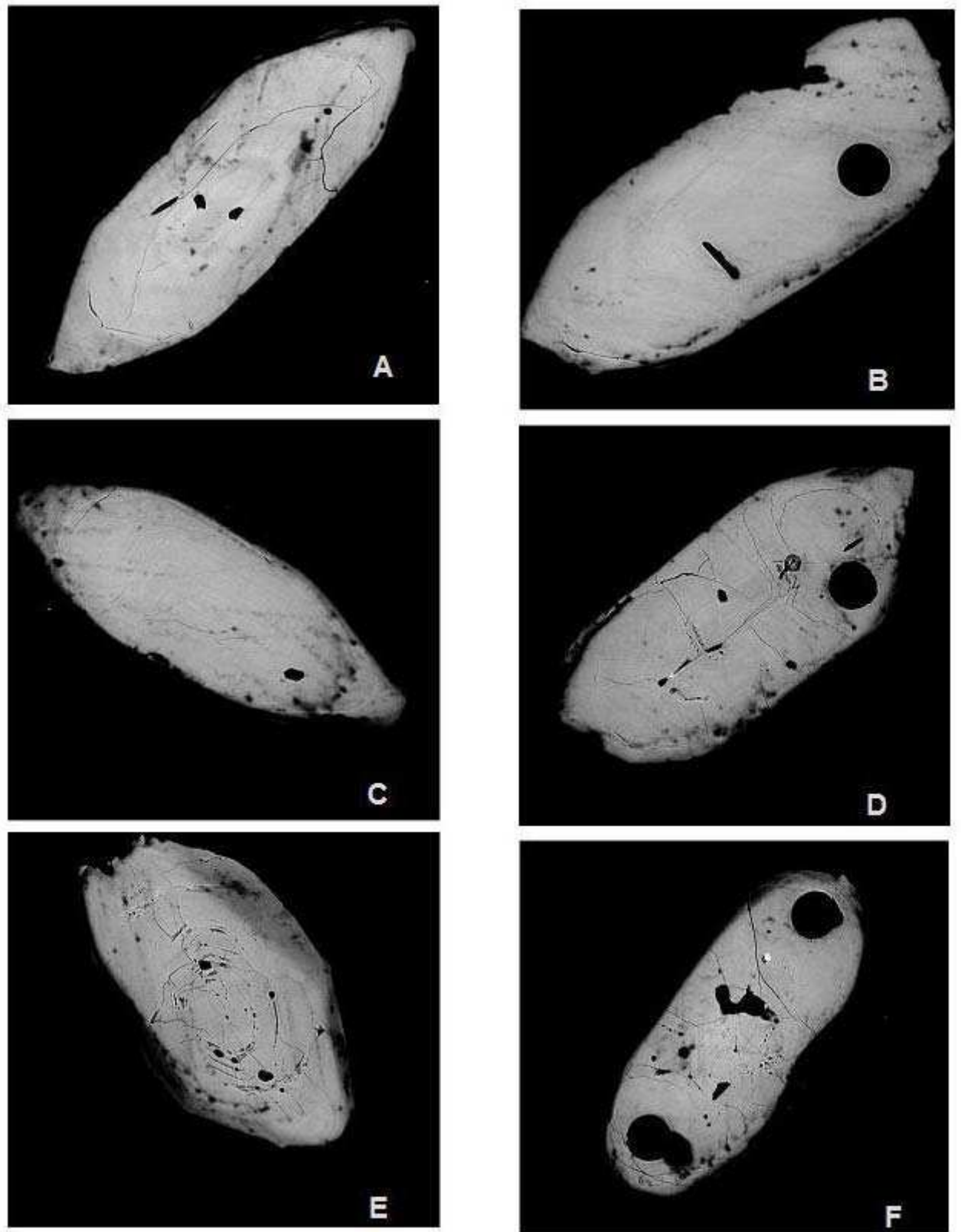


Figure V.6 : Images de microscopie électronique à balayage (MEB) des grains de zircon des micaschistes à disthène-staurotite de l'unité orientale : (A, B, C, D) 08PC24 et (E, F) 08PC31. La taille des cratères d'ablation est de 26 μ m.

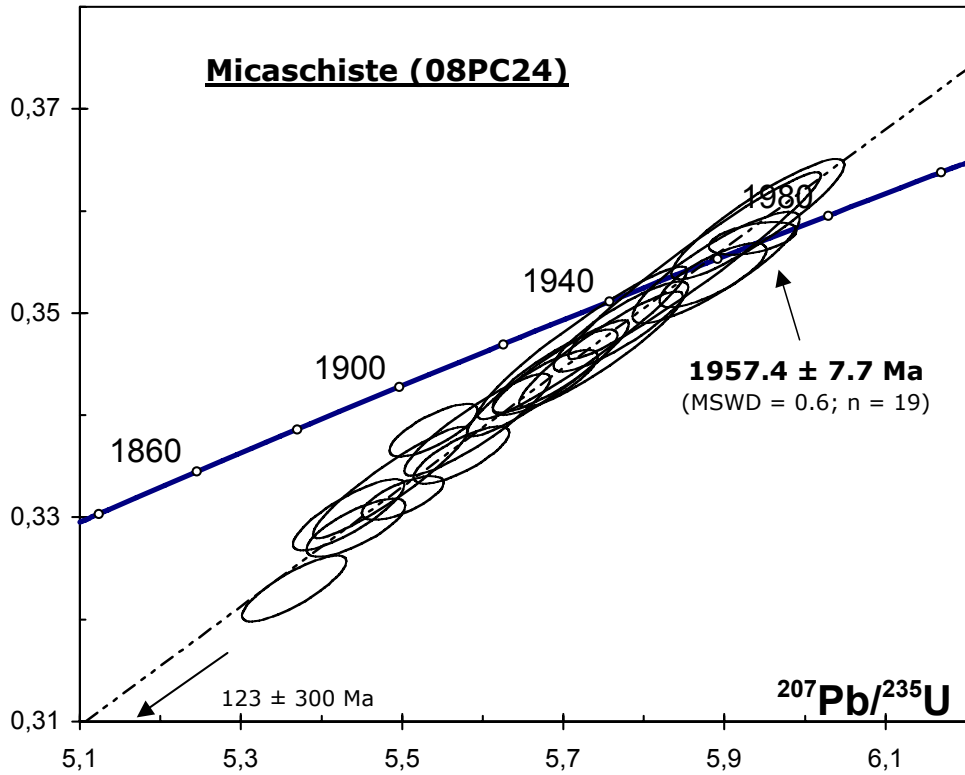


Figure V.7 : Diagramme Concordia pour les zircons du micaschiste 08PC24.

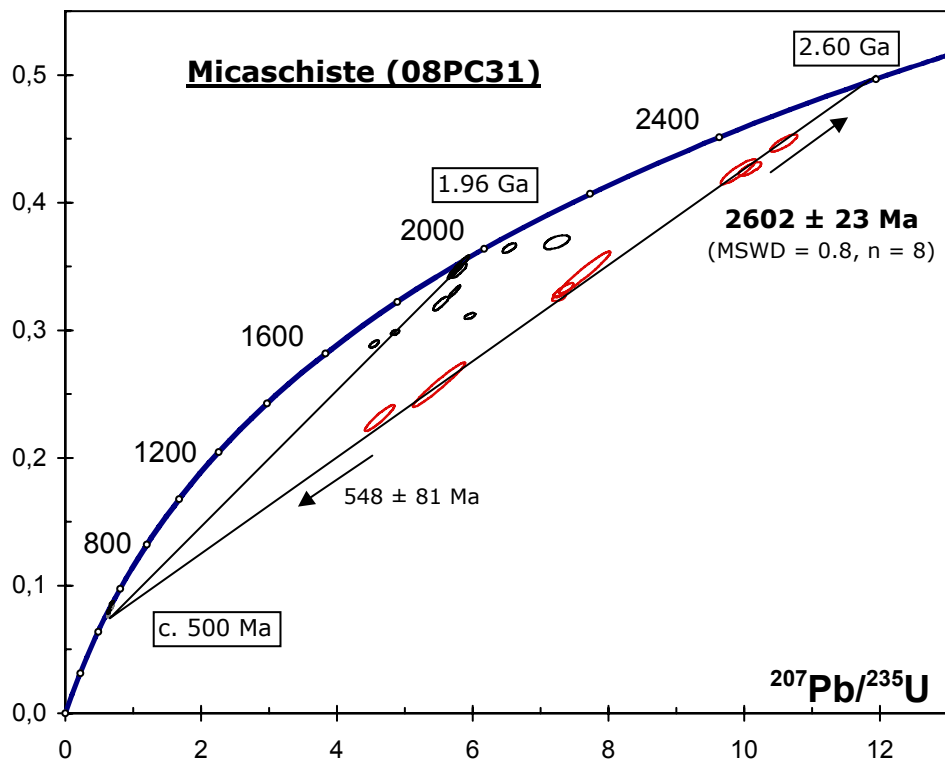


Figure V.8: Diagramme Concordia pour les zircons du micaschiste 08PC31.

au niveau des zones sources. L'âge de 1959 ± 22 Ma (2σ) constitue également un âge maximum pour le dépôt des sédiments. Il est en bon accord avec l'âge maximum de dépôt obtenu précédemment pour l'échantillon 08PC24 (1936 ± 18 Ma). L'âge maximum de dépôt pour les sédiments des deux micaschistes 08PC24 et 08PC31 est identique aux marges d'erreur, et significativement plus jeune que l'âge des deux granitoides 08PC07 (1981 ± 5 Ma) et 08PC11 (1990 ± 8 Ma). Ceci indique que ces deux granitoides représentent le socle Eburnéen sur lequel se dépose une séquence sédimentaire représentée par les deux micaschistes.

La borne à 2600 Ma est moins bien définie, mais trois points expérimentaux dont les degrés de discordance sont voisins de 10% présentent des âges apparents $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ compris entre 2552 et 2575 Ma. Une projection de ces points à partir d'un intercept inférieur à environ 500 Ma produit un âge moyen proche de 2600 Ma (2602 ± 23 Ma), suggérant la présence de composants d'âge Archéen tardif dans la zone source d'approvisionnement des sédiments. De tels âges sont reconnus au Sud, dans le horst de Kwanza, et dans des affleurements du socle situés dans la partie centrale de l'Angola ou à l'Est (Central and Cuango Shield) (Carvalho et al., 2000). Comme dans le cas de l'échantillon 08PC24 on peut donc envisager des sources locales.

La plupart des analyses présentent des degrés de discordance importants, indiquant des pertes en plomb lors d'un ou de plusieurs événements perturbateurs. Parmi les vingt-quatre points obtenus, sept sont concordants entre 490 et 540 Ma. Ces sept analyses proviennent de zones de bordure représentant des surcroissances métamorphiques. Ceci est en bon accord avec les rapports Th/U de ces zones qui sont très bas (compris entre 0.002 et 0.06). Cette caractéristique est souvent attribuée aux zircons métamorphiques formés à l'état solide. Parmi ce groupe d'analyse, on peut noter que les points expérimentaux se répartissent en deux groupes. Un premier est constitué par deux analyses concordantes à environ 530 Ma et qui fournissent un âge moyen de 533 ± 10 Ma (MSWD = 0.2, n = 2). Les teneurs en U de ces deux analyses sont comprises entre 469 et 532 ppm. Un deuxième lot, plus important, est constitué par quatre analyses concordantes à environ 500 Ma. Une moyenne pondérée des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ fournit un âge distinct et significativement plus jeune de 492 ± 4 Ma (MSWD = 0.3, n = 4). Outre cette différence d'âge, ces surcroissances sont caractérisées par des teneurs en U nettement plus élevées (entre 1180 et 1922 ppm avec une moyenne de 1557 ppm). Cette différence suggère que les minéraux précurseurs, source de l'U n'étaient pas les mêmes et/ou que l'U a été rendu plus mobile lors du second événement métamorphique, probablement en raison de l'intervention d'une phase fluide. Le septième point se reporte en position intermédiaire à 514 ± 4 Ma ($2s$). Il peut correspondre soit à un autre épisode de néocroissance de zircon, ou bien plus probablement à un mélange entre une surcroissance ancienne (530 Ma) et une plus récente (492 Ma). Ceci est en accord avec la teneur en U (1190 ppm) de cette analyse, qui se situe dans la partie basse des surcroissances riches en U. La formation des surcroissances datées à 530 ± 11 Ma et 492 ± 4 Ma est attribuée à deux épisodes métamorphiques distincts.

V.3.2 Unité occidentale

Les échantillons sélectionnés pour l'analyse U-Pb sur zircons et monazite : 08PC33, 08PC34, 08PC52, 08PC54, 08PC55, 09PC22, 08PC38, 08PC45, 08PC46 proviennent du secteur occidental et à l'intérieur de cette zone, certains viennent de la région d'Ucua : UCU3A, UCU3B et UCU4C. Ils correspondent à des migmatites, gneiss et granitoïdes. Les résultats des analyses U-Pb par sonde laser sont reportés ci-dessous.

V.3.2.a Métadiorite 08PC33

Les zircons de cet échantillon montrent des formes sub-automorphes (Figure V.9 A,B) dans lesquelles on observe un arrondissement des structures liées au développement de surcroissances. Le grain C présente une structure interne complexe où on peut observer un cœur hérité en position centrale entouré par un domaine zoné bien visible dans la partie inférieure droite. Ce domaine a subi un effacement (zonage tronqué) et on observe le développement d'une surcroissance massive et non zonée. L'ensemble s'accompagne de la formation de trainées blanches riche en inclusions de petite taille qui représentent un stade figé de recristallisation avec expulsion des éléments non constitutifs du réseau cristallin du zircon.

Reportés dans le diagramme Concordia, les points expérimentaux (Tableau V.2) présentent des degrés de discordance variables. L'ensemble des points permet de définir une discordia (Figure V.10) qui recoupe la courbe Concordia à 1994 ± 10 Ma et 528 ± 11 Ma. Les treize points les plus concordants ($\pm 5\%$) permettent de calculer une moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1974 ± 8 Ma (MSWD = 0.4, n = 13). Cet âge est significativement plus jeune que celui obtenu par régression, mais il est bien contraint par un lot d'analyses concordantes et il est interprété comme notre meilleure estimation de l'âge de cristallisation du magma dioritique. L'âge par intercept inférieur (528 ± 11 Ma) est interprété comme l'âge de la perturbation majeure des systèmes isotopique U-Pb dans cet échantillon et du développement des surcroissances métamorphiques observées au microscope électronique à balayage. Cet âge est bien contraint par l'analyse de deux surcroissances qui fournissent des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ concordant de 543 ± 9 Ma et de 522 ± 6 Ma (Figure V.11). Le rapport Th/U de ces deux surcroissances est faible (Th/U = 0.008 et 0.007) et distinct des autres analyses qui présentent des rapports Th/U compris entre 0.25 et 1.5 (moyenne = 0.89). L'âge par intercept inférieur est donc interprété comme datant un événement métamorphique induisant la formation de surcroissances en bordure des grains de zircons de la diorite 08PC33. Il est en bon accord avec l'âge de la plus ancienne génération de surcroissances métamorphiques (533 ± 10 Ma) détectée sur les zircons détritiques contenus dans le micaschiste 08PC11 de la zone interne orientale.

V.3.2.b Métagranodiorite 08PC34

Observés au microscope électronique à balayage (Figure V.9 C, D), les zircons de cette roche présentent des formes sub-automorphes où les terminaisons émoussées des grains sont attribuées à une corrosion métamorphique. Le zonage oscillatoire bien exprimé (grain A et B) traduit une croissance magmatique. Le grain B, présente un micro-cœur hérité en position centrale. Les données analytiques obtenues sur les zircons de cet échantillon sont présentées dans le tableau V.2. Reportés dans le diagramme Concordia (Figure V.12), les points sont faiblement discordants et leur alignement permet de définir une discordia dont les intercepts avec la courbe Concordia sont de 1965 ± 6 Ma et 282 ± 190 Ma (MSWD = 0.8;

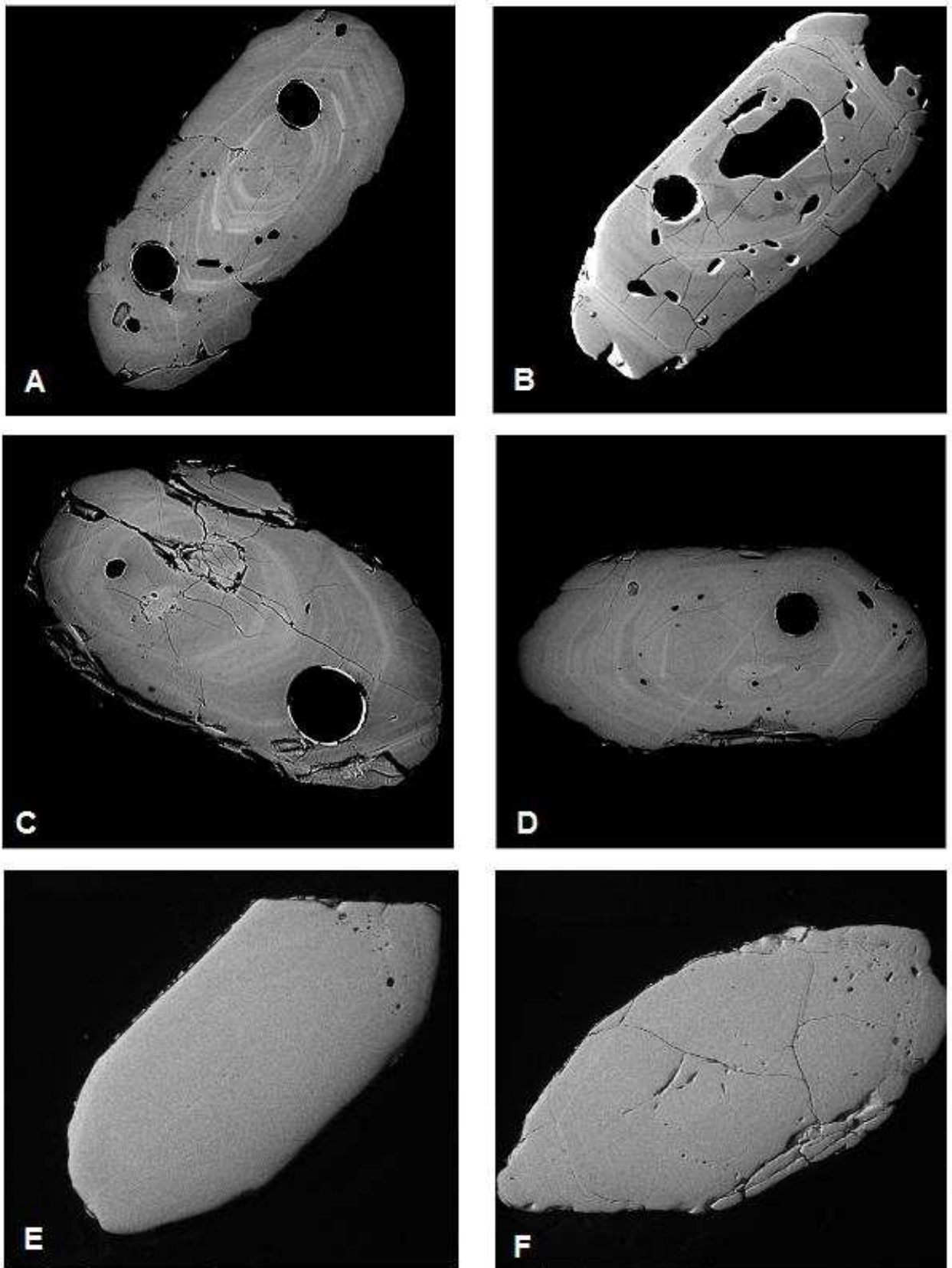


Figure V.9 : Images de microscopie électronique à balayage (MEB) des grains de zircon des échantillons : (A, B) 08PC33 métadiorite, (C, D) 08PC34 granodiorite (E, F) et 08PC40 paragneiss

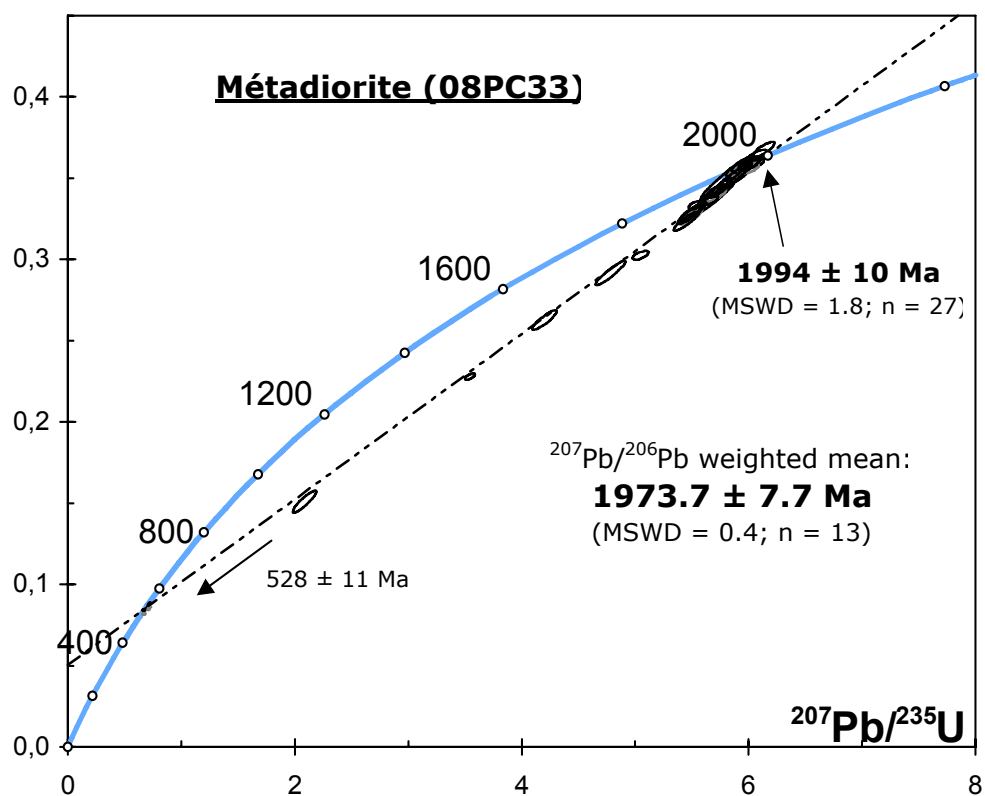


Figure V.10: Diagramme Concordia pour les zircons de la métadiorite 08PC33.

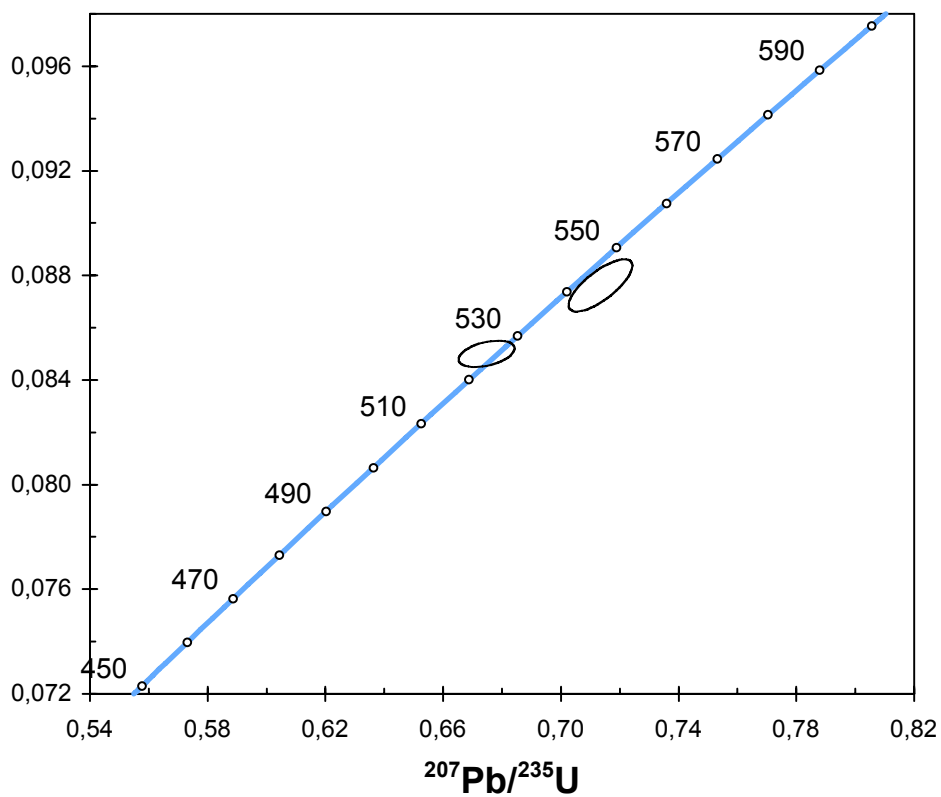


Figure V.11: Zoom partie inférieure de la figure V.10

n=28). L'âge défini par intercept supérieur est identique à la moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenue à partir de 21 points concordants qui fournissent un âge de 1966 ± 6 Ma (MSWD = 0.6, n = 21). Ces deux âges n'étant pas différents, nous concluons que les analyses concordantes ou sub-concordantes datent la mise en place et la cristallisation du magma granodioritique. Il est intéressant de noter que contrairement à l'échantillon précédent (08PC33) pour lequel des surcroissances métamorphiques ont été observées, l'influence des différents événements métamorphiques n'a pas été enregistrée par le système U-Pb des zircons de cette roche.

V.3.2.c Paragneiss 08PC40

Cet échantillon contient des monazites (Figure V.9 E, F) qui ont été analysées par sonde laser (Tableau V.2). L'ensemble des analyses ne fournit pas une répartition simple (Figure V.13), mais indique une distribution suivant plusieurs populations d'âges distincts. On observe ainsi des groupements entre 554-565 Ma (groupe 1; n = 6), 539-544 Ma (groupe 2; n = 5), 509-523 Ma (groupe 3; n = 6) et 488-493 Ma (groupe 4; n = 4). Les quatre groupes ne se distinguent pas suivant leurs teneurs en U, puisque les trois groupes les plus anciens présentent des teneurs en U de 1498 ± 519 , 1457 ± 402 et 1589 ± 337 ppm respectivement. Seul le groupe des monazites les plus jeunes (c. 490 Ma) présente une teneur légèrement plus élevée de 1907 ± 205 ppm, mais l'écart entre les différents groupes n'est pas significatif. On observe cependant que parmi ces quatre groupes, certains présentent dans le diagramme Concordia un étalement en dehors des marges d'erreurs analytiques, suggérant qu'ils ne forment pas des populations homogènes d'un point de vue chronométrique. Ceci est particulièrement évident pour les monazites du groupe 3. L'étalement des monazites de ce groupe le long de la courbe Concordia, peut alors être interprété comme résultant d'une perturbation du système U-Pb de ces minéraux. Dans cette hypothèse, on peut les rattacher à un groupe plus ancien plutôt que de leur attribuer une signification propre. Les groupes 2 et 4 sont les plus homogènes et permettent de calculer des âges 541 ± 3 Ma (MSWD = 0.5) et de 490 ± 2 Ma (MSWD = 0.6) respectivement. L'âge de c. 540 Ma est comparable à celui d'une génération de surcroissances observée pour les zircons de la métadiorite 08PC33 (541 ± 9 Ma) et du micaschiste 08PC31 (533 ± 10 Ma). De plus, on peut aussi noter que l'âge le plus récent est identique à celui des surcroissances métamorphiques riche en U (492 ± 4 Ma) observées sur les zircons détritiques du micaschiste 08PC31. On peut donc relier l'âge de deux événements métamorphiques qui se produisent simultanément dans la zone interne orientale et occidentale de la partie Nord-Ouest de l'Angola et qui se traduisent par le développement de surcroissances métamorphiques sur des cristaux de zircons et par la croissance synchrone de monazites métamorphiques. Le groupe 1 quant à lui indique clairement la présence d'un événement antérieur aux deux déjà enregistrés. Les analyses de ce groupe présentent une légère dispersion des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (de 554 à 565 Ma), qui peut être attribuée à des perturbations liées aux événements datés à 530-540 et 490 Ma. La moyenne pondérée de ces analyses fournit un âge de 558 ± 5 Ma (MSWD = 2.6, n = 6) considéré comme datant un épisode de croissance précoce des monazites dont la signification reste à préciser. La présence dans cette roche d'au moins trois générations de monazite est inhabituelle. Elles indiquent que la croissance de ce minéral a été influencée par plus d'un événement et que, une fois formées, les monazites n'ont pas réagi de façon homogène au cours des différents événements qui ont conduit à la formation des autres générations. Des exemples de croissance multiple sont connus pour ce minéral en domaine métamorphique (e.g. Bosch et al., 1996; 2002) et ils ont été interprétés comme reflétant la robustesse de ce minéral, au delà de la température de fermeture nominale de la monazite ($\geq 725^\circ\text{C}$, Copeland et al., 1988).

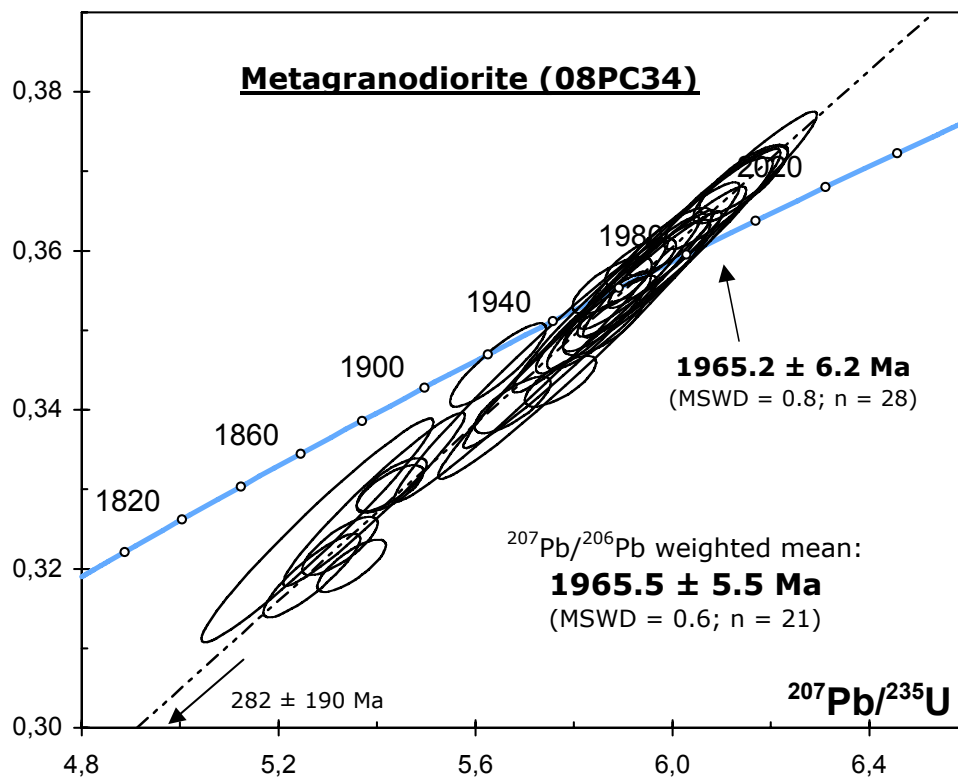


Figure V.12: Diagramme Concordia des zircons de l'échantillon 08PC34.

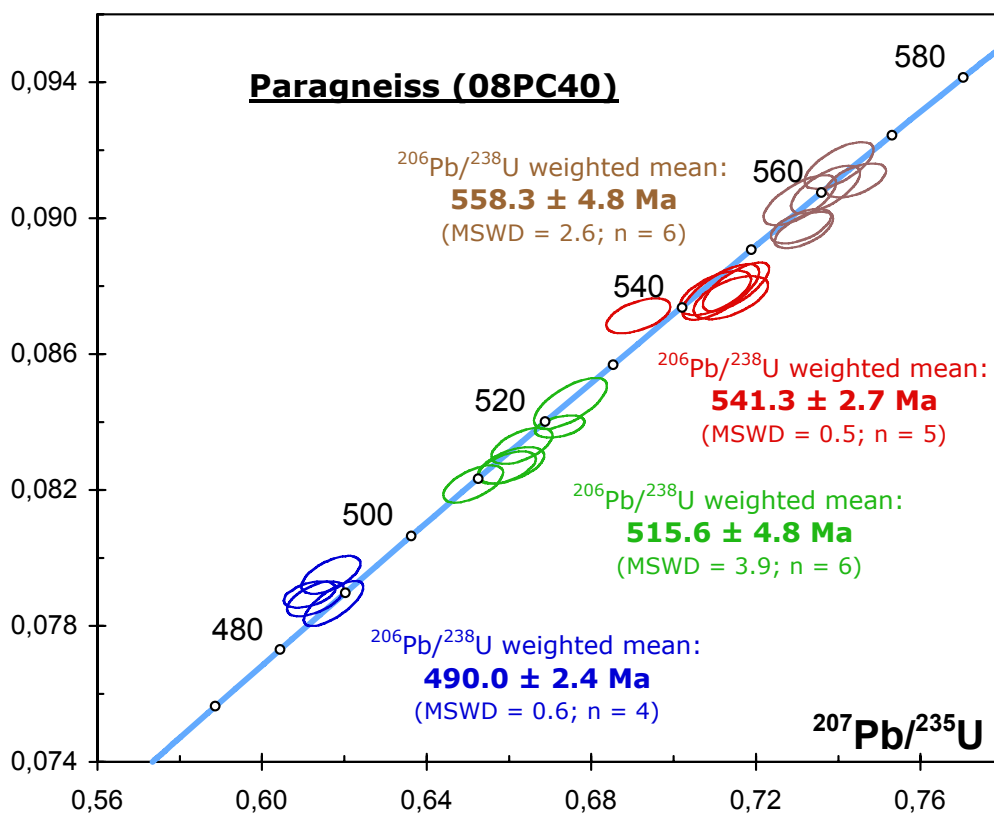


Figure V.13: Diagramme Concordia pour les monazites du gneiss 08PC40

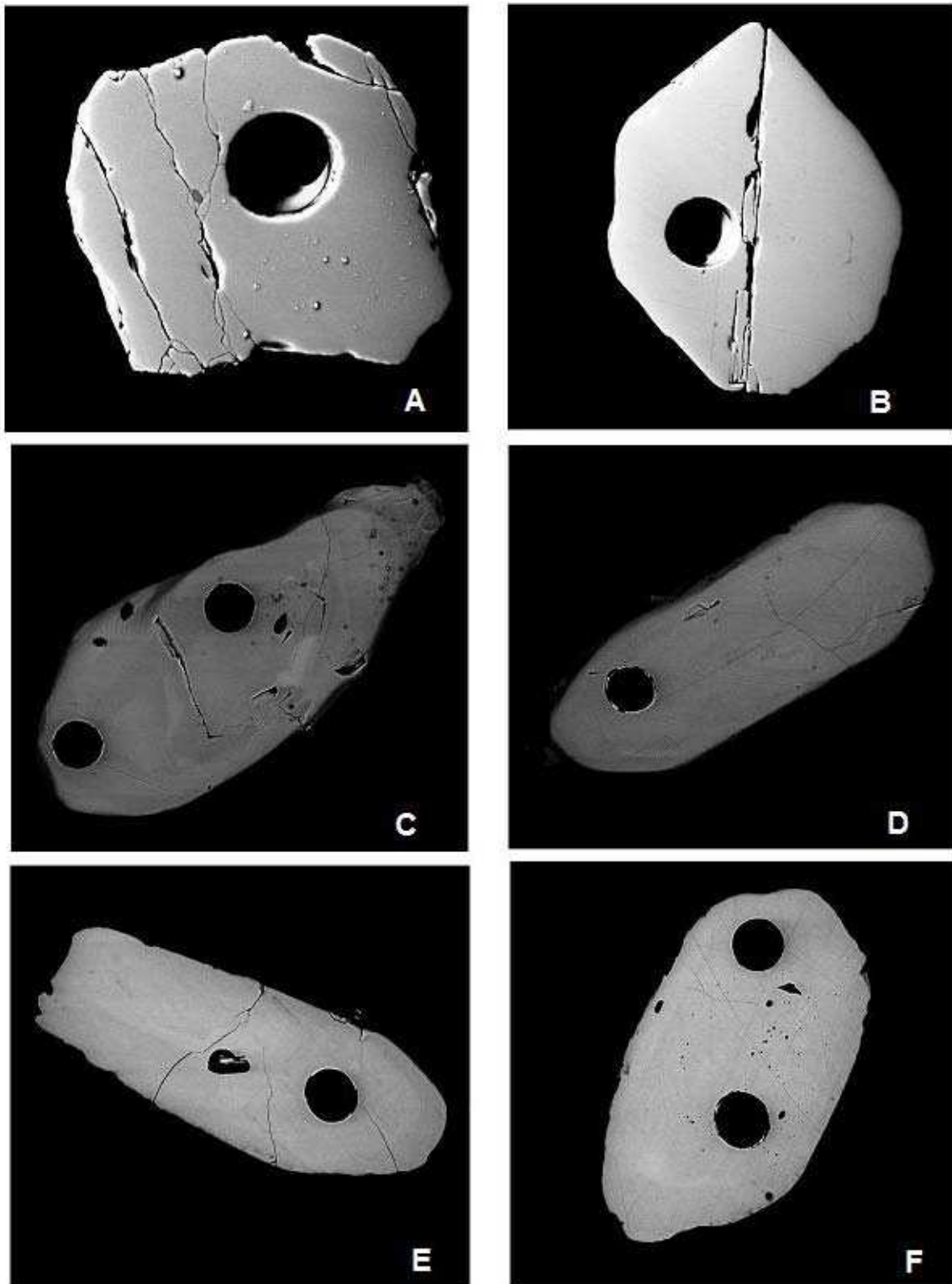


Figure V.14 : Images de microscopie électronique à balayage (MEB) des grains de zircon des échantillons : (A, B) 08PC52 amphibolite. (C, D) 08PC54 migmatite, (E, F) 08PC55 migmatite

V.3.2.d Amphibolite 08PC52

Observés sous loupe binoculaire, les zircons de cet échantillon sont incolores et translucides, sans inclusions ou cœur hérité visible (Figure V.14 A, B). Leur forme est automorphe.

Les rapports Th/U mesurés sur ces grains sont homogènes (Tableau V.2) et compris entre 0.01 et 0.14. Ces valeurs sont classiquement attribuées à des zircons métamorphiques (Williams and Claesson, 1981) ou cristallisant dans de faibles volumes de magmas ou la cristallisation de minéraux fractionnant le Th par rapport à l'U (e.g. apatite) laisse un liquide à rapport Th/U faible (filonnets ou veines, cf Mondou et al., 2010). Les grains analysés présentent des teneurs en U et Pb radiogénique très faibles, entre 0.5 et 2.3 ppm (moyenne: 1.3 ppm) et entre 50 et 170 ppb (moyenne: 110 ppb) respectivement. Ces valeurs sont remarquablement faibles pour des zircons et sont responsables des marges d'erreurs relativement élevées obtenues sur ces cristaux. Les bas rapports Th/U et les faibles teneurs en U suggèrent une origine métamorphique mais la forme automorphe des grains n'est pas consistante avec une croissance à l'état solide, mais au contraire indique une croissance à partir d'un liquide. La nature basaltique du protolithe (cf Chapitre IV) permet toutefois d'exclure une origine à partir de l'amphibolite et nous proposons que ces cristaux proviennent de filonnets injectés dans l'amphibolite et représentant des jus de fusion. Reportés dans le diagramme Concordia (Figure V.15), les dix points analysés présentent des rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ cohérents. L'ensemble des données fournit une moyenne pondérée des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 521 ± 7 Ma (MSWD = 0.7, n = 9) interprétée comme datant la formation des zircons.

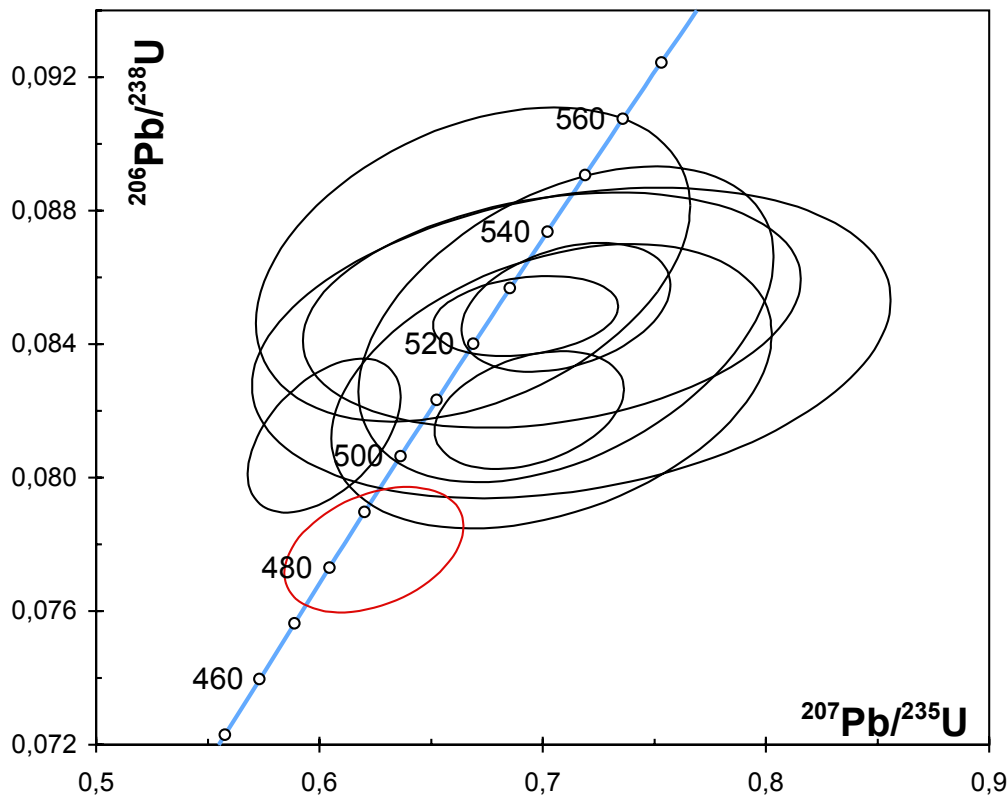


Figure V.15: Diagramme Concordia pour les zircons de l'amphibolite 08PC52.

V.3.2.e Migmatite d'Ucù : 08PC54 et 08PC55

Deux échantillons de migmatite ont été prélevés à proximité de la ville d'Ucù. Les zircons extraits de la migmatite PC54 présentent des formes sub-automorphes (Figure V.14 C, D) alors que ceux de la migmatite 08PC55 ont des formes plus arrondies (Figure 14 E, F). Cette observation tend à suggérer que les protolithes des deux échantillons pourraient correspondre à des matériaux ortho- et para-dérivés respectivement. De plus, dans l'échantillon 08PC54 les terminaisons automorphes sont modifiées par le développement de fines excroissances (grain D et partie supérieure droite du grain C).

Pour la migmatite 08PC54, vingt-huit analyses (Tableau V.2) ont été effectuées sur vingt-quatre grains (Figure V.16). Globalement, la distribution des analyses dans le diagramme Concordia se fait suivant deux groupes. Le groupe le plus important comprend onze analyses présentant des âges compris entre 565 ± 17 Ma et 620 ± 14 Ma. Ce groupe comprend onze analyses présentant des rapports Th/U bas (de 0.02 à 0.11) ainsi que trois analyses à rapports Th/U plus élevés (0.29 et 0.60) suggérant qu'il ne s'agit pas d'une population homogène. Trois interprétations sont possibles en ce qui concerne les zircons à faible rapport Th/U. Ils peuvent représenter une croissance métamorphique à l'état solide (e.g. Williams et Claesson, 1981), ou bien une croissance magmatique dans de faible volume de liquide comme cela a été décrit dans les leucosomes (e.g. Mondou et al., 2010), ou bien encore des processus de recristallisation incomplète de zircons magmatiques (Pidgeon 1992). La coexistence dans ce groupe, d'analyses à rapport Th/U bas (< 0.1) et élevé (> 0.2) suggère plutôt des processus de recristallisation incomplète d'une population magmatique. La meilleure estimation de l'âge de cette population est donc fournie par la régression de l'ensemble de ces points qui fournit des âges de 591 ± 14 Ma et 231 ± 340 Ma (MSWD = 0.8,

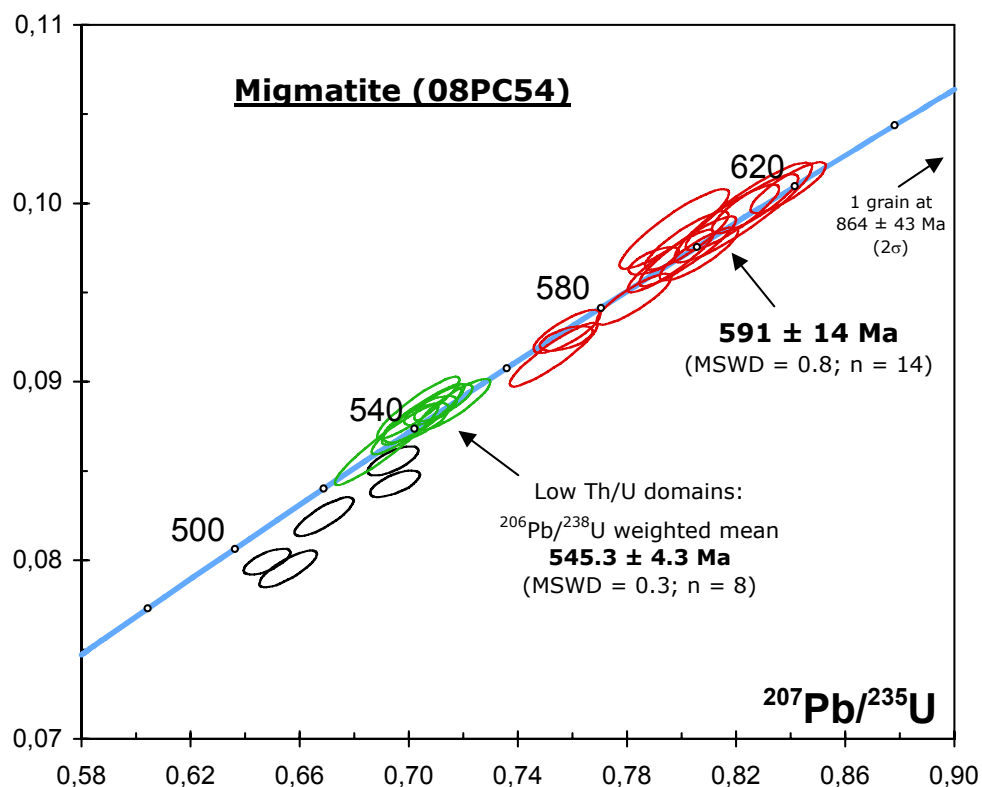


Figure V.16: Diagramme Concordia pour les zircons de la migmatite 08PC54.

n=14) par intercept supérieur et inférieur respectivement. Cet âge est compatible avec l'âge du grain le plus vieux présentant un rapport Th/U élevé (609 ± 18 Ma, 2s). L'âge de 591 ± 14 Ma est donc interprété comme celui du protolithe ayant subi la fusion partielle lors de l'épisode de migmatitisation. Un deuxième groupe de zircon, clairement visible sur le diagramme Concordia, est constitué par huit analyses concordantes à environ 535-550 Ma. Ces huit analyses présentent toutes des rapports Th/U bas, compris entre 0.01 et 0.08 et ont été obtenu, soit sur des surcroissances autour de grains plus vieux, soit sur des grains entiers. Ce groupe présente un âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ moyen de 545 ± 4 Ma (MSWD = 0.3, n = 8) interprété comme l'âge de la migmatitisation. Enfin on notera également un grain plus ancien concordant à 864 ± 43 Ma (2s) et qui traduit la présence d'un composant hérité.

Pour la migmatite 08PC55, les données analytiques (Tableau V.2) sont reportées dans le diagramme Concordia (Figure V.17). L'ensemble des résultats présente une répartition simple permettant de calculer une discordia qui fournit par intercept supérieur et inférieur des âges de 1989 ± 26 Ma et 538 ± 10 Ma (MSWD = 2.4, n = 9). Les âges anciens (> 1.9 Ga) ont été obtenus sur les parties centrales de grains ou sur des grains entiers présentant des rapports Th/U compris entre 0.6 et 0.9. Parmi ces quatre analyses, deux sont concordantes à 1960 ± 25 Ma et 1962 ± 27 Ma (2s) et fournissent une moyenne pondérée de 1961 ± 18 Ma (2σ). La forme sub-automorphe des grains et la concordance des deux analyses permet d'interpréter l'âge de 1961 ± 18 Ma comme celui de l'un des composant hérité ayant subi la fusion partielle. Les quatre autres analyses ont été obtenues sur des surcroissances autour de grains et présentent des rapports Th/U très bas, compris entre 0.03 et 0.04, typiques de zircons métamorphiques. Ces quatre analyses permettent de calculer une moyenne des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 541 ± 4 Ma (MSWD = 0.5, n = 4) interprété comme l'âge de la migmatitisation. Il est identique à l'âge obtenu pour la migmatite 08PC54 (545 ± 4 Ma).

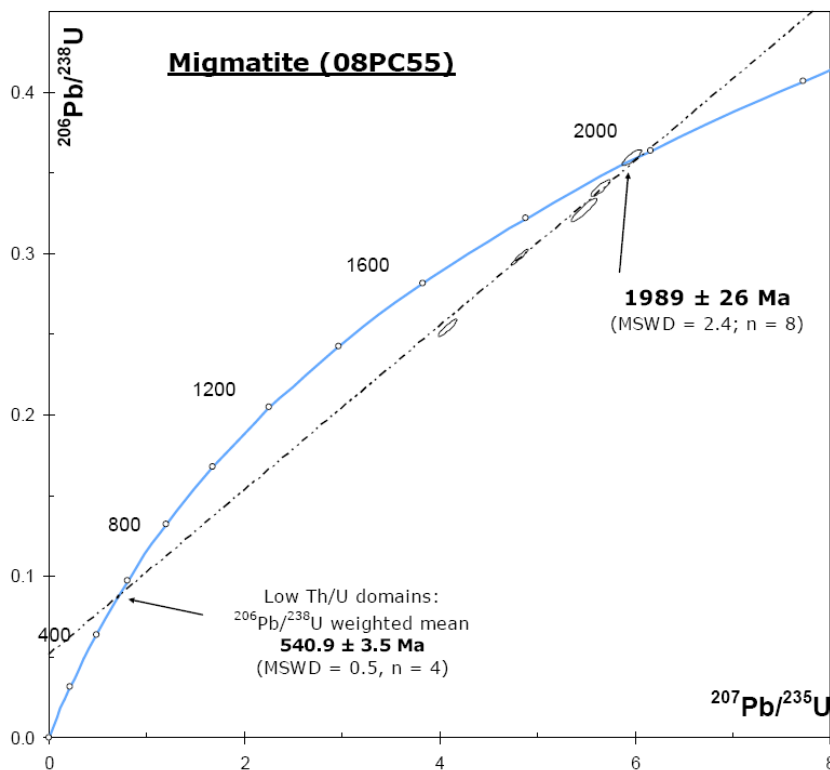


Figure V.17: Diagramme Concordia les zircons de la migmatite 08PC55.

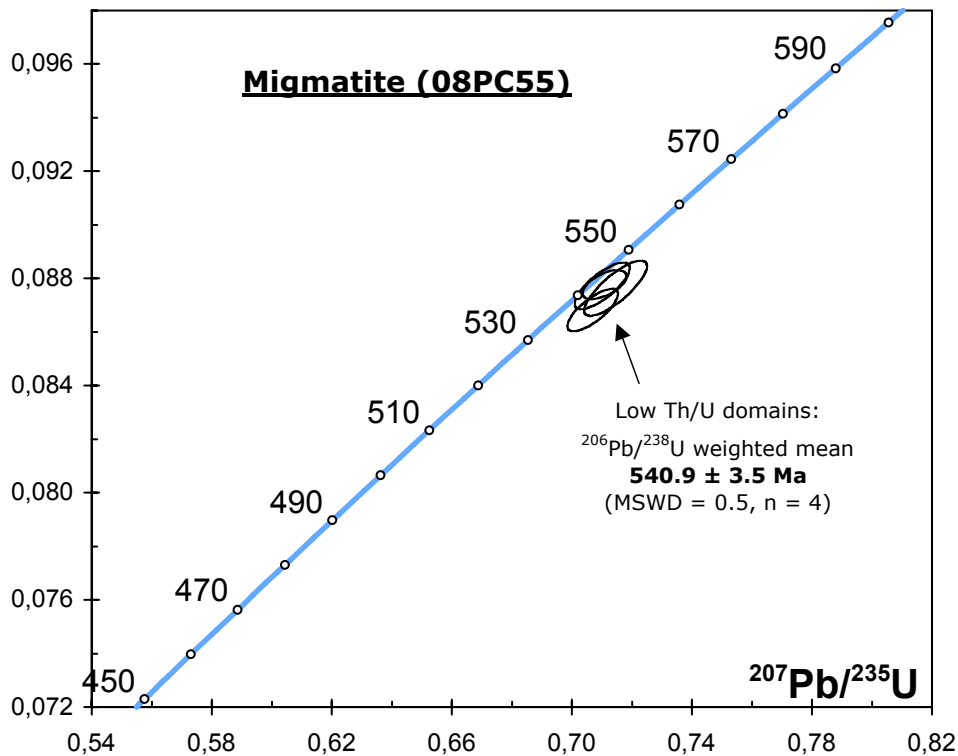


Figure V.18 Zoom partie inférieure de la figure V.17

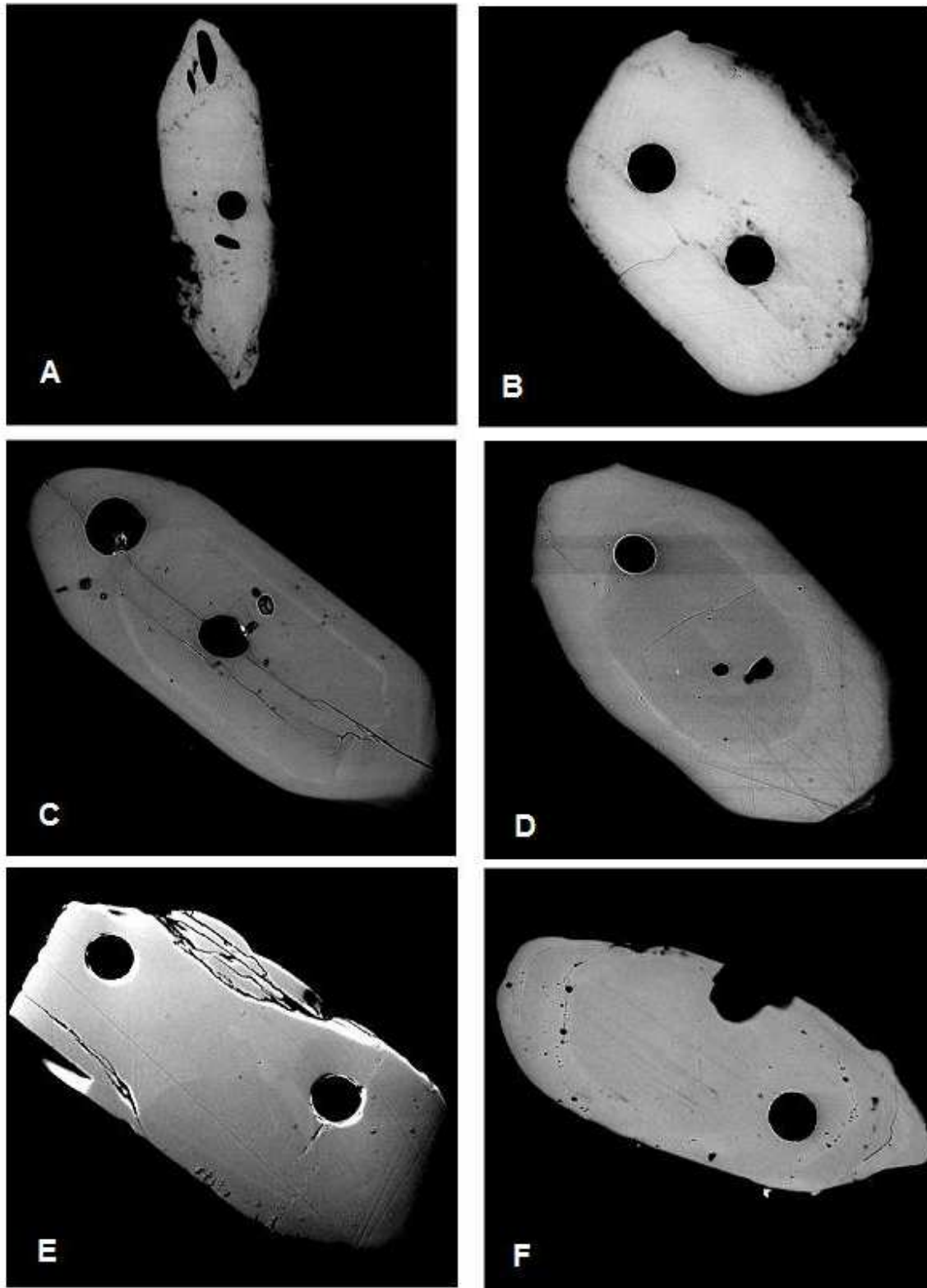
V.3.2.f Métagranite 09PC22

Observés sous loupe binoculaire, les cristaux de zircons sont automorphes à sub-automorphes (Figure V.19 A, B). Les rapports Th/U mesurés sur les cristaux de zircons analysés sont compris entre 0.26 et 0.88 (Tableau V.2) et typiques de zircons magmatiques. Dans le diagramme Concordia (Figure V.20), les douze points analytiques obtenus se reportent tous en position concordante à ~550 Ma. La bonne concordance des points permet de calculer une moyenne pondérée des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 552 ± 3 Ma (MSWD = 0.9; n = 12). Cet âge est interprété comme reflétant la mise en place et la cristallisation du magma granitique. L'étude de terrain montre que le massif granitique échantillonné est en accordance structurale avec son encaissant migmatitique. L'âge obtenu sur ce granite est dans les marges d'erreur ou légèrement plus vieux que celui de la migmatitisation datée à 541 ± 4 Ma (08PC54) et 545 ± 4 (08PC55). Il est donc interprété comme syn- à anté-cinématique de la déformation.

V.3.2.g Gneiss 08PC38

L'échantillon daté a été prélevé dans le barrage de Mabuba, situé dans une zone de métamorphisme de haut grade dans laquelle les gneiss ont subi un début de migmatitisation. Les zircons de cet échantillon sont automorphes (Figure V.19 C) à sub-automorphes (Figure V.19 D). Les données analytiques (Tableau V.2) sont reportées dans le diagramme Concordia de la figure V.20. Bien que la plupart des points soient concordants aux marges d'erreur près, ils présentent un étalement le long de la courbe Concordia avec des âges apparents $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ compris entre 520 et 580 Ma. Ceci suggère que les grains ont subi des pertes en plomb

radiogénique. La meilleure estimation de l'âge des grains est donc représenté par l'intercept supérieur de la discordia qui fourni un âge de 556 ± 9 Ma (MSWD = 0.5, n = 27).



V.19 : Images de microscopie électronique à balayage (MEB) des grains de zircon des échantillons du méta granite 09PC22 (A, B), du gneiss 08PC38 (C, D), de la migmatite 08PC45 (E) et de la migmatite 08PC46 (F).

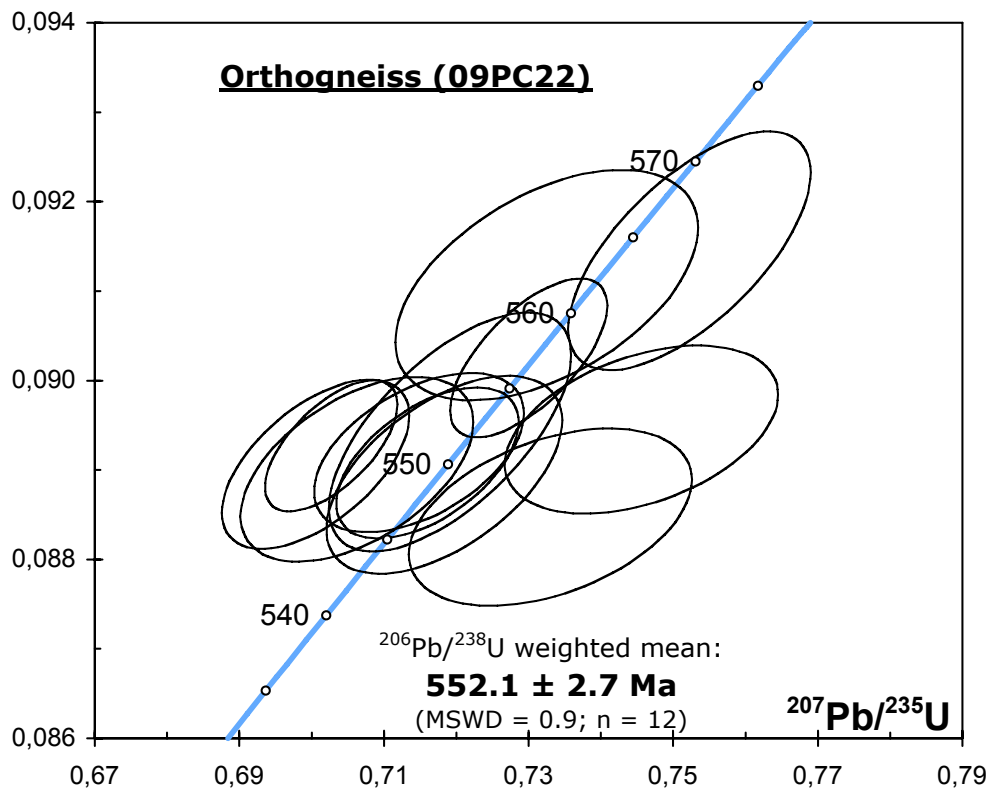


Figure V.20: Diagramme Concordia pour les zircons du métagranite 09PC22.

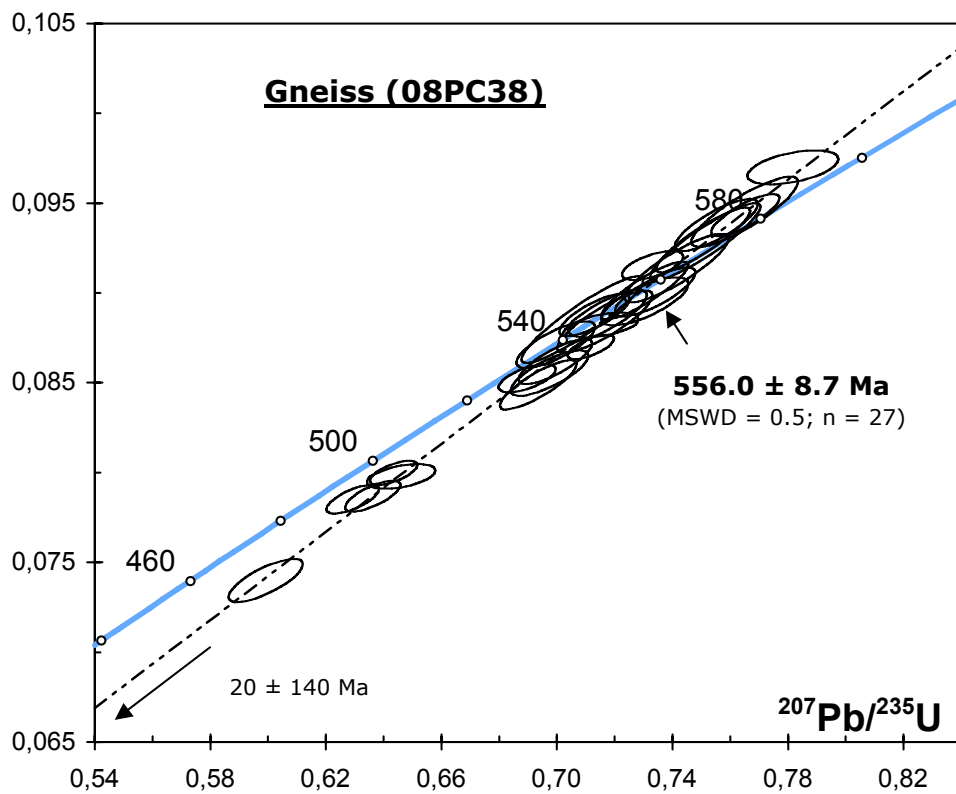


Figure V.21 Diagramme Concordia pour les zircons du gneiss 08PC38.

Il est intéressant de noter que la discordia ainsi calculée inclut des analyses qui présentent des rapports Th/U faibles ($\text{Th}/\text{U} \leq 0.10$, $n = 9$) et des rapports Th/U plus élevés (Th/U compris entre 0.12 et 0.80, $n = 18$). Les grains qui présentent les rapports Th/U faibles ont des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ compris entre 460 ± 12 Ma et 597 ± 9 Ma, similaires à ceux des grains à rapports Th/U élevés (487 ± 8 Ma et 582 ± 19 Ma). Enfin, l'ensemble des cristaux analysés fournit des âges apparents $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 556 ± 8 Ma, identique à l'âge obtenu par intercept supérieur. L'ensemble de ces remarques suggère que les zircons analysés ont subi, après leur cristallisation, des degrés divers de recristallisation et d'autre part que la différence d'âge entre la mise en place du magma granitique (cristaux à rapports Th/U élevés) et la déformation qui l'affecte (représenté par les cristaux ou domaines intra-cristallins à rapports Th/U bas) est faible. L'âge par intercept supérieur (556 ± 9 Ma) est donc interprété comme l'âge de cristallisation des zircons magmatiques. C'est aussi un âge maximum pour la déformation qui affecte cet échantillon.

Enfin, deux analyses réalisées sur des parties centrales de grains indiquent la présence d'un composant hérité dont l'âge minimum est supérieur à 1822 ± 37 Ma (2s).

V.3.2.i Migmatite 08PC45 (leucosome) et 08PC46 (melanosome)

Les échantillons 08PC45 (leucosome) et 08PC46 (melanosome) ont été prélevés sur le même affleurement de migmatite. Pour l'échantillon 08PC45, peu de grains ont fourni de résultats exploitables (Tableau V.2). Sept spots ont été réalisés sur six grains. La plupart des grains présentent des âges apparents $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ anciens, compris entre 868 et 924 Ma et des rapports Th/U élevés, compris entre 0.28 et 1.65. Un grain présente une surcroissance dont le rapport Th/U est significativement différent (0.02). La faible teneur en U et Pb radiogénique ne permet pas de dater précisément cette surcroissance mais son âge apparent $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ est de 523 ± 32 Ma (2s). L'ensemble des points expérimentaux est aligné suivant une discordia recoupant la courbe Concordia à 941 ± 48 Ma et 504 ± 86 Ma (MSWD = 0.3, $n = 8$). Ces deux âges, bien que peu précis, traduisent la présence d'un protolithe d'âge néoprotérozoïque et indique que la migmatitisation est cohérente avec les données obtenus sur les échantillons précédents.

Observés au microscope électronique à balayage, les zircons du mélanosome montrent fréquemment des surcroissances automorphes à sub-automorphes interprétées comme reflétant une étape de croissance lors de la migmatitisation du protolithe. Ces surcroissances entourent des parties centrales automorphes à sub-automorphes (grain C et D) ou bien des parties arrondies (grain A et B). La limite cœur/surcroissance est marquée soit par une discontinuité (grain A, B et D) soit par une zone blanche, riche en inclusion (grain C). On observe également de telles zones à l'intérieur des grains (grain D) et il est possible qu'elles marquent un début de recristallisation du matériel originel et l'expulsion hors du réseau des impuretés qui se retrouvent sous la forme d'inclusions. Dans le diagramme Concordia, les zircons analysés présentent une répartition identique à celle du leucosome. Un groupe de quinze analyses fournit des âges néoprotérozoïques associés à des degrés de discordance variables. Quatre analyses ont été réalisées sur des surcroissances et présentent des rapports Th/U faibles, compris entre 0.01 et 0.02. Ces analyses sont concordantes et permettent de définir une moyenne pondérée des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 532 ± 8 Ma (MSWD = 1.4, $n = 4$), que nous interprétons comme l'âge du métamorphisme de haut grade et celui de la migmatitisation. Les grains néoprotérozoïques, sont alignés avec les surcroissances et fournissent un âge par intercept supérieur de 942 ± 22 Ma (MSWD = 0.8, $n = 19$). La bonne concordance des âges entre le mélanosome et le leucosome d'une part, et la prépondérance des grains néoprotérozoïques d'autres part, suggère qu'il s'agit d'une migmatite orthodérivée provenant de la fusion partielle d'un protolithe dont l'âge est voisin de 950 Ma.

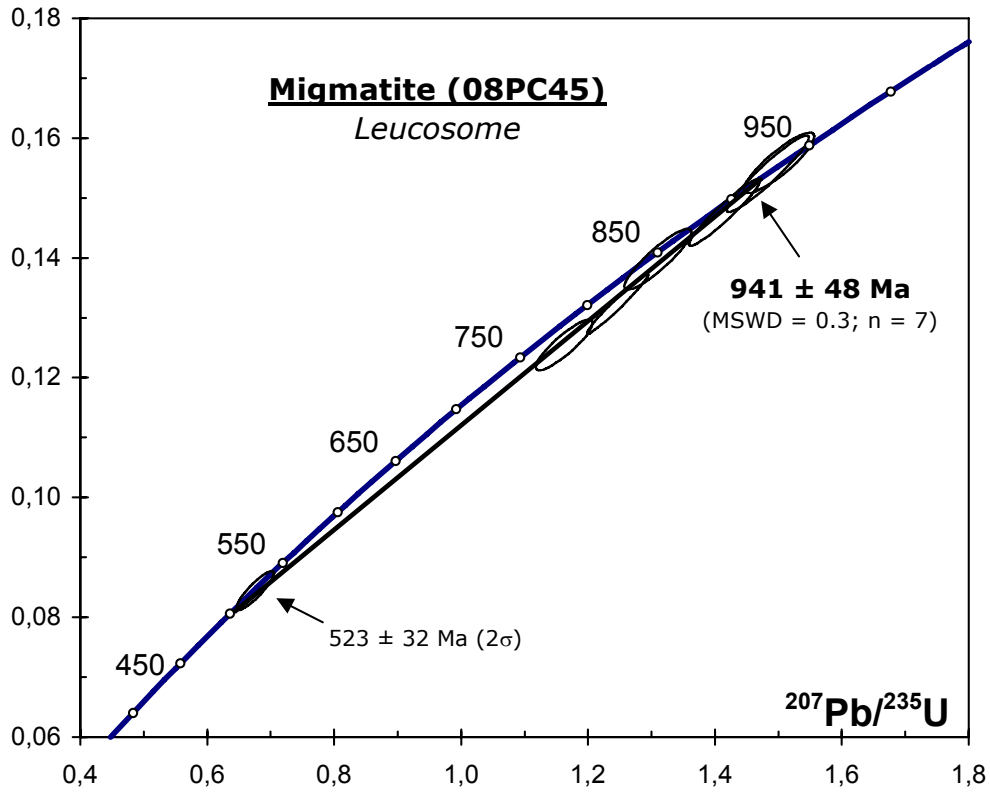


Figure V.22: Diagramme Concordia pour les zircons du leucosome 08PC45

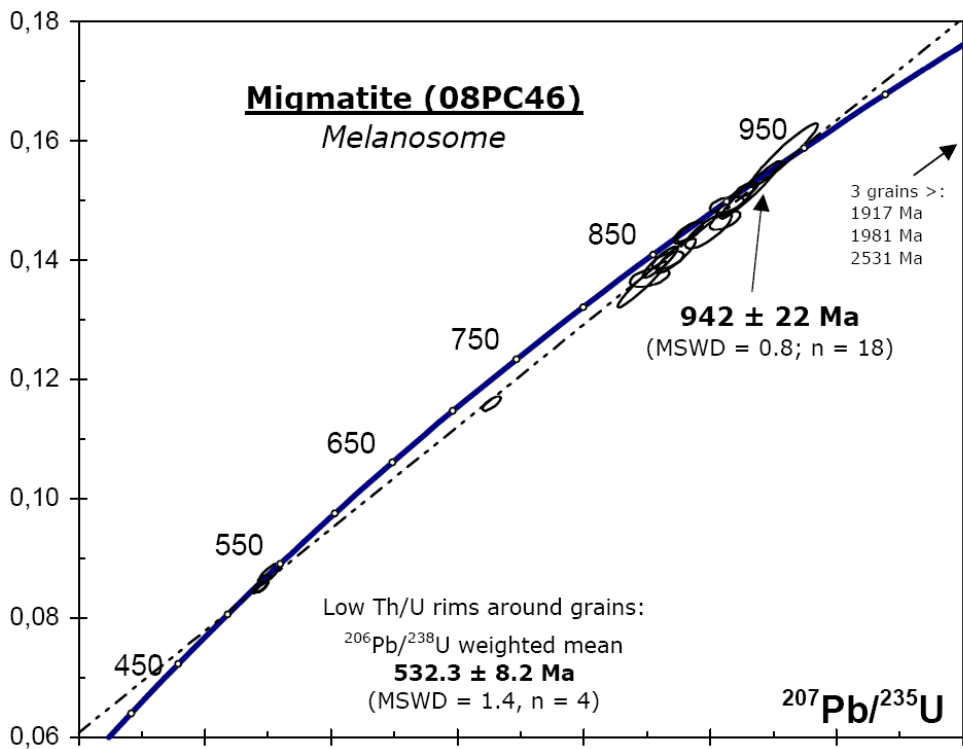


Figure V.23: Diagramme Concordia les zircons du mélanosome 08PC46.

On notera cependant que trois autres grains présentent des âges plus anciens, paléoprotérozoïques ($> 1917 \pm 16$ et 1981 ± 24 Ma) et Archéen (un grain d'âge minimum 2531 ± 14 Ma) indiquant un recyclage crustal de matériel Eburnéen et Archéen dans le magmatisme Néoprotérozoïque.

V.3.2.j Gneiss UCU3A

Les grains de zircons analysés sont translucides et présentent une forme automorphe. On observe toutefois la présence de grains arrondis (Figure V.24 A). Observés au microscope électronique à balayage, les grains ne montrent pas de structure interne évidente. On note cependant, sur certains grains, la présence de zonage oscillatoire relique suggérant l'existence d'une phase de croissance magmatique précoce (Figure V.24 B). Des structures de type coeur hérité peuvent également être observés sur quelques grains. Vingt analyses U-Pb « in situ » ont été réalisées sur douze grains de cet échantillon.

Les résultats sont reportés dans le tableau V.2. Pour l'ensemble des grains analysés, les rapports Th/U sont bas, inférieurs à 0.15 ce qui est cohérent avec une origine métamorphique. Ceci est en accord avec l'absence globale de structure interne identifiée au cours de l'étude MEB.

Les résultats des analyses laser sont reportés dans le diagramme Concordia (Figure V.25). Les données se répartissent selon deux groupes. Un premier groupe est constitué par des zircons présentant des âges apparents $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ compris entre 589 ± 12 Ma et 678 ± 48 Ma. Ces valeurs anciennes sont associées soit à des grains entiers arrondis, soit à des structures de type coeur hérité parfois entourés d'une bordure plus jeune. L'étalement des points de ce groupe, dans le diagramme Concordia, peut être interprété soit comme traduisant une recristallisation incomplète d'une population homogène dont l'âge minimum est de c. 680 Ma, soit comme reflétant une hétérogénéité du matériel originel.

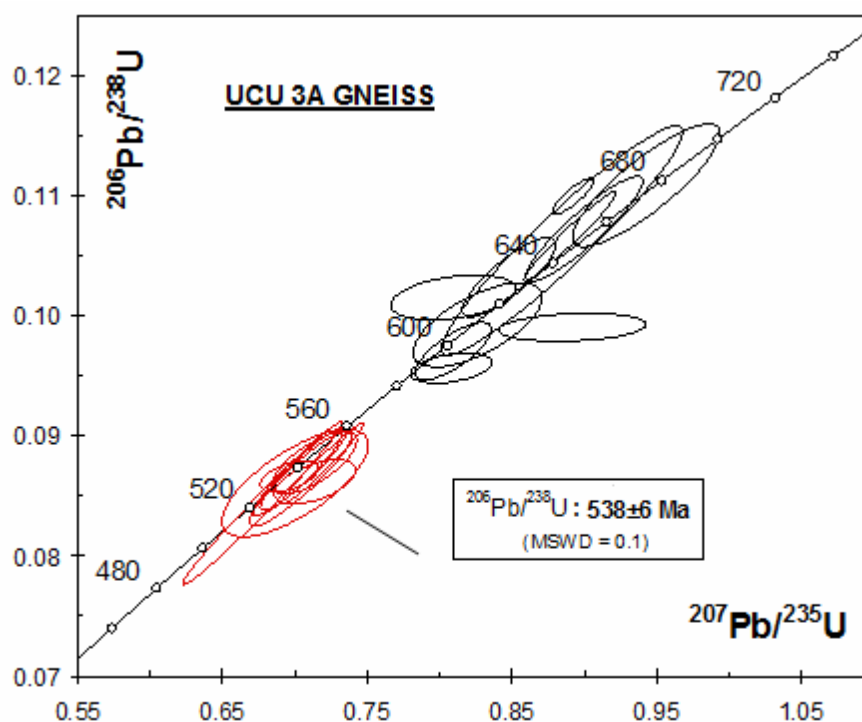


Figure V.25 : Diagramme Concordia pour les zircons du gneiss UCU3A.

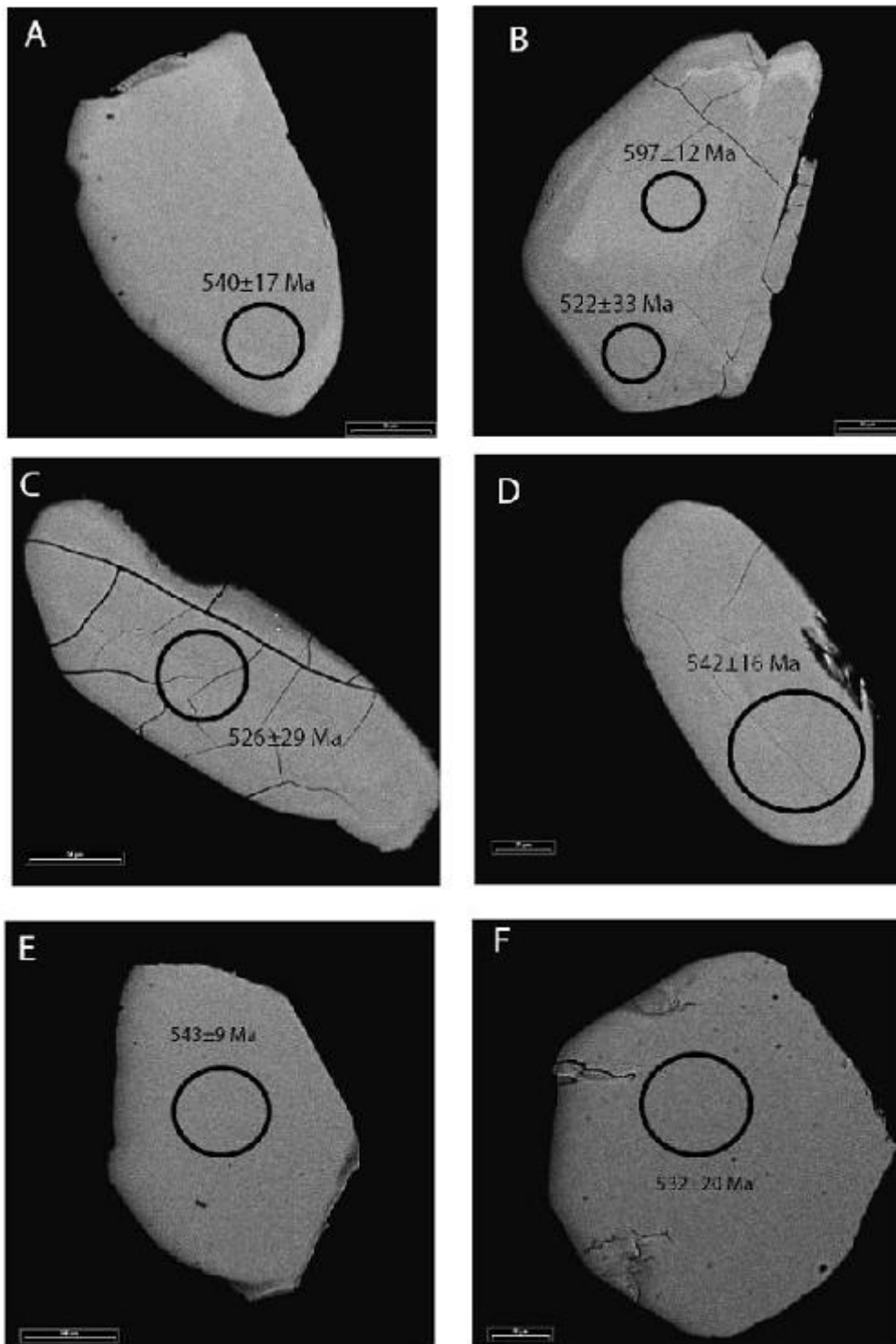


Figure V.24: Morphologies des zircons obtenues au Microscope Electronique à Balayage (MEB) pour l'échantillon UCU3A (A, B), l'échantillon UCU3B (C, D) et l'échantillon UCU4C (E, F).

L'absence de structure interne (zonage oscillatoire ou en secteur, inclusion...) suggère plutôt des processus de recristallisation au cours d'un événement thermique de haute température. Ceci est en accord avec les rapports Th/U bas (compris entre 0.04 et 0.15) malgré des âges apparents anciens. Le deuxième groupe est constitué par neuf analyses qui se reportent en position concordante à environ 540 Ma. Ces grains présentent des formes plus automorphes que le premier groupe et une tendance à avoir des rapports Th/U légèrement plus bas (entre 0.03 et 0.11). L'ensemble des grains de ce groupe fournit une moyenne pondérée des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ égale à 538 ± 6 Ma interprétée comme une croissance métamorphique à l'état solide. Cet âge de 538 ± 6 Ma est donc interprété comme datant le métamorphisme haute température affectant cette roche.

V.3.2.k Pegmatite UCU 3B

La morphologie de cette population de zircons est caractérisée par des formes très irrégulières (Figure V.24 C, D) dans lesquelles on note toutefois la présence de facettes facilement identifiables notamment au niveau des terminaisons. Certains grains sont particulièrement homogènes sans structure interne visible. D'autres zircons présentent clairement des zones internes à contours irréguliers à partir desquelles se dessinent parfois des fractures radiales liées à l'expansion d'un cœur hérité riche en uranium. Au niveau de la population, ces grains sont représentés en nombre largement majoritaire.

Les rapports Th/U permettent de distinguer deux groupes de grains (Tableau V.2). Un premier lot se distingue par des rapports bas (>0.16), excepté l'analyse 3BZr1, il s'agit des zircons possédant les âges les plus jeunes (<665 Ma). Ces caractéristiques ne correspondent pas à celles généralement observées pour des suites de zircons magmatiques dans lesquelles le rapport Th/U augmente au cours de la différenciation, le thorium étant plus incompatible que l'uranium. De même que pour l'échantillon UCU 3A il est donc envisagé que ceci reflète l'empreinte d'un événement métamorphique, avec recristallisation et oblitération incomplète des systèmes isotopiques.

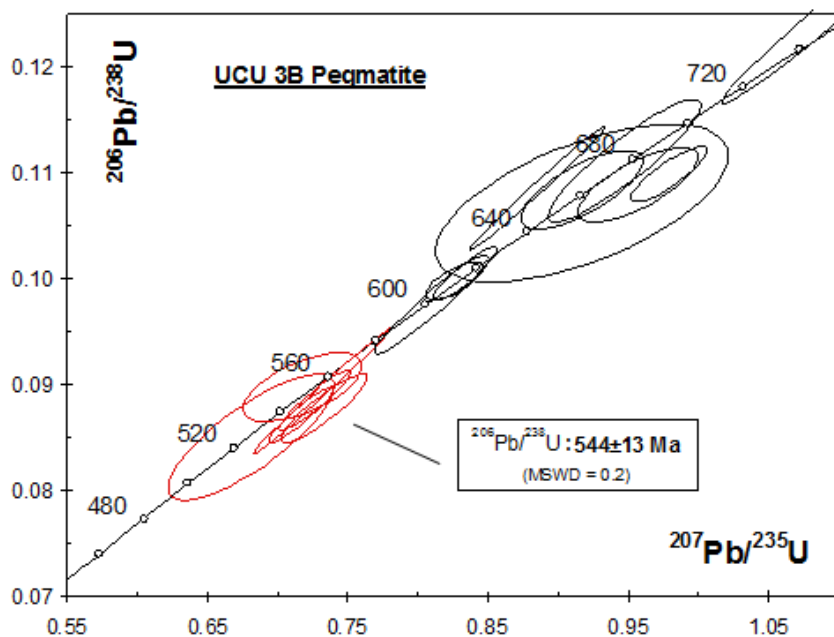


Figure V.26 Diagramme Concordia pour les zircons de la pegmatite UCU 3B.

Dans le diagramme Concordia (Figure V.26), les six points les plus jeunes sont obtenus sur des grains à structure interne simple ou sur des bordures de grain plus complexe. La moyenne pondérée des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ est de 544 ± 13 Ma. Cet âge, bien que moins précis, est en parfait accord avec celui obtenu précédemment pour l'échantillon UCU 3A. Pareillement à la population de zircons UCU3A, il existe dans cet échantillon une forte proportion de composants plus anciens avec des âges compris entre 600 Ma et 760 Ma ainsi que trois grains nettement plus vieux (>800 Ma). Ces trois derniers peuvent être clairement attribués à la présence de cœur hérité (Fig. V.20B : 5F), correspondant soit à des composants sources présents au niveau de la zone de fusion de génération des magmas soit à du matériel encaissant assimilé lors de la mise en place du jus de fusion.

Au contraire les grains plus jeunes (600-760 Ma) peuvent refléter une remise à zéro partielle de grains plus anciens. On note sur la figure 6 un bon regroupement de ce dernier groupe de points autour d'un âge à 660-680 Ma.

V.3.2.1 « Jus leucocrate » dans une amphibolite UCU 4C

Les cristaux présentent une taille importante (>200 μm). Ils sont de forme automorphe et sans aucune structure interne visible par imagerie en mode rétrodiffusé (Figure V.24 E, F).

Les rapports Th/U mesurés sur ces grains sont remarquablement homogènes et compris entre 0.02 et 0.07 (Tableau V.2). Ces rapports Th/U faibles sont typiques de zircons métamorphiques mais les formes automorphes présentées par ces grains suggèrent qu'il s'agit de grains magmatiques cristallisés sous des conditions de haut grade. Reportés dans un diagramme Concordia (Figure V.27), les treize points analysés sont discordants en raison des teneurs très faibles en Pb radiogénique mais présentent des rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ cohérents sur l'ensemble des grains.

L'ensemble des données fournit une moyenne pondérée des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 539 ± 7 Ma. Cet âge est identique, à la marge d'erreur près, à celui obtenu pour les échantillons UCU3A et UCU3B. L'absence de tout enregistrement d'un composant hérité permet de relier cet âge à la cristallisation des zircons durant un épisode majeur induisant des conditions de haut grade métamorphique.

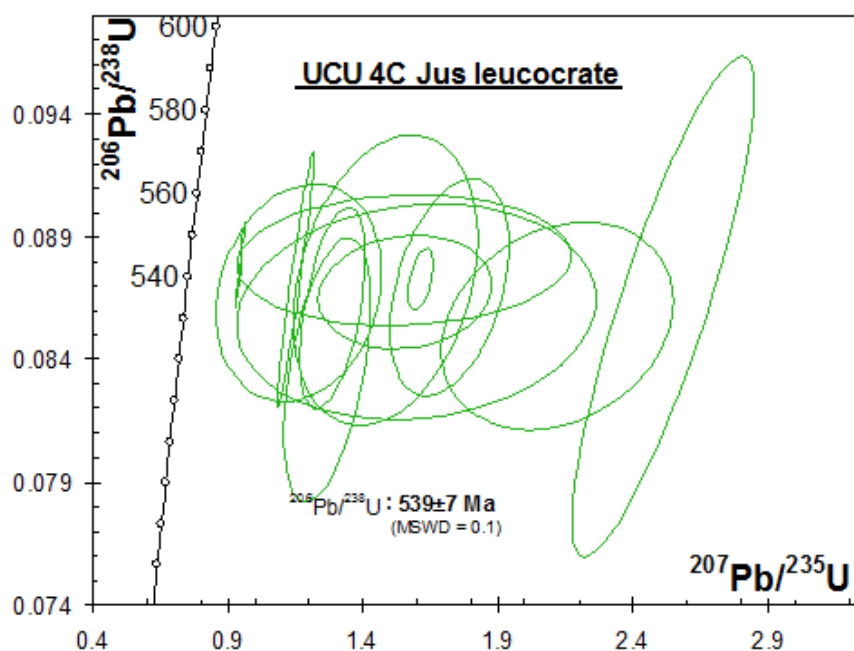


Figure V.27 Diagramme Concordia pour les zircons du ségrégat UCU4C .

V.4. Géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Les principes de la méthode de datation Ar-Ar sont donnés dans l'annexe I. Une série d'échantillons prélevés le long de la coupe Quitexe-Ucua-Caxito a été sélectionnée pour être datée par la méthode de dégazage progressif ^{40}Ar - ^{39}Ar sur monograin par laser. La position des échantillons est reportée sur la carte à la Figure V.2. Quelques échantillons proviennent de la deuxième coupe entre Ucua et Muxilunda. Les biotites, muscovites et amphiboles extraites de ces échantillons ont été irradiées dans le réacteur nucléaire de Mc Master au Canada au cours de différents cycles d'irradiation. Les résultats analytiques sont reportés dans l'annexe V, tableaux V.3 à V.8

V.4.A. Le domaine externe

Sous le contact de charriage des nappes du domaine interne, des micas blancs du schiste quartzeux 08PC13 (Figure V.28) ont été séparés et analysés (Tableau V.3). Le spectre d'âges est représenté sur la Figure V.28. Le dégazage total du mica blanc a été effectué en quinze paliers assez réguliers. Un âge plateau de $523 \pm 5 \text{ Ma}$ a pu être défini sur sept paliers représentant 74% de l' ^{39}Ar libéré. Les quatre premiers et quatre derniers paliers correspondant à 26% l' ^{39}Ar libéré n'ont pas été pris en compte dans ce calcul, respectivement plus vieux et plus jeunes que l'âge plateau. Ces hétérogénéités peuvent être la conséquence soit d'une altération des grains, soit de la présence d'interstratifiés (chlorite, paragonite...) soit d'une recristallisation partielle de la muscovite lors d'un épisode tectonique tardif. L'âge total de cette muscovite est de $517 \pm 5 \text{ Ma}$, statistiquement en accord avec l'âge plateau.

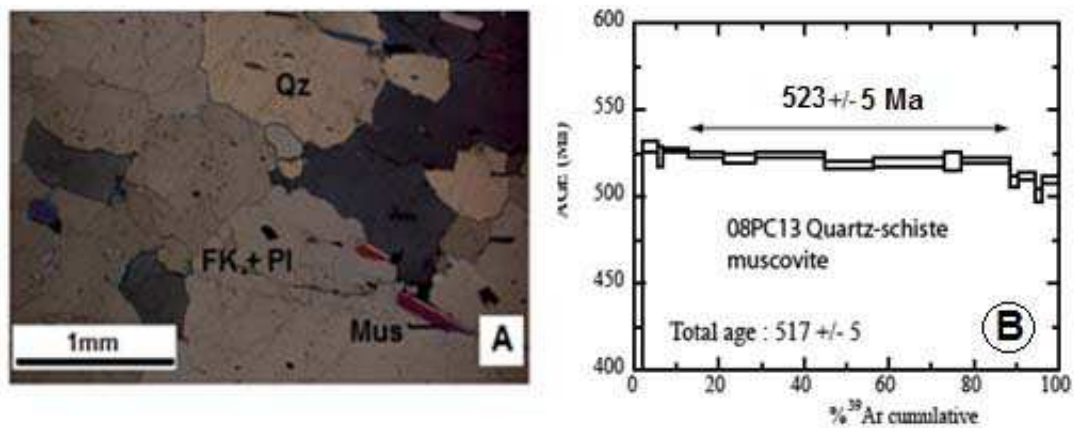


Figure V-28 : A) Photographie de lame mince et B) spectre d'âges obtenu pour l'échantillon 08PC13. Les âges plateau sont calculés à 1σ .

V.4.B. Unité orientale du domaine interne

Les échantillons 08PC07, 08PC11, 08PC24, 08PC30, 08PC31, 08PC49, 08PC64 et 09PC06 ont été prélevés dans l'unité orientale sur des affleurements où les paragenèses de moyenne pression sont relativement préservées de la déformation tardive de phase 2. Les résultats (tableaux V.4 à V.6) sont présentés d'Est en Ouest :

L'échantillon 08PC07 est un orthogneiss à biotite et amphibole qui porte une linéation N50 conforme à la direction de transport des nappes vers le NE. Biotite et amphibole ont fait l'objet d'une datation et les spectres d'âges sont présentés respectivement sur les figures V-29 A et B. La biotite a été dégazée en 18 paliers et donne un âge de plateau de **519 ± 7 Ma** calculé pour sept paliers représentant 65% de l'³⁹argon libéré. On note de part et d'autre de ce plateau des discordances d'âges significatives liées probablement à une chloritisation partielle de la biotite, un processus commun sous ces latitudes. L'âge total de 517 ± 5 Ma est concordant avec l'âge plateau.

L'amphibole a été dégazée en 16 paliers et fournit un âge plateau de **523 ± 6 Ma** calculé pour les huit derniers paliers correspondant à 94% de l'³⁹argon libéré. Pour ces fractions le rapport Ca/K déduit du rapport ³⁷Ar/³⁹Ar est relativement constant, ce qui traduit une homogénéité chimique de l'amphibole analysée. Les premières fractions d'argon libéré correspondent au dégazage de la surface du minéral et à d'éventuelles inclusions micacées. L'âge total de cette amphibole est de 524 ± 5 Ma, en accord avec l'âge plateau.

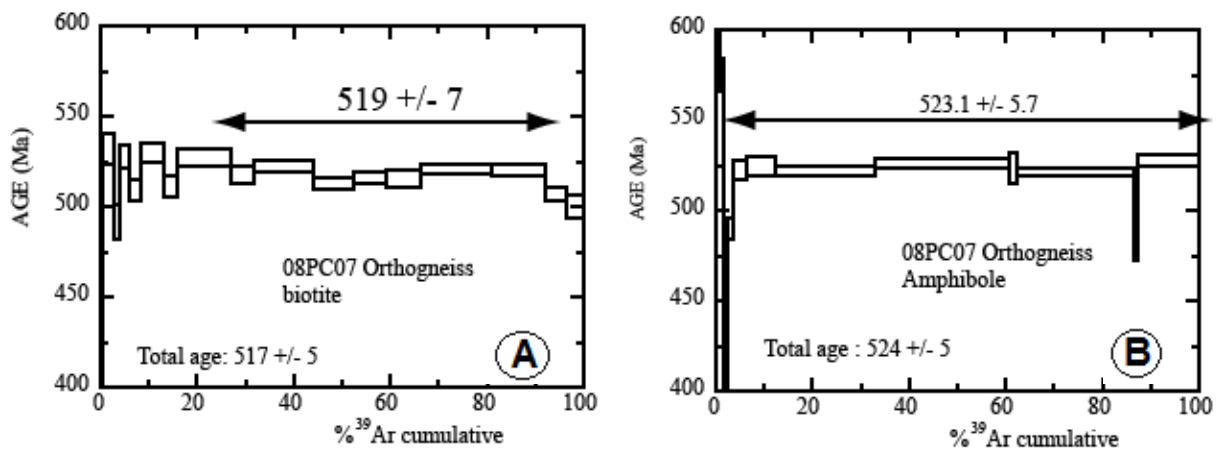


Figure V.29 : Spectres d'âges obtenus pour l'échantillon 08PC07 : (A) sur la biotite et (B) sur l'amphibole. Les âges plateau sont calculés à 1 σ .

L'échantillon 08PC11 est un granite non déformé à amphibole et biotite qui représente un des protolithes des différents orthogneiss reconnus sur la coupe de l'unité orientale. La biotite a été progressivement dégazée en 17 paliers (Figure V.30 A). Elle ne fournit pas d'âge plateau mais une série d'âges croissant régulièrement de 1600 à 1687 Ma qui témoignent soit d'une réouverture partielle du système isotopique d'une biotite paléoprotérozoïque pendant l'orogénèse panafricaine soit d'un refroidissement très lent du protolithe granitique après sa mise en place vers 2 Ga (cf géochronologie U-Pb). L'âge total de 1643 ± 11 Ma calculé pour l'ensemble des paliers est sans signification.

L'amphibole du même échantillon a été dégazée en 14 paliers et un âge plateau de 1926 ± 17 Ma est calculé pour 7 paliers qui correspondent à 57% de l' ^{39}Ar libéré et à des rapports Ca/K relativement constants. Sur le spectre (Figure V.30 B), on remarque des âges plus jeunes pour les premiers paliers corrélés à des rapports Ca/K plus faibles qui traduisent le dégazage d'inclusions micacées ou de produits d'altération. Ces premiers paliers sont suivis de paliers traduisant la présence d'argon en excès avec des valeurs atteignant 2044 Ma. La présence d'excès d'argon dans les amphiboles a été à maintes fois reportée par différents auteurs (par exemple Harrison et McDougall, 1980), en particulier lorsqu'on s'adresse à des contextes polyphasés qui conduisent à une remobilisation des isotopes de l'argon et en général des fluides. En raison de cet excès, l'âge total de 1947 ± 12 Ma est sans signification.

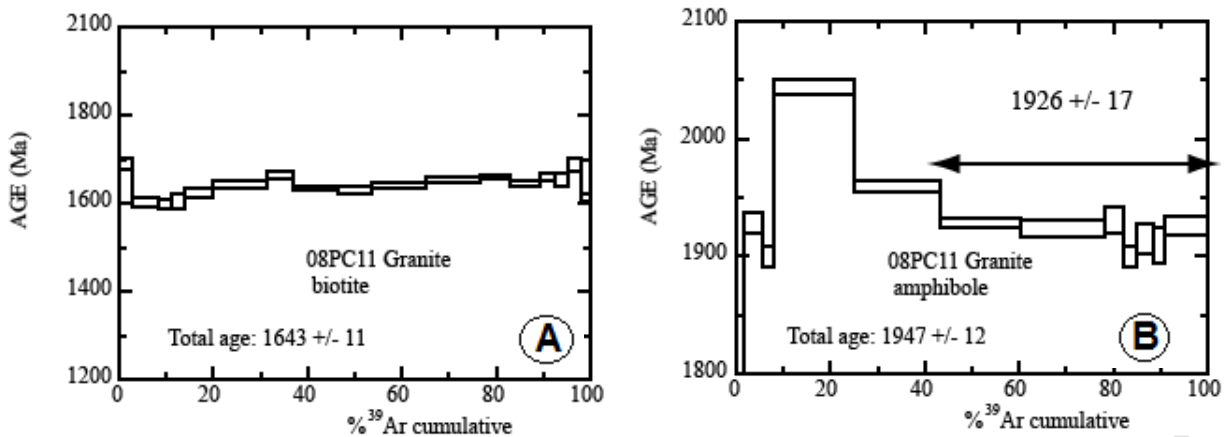


Figure V-30 : Spectres d'âges obtenus pour l'échantillon 08PC11 : (A) sur la biotite et (B) sur l'amphibole. Les âges plateau sont calculés à 1σ .

L'échantillon 09PC06 est un marbre d'un mètre de puissance intercalé dans des gneiss portant une belle linéation d'allongement et contenant de nombreux objets sigmoïdes attestant d'un cisaillement vers le NE. En lame mince, les micas blancs sont souvent de taille millimétrique et alignés selon la linéation. Un de ces grains a été prélevé manuellement. Son analyse a fourni un spectre d'âges perturbé, concave dans sa partie centrale, avec des valeurs comprises entre 466 et 501 Ma (Figure V.31). Aucun plateau ne peut être calculé et l'âge total de 488 ± 4 Ma ne peut être considéré que comme un âge minimum de fermeture isotopique de cette muscovite. La présence de chlorite interstratifiée avec la muscovite pourrait être à l'origine de cette hétérogénéité isotopique.

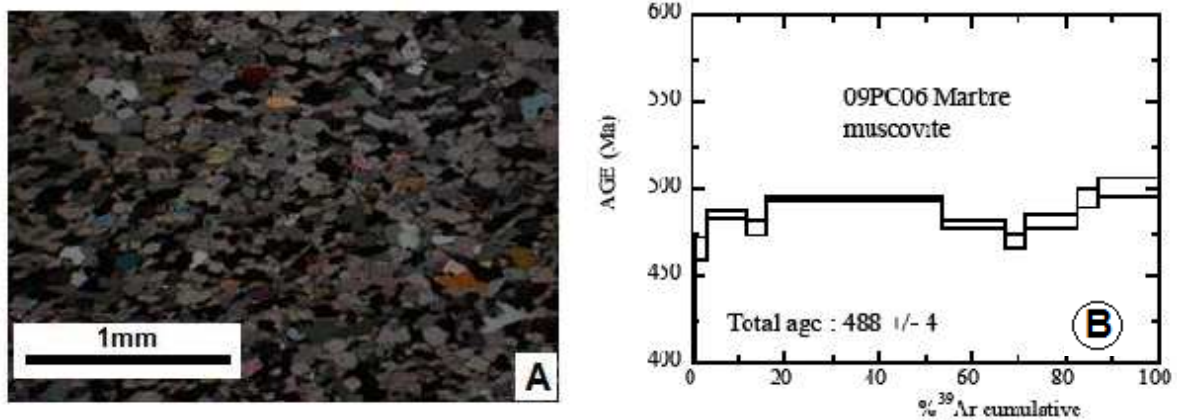


Figure V-31 : (A) Photographie de lame mince et (B) spectre d'âges obtenu pour l'échantillon 09PC06. Les âges plateau sont calculés à 1σ .

L'échantillon 08PC24 est un micaschiste à disthène-staurotide utilisé précédemment dans l'étude pétrologique. Le dégazage total de la biotite de cet échantillon a été effectué en 17 paliers. Le spectre d'âges est représenté sur figure V.32 B. Pour les douze derniers paliers (90% de l'³⁹argon libéré), un âge plateau **519 ± 5 Ma** a pu être défini. Les cinq premiers paliers fournissent des âges apparents plus jeunes (349 à 512Ma). Ce rajeunissement partiel pourrait être la conséquence d'une réouverture du système lors d'un épisode thermique de faible intensité ou un effet lié à la présence des phases altérées dans le réseau de la biotite. L'âge total est de 517 ± 5 Ma.

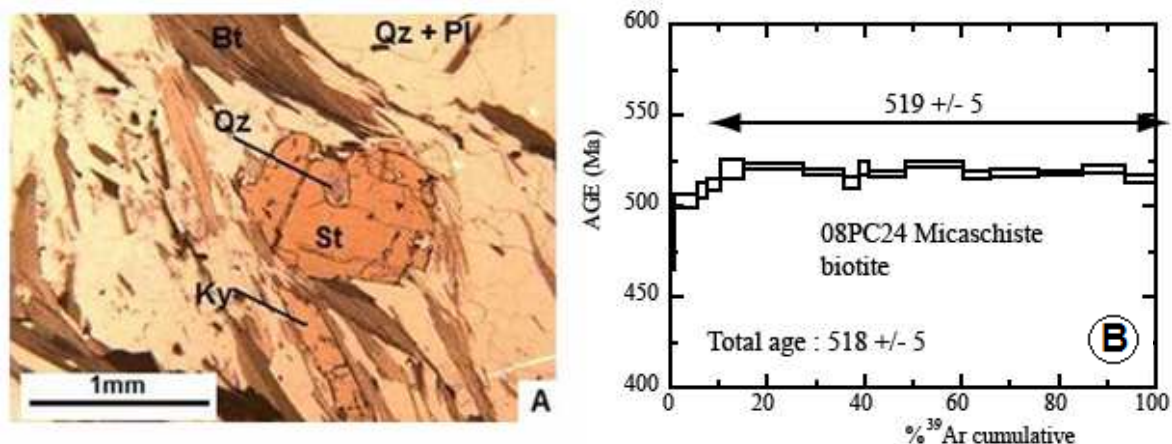


Figure V.32: (A) Photographie de lame mince et (B) spectre d'âges obtenu pour l'échantillon 08PC24. Les âges plateau sont calculés à 1σ .

L'échantillon 08PC30 est un quartzite à muscovite (\pm disthène) intercalé dans des micaschistes à disthène-staurotide dont le pendage de la foliation au NE est inversée par rapport aux échantillons précédents. Le dégazage du mica blanc a été effectué sur 17 paliers. Un âge plateau du **485 ± 5 Ma** est calculé pour onze paliers représentant 80% de l'³⁹Argon libéré (Figure V.33 B). Les deux premiers paliers, représentant moins de 5% de l'³⁹Argon total libéré, donnent des âges jeunes de 132.5 et 447.4Ma. Le dernier palier (3% de l'³⁹Argon total libéré) donne un âge plus jeune (471.4Ma) en comparaison avec l'âge plateau calculé. Ces variations sont attribuées au dégazage de la surface du minéral ou de micro-inclusions. L'âge total est de 483 ± 4 Ma, en accord avec l'âge plateau.

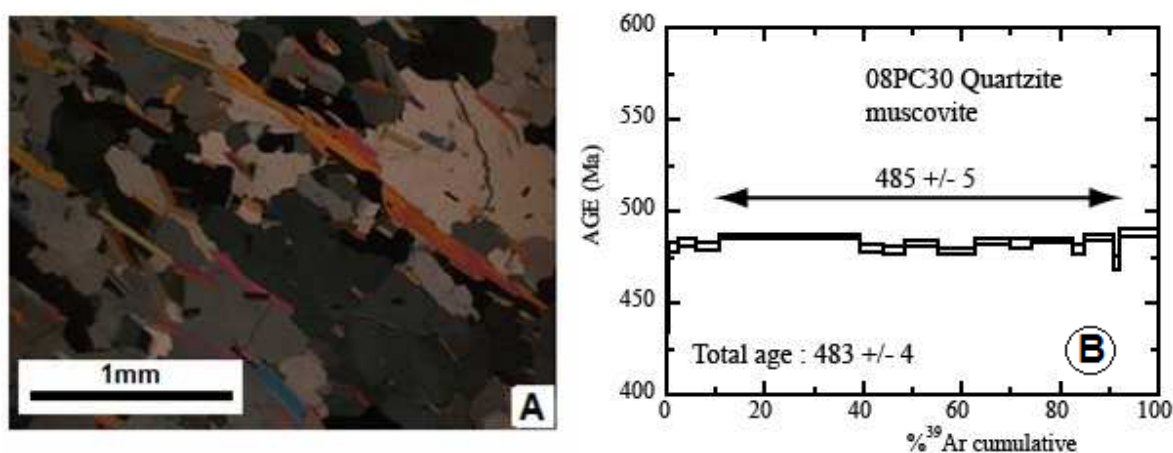


Figure V-33 : (A) Photographie de lame mince et (B) spectre d'âges obtenu pour l'échantillon 08PC30. Les âges plateau sont calculés à 1σ

L'échantillon 08PC31 est un micaschiste à grenat-staurotide-disthène et 2 micas dont la pétrologie a été détaillée auparavant, et qui a été prélevé sous les quartzites précédents. Biotite et muscovite ont été séparées et analysées. La biotite a été dégazée en 15 paliers et ne fournit pas d'âge plateau mais une série de valeurs comprises entre 478 et 504 Ma (Figure V. 34 A). Le spectre d'âges dégage une tendance générale au vieillissement au cours du dégazage progressif de cette biotite, comparable en toute proportion gardée au spectre d'âges de la biotite 08PC11. Les données obtenues traduisent probablement une remise à zéro incomplète du système isotopique de la biotite, son âge total de 494 ± 4 Ma représentant une valeur intermédiaire

Le dégazage de la muscovite a été effectué en 9 paliers qui fournissent des âges concordants pour l'ensemble du spectre avec un âge plateau de **493 ± 5 Ma** (Figure V. 34 B).

Dans cette même unité orientale, un échantillon de paragneiss à disthène a été prélevé à l'Est de la coupe Caxito-Muxiluanda (voir carte localisation), dans une position structurale équivalente à celle de l'échantillon 08PC31. Des biotites extraites de cet échantillon 08PC64 ont fourni un spectre d'âges pour lequel un âge plateau de **476 ± 5 Ma** a été calculé pour 15 paliers représentant 87% de l' $^{39}\text{Argon}$ libéré (Figure V.34 C). Les trois premiers paliers donnent des âges plus jeunes (262 à 473 Ma) et n'ont pas été pris en compte dans le calcul du plateau. L'âge total est de 476 ± 4 Ma.

L'échantillon 08PC49 est une amphibolite à grenat appartenant à une série basique relativement épaisse et homogène, à la base des micaschistes à disthène-staurotide. Deux amphiboles ont été analysées et malgré toute l'attention portée à la procédure de dégazage, il s'est avéré que dans les deux cas l'amphibole libérait son argon radiogénique essentiellement en un seul palier, les autres paliers correspondant au dégazage des sites peu rétentifs de l'amphibole (surface, défauts cristallins...) ou d'inclusions. Pour la première, ce palier correspond à un âge apparent de **527 ± 5 Ma** alors que pour la seconde on obtient une valeur de **511 ± 2 Ma**. Les spectres d'âges sont reportés sur les figures V.34 D et E. Les âges totaux de ces deux grains sont discordants et respectivement de 531 ± 5 Ma et 513 ± 5 Ma.

Synthèse de résultats de l'unité orientale

L'ensemble des résultats acquis dans cette unité est rassemblé dans la table ci-dessous (Table V.2) et dans les figures de spectres. Ces données permettent de souligner les faits principaux suivants :

- a) La granodiorite non déformée 08PC11 préserve des âges Ar/Ar paléoproterozoïques (1643 ± 11 Ma pour la biotite et 1926 ± 17 Ma pour l'amphibole). L'âge plus ancien de l'amphibole est en conformité avec une meilleure rétentivité de l'argon dans ce minéral par rapport à la biotite qui a subi une perte partielle d'argon. L'âge de 1926 Ma de l'amphibole marque le refroidissement du pluton au-dessous de la température de 550°C (Dahl et al., 1996) après sa mise en place à 1990 Ma (âge U/Pb zircon).
- b) A l'exception de cette granodiorite, deux groupes d'âges peuvent être distingués indépendamment de la température de fermeture isotopique des minéraux datés :

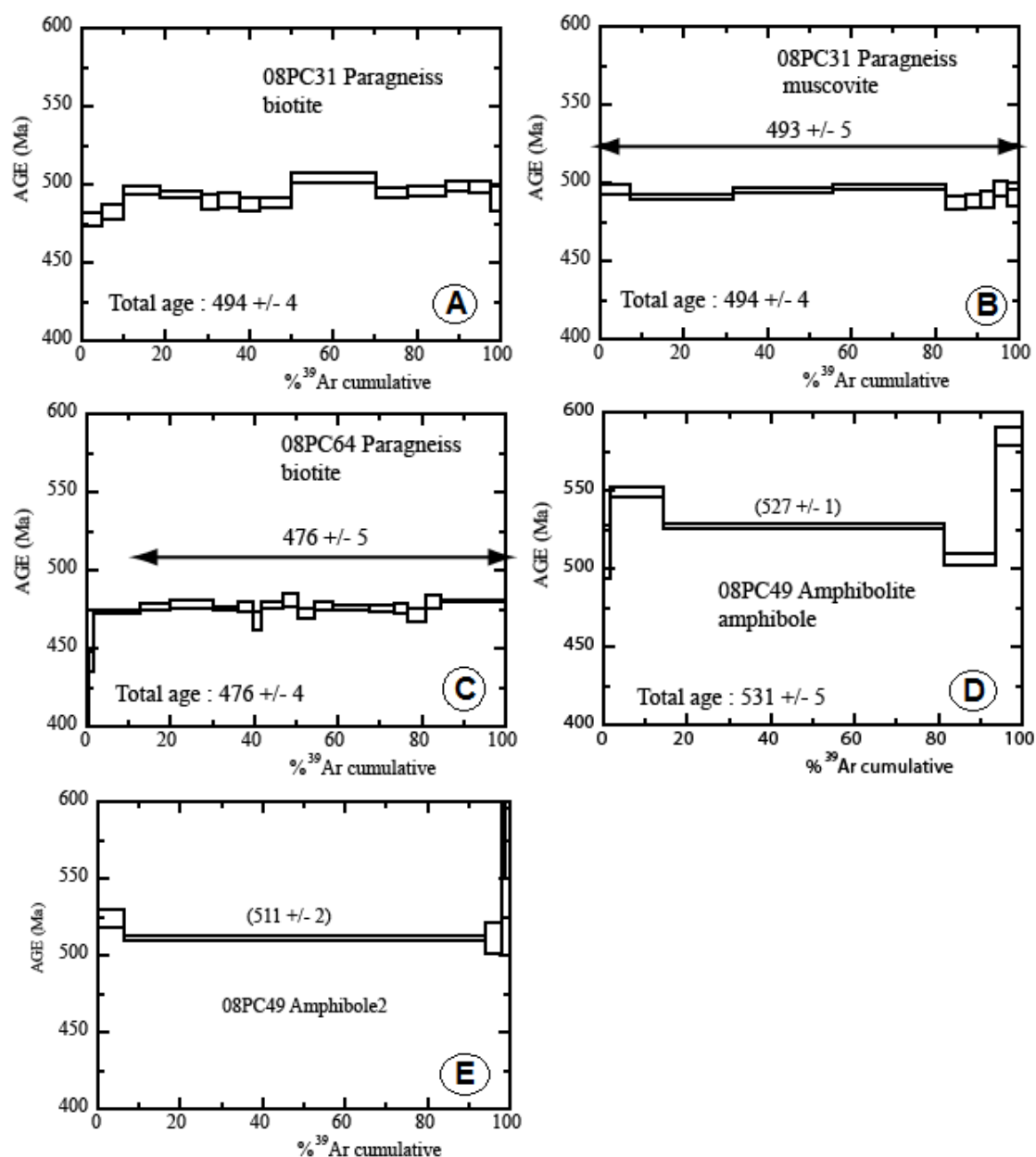


Figure V-34 : Spectres d'âges obtenus pour les échantillons 08P31 (A et B); 08PC64 (C); 08PC49 (D et E). Les âges plateau sont calculés à 1σ .

- un premier groupe d'âges compris entre 527 et 511 Ma obtenus à l'Est de la zone orientale (échantillons 08PC07 et 08PC24) dans lequel s'insère l'âge de la muscovite 08PC13 du domaine externe, ainsi que celui des amphibolites 08PC49 de Pedra Boa. La similitude des âges sur biotite et amphibole dans l'orthogneiss 08PC07 suggère que le refroidissement des roches entre 550°C pour l'amphibole et 325°C pour la biotite a été rapide, préservant les paragenèses de haute-pression d'une rétro-morphose importante. Il est probable que ce refroidissement rapide est la conséquence du charriage de ces unités de haut grade sur les métasédiments relativement froids du domaine externe.

- Un second groupe d'âges compris entre 493 et 476 Ma obtenus sur les échantillons en position plus interne et qui enregistrent un second événement thermique majeur à l'origine d'une remise à zéro plus ou moins complète du chronomètre Ar/Ar dans les micas.

Echantillon	Minéral	Age total	Age plateau	% 39Ar
08PC07				
orthogneiss	bt	517± 5 Ma	519 ± 7 Ma	65%
08PC07				
orthogneiss	amp	524 ± 5 Ma	523.1± 5.7Ma	94%
08PC11				
granodiorite	bt	1643± 1 Ma		
08PC11		1947± 12		
granodiorite	amp	Ma	1926± 17 Ma	57%
08PC06 marbre	ms	488 ± 4 Ma		
08PC24				
micaschiste	ms	518 ± 5 Ma	519 ± 5 Ma	90%
08PC30 quartzite	ms	483 ± 4 Ma	485 ± 5 Ma	80%
08PC31 gneiss	bt	494 ± 4 Ma		
08PC31 gneiss	ms	494 ± 4 Ma	493 ± 5 Ma	100%
08PC49				
amphibolite	amp1	531 ± 5 Ma	527 ± 1Ma	92%
08PC49				
amphibolite	amp2	513 ± 5 Ma	511 ± 2 Ma	90%
08PC64 gneiss	bt	476 ± 4 Ma	476 ± 5 Ma	87%

Table V.2 : Synthèse des résultats de l'étude géochronologique Ar/Ar sur les roches métamorphiques et mylonitiques de l'unité orientale. Les âges sont donnés en millions d'années (Ma). Les données complémentaires relatives à chaque analyse sont reportées en annexe.

V.4.C. Unité occidentale du domaine interne

Les échantillons 08PC33, 08PC34, 08PC52, 08PC54, 08PC55, 09PC22, 08PC38, 08PC40, 08PC45, 08PC46 et les échantillons d'Ucua (UCU3A, UCU3B, UCU4A et UCU4C) ont été prélevés dans le secteur occidental, sur des affleurements où la phase 2 de déformation est prédominante et où les températures maximales atteintes sont supérieures à celles de l'unité orientale, la présence de migmatites en étant la principale expression. Les résultats des analyses sont présentés dans l'annexe V (tableaux V.7 et V.8).

L'échantillon 08PC33 est une métadiorite peu déformée prélevée dans une carrière et pour laquelle une biotite a été séparée et datée. Le spectre d'âges est présenté sur la figure V.35 A, avec un dégazage effectué en 19 paliers. Ce spectre est très discordant avec des évidences d'argon en excès libéré lors des premières fractions de dégazage suivi d'une croissance progressive des âges apparents depuis 639 Ma jusqu'à 702 Ma. Aucun âge plateau n'a pu pas être ainsi défini, et l'âge obtenu pour l'ensemble des paliers de 665 ± 6 Ma ne peut

être considéré comme significatif. On doit considérer ici que la biotite d'origine magmatique et d'âge paléoprotérozoïque (voir chapitre U-Pb) n'a pas subi de remise à zéro complète de son chronomètre pendant le métamorphisme panafricain principalement en raison de l'absence de déformation pénétrative associée.

L'échantillon 08PC34 est une méta-granodiorite provenant d'une carrière voisine à celle de l'échantillon précédent et pour laquelle une biotite et une amphibole ont été datées. Les spectres d'âges sont présentés sur les figures V.35 B et C. La biotite a été dégazée en 16 paliers et fournit un spectre d'âges partiellement discordants qui varient entre 492 et 519 Ma. Un âge moyen de **506 ± 6 Ma** a été calculé pour les huit derniers paliers représentant 67% de l'³⁹Argon libéré et l'âge total est de 510 ± 5 Ma. Les variations observées laissent à penser que la biotite reste contaminée par une faible fraction d'argon hérité et que l'âge obtenu ne constitue qu'une borne supérieure à l'âge vrai de fermeture isotopique du mica lorsque la roche passe sous le seuil des 325°C environ.

L'amphibole de cette même méta-granodiorite a été analysée et a dégazé totalement en 5 paliers de chauffage qui correspondent à des âges relativement homogènes. Un âge plateau de **471 ± 8 Ma** est calculé sur les quatre premiers paliers représentant 94% de l'³⁹Argon libéré. On note cependant des variations des rapports Ca/K en fin de dégazage qui témoignent d'une certaine hétérogénéité chimique de ces amphiboles. Notons également que l'âge obtenu est plus jeune que celui de la biotite coexistante ce qui accrédite l'hypothèse de la présence d'une composante d'argon hérité dans celle-ci.

L'échantillon UCU4A est une amphibolite à grenat intercalée dans les gneiss et migmatites et prélevée entre les deux carrières précédentes. L'amphibole analysée a dégazée 70% de l'³⁹Ar en un seul palier (Figure V.35 E) correspondant à un âge de **493 ± 2 Ma**. A l'exception des premières fractions d'argon porteuses d'argon en excès, les âges varient 481 et 516 Ma, cette dernière valeur étant corrélée à un rapport Ca/K très élevé, ce qui laisse envisager une contamination par de l'épidote en inclusion dans l'amphibole. L'âge total de 497±5 Ma reste proche de l'âge du palier principal à 493 Ma.

UCU4C est une autre amphibolite prélevée dans la même localité. Une amphibole a été dégazée en 10 paliers de température dont trois produisent un âge plateau **498.4 ± 4.7 Ma** calculé pour 80% de l'³⁹Argon libéré (Figure V.35 F). De l'excès d'argon est présent sur les trois premiers paliers ainsi que sur le dernier qui possède également un Ca/K élevé attribuable à de l'épidote en inclusion. L'âge total de 518 ± 5 Ma témoigne de la présence de ces composantes d'argon en excès.

L'échantillon 08PC52 est une amphibolite à grenat intercalée dans la série des migmatites à grenat, à l'ouest des carrières précédentes. Le dégazage total de l'amphibole a été effectué sur cinq paliers, le spectre d'âges est représenté Figure V.35. Celui-ci présente un profil concave typique pour une amphibole contaminée par de l'argon en excès. Deux paliers consécutifs représentant 64% de l'³⁹Argon libéré fournissent un âge de **504 ± 6 Ma**. L'âge total est de 538 ± 6 Ma. Ces deux âges ne constituent qu'une borne supérieure à l'âge vrai de fermeture isotopique de l'amphibole lorsque la roche est passée sous le seuil de 550°C environ.

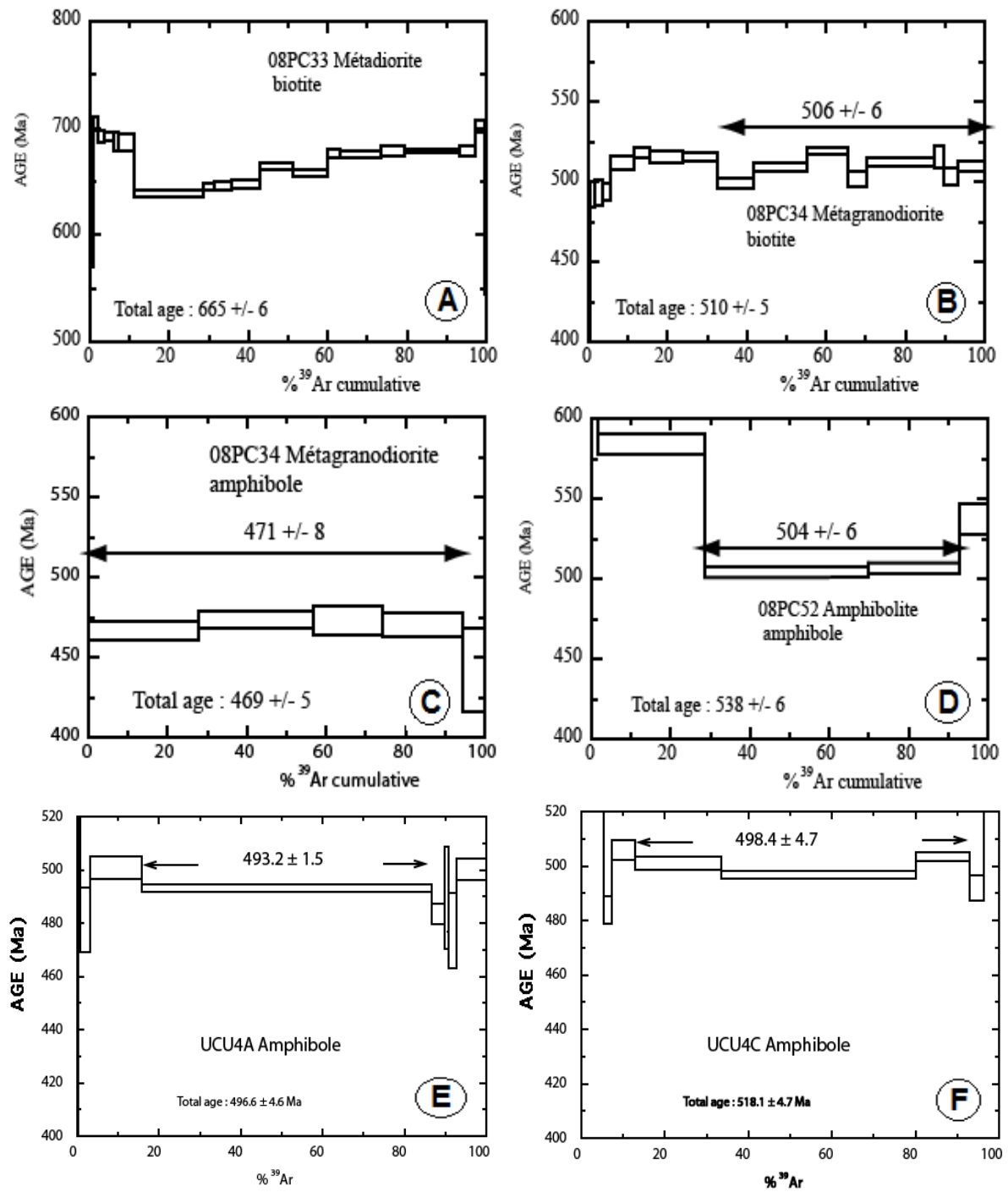


Figure V.35 : Spectres d'âges obtenus pour les échantillons 08PC33 (A) ; 08PC34 (B et C) ; 08PC52 (D) ; UCU4A (E) et UCU4C (F). Les âges plateau sont calculés à 1σ .

Deux échantillons de migmatites ont été prélevés à proximité des amphibolites à grenat précédentes. Pour l'échantillon 08PC54, nos efforts se sont concentrés sur le leucosome en vue d'une éventuelle extraction de monazite pour l'étude U-Pb alors que pour l'échantillon 08PC55, seul le mélanosome a été étudié. La biotite extraite du leucosome (08PC54) a fourni un spectre d'âges discordants (Figure V.36 A) pour lequel un âge intégré de **487 ± 6 Ma** a été calculé sur 8 paliers les plus concordants et représentant 71% de l'³⁹Argon libéré. L'âge total est de 486 ± 4 Ma est équivalent à cet âge intégré. Ces âges ne sont qu'une estimation de l'âge maximum de fermeture isotopique de cette biotite dans la mesure où les variations observées peuvent être interprétées comme étant dues à une remise à zéro incomplète du chronomètre argon. La biotite de mélanosome 08PC55 a été dégazée en 16 paliers (Figure V.36 B) et fournit un spectre d'âges moins discordant que le précédent, avec un âge plateau de **493 ± 6 Ma** calculé sur 9 paliers représentant 74% de l'³⁹Argon libéré. L'âge total est de 497 ± 5 Ma. Les premières fractions sont probablement contaminées par le dégazage simultané de chlorite à l'origine d'un phénomène de recul de l'³⁹Ar pendant l'irradiation et d'âges trop vieux (Turner et Cadogan, 1974 ; Ruffet et al., 1991 ; Harrison et McDougall, 1999).

L'échantillon UCU3B correspond à un puissant filon de pegmatite globalement orienté N-S mis en place au sein des migmatites à la fin des phénomènes de fusion partielle. Une biotite a été extraite et dégazée en 14 paliers (Figure V.35 C). Après une première série d'âges discordants traduisant des effets de recul de l'³⁹Ar, la suite du spectre permet de calculer pour 65% de l'³⁹Argon total libéré un âge plateau de 466 ± 4 Ma, équivalent à l'âge total du grain.

L'échantillon 09PC22 est un méta-granite dont les caractéristiques structurales et microstructurales suggèrent qu'il pourrait s'agir d'un des rares granites syncinématiques mis en place pendant l'orogénèse panafricaine. Les résultats U-Pb sont en faveur de cette hypothèse (voir section Géochronologie U-Pb). Une biotite a été extraite de cet échantillon et analysé en 13 paliers de dégazage. Le spectre d'âges correspondant (Figure V.35 D) se caractérise par une croissance progressive des âges apparents depuis un minimum de 300 Ma vers des valeurs proches de 490 Ma avant de diminuer sur la fin du dégazage à 461 Ma. Un âge intégré de **487 ± 5 Ma** est calculé pour 4 paliers correspondant au plat du spectre et représentant 66% de l'³⁹Argon libéré. L'âge total de 477 ± 4 Ma et le profil du spectre montrent que la biotite a perdu une partie de son argon radiogénique lors d'un événement récent et que les âges obtenus doivent être interprétés comme des âges minimum de fermeture isotopique à 325°C environ.

L'échantillon 08PC38 est un gneiss à sillimanite également utilisé pour la géochronologie U-Pb. Une biotite a été dégazée en 17 paliers et fournit un spectre relativement concordant pour l'ensemble du dégazage qui permet de calculer un âge plateau de **480 ± 6 Ma** pour 92% de l'³⁹Argon libéré (Figure.V.35 E). L'âge total est de 480 ± 4 Ma.

Dans le même secteur, des biotites d'un gneiss équivalent (éch 08PC40) ont également été séparées et analysées. Le dégazage total de biotite a été effectué sur 14 paliers assez réguliers et le spectre d'âge est représenté sur la figure V.36 F. Après une première série de paliers donnant des âges discordants liés probablement à une chloritisation du mica et recul de l'³⁹Ar pendant l'irradiation, un âge plateau de **487 ± 5 Ma** a pu être défini sur onze paliers représentant 64% l'³⁹argon libéré. L'âge total est de 485 ± 4 Ma.

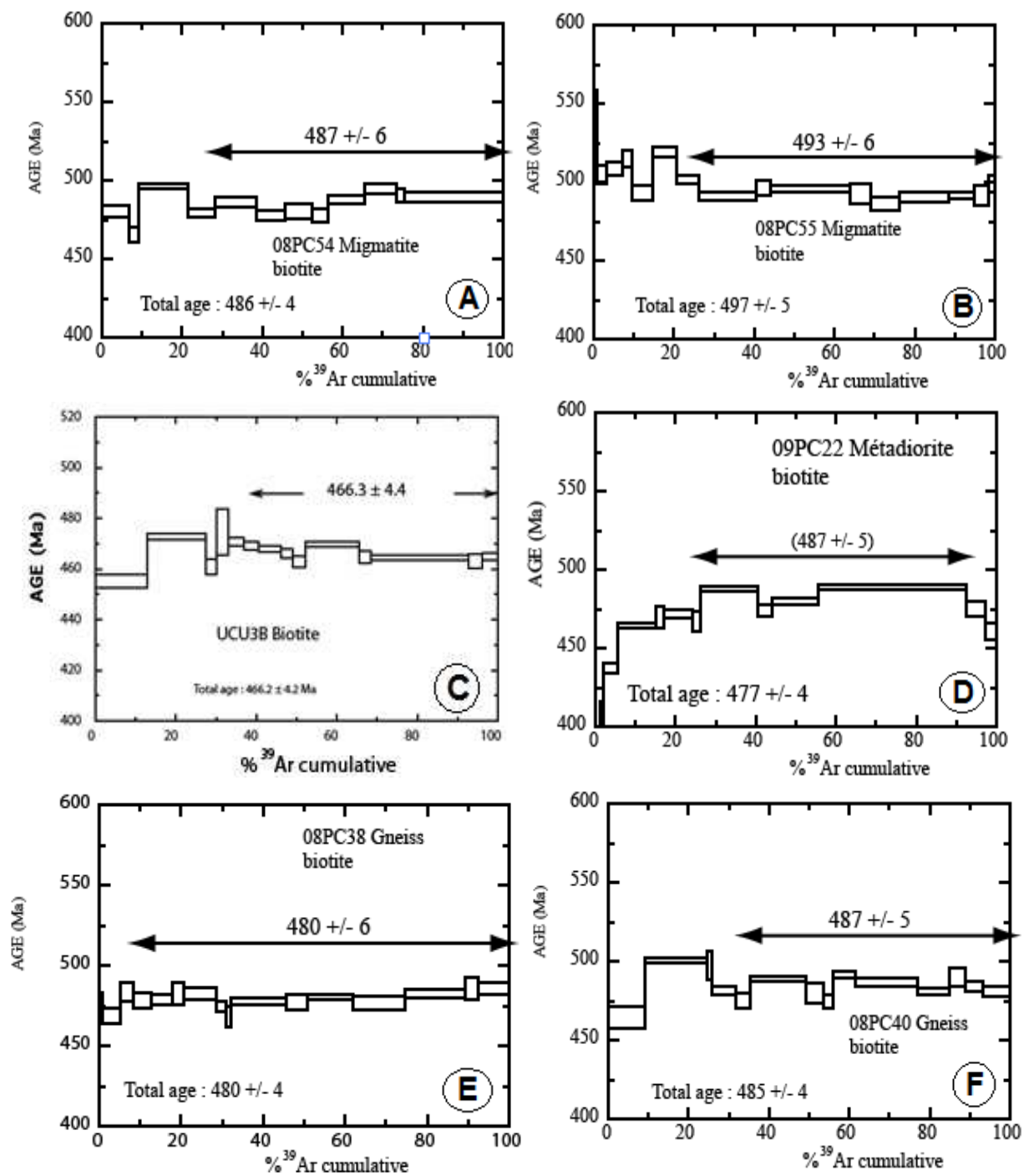


Figure V.36 : Spectres d'âges obtenus pour les échantillons (A) 08PC54, (B) : 08PC55, (C): UCU3B, (D) : 09PC22, (E) 08PC38 et (F) : 08PC40. Les âges plateau sont calculés à 1σ .

L'échantillon UCU3A est un gneiss à biotite-grenat comparable à l'échantillon 08PC40. La biotite a été dégazée en 13 paliers et fournit un âge plateau de 479 ± 5 Ma calculé pour 7 paliers dans la partie centrale du spectre et représentant 65% de l' ^{39}Ar libéré (Figure V.37 A). De part et d'autre de ce plateau, les âges apparents sont légèrement plus jeunes, traduisant soit des effets d'altération ou perte récentes d'argon soit l'existence d'inclusions. L'âge total de 478 ± 4 Ma montre toutefois que ces phénomènes restent de faible ampleur.

Les échantillons 08PC45 (leucosome) et 08PC46 (melanosome) ont été prélevés de même affleurement de migmatite. La biotite extraite de leucosome (08PC45) a fourni un spectre d'âge pour lequel un plateau d'âge de 493 ± 7 Ma a été calculé sur 13 paliers sur les 16 réalisés et représentant 89% l' ^{39}Ar libéré (Figure V.37 B). Seules les trois premières fractions témoignent d'une faible perte d'argon radiogénique. L'âge total est de 489 ± 5 Ma. La biotite du mélanosome (éch.08PC46) a été dégazée en 13 paliers et donne un âge plateau de 488 ± 7 Ma calculé sur 6 paliers représentant 78% de l' ^{39}Ar libéré (Figure V.37 C). Le début et la fin du dégazage sont marqués par des hétérogénéités liées à des pertes d'argon et la présence éventuelles d'inclusions.

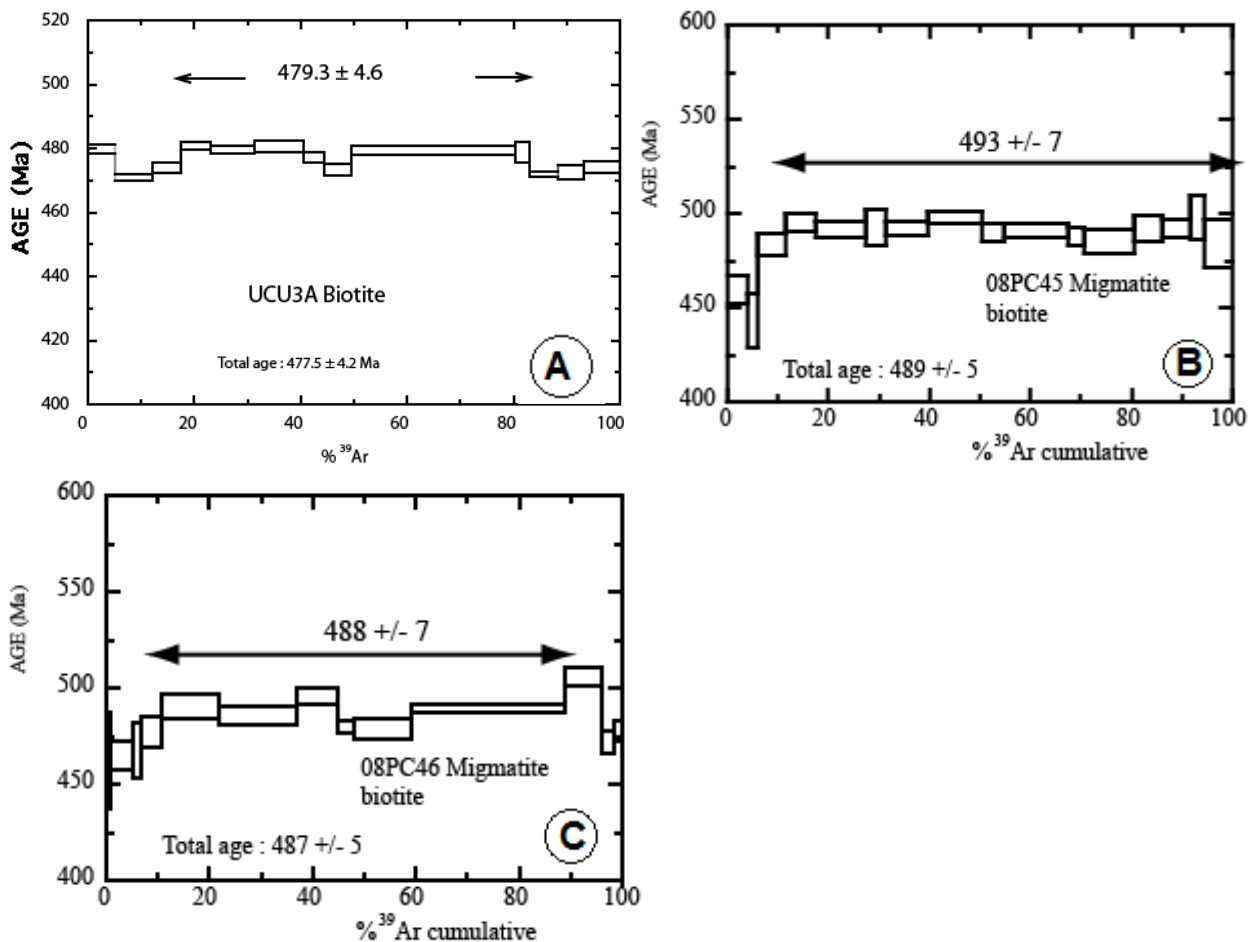


Figure V.37 : Spectres d'âges obtenus pour les échantillons UCU3A (A), 08PC45 (B) et 08PC46 (D). Les âges plateau sont calculés à 1σ

Synthèse des résultats de l'unité occidentale

Comme pour l'unité orientale, les âges Ar/Ar les plus anciens sont enregistrés par l'échantillon de granite le moins déformé, la métadiorite 08PC33 pour laquelle la biotite fournit un âge total de 665 Ma qui résulte d'une remise à zéro partielle du chronomètre argon dans un protolithe mis en place à 2Ga. La présence d'une composante d'argon hérité est probablement en partie responsable de la variation des âges obtenus sur l'ensemble des biotites et compris entre 506 et 466 Ma. Cette variation peut être également due à une chloritisation partielle des micas, à des effets de composition chimique ou de taille des grains ou à un changement de la vitesse de refroidissement. On notera cependant que 8 de ces âges se situent dans la fourchette 480-490 Ma aux marges d'erreur analytique près. Pour les amphiboles, les quatre âges plateau obtenus se situent entre 471 et 504 Ma, 3 d'entre eux étant compris entre 493 et 504 Ma. Si on écarte l'âge le plus jeune de 471 Ma probablement dû au dégazage d'inclusions micacées, ces âges sur amphiboles apparaissent comme étant 10 à 20 Ma plus vieux que ceux des biotites. Compte tenu de la différence de température de fermeture isotopique des 2 minéraux (550 vs 325 °C respectivement, Dahl et al, 1996 ; Harrison et al, 1985), leur différence d'âge permet de calculer une vitesse de refroidissement de l'ordre de 10 à 20°C/Ma pour la période considérée, ce qui reste relativement élevée par comparaison aux orogènes plus anciens où ces vitesses sont de l'ordre du degré/Ma.

Par comparaison aux résultats obtenus dans l'unité orientale, ces résultats Ar/Ar de l'unité occidentale ne font pas ressortir l'épisode précoce à 510-530 Ma qui a été totalement oblitéré par la phase D2 de rééquilibration thermique. Toutefois, on doit noter que les âges des micas de l'unité occidentale et de la base ouest de l'unité occidentale sont similaires, ce qui indique une histoire de refroidissement commune postérieurement à la superposition des deux unités et à la migmatisation partielle de l'unité inférieure occidentale

Echantillon	Minéral	Age total	Age plateau	% ³⁹ Ar
08PC33 métadiorite	bt	665 ± 6 Ma		
08PC34 métagranodiorite	bt	510 ± 5 Ma	506 ± 6Ma	67%
08PC34 métagranodiorite	amp	469 ± 5 Ma	471 ± 8Ma	94%
UCU4A amphibolite	amp	497 ± 5 Ma	493 ± 2 Ma	77%
UCU4C amphibolite	amp	518 ± 5 Ma	498 ± 5 Ma	80%
08PC52 amphibolite	amp	538 ± 6 Ma	504 ± 6 Ma	64%
08PC54 migmatite	bt	486 ± 4 Ma	487 ± 6 Ma	71%
08PC55 migmatite	bt	497 ± 5 Ma	493 ± 6 Ma	74%
UCU3B pegmatite	bt	466 ± 4 Ma	466 ± 4 Ma	65%
08PC22 metagranite	bt	477 ± 4 Ma	487 ± 5Ma	66%
08PC38 gneiss	bt	480 ± 4 Ma	480 ± 6 Ma	92%
08PC40 gneiss	bt	485 ± 4 Ma	487 ± 5 Ma	64%
UCU3A gneiss	bt	477 ± 4 Ma	479 ± 5 Ma	65%
08PC45 migmatite	bt	489 ± 5 Ma	493 ± 7 Ma	89%
08PC46	bt	487 ± 5 Ma	488 ± 7 Ma	70%

Tableau V.3 : Synthèse des résultats de l'étude géochronologique Ar/Ar sur les roches métamorphiques et magmatiques de l'unité occidentale. Les âges sont donnés en millions d'années (Ma). Les données complémentaires relatives à chaque analyse sont reportées en annexe.

V.5. Bilan de l'étude géochronologique

V.5.1. Interprétations des âges U-Pb

De façon à pouvoir reconstituer plus finement l'évolution de la zone interne de la chaîne Mayombienne, la discussion des âges (figure V.37) porte tout d'abord sur les roches Paléoprotérozoïques, puis sur les roches permettant de retracer l'évolution tardi-Panafricaine. Les unités orientale et occidentale de la zone interne sont comparées en termes de constituants du socle et de l'évolution tectonométamorphique de façon à mettre en évidence leurs similitudes et différences.

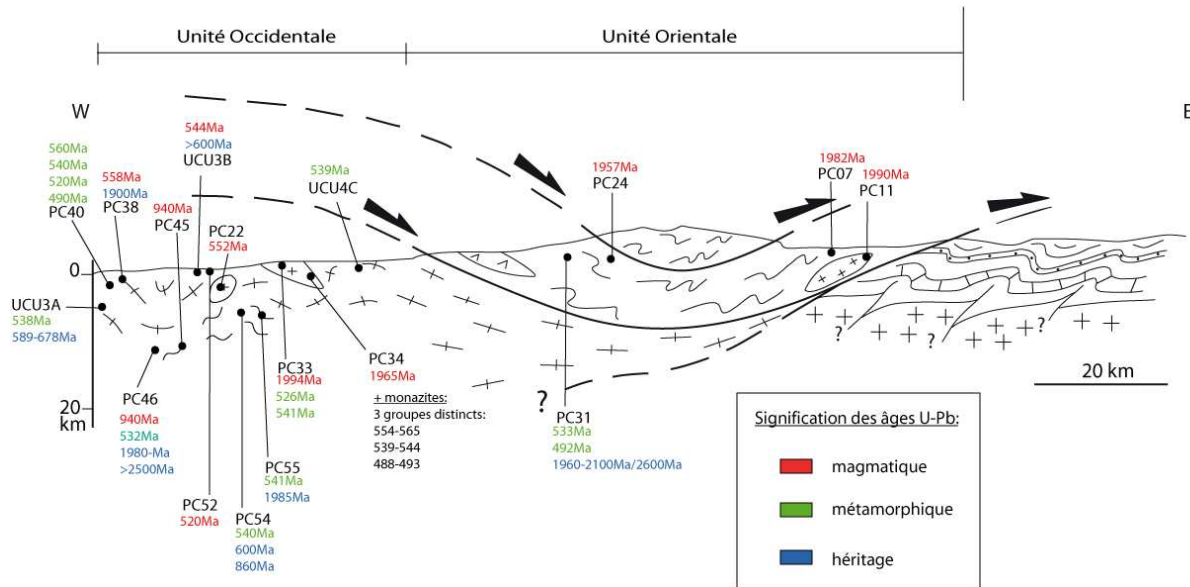


Figure V.37 : Distribution des âges U-Pb sur la coupe Quitexe-Caxito

V.5.1.1. Comparaison entre les composants du socle

Les granitoides étudiés dans l'unité orientale présentent des âges U-Pb compris dans une gamme étroite située entre 1957 et 1990 Ma. Les granitoides de l'unité occidentale fournissent quant à eux des âges compris entre 1966 et 1989 Ma. De ce point de vue, les deux unités présentent des similitudes importantes indiquant qu'il s'agit d'un segment crustal identique essentiellement constitué par des roches Paléoprotérozoïques mises en place durant un épisode relativement court entre 1.96 et 1.99 Ga. Cette similitude s'applique également aux composants hérités détectés dans les roches du socle. Pour la partie orientale les composants les plus anciens ont été détectés dans un micaschiste et ont un âge d'environ 2.6 Ga, alors que pour la partie occidentale, l'âge le plus ancien atteint une valeur minimale de 2.5 Ga. Dans le premier cas le composant archéen est d'origine détritique, alors que pour la partie occidentale, il s'agit d'un grain hérité dans une migmatite. Ces âges sont toutefois similaires ce qui renforce la comparaison entre les deux unités. Une différence importante réside dans la détection d'un composant Néoprotérozoïque précoce (c. 940 Ma), protolithe possible d'une migmatite, dans la zone occidentale qui n'a pas été détecté dans la partie orientale. Cependant le petit nombre d'échantillons analysés dans la partie orientale (4 contre 12) ne permet pas de conclure si cette différence est significative. De tels âges sont connus au Nord dans la zone de Noqui au Congo et ont été reliés à la fragmentation du Rodinia (Tack et al., 2001). En conclusion, la répartition des âges U-Pb ne permet pas de mettre en évidence des différences significatives entre les portions de socle des unités orientale et occidentale.

V.5.1.2. Evolution tardi-Panafricaine

Une compilation de l'ensemble des âges U-Pb obtenus au cours de cette étude permet d'apporter des contraintes sur l'évolution de haute température de ce segment de la chaîne Mayombienne. L'âge le plus ancien (591 ± 14 Ma) est interprété comme reflétant l'âge du protolithe d'une migmatite (08PC54). La signification de cet âge en termes de processus est difficile à préciser. Il indique clairement la présence de composant Pan-Africain *s.s* dans cette région, mais la relation avec les autres âges reste à établir.

Les trois générations de monazites observées dans le paragneiss 08PC40 permettent d'apporter des contraintes précises sur l'évolution métamorphique.

- Une première génération de monazite fournit un âge de 558 ± 5 Ma. Cette première génération est contemporaine de la mise en place du granite anté- à syn-cinématique 09PC22 daté à 552 ± 3 Ma ainsi que de la cristallisation des zircons dans le gneiss 08PC38 (556 ± 9 Ma). Dans les terrains métamorphiques la monazite se forme par déstabilisation de minéraux précurseurs (apatite, allanite) lorsque les sédiments passent dans les conditions du facies amphibolite (Kingsbury et al., 1993). Smith et Barreiro (1990) ont montré que, dans les sédiments pélitiques, la croissance de la monazite se produit au passage de l'isograde staurotide, à des températures de l'ordre de $525 \pm 25^\circ\text{C}$, et que une fois formée, elle reste insensible à des échanges isotopiques, même si elle est soumise à des températures plus importantes. Nous proposons que la mise en place des granitoides se produit durant la phase prograde du métamorphisme régional et que l'augmentation de température liée à la mise en place de ces magmas a permis la croissance prograde d'une première génération de monazites métamorphiques dans les paragneiss.

- Une deuxième génération de monazite est datée à 543 ± 3 Ma. Dans la partie occidentale, cet âge est comparable à ceux obtenus sur les surcroissances de zircons de la métadiorite PC33 (528 ± 11 Ma), sur les zircons métamorphiques du gneiss UCU 3A (538 ± 6 Ma), et sur les zircons provenant de la pegmatite UCU 3B (544 ± 13 Ma) ou du jus leucocrate UCU 3C (539 ± 7 Ma). Il correspond également à la formation des zircons dans les migmatites PC46 (532 ± 8 Ma), PC54 (545 ± 4 Ma) et PC55 (541 ± 4 Ma) associées à la fusion partielle de la croûte de la chaîne Mayombienne. Enfin cet âge se retrouve également au niveau de surcroissances de zircons détritiques dans le micaschiste PC31 de l'unité orientale (533 ± 10 Ma). La bonne cohérence de ces âges permet de proposer qu'il s'agit d'un événement important accompagnant le développement de surcroissances métamorphiques sur des zircons et la formation de monazites métamorphiques dans des métasédiments. Cet événement se caractérise également par la fusion de la croûte préexistante (migmatites) et la génération de liquides magmatiques contemporains (pegmatites et veines leucocrates). Il s'agit donc d'un événement majeur que nous attribuons à la principale phase de déformation D1 identifiée dans la partie portant sur l'étude pétro-structurale. L'ensemble des âges obtenus n'étant pas significativement différents, nous avons calculé une moyenne pondérée de 541 ± 3 Ma (MSWD = 0.6, $n = 8$) qui constitue notre meilleure estimation pour l'âge du paroxysme du métamorphisme. L'âge des surcroissances de zircons dans le micaschiste PC31 a été inclus dans le calcul car il n'est pas différent de ceux obtenus pour la partie occidentale. Sur la base de ces résultats, nous concluons également qu'il n'y a pas de diachronisme majeur du pic du métamorphisme entre les deux unités orientale et occidentale.

- La troisième génération de monazite dans le paragneiss PC40 se forme à 490.0 ± 2.4 Ma. Cet âge se retrouve également au niveau de surcroissances métamorphiques affectant les zircons du micaschiste PC31 de l'unité orientale (491.9 ± 4.2 Ma). Ces surcroissances sont enrichies en U par rapport aux surcroissances plus anciennes reconnues dans la même roche. Elles témoignent d'une mobilisation plus importante de l'U que l'on peut attribuer à des conditions moins sévères que celles prévalent lors de la phase de déformation datée à 540 Ma. Nous attribuons donc cet âge à la deuxième phase D2 que nous relierons à l'exhumation de la zone interne. De même que pour D1, il n'est pas possible de mettre en évidence un diachronisme entre la zone orientale et la zone occidentale. Un âge moyen a donc été calculé qui fournit une valeur de 491 ± 4 Ma (MSWD = 0.2, n = 2) et qui constitue notre meilleure estimation pour la phase de déformation D2.

En utilisant le jeu de données obtenu au cours de cette étude, on remarque que l'intervalle de temps entre 541 Ma et 491 Ma correspond à une période sans cristallisation/recristallisation majeure. Seuls les zircons extraits de veines leucocrates dans l'amphibolite PC52 indiquent une activité magmatique datée à 521 ± 7 Ma lors de la phase rétrograde du métamorphisme. Ceci reste à confirmer par un échantillonnage plus exhaustif.

V.5.2. Interprétations des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

L'ensemble des données acquises au cours de cette étude géochronologiques est rassemblé dans les tableaux V.2 et V.3 et reportées sur les figures V.38 et V.39. À l'exception des âges paléoprotérozoïques préservés dans un protolithe granitique du domaine oriental, tous les âges Ar/Ar obtenus au cours de ce travail témoignent de l'importance de l'orogénèse panafricaine dans la structuration tectono-métamorphique du NW de l'Angola. Deux groupes d'âges de refroidissement peuvent être distingués :

- un premier groupe préservé essentiellement à l'Est et pour lequel amphibole, muscovite et biotite fournissent une gamme d'âges de 520-530 Ma. La concordance de ces âges pour des systèmes dont la température de fermeture isotopique est comprise entre 550 et 325 °C implique un refroidissement rapide de ces séries orientales lorsqu'elles viennent chevaucher les zones externes froides à la fin de la phase D1. Ce refroidissement rapide a favorisé la préservation des assemblages de haute-pression et un chemin rétrograde qui demeure dans le champ du disthène (voir chapitre Pétrologie). Ces âges sont en accord avec les données U-Pb qui placent le pic du métamorphisme à 541 ± 3 Ma.
- Le second groupe d'âges de refroidissement est compris entre 480 et 500 Ma et concerne toute l'unité occidentale et la base W de l'unité orientale. Ces âges post-datent la migmatitisation de l'unité occidentale, ils sont principalement le reflet d'un retour progressif des séries métamorphiques à l'équilibre thermique à une vitesse de l'ordre de 10°C/Ma.

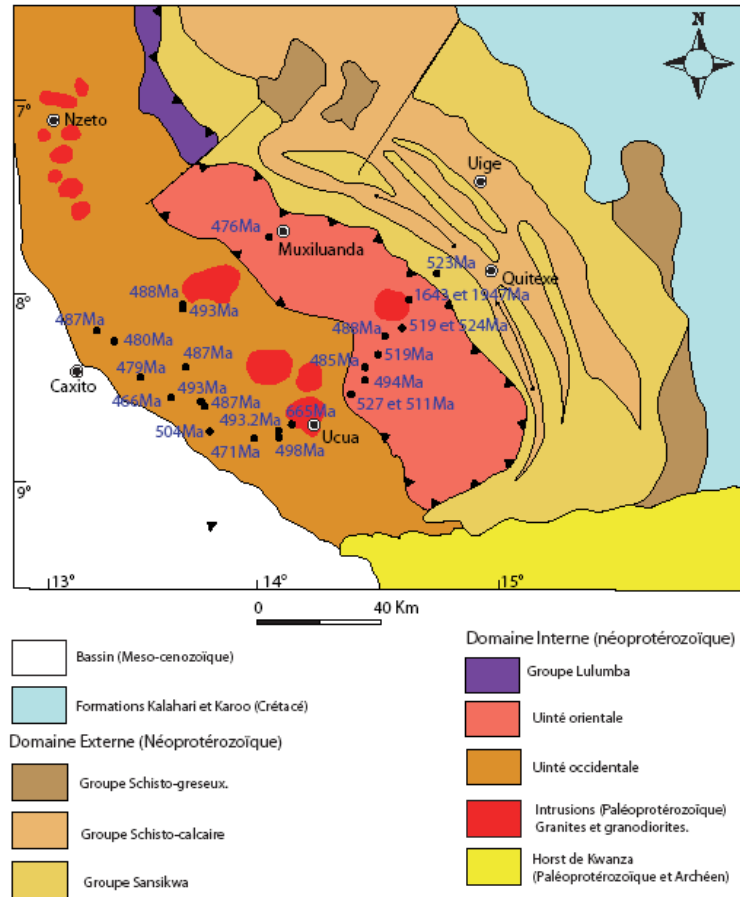


Figure V. 38. Carte de répartition des âges Ar/Ar dans la zone d'étude. La coupe de la figure V.39 jointe précise les minéraux datés.

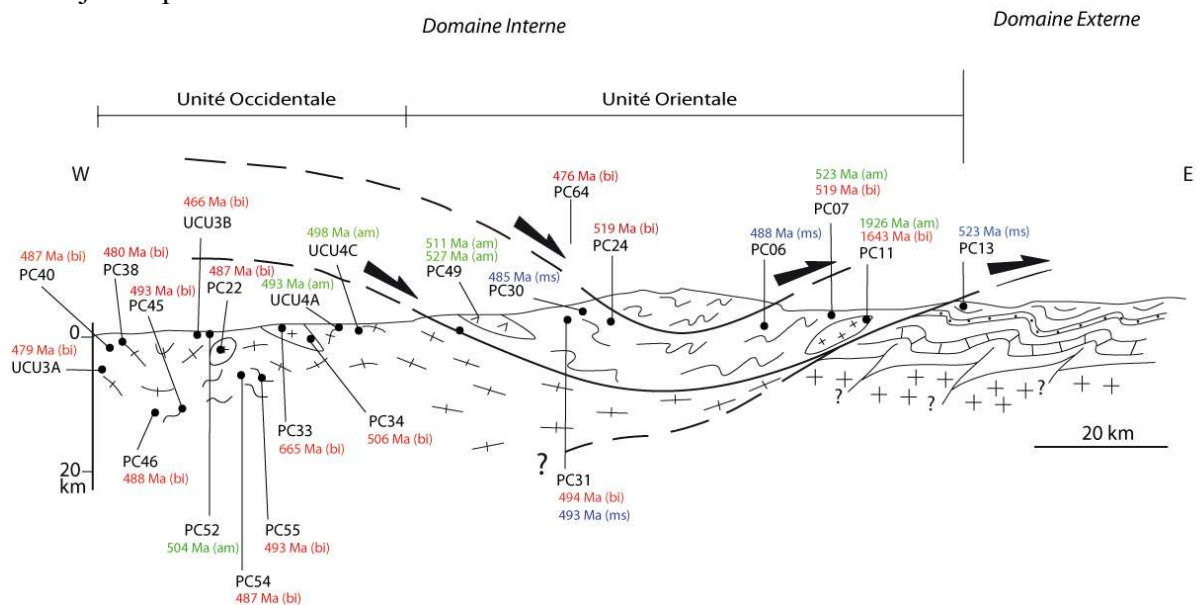


Figure V.39 : Distribution des âges Ar/Ar sur la coupe Quitexe-Caxito

V.5.3. Synthèse géochronologique

L'utilisation combinée des méthodes U-Pb et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ permet de fournir un cadre chronologique relativement précis de principaux événements magmatiques et tectono-métamorphiques qui ont affecté l'extrémité SW du bouclier congolais au Paléoprotérozoïque et au Pan-africain.

Les plus anciennes roches d'origine magmatique correspondent à des granites, diorites et granodiorites qui se mettent en place dans une séquence sédimentaire probablement peu métamorphique vers 2Ga, à la fois dans l'unité orientale et dans l'unité occidentale. Les âges obtenus sur 4 intrusions sont respectivement de 1981 ± 5 Ma, 1990 ± 8 Ma, 1994 ± 10 Ma et 1965 ± 6 Ma, ce qui suggère un diachronisme maximum de 30 Ma à l'échelle de notre coupe de référence. L'âge Ar/Ar de 1926 ± 17 Ma d'une amphibole prélevée dans une granodiorite non déformée est compatible avec ces âges U-Pb. La géochimie de ces granites suggère que leur mise en place se fait dans un contexte soit d'arc volcanique pour les magmas de l'unité occidentale soit intra-plaque pour ceux de l'unité orientale (chapitre précédent).

Cette composante à 2 Ga se retrouve sous forme héritée dans les roches métamorphiques des 2 unités, tant dans les micaschistes que dans les migmatites. Elle peut être associée à des composantes plus anciennes ($>2,5$ Ga ; migmatite 08PC46 et gneiss 08PC31) ou être l'unique composante héritée suggérant alors une provenance locale de la fraction détritique (micaschiste 08PC24).

Les données obtenues au cours de ce travail ne permettent pas de mettre en évidence d'événements majeurs avant le cycle orogénique panafricain. L'empreinte de ce cycle est présente de manière différente dans les deux unités identifiées sur des critères structuraux et pétrologiques.

Dans l'unité orientale, une phase précoce de métamorphisme de relativement haute-pression est enregistrée à 540-520 Ma par la bordure métamorphique des zircons d'un gneiss à disthène-staurotide pour lequel l'étude pétrologique suggère une température d'équilibre voisine de 650°C et par les micas et amphiboles des micaschistes à disthène-staurotide et orthogneiss. Cette phase précoce est contemporaine de la phase tectonique D1 associée à l'épaississement des séries dans un prisme d'accrétion et à leur charriage sur les unités plus froides du domaine externe où les muscovites immédiatement sous le contact fournissent également un âge de cristallisation de 520 Ma. La concordance des âges suggère un refroidissement rapide des roches suite à leur mise en place tectonique. A l'Ouest de cette unité orientale, un second événement métamorphique daté à 490-480 Ma est enregistré par une nouvelle bordure métamorphique des zircons et par les micas des gneiss et quartzites. Cet événement traduit l'influence thermique de la phase D2 prépondérante dans l'unité inférieure occidentale.

Dans l'unité occidentale, les âges U-Pb et Ar/Ar compris entre 560 et 480 Ma sont plus dispersés que dans l'unité orientale ce qui suggère une durée de plus de 80 Ma des événements thermiques et tectoniques pan-africains. La phase la plus ancienne datée à 560 Ma est enregistrée par la bordure métamorphiques des zircons dans les gneiss à grenat-sillimanite à l'Ouest de la coupe et par une première génération de monazite dans la métadiorite d'Ucua. La signification de cet âge est difficile à évaluer en raison d'une oblitération importante des caractéristiques tectoniques et métamorphiques précoces par les phases thermiques tardives. A titre d'hypothèse, on peut suggérer que cet âge est celui d'un stade prograde du métamorphisme ayant conduit à la cristallisation de rutile et sillimanite présents au cœur des grenats. La migmatisation de cette unité occidentale est bien contrainte à

520-540 Ma par un ensemble de résultats obtenus soit sur les surcroissances des zircons dans les gneiss et leucosomes, soit sur des néozircons dans les amphibolites soit sur des monazites dans la granodiorite d'Ucua. Il est probable que plusieurs générations de migmatites se sont mises en place pendant les 20 Ma que recouvrent les âges U-Pb (voir le cas du Velay comme autre exemple, Mougeot et al., 1997 ; Bé Mezeme et al., 2005). Cette migmatitisation, contemporaine du pic du métamorphisme dans l'unité orientale, semble avoir été précédée localement par la mise en place de plutons syntectoniques pour lesquels un âge de 552 ± 3 Ma a été obtenu. Postérieurement à la migmatitisation des séries, les roches sont soumises à un refroidissement progressif sur près de 40 Ma jusqu'au passage de l'isotherme 300°C enregistré par le chronomètre Ar/Ar de la biotite. Il est synchrone du refroidissement de la base de l'unité orientale qui recouvre ces roches de haute température. L'ensemble de ces données géochronologiques et thermochronologiques est synthétisé sur les chemins P-T-t de la figure V.40.

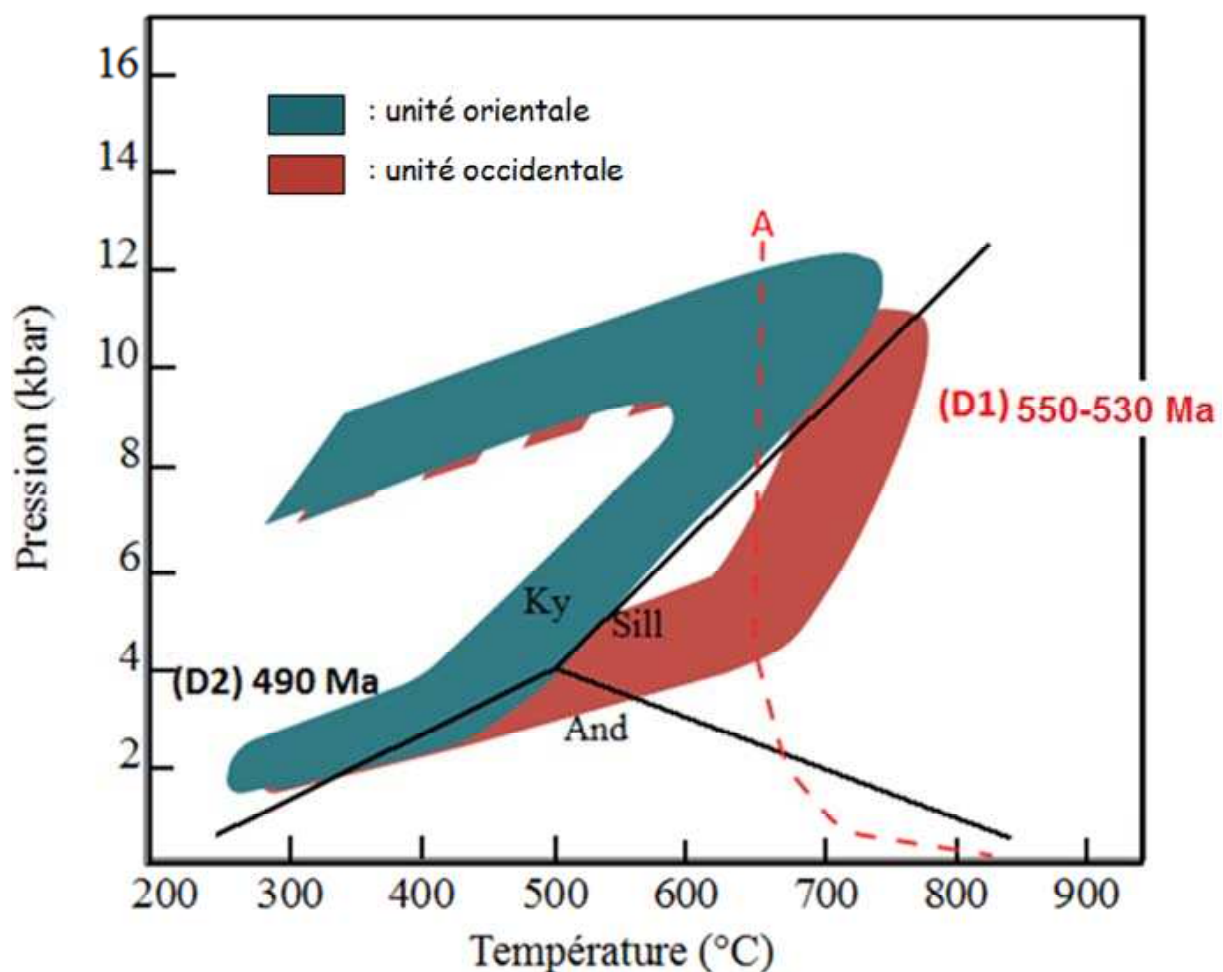


Figure V.40 : Reconstitution des chemins P-T-t dans les zones internes du NW de l'Angola sur la base des données thermobarométriques et géochronologiques.

Chapitre VI: Synthèse - Conclusions

L'ensemble des résultats acquis au cours de ce travail de thèse permet d'apporter de nouvelles contraintes pour mieux comprendre la formation et l'évolution du segment orogénique panafricain du NW de l'Angola.

Ce chapitre rappelle donc les principaux résultats de ce travail et les intègre dans un modèle géodynamique global prenant en compte les caractéristiques des différents segments orogéniques néoproterozoïques à cambriens présents actuellement de part et d'autre de l'Atlantique Sud.

En Angola, les données acquises nous permettent de proposer un schéma évolutif de ce segment panafricain dont les grandes caractéristiques sont :

VI.1. Héritage archéen

Dans l'unité occidentale, les âges de 2.76 Ga obtenus par la méthode U-Pb sur zircons et de TDM de l'échantillon 08PC34 témoignent de l'existence d'un héritage archéen pour les roches constituant le craton du Congo dans le NW de l'Angola.

D'autres évidences d'un héritage archéen ont été reconnues dans l'ensemble du craton du Congo :

- au sud du Cameroun, le complexe Ntem représente la bordure Nord-ouest du craton du Congo. On y reconnaît des ceintures des roches vertes mises en place entre 3.0 et 3.3 Ga dans un contexte de rift proto-océanique ainsi qu'un ensemble de roches métamorphiques de faciès amphibolitique à granulitique, associés à la mise en place de granitoïdes datés à 2.6 -2.9 Ga (Nedelec et Nsifa, 1987 ; Tchameni et Nsifa, 1998 ; Nédelec et al., 1990).
- Au Gabon, les études structurales et géochronologiques montrent que l'accrétion des terrains paléoproterozoïques se fait autour des noyaux archéens dont les plus importants témoins, d'âge antérieur à 3.1Ga, seraient présents dans les Monts de Cristal au Nord du Gabon. Des intrusions granitiques à tonalitiques se mettent également en place dans la période 2.8-2.9 Ga, suivies par la mise en place des séries ultrabasiques de Kinguélé, de leucogranites, pegmatites, monzonites et granites entre 2.5-2.8 Ga (Trompette et Carozzi, 1994).
- En République Centrafricaine, les séries du Bas Nyong, du Ntem et de l'Ayina sont composées de gneiss granulitiques et d'un complexe intrusif charnockitique mis en place vers 2.9 Ga (Delhal et Ledent, 1975 ; Lasserre et Soba, 1976 ; Cahen et al., 1984 ; Toteu et al., 1994, 2001 ; Tchameni et al., 1996).
- En R.D. du Congo, un ensemble de granitoïdes datés de l'archéen (2.7 – 3.3 Ga) constitue le soubassement des formations plus récentes de la région du Kasai et du bassin versant SE du Congo (Daly et al., 1992 ; Dupré, 2003). Ce soubassement constitue l'ancienne marge occidentale du craton du Congo et a été remobilisé lors du cycle éburnéen (Maurin et al, 1991) (Fig. VI.1).

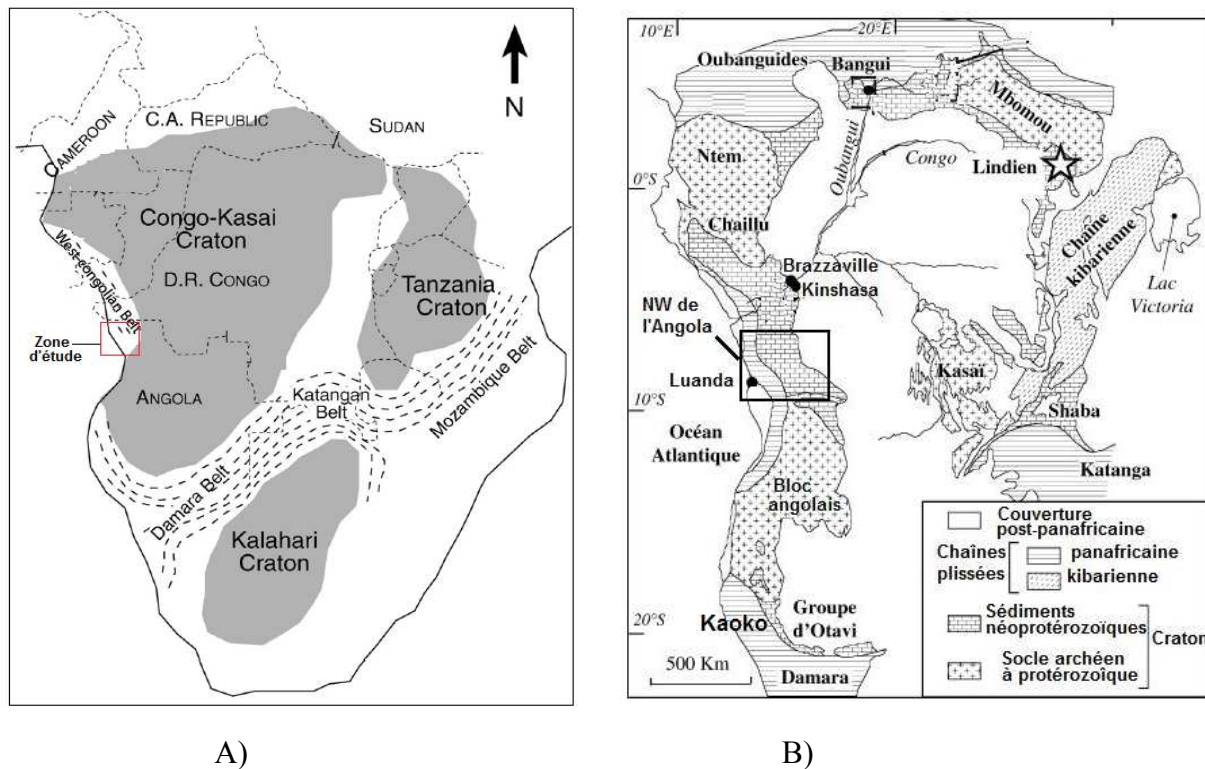


Figure VI.1 : Schéma géologique montrant la position des cratons Congo-Kasaï, Tanzanie et Kalahari en Afrique et la disposition des ceintures panafricaines (A : Batumike et al., 2009 ; B : Trompette et Carozzi, 1994)

VI.2. Cycle éburnéen (2.1-2.0 Ga)

Nous avons montré que le socle du NW de l'Angola comportait des granitoïdes éburnéens datés à ~2 Ga dont l'étude géochimique suggère qu'ils se mettent en place soit dans un contexte de marge active à la bordure du craton du Congo, soit dans un contexte intraplaque. Ceci est en accord avec les conclusions de Vicat et Pouclet (2000) qui ont étudié ce magmatisme au Gabon et au Congo mais qui n'ont pu définir précisément l'environnement de mise en place de ces granites. De nouvelles études seront nécessaires pour mieux contraindre leur genèse.

Ce magmatisme est distribué dans l'ensemble de la chaîne ouest congolienne qui s'étend sur plus de 1000 km du Gabon à l'Angola et on le retrouve :

- au sud du Gabon où le granitoïde Ngoumbou est daté à 2083 ± 27 Ma par U-Pb sur Zircon (Caen-Vachette et al., 1988).
- dans le secteur du Congo Brazzaville où les gneiss de Guéna datés par la méthode U-Pb ont fourni un âge de 2010 ± 56 Ma par intercept supérieur. De même, la granodiorite

de Saras a été datée à 2000 ± 80 Ma par la méthode U-Pb sur zircon (Maurin, et al., 1991).

- dans la région de Bas-Congo (R. D. du Congo) où les migmatites de Mpozo-Tombagadio et de Boma ont été datées respectivement à 2088 ± 91 Ma et 2087 ± 39 Ma, et la syénite de Mpozo à 2126 ± 39 Ma (Delhal et Ledent, 1976).

Les âges entre 1.96 et 1.99 Ga que nous avons obtenus en Angola au cours de ce travail, en accord avec l'âge précédemment obtenu sur le granite de Vista Alegre (Cahen et al., 1979), marquent la fin du cycle éburnéen, bien caractérisé par exemple au Cameroun (Penaye et al., 2004 ; Njiosseu et al., 2005) où la structuration de la chaîne paléoprotérozoïque résultant de la collision entre les cratons du Congo et de São Francisco est calée entre 2.1 et 2.0 Ga. Les données récentes obtenues dans le craton de São Francisco sur la chaîne trans-amazonnienne au Brésil confirment cet âge de structuration (Heilbron et al., 2010).

Par ailleurs, nos données U-Pb sur zircons et TDM sur les métasédiments du domaine interne du NW Angola indiquent la présence d'une composante héritée avec des âges compris entre 1.5 Ga et 1.9 Ga. L'origine de cette composante est probablement à chercher dans les granites éburnéens et les roches associées qui ont contribué à la construction de cette chaîne paléoprotérozoïque mais dont les structures ont été largement effacées par les événements tectono-métamorphiques panafricains.

VI.3. L'orogénèse panafricaine (560 à 480 Ma)

La plupart des auteurs admettent que l'événement panafricain à l'Ouest de l'Afrique, est dû à la collision entre le craton São Francisco et celui du Congo vers 600 Ma (Franssen et al, 1988 ; Trompette, 1989 ; Maurin et al, 1991 ; Pedrosa-Soares et al, 1992). Cette collision est le résultat de la subduction d'une lithosphère océanique sous le bloc de l'est (marge africaine).

Nos résultats pétro-structuraux et géochronologiques indiquent que la structuration du NW de l'Angola est largement dominée par les événements panafricains. Dans la période 560 à 480 Ma, nous avons distingué deux événements principaux D1 et D2 qui ont conduit à l'édification de la chaîne (Figure VI.2) :

- L'évènement D1 qui résulte de la collision correspond à la phase d'épaississement crustal et à la mise en place des nappes suivant une cinématique vers l'E-NE. Nos données géochronologiques permettent de montrer que cet épaississement démarre dès 560 Ma, que le pic du métamorphisme est atteint vers 540 Ma et que la mise en place finale sur le domaine externe dans les conditions du faciès schistes verts s'achève à 520 Ma. C'est lors de cette phase D1 que l'unité orientale, initialement enracinée plus à l'Ouest, vient chevaucher l'unité occidentale pour finalement déborder sur le domaine externe. Les critères cinématiques indiquent une direction constante de transport des nappes vers l'E-NE durant toute cette période (Figure VI.3). Les données thermobarométriques montrent par ailleurs que lors des phases précoces de convergence l'unité orientale a été enfouie jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 30 km avant de chevaucher l'unité occidentale pour laquelle les pressions maximales suggèrent une profondeur de l'ordre de 20 km au pic du métamorphisme. La migmatisation qui affecte plus ou moins intensément la partie ouest de l'unité occidentale se développe lors de cet épaississement de la structure crustale du NW de l'Angola.

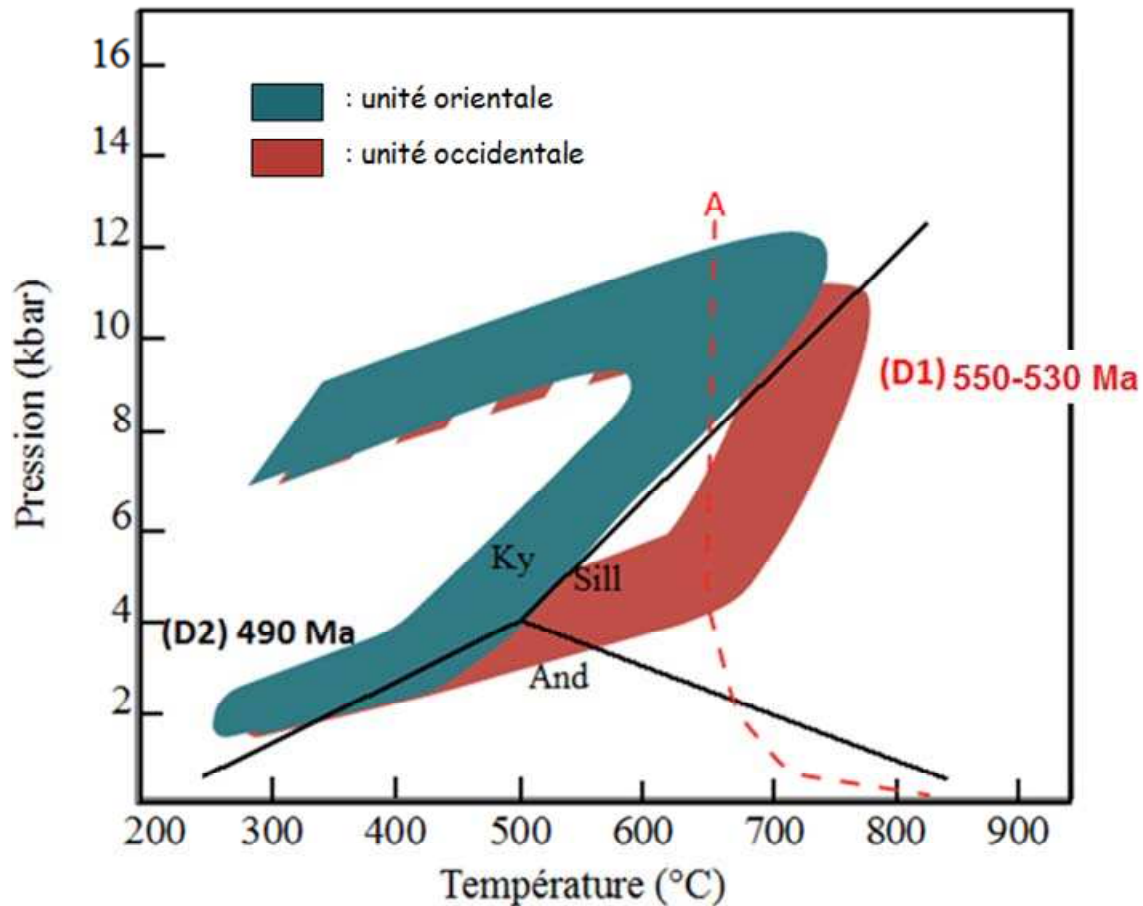


Figure VI.2 : Chemins P-T-t pour les unités panafricaines du NW de l'Angola

- Lors de son exhumation entre 520 et 480 Ma, l'architecture de cette pile de nappes a été reprise par une seconde phase de déformation D2 qui se développe plus intensément dans l'unité occidentale inférieure que dans l'unité supérieure orientale. La schistosité associée est généralement de direction N-S et sub-verticale ou à léger pendage Ouest. Cette déformation D2 correspond globalement à une phase de serrage E-O (Figure VI.4) et, contrairement à ce qu'il a été observé plus au Sud dans le Kaoko belt de Namibie (Goscombe et al., 2003), aucune structure en décrochement n'a été identifiée dans notre secteur d'étude, à l'exception du décrochement dextre qui limite au Sud la chaîne panafricaine du bloc archéen-paléoproterozoïque de Kwanza. Dans l'unité orientale, la préservation d'âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ à 520 Ma sur amphiboles et micas montrent bien que cette unité n'a que localement subi les effets de la phase D2, en particulier à proximité du contact chevauchant avec l'unité inférieure occidentale. Ceci est en accord avec la bonne préservation des assemblages à disthène-staurotide et le fait que le chemin rétrograde se place dans le champ du disthène. Dans l'unité occidentale, les effets thermiques associés à D2 sont à l'origine d'une remise à zéro complète des différents chronomètres argon et de la cristallisation d'une dernière génération de monazite et de surcroissances de zircon. Dans ce dernier cas, la course rétrograde se fait dans le champ de la sillimanite puis de l'andalousite (non exprimée) et ce n'est que vers 480-490 Ma que l'on va retrouver un chemin P-T commun pour les deux unités.

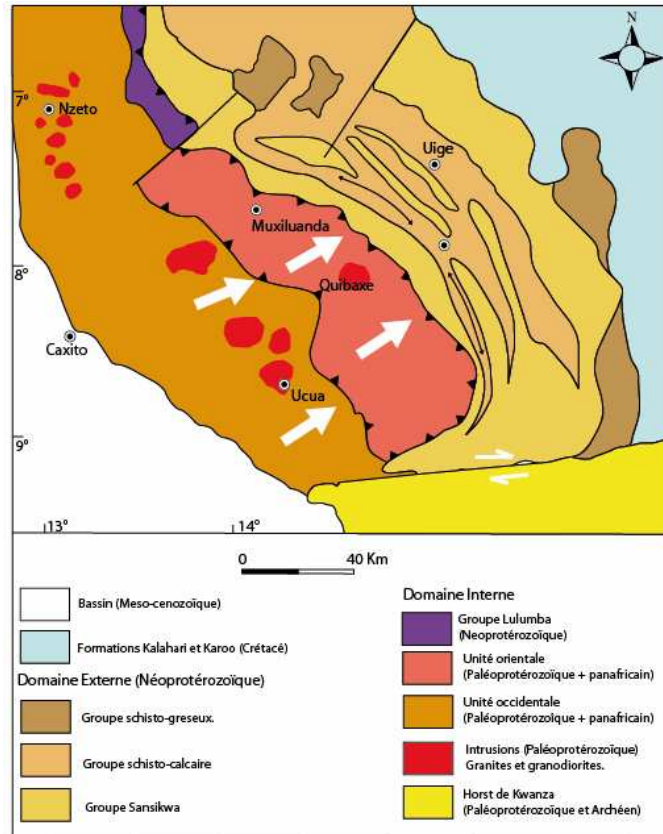


Figure VI.3 : Carte synthétique du domaine interne montrant la direction de transport des nappes dans les deux unités principales, orientale et occidentale.

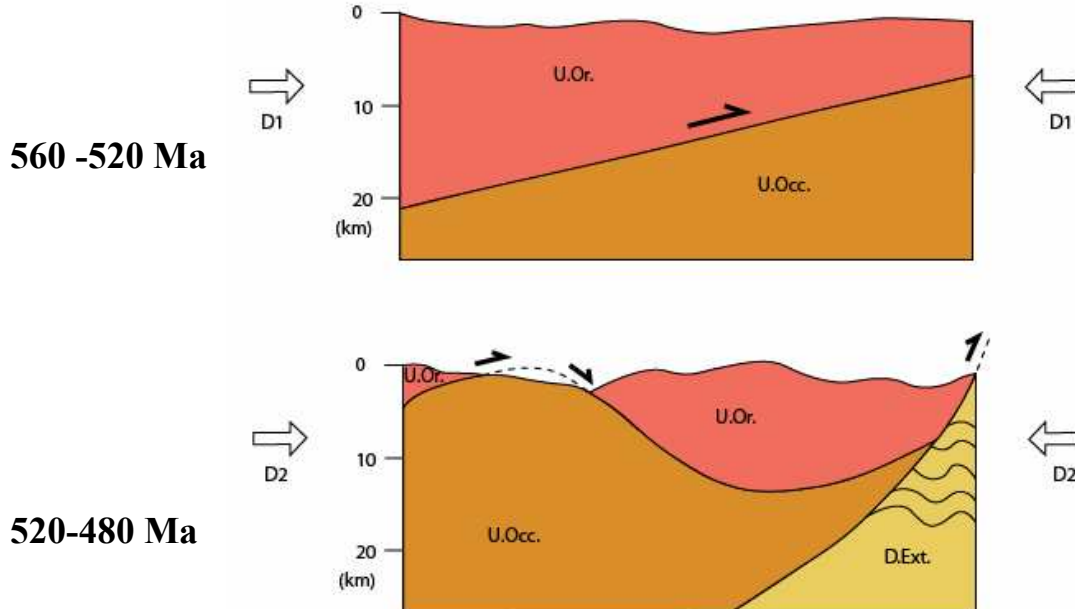


Figure VI.4 : Schéma illustrant la succession des deux phases principales de déformation : D1 correspond à l'épaississement crustal et la mise en place des nappes entre 560 et 520 Ma; D2 datée entre 520 et 480 Ma affecte principalement l'unité occidentale inférieure et replisse le contact entre les 2 unités du domaine interne. – Domaine interne : (U.Or.) Unité orientale, (U.Occ.) Unité occidentale – D. Ext. : domaine externe.

VI.4. La chaîne panafricaine d'Angola dans le contexte de l'Afrique de l'Ouest

La chaîne ouest congolienne borde le craton du Congo à l'ouest (Figure VI.5). Elle se développe le long de la côte atlantique du Gabon à l'Angola. Elle a été principalement étudiée par plusieurs auteurs et une synthèse des données existantes a été présentée par Trompette et Carozzi (1994). La chaîne résulte de la collision d'une marge passive congolaise à l'Est avec une marge active brésilienne à l'ouest.

Différentes études (Maurin, 1991 ; Vicat et Pouclet, 2000 ; Tack et al., 2001) suggèrent qu'il existe des analogies entre l'évolution du segment NW de l'Angola et l'ensemble de la chaîne ouest congolienne (Fig. VI.5). Cette chaîne se superpose à des orogènes plus anciens pour lesquels les études géochronologiques et structurales ont permis de dégager les traits importants.

En Angola, les données acquises au cours de ce travail indiquent une tectogénèse panafricaine étalée entre 560 à 480 Ma qui se caractérise dans le domaine interne par deux phases principales de déformation. Peu de données géochronologiques fiables dans les autres segments de la chaîne ouest congolienne permettent de préciser l'âge de sa structuration. On citera la datation U-Pb sur zircons des gneiss de Guema à 604 ± 58 Ma (Maurin, et al., 1991) au Congo Brazzaville et celle $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ à 566 ± 42 Ma d'une métadolérite du groupe de Sansikwa en R.D. du Congo (Frimmel et al., 2006). Au Cameroun, un âge imprécis de 618 ± 50 Ma a été proposé pour la mise en place de granites syncinématiques (Njiosseu et al., 2005)

Plus au sud (Figure VI.5), on retrouve la chaîne panafricaine au Sud-Ouest du craton du Congo dans le segment orogénique de Kaoko qui se suit du Sud-Ouest de l'Angola jusqu'au Nord-Ouest de la Namibie pour être en partie relayé vers l'Est par la ceinture orogénique de Damara. Ce segment, interprété comme un équivalent des chaînes Dom Feliciano et Ribeira au Brésil (Porada, 1989 ; Trompette et Carozzi, 1994 ; Goscombe et Gray, 2007; Oyhantçabal et al., 2011) a été étudié récemment étudié en détail par Goscombe et al. (2003, 2005) et Goscombe et Gray (2007, 2008). Il est constitué de trois grandes unités structurales allongées N-S, et se chevauchent d'Ouest en Est : 1) à l'est, un domaine externe constitué de pélites, carbonates et quartzites méso-épizonale; 2) une zone centrale composée de gneiss, migmatites, métasédiments et métagranitoïdes, qui forme un complexe de nappes transportées vers l'Est sur le domaine précédent et 3) un domaine occidental constitué d'orthogneiss, amphibolites, granulites et granitoïdes en contact avec la zone centrale par l'intermédiaire de grands décrochements sénestres (Goscombe et al., 2007). Ces derniers auteurs proposent que ce domaine occidental se soit développé dans un contexte d'arc magmatique à l'aplomb de la subduction à pendage Est ayant conduit à la fermeture de l'océan Adamastor, avec un métamorphisme granulitique daté à 650 Ma. L'étude pétrostructurale et géochronologique de cette chaîne a conduit à reconnaître trois stades principaux dans son évolution : une phase D1 (580-550 Ma) de tectonique tangentielle à vergence Est ; une phase D2 (550-530 Ma) qui se traduit principalement marquée par de grands décrochements sénestres, et une phase D3 (530-490 Ma) contemporaine de la mise en place finale du complexe de nappes sur le domaine externe oriental.

Ainsi, par rapport à notre secteur d'étude, l'évolution du segment Kaoko se caractérise par une durée plus longue des événements tectono-métamorphiques (580-490 Ma), par l'importance des décrochements sénestres sub-méridiens et par la présence d'un complexe granulitique daté à 650 Ma, contemporain de la subduction et associé à un magmatisme calco-alcalin.

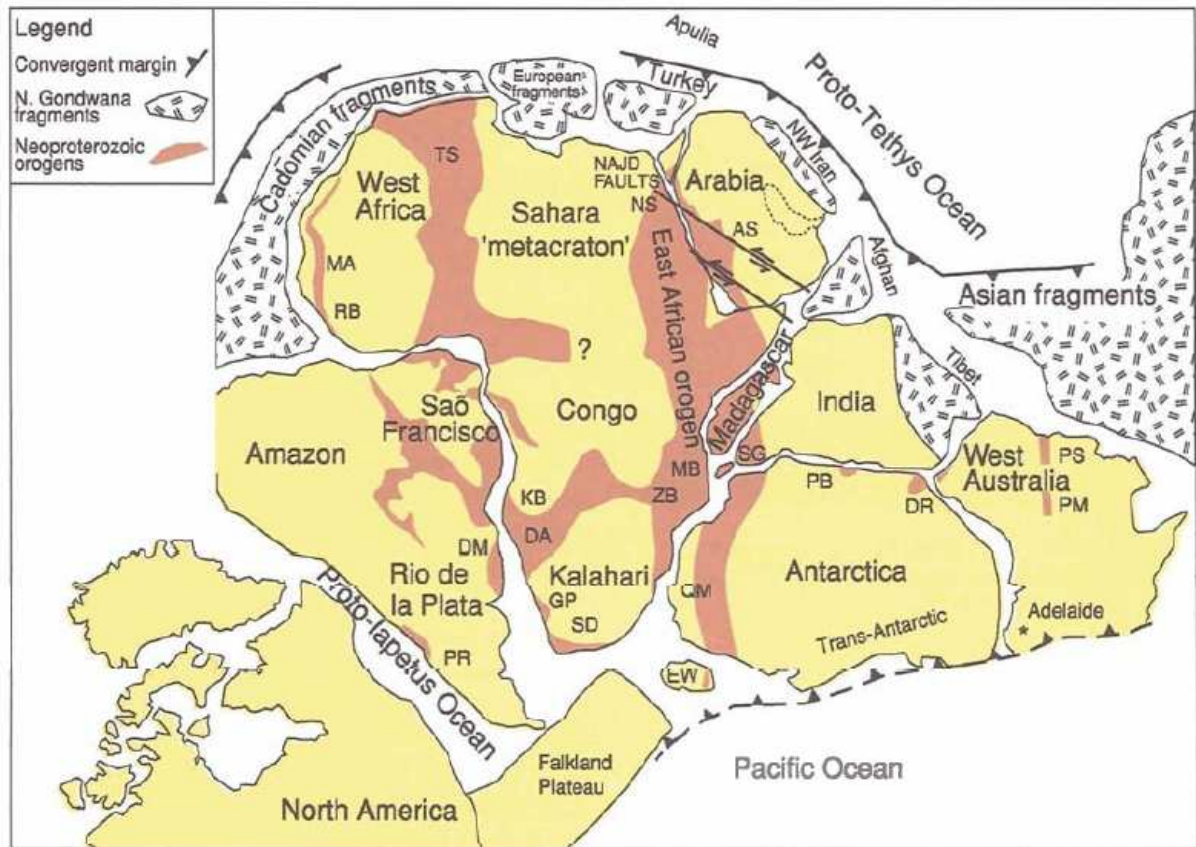


Figure VI.5 Distribution des ceintures orogéniques néoprotérozoïques au sein du supercontinent Gondwana (Kröner et Stern, 2004). AS : Arabian shield ; BR : Brasiliano ; DA : Damara ; DM : Dom Feliciano ; DR : Denman Darling ; EW : Ellsworth-Whitmore Mountains ; GP : Gariiep ; KB : Kaoko ; MB : Mozambique belt ; NS : Nubian shield ; PM : chaînes Peterman ; PB : Pryolz Bay ; PR : Pampa ranges ; PS : Paterson ; QM : Queen Maud Land ; RB : Rokolides ; SD : Saldania ; SG : Southern Granulite Terrane ; TS : Trans-Sahara belt ; WB ; West Congo ; ZB : Zambeze.

Par contraste avec le segment de Kaoko, la ceinture orogénique E-W de Damara qui résulte de la convergence N-S des cratons du Congo et Kalahari témoigne d'une évolution temporelle comparable à celle enregistrée au NW de l'Angola (Jung et Mezger., 2003 ; Johnson et al., 2005). En particulier, les données géochronologiques mettent bien en évidence la propagation vers le Nord de la déformation syn-collisionnelle depuis 550 Ma dans les parties les plus internes de la chaîne jusqu'à 510 Ma dans ses parties externes. Dans le Gariiep belt, à l'Ouest du craton du Kalahari, l'âge de la collision avec le craton Rio de la Plata est estimé à 545 Ma (voir Frimmel et al., 2011 pour une revue de ces différents segments panafricains).

VI.5. Corrélations avec les chaînes brasiliano et évolution du Gondwana occidental

Le secteur que nous avons étudié appartient à la chaîne ouest-congolienne et les reconstructions du supercontinent Gondwana (Figure VI.5) montrent que cette dernière ne constitue qu'un segment d'une chaîne plus vaste à double vergence qui se prolonge à l'Est du Brésil par la chaîne brasiliano Ribeira-Araçuaí (Figure VI.6) séparée de la chaîne ouest congolienne lors l'ouverture mésozoïque de l'Atlantique (Trompette, 1989 ; Kröner et Stern, 2004 ; Pedro-Soares et al., 2008).

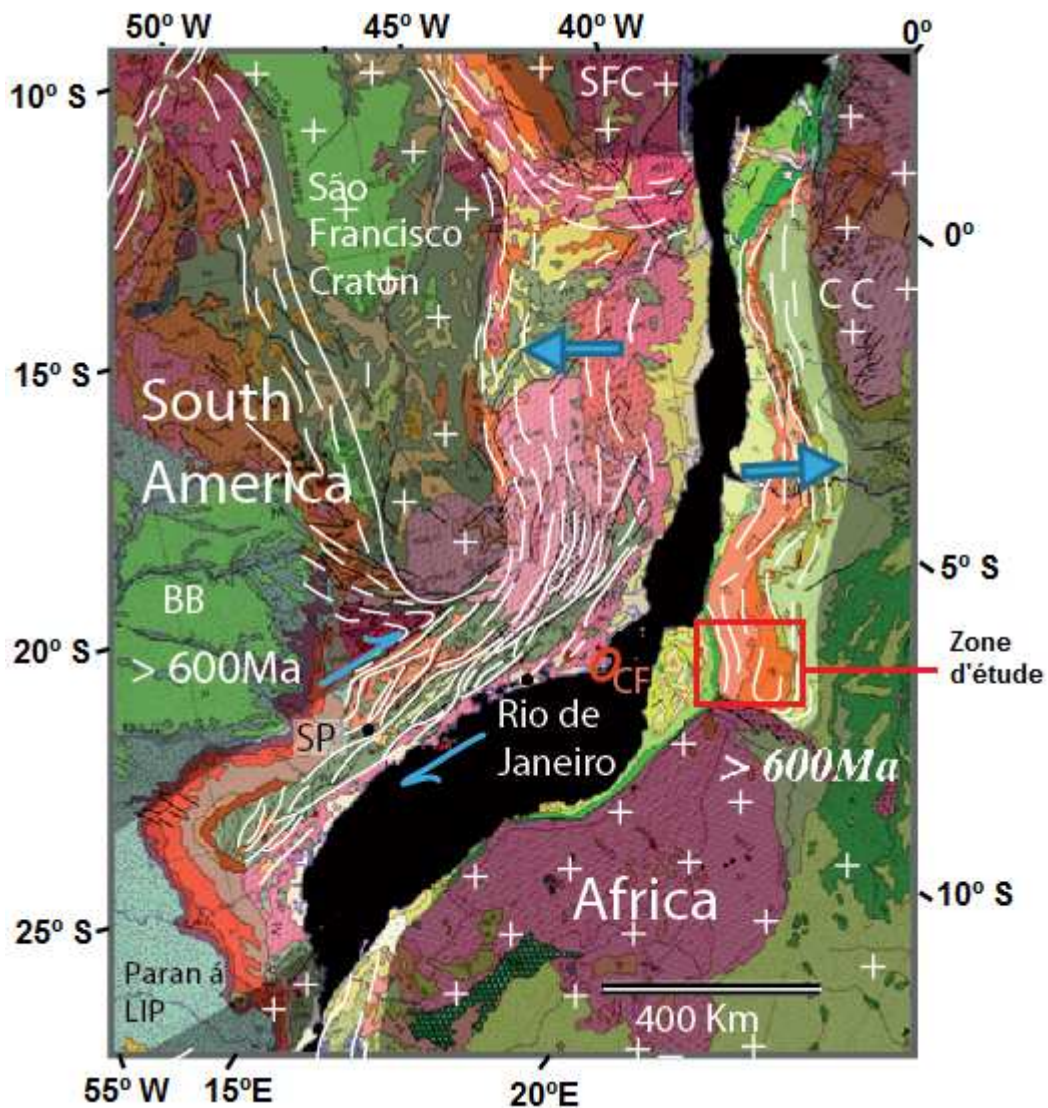


Figure VI. 6 : Localisation de la chaîne Ribeira en bordure du craton du São Francisco (SFC). Les chaînes néoproterozoïques sont symbolisées par des traits blancs épais, et les deux flèches matérialisent la convergence entre les cratons du Congo (CC) et du São Francisco (d'après Egydio-Silva et al., 2002).

La chaîne Ribeira-Araçuaí et Ribeira-Mantiqueira est un orogène de grande dimension, s'étendant sur plus de 2000 km au l'Est et au Sud du craton São Francisco. Cette chaîne a fait l'objet de nombreuses études récentes qui ont permis de préciser sa structure et le calendrier des différents événements tectoniques, métamorphiques et magmatiques qui participent à son édification (par ex. Egydio-Silva et al., 2002 ; Heilbron et Machado, 2003 ; Silva et al., 2005 ; Schmitt et al., 2004, 2008 ; Noce et al., 2007 ; Pedro-Soares et al., 2008 ; Valeriano et al., 2011). On y définit plusieurs ensembles ou domaines structuraux orientés globalement NE-SW, séparés par des zones majeures transpressives dextres de haute-température (Egydio-Silva et al., 2002). Principalement, on peut identifier : (1) un domaine occidental, constituant l'avant chaîne, formé de métasédiments d'âge méso-néoprotérozoïque résultant de l'érosion du craton São Francisco, (2) un domaine central-oriental charrié vers l'W-NW et comprenant des gneiss, migmatites et kinzigites au sein desquels un volume important de granites et tonalites syn-cinématiques se met en place entre 590 et 560 Ma au climax du métamorphisme de HT-BP. (3) un domaine oriental dit de Cabo Frio (ou Búzios), formé des sédiments, métapélites, migmatites et métagranitoïdes, et qui est venu s'accoler tardivement au domaine central-oriental (Schmitt et al., 2004, 2008). De petits plutons de granites post-collisionnels datés entre 510 et 480 Ma scellent la déformation dans cette région (Valeriano et al., 2011). La figure ci-dessous (Figure VI.7), qui fait abstraction des accidents décrochants, montre les relations entre les 3 principaux domaines.

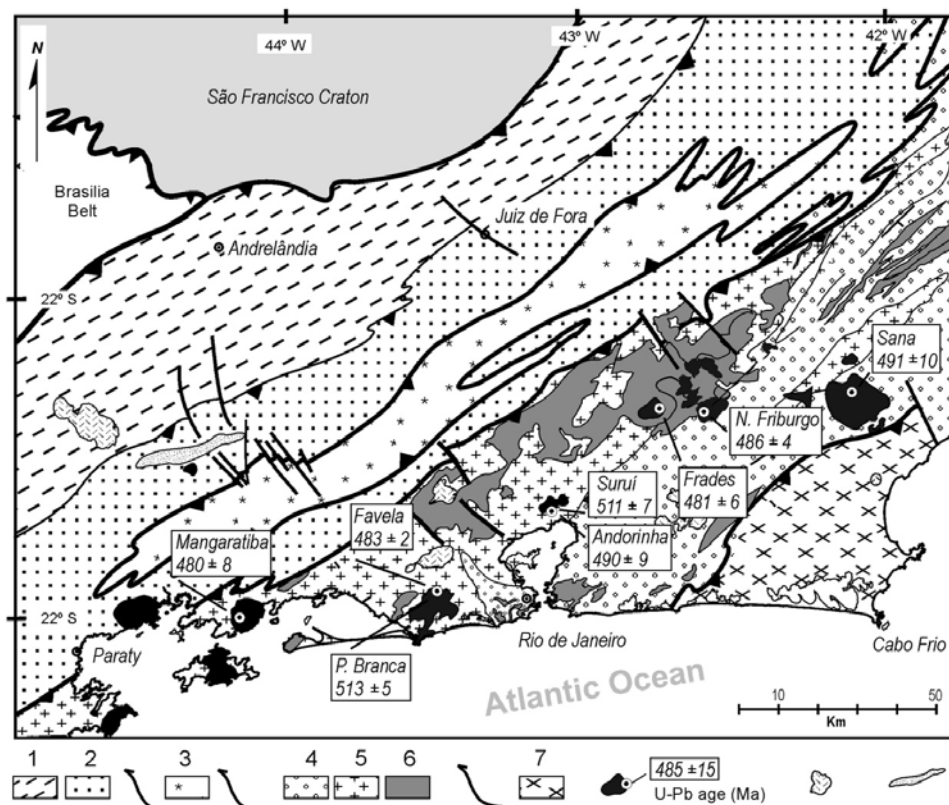


Figure VI.7 : Schéma structural de la chaîne Ribeira dans sa partie centrale (Valeriano et al., 2011)

1-2 : Domaine occidental ; 3-4-5-6 : Domaine central-oriental ; 7 : Domaine de Cabo Frio (Búzios). En noir, les granites post-collisionnels avec leurs âges U-Pb.

Parmi ces domaines, celui qui présente des similarités évidentes avec le segment de chaîne ouest-congolienne étudié au NW de l'Angola est celui de Cabo Frio qui s'étend sur quelques 2000 km² à l'W-NW de Rio de Janeiro. Les travaux de Schmitt et al. (2004, 2008) ont montré en particulier l'existence de paragenèses précoces à disthène-feldspath potassiques dans les métapelites, suggérant au pic du métamorphisme des pressions voisines de 10 kbar pour des températures de l'ordre de 750°C. De telles valeurs n'ont jamais été enregistrées dans la chaîne Ribeira s.s. mais sont à rapprocher des conditions que nous avons établies pour le pic du métamorphisme au NW de l'Angola. Le pic de métamorphisme au Cabo Frio est contemporain de la déformation majeure à vergence NW amenant les unités de relativement haute-pression sur celles de basse-pression du domaine central-oriental. Ce pic est daté à 520-525 Ma par U-Pb zircon sur des leucosomes dans les migmatites qui localement se développent dans ce secteur. Plus tardivement, la chaîne est soumise à un serrage et à des coulissements dextres datés entre 505 et 490 Ma. Ce calendrier des principaux événements tectono-métamorphiques est également comparable à celui proposé au chapitre V pour le NW de l'Angola.

Il apparaît ainsi que tant du point de vue des conditions du métamorphisme que de celui de l'âge de sa structuration, le domaine de Cabo Frio constitue une entité indépendante de la chaîne Ribeira mais qu'il pourrait constituer un équivalent du segment panafricain du NW de l'Angola dont il aurait été séparé lors de l'ouverture de l'Atlantique. Ainsi, sur la transversale entre les cratons de São Francisco et du Congo, la fermeture de l'océan Adamastor lors de l'assemblage du Gondwana occidental se produirait en 2 étapes principales, la première conduisant à la formation de l'orogène Ribeira à 590-560 Ma, la seconde à celle de l'orogène Ouest Congo à 550-490 Ma, et incluant le Cabo Frio. Ce modèle collisionnel en 2 étapes est à rapprocher de ceux proposés par Heilbron et Machado (2003) pour la collision entre ces deux cratons et par Frimmel et al. (2011) pour celle impliquant plus au Sud les cratons de Kalahari et de Rio de la Plata et ayant conduit successivement à la formation des orogènes Dom Feliciano et Gariep.

En conclusion de ce travail, nous présentons sur la figure VI.8 un modèle qui résume les principales étapes de construction des orogènes Ribeira et Ouest Congo.

La première de ces étapes est celle du rifting aboutissant à l'océanisation du domaine compris entre les cratons São Francisco et Congo. L'âge de cette océanisation est mal contraint mais il est généralement admis qu'elle se déroule sur une période comprise entre 800 et 650 Ma (Heilbron et Machado, 2003 ; Pedrosa-Soares et al., 2008 ; Frimmel et al., 2011). Il est probable que durant cette océanisation, des microblocs hérités des phases de rifting précoce se sont détachés des marges. A partir de 650 Ma les deux cratons entrent en convergence et une subduction à vergence Est, située à la marge d'un premier microbloc, accommode cette convergence. Cette étape s'accompagne de la mise en place de magmas tonalitiques à l'aplomb du plan de subduction. La première étape collisionnelle se produit lorsque la marge du craton São Francisco arrive dans la subduction, aboutissant à la formation de l'orogène Ribeira entre 590 et 560 Ma et à la mise en place vers l'ouest des nappes sur le craton São Francisco. Un volume important de granites syncinématiques participe à l'édification de cet orogène. Le système restant en convergence, une nouvelle subduction va naître pour permettre l'assemblage complet du Gondwana occidental. La géométrie de cette subduction qui va permettre à terme le développement de paragenèses de relativement haute-pression dans les roches métamorphiques ouest-congoliennes n'est pas contrainte. Nous faisons l'hypothèse ici que l'enfouissement de la marge occidentale du craton du Congo s'est fait à la faveur d'une subduction à pendage Ouest. Le blocage de cette seconde subduction

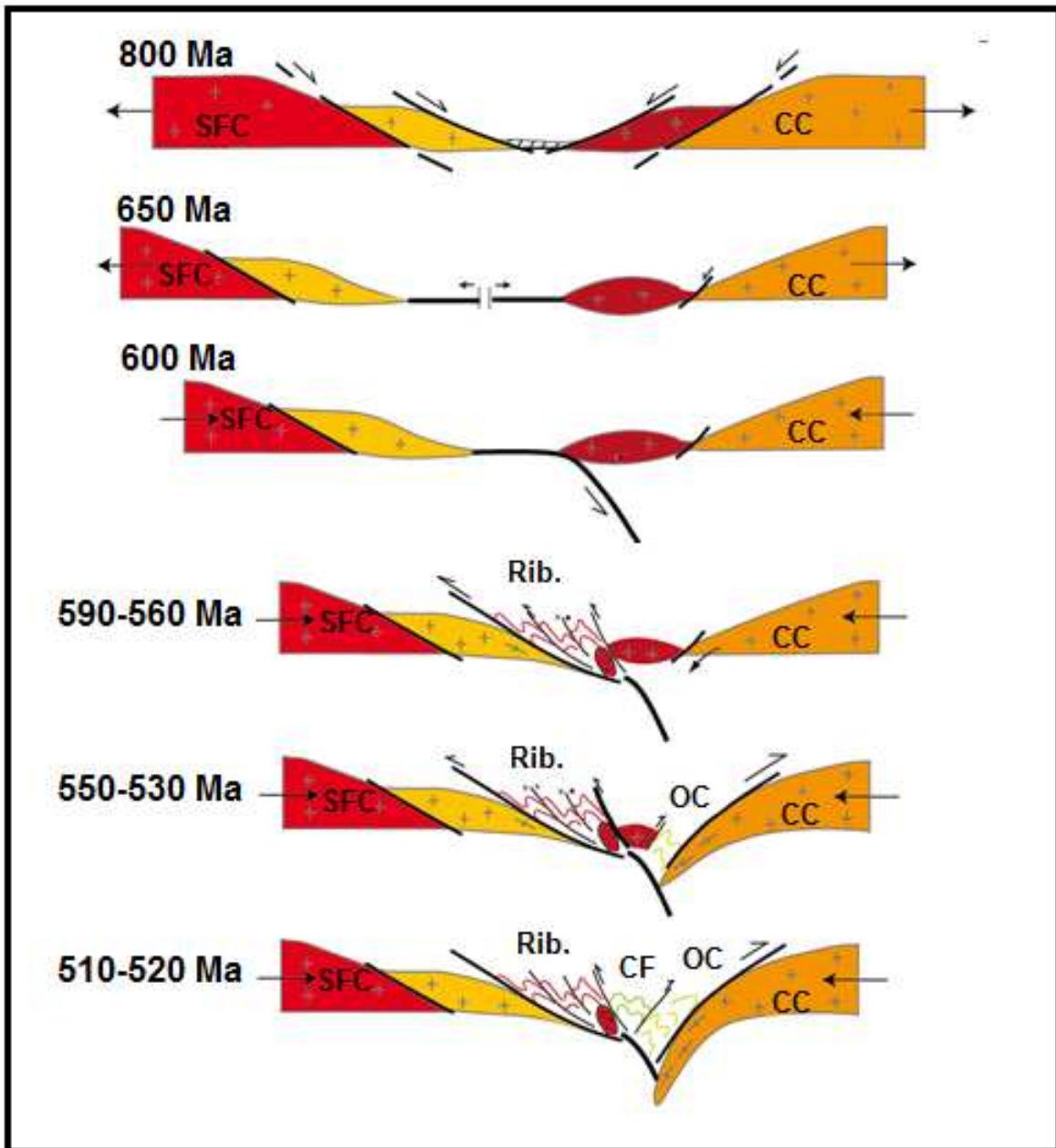


Figure VI.8 : Schéma évolutif de la convergence néoprotérozoïque et cambrienne entre les cratons du Congo et de São Francisco. SFC : craton de São Francisco ; Rib. : Chaîne Ribeira ; CF : domaine de Cabo Frio ; OC : chaîne Ouest Congolienne ; CC : craton du Congo.

correspondrait à la seconde étape collisionnelle datée entre 550 et 530 Ma, avec une mise en place de nappes vers l'Ouest sur le craton du Congo. Les stades ultimes de la convergence vers 510-520 Ma conduiraient au développement d'une structure à double vergence (structure « en fleur ») qui permettrait à l'unité du Cabo Frio de venir chevaucher les unités de Ribeira. Les granites post-collisionnels se mettent en place à partir de 510 Ma et s'accompagnent en profondeur d'une rééquilibration partielle des assemblages métamorphiques jusque vers 490 Ma. Les vitesses de refroidissement de l'ordre de 10-20°C/Ma qui accompagnent l'exhumation finale des roches suggèrent que celle-ci a été contrôlée par des processus tectoniques, décrochants dextres dans le cas du Cabo Frio mais qui restent à préciser sur la marge angolaise.

Il est évident que ce modèle évolutif reste à perfectionner, en particulier au niveau de la chaîne ouest congolienne où les données pétro-structurales et géochronologiques employant des techniques modernes restent encore peu nombreuses. Le travail présenté ici a ouvert un certain nombre de pistes de recherche qu'il conviendra dans le futur d'approfondir afin de mieux appréhender les relations spatio-temporelles entre les différents segments orogéniques résultant de l'assemblage du Gondwana occidental à la fin du Néoprotérozoïque et au Cambrien. L'article présenté à la fin de ce chapitre ne constitue qu'une étape de ce vaste projet visant à une meilleure compréhension de la géodynamique gondwanienne.

The Late Neoproterozoic/Early Palaeozoic evolution of the West Congo Belt of NW Angola: geochronological (U-Pb and Ar-Ar) and petrostructural constraints

Patrick Monié,¹ Delphine Bosch,¹ Olivier Bruguier,¹ Alain Vauchez,¹ Yann Rolland,² Pedro Nsungani^{1,3} and André Buta Neto³

¹Géosciences Montpellier, UMR-CNRS 5243, Université de Montpellier 2, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 05, France; ²Géosciences Azur, UMR-CNRS-IRD 6526, Université de Nice-Geozur, Parc Valrose, 06108 Nice cedex 2, France; ³Agostinho Neto University, Avenida 4 de Fevereiro 7, Luanda, Angola

ABSTRACT

U-Pb zircon and Ar-Ar amphibole and biotite ages from rocks of the West Congo Belt of Angola indicate that this area underwent two main deformation events of amphibolite facies grade at c. 540 and 490 Ma, which were followed by tectonically assisted exhumation during eastward thrusting of the hinterland domain onto the foreland domain. High-grade conditions in the West Congo Belt are 20–40 Ma younger than in the Ribeira–Araçuaí Belt of Brazil, its South American

counterpart, or than in the westernmost Kaoko Belt of Namibia, its African correlative. In the present state of knowledge, a more appropriate counterpart to the southern part of the West Congo Belt may be restricted to the Cabo Frio Terrane in the eastern Ribeira Belt, which yields a broadly similar evolution.

Terra Nova, 00, 1–10, 2012

Introduction

At the end of Neoproterozoic times, closure of several oceanic domains and amalgamation of cratonic landmasses resulted in the assembly of the Gondwana supercontinent (e.g. Kröner and Stern, 2004; Johnson *et al.*, 2005). Mobile belts developed at the margins of these cratons record the timing of accretion and collision and are therefore important time-markers for constraining the protracted history of collisional systems that ultimately led to the formation of the supercontinent. Some of these belts have been investigated in detail using structural, petrological or geochronological approaches (Cawood and Buchan, 2007; Goscombe and Gray, 2008 for a review). However, comparison of the timing of collisional orogenesis and correlation between the different mobile belts at Gondwana-scale is hampered by the poor knowledge of some of these belts. Among these, the West Congo Belt (WCB) of NW Angola resulting from the convergence between the Congo and São Francisco cratons has received little attention, in

particular because of security problems during the last 30 years. This belt is generally regarded as the African counterpart of the South American Ribeira–Araçuaí orogen (Vauchez *et al.*, 1994; Alkmim *et al.*, 2006) and most of its structural and kinematic evolution is extrapolated from this belt. Recently, we visited this orogenic segment in Angola, during two field trips and we report in this article a series of preliminary observations and geochronological data that allow to bracket the timing of the deformation and metamorphism in the construction of this belt and to compare its evolution with those of neighbouring orogenic belts.

Geological setting

In NW Angola, the WCB is bordered to the west by a coastal sedimentary basin of late Mesozoic–early Cenozoic age and to the east by the Palaeozoic–Mesozoic Karoo Supergroup (see Fig. 1). It consists of a foreland and a hinterland domain, which significantly differ in deformation style and metamorphic grade. The eastern, foreland domain consists of Neoproterozoic sedimentary rocks (greywackes, quartzites, shelf carbonates and pelites) deposited onto the Congo Craton basement. The deformation increases westward until the contact with the tectonically overlying hinterland. Upright NNW–

SSE to NS-trending kilometre-scale anticlines and synclines developed parallel to the contact with the hinterland. A schistosity progressively develops approaching this thrust contact together with meter-scale asymmetric folds with WSW axial planes. This is consistent with an ENE transport of the upper hinterland block. Although scarce and imprecise, available geochronological data suggest a polycyclic evolution for the hinterland. A Rb-Sr regional isochron of 1790 ± 32 Ma for gneissic whole-rocks (Carvalho *et al.*, 2000) suggests the occurrence of a Palaeoproterozoic basement, in agreement with the age of the Vista Alegre granite dated at 1967 ± 8 Ma (Cahen *et al.*, 1978). Younger ages have been also determined for migmatites from the western area (whole-rock Rb-Sr age of 684 ± 20 Ma; Carvalho *et al.*, 2000) and for a metadolerite from the Sansikwa Group (Ar-Ar age of 566 ± 42 Ma; Frimmel *et al.*, 2006) suggesting that this basement was subjected to late Neoproterozoic deformation events, in particular late Pan-African metamorphism/deformation.

Structural and metamorphic results

Samples were collected along a ~100-km-long traverse between the cities of Uije to Caxito (Fig. 1). From tectonic and metamorphic criteria, two main

Correspondence: Delphine Bosch, Géosciences Montpellier, UMR-CNRS 5243, Université de Montpellier 2, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 05, France. Tel.: +467143267; fax: +4671 43603; e-mail: bosch@gm.univ-montp2.fr

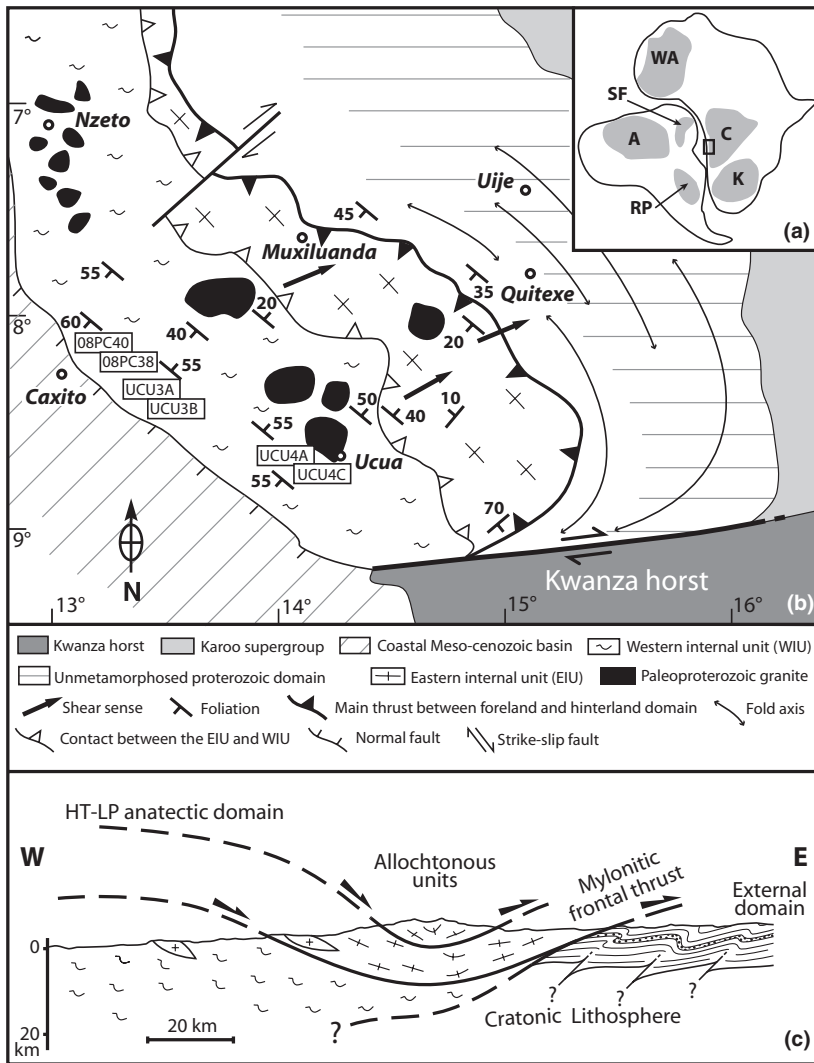


Fig. 1 (a) Inset showing the position of the main cratons at the time of Gondwana assembly (WA, West African; C, Congo; K, Kalahari; SF, São Francisco; A, Amazonian; RP, Rio de la Plata). (b) Simplified geological map of NW Angola with location of the dated samples. (c) East–West interpretative cross-section from the western internal unit to the eastern internal unit.

tectono-metamorphic units have been recognised: the eastern and western internal units (EIU and WIU, respectively), which show a westward increase in deformation and metamorphic grade.

The EIU consists of two sub-units of different lithological composition and metamorphic grade. The upper unit is composed of schists, fine-grained gneisses and quartzites affected by upper greenschist facies metamorphism and a relatively flat-lying foliation locally deformed by large-scale folds with N–S trending vertical axial planes. In the quartzites,

the stretching lineation trends N70E but kinematic criteria are lacking. The lower unit consists of micaschists and paragneisses with intercalations of marbles, quartzites and orthogneisses. The foliation generally gently dips to the W–SW, except at the contact with the WIU where the foliation dip is inverted, suggesting the occurrence of a synform at the scale of the EIU. This foliation bears a conspicuous N50–70 trending stretching lineation frequently marked by the preferred orientation of mica and quartz ribbons. Kinematic criteria point to a constant sense of shear towards the ENE.

Evidence of eastward ductile thrusting is clear at the contact between the hinterland and the foreland (Fig. 1). Locally, the main foliation is affected by small-scale folds displaying an axial-plane crenulation cleavage. This sub-unit experienced metamorphic conditions that increase upward and westward, from greenschist facies in the basal thrust up to upper amphibolite facies (0.8–1.2 GPa and 660–680 °C) in its central and western parts.

The WIU occurs structurally below the EIU and consists of high-grade gneisses and migmatites with intercalations of garnet amphibolites, quartzites and pegmatites. High-grade rocks commonly contain two foliations, namely S1 and S2, as evidenced by the isoclinal refolding of a first generation of isoclinal folds or the presence of gneissic restites in the migmatites. The main foliation dips to the ENE in the eastern portion of the WIU and is nearly vertical and N–S oriented to the west in the vicinity of the coastal sedimentary basin. Because of the strong thermal overprint during migmatitisation, kinematic markers lack for most outcrops. No evidence of strain localisation has been recognised within this unit. In the higher grade gneisses, the metamorphic assemblage consists mainly of garnet, biotite, plagioclase, K-feldspar, rutile and sillimanite, which corresponds to *P–T* conditions of 0.7–0.9 GPa and 680–750 °C as estimated from garnet-biotite and plagioclase-garnet-sillimanite-quartz geothermobarometers and confirmed by PERPLEX (D. Hirsch - Western Washington University, Bellingham, USA) software application. These *P–T* conditions are attributed to the main deformation event D1. The second deformation event was responsible for the development of a second foliation at *P–T* conditions of 610–670 °C and 0.5–0.7 GPa.

Sampling and geochronology

To constrain the metamorphic evolution registered in the WIU, four samples considered as representative of the main events were selected for U-Th-Pb and Ar-Ar geochronology (see Tables 1 and 2).

Sample UCU4C has been collected from a 4-m-thick garnet amphibolite

Table 1 U-Pb laser ablation ICP-MS results. All analyses have been anchored to a common Pb value calculated from the model of Stacey and Kramers (1975) at 540 Ma ($0.87268 \pm 5\%$). Errors are given at the $\pm 1\sigma$ level.

Sample	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		ρ	Apparent ages (Ma)				Tera–Wasserburg				
		$\pm (1\sigma)$		$\pm (1\sigma)$		$\pm (1\sigma)$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm (1\sigma)$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm (1\sigma)$	Conc. (%)	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm (\%)$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm (\%)$
08PC40 monazite																
#1	0.0569	0.0004	0.6174	0.0059	0.0787	0.0005	0.72	488	3	489	14	99.9	12.71	0.69	0.0569	0.66
#2	0.0564	0.0004	0.6129	0.0056	0.0788	0.0004	0.58	489	3	469	16	104.3	12.69	0.54	0.0564	0.75
#3	0.0562	0.0004	0.6116	0.0052	0.0789	0.0003	0.48	490	2	460	16	106.4	12.67	0.40	0.0562	0.74
#4	0.0563	0.0004	0.6167	0.0059	0.0795	0.0005	0.60	493	3	463	17	106.6	12.58	0.57	0.0563	0.76
#5	0.0575	0.0004	0.6513	0.0059	0.0822	0.0005	0.60	509	3	510	16	99.8	12.17	0.55	0.0575	0.72
#6	0.0579	0.0004	0.6594	0.0058	0.0827	0.0004	0.53	512	2	524	16	97.6	12.10	0.47	0.0579	0.75
#7	0.0579	0.0005	0.6605	0.0065	0.0827	0.0004	0.53	512	3	526	18	97.4	12.09	0.53	0.0579	0.84
#8	0.0577	0.0004	0.6631	0.0061	0.0833	0.0004	0.57	516	3	520	16	99.2	12.01	0.52	0.0577	0.75
#9	0.0581	0.0004	0.6724	0.0049	0.0839	0.0003	0.43	519	2	535	14	97.0	11.92	0.32	0.0581	0.66
#10	0.0579	0.0005	0.6749	0.0072	0.0845	0.0006	0.68	523	4	526	17	99.5	11.83	0.72	0.0579	0.79
#11	0.0576	0.0005	0.6914	0.0064	0.0871	0.0004	0.52	539	2	513	17	105.0	11.48	0.48	0.0576	0.79
#12	0.0591	0.0005	0.7139	0.0074	0.0877	0.0005	0.57	542	3	569	18	95.1	11.41	0.59	0.0591	0.85
#13	0.0587	0.0005	0.7101	0.0071	0.0878	0.0005	0.61	543	3	554	17	97.8	11.39	0.61	0.0587	0.79
#14	0.0587	0.0004	0.7114	0.0076	0.0878	0.0007	0.71	543	4	558	16	97.3	11.39	0.76	0.0587	0.75
#15	0.0590	0.0004	0.7151	0.0066	0.0880	0.0006	0.73	544	3	565	14	96.1	11.37	0.67	0.0590	0.63
#16	0.0592	0.0004	0.7317	0.0058	0.0897	0.0004	0.62	553	3	574	14	96.4	11.15	0.49	0.0592	0.63
#17	0.0591	0.0004	0.7310	0.0060	0.0898	0.0004	0.57	554	2	569	15	97.3	11.14	0.46	0.0591	0.67
#18	0.0585	0.0004	0.7306	0.0072	0.0905	0.0006	0.68	559	4	550	16	101.6	11.05	0.67	0.0585	0.72
#19	0.0588	0.0004	0.7369	0.0068	0.0908	0.0006	0.68	561	3	561	15	99.9	11.01	0.63	0.0588	0.68
#20	0.0593	0.0004	0.7443	0.0059	0.0911	0.0004	0.56	562	2	576	14	97.5	10.98	0.45	0.0593	0.66
#21	0.0586	0.0004	0.7402	0.0068	0.0916	0.0006	0.67	565	3	554	15	102.0	10.92	0.62	0.0586	0.69
UCU3A zircon																
#1	0.0582	0.0006	0.6776	0.0451	0.0844	0.0055	0.99	522	33	538	22	97.0	11.85	6.57	0.0582	1.03
#2	0.0590	0.0024	0.7001	0.0414	0.0861	0.0037	0.72	532	22	567	87	93.9	11.62	4.25	0.0590	4.11
#3	0.0601	0.0016	0.7138	0.0232	0.0862	0.0015	0.54	533	9	606	58	87.9	11.60	1.75	0.0601	2.74
#4	0.0591	0.0010	0.7041	0.0291	0.0865	0.0033	0.92	535	19	569	36	93.9	11.56	3.78	0.0591	1.67
#5	0.0583	0.0012	0.6960	0.0163	0.0866	0.0011	0.53	536	6	540	43	99.2	11.54	1.23	0.0583	1.99
#6	0.0586	0.0008	0.7018	0.0252	0.0869	0.0029	0.93	537	17	551	29	97.5	11.51	3.33	0.0586	1.32
#7	0.0587	0.0007	0.7064	0.0249	0.0873	0.0029	0.93	540	17	556	27	97.1	11.45	3.28	0.0587	1.27
#8	0.0595	0.0004	0.7193	0.0232	0.0877	0.0028	0.98	542	16	585	15	92.7	11.40	3.14	0.0595	0.71
#9	0.0590	0.0014	0.7134	0.0240	0.0878	0.0021	0.71	542	12	566	51	95.9	11.39	2.40	0.0590	2.36
#10	0.0613	0.0016	0.8081	0.0230	0.0956	0.0010	0.37	589	6	649	56	90.7	10.46	1.06	0.0613	2.64
#11	0.0605	0.0011	0.8094	0.0216	0.0970	0.0020	0.76	597	12	621	37	96.1	10.30	2.02	0.0605	1.74
#12	0.0653	0.0030	0.8918	0.0417	0.0990	0.0010	0.21	609	6	784	93	77.6	10.10	0.96	0.0653	4.58
#13	0.0604	0.0020	0.8262	0.0364	0.0992	0.0029	0.66	610	17	618	70	98.8	10.08	2.90	0.0604	3.32
#14	0.0578	0.0024	0.8096	0.0354	0.1015	0.0015	0.34	623	9	523	87	119.1	9.85	1.50	0.0578	4.10
#15	0.0596	0.0010	0.8480	0.0265	0.1032	0.0027	0.84	633	16	589	37	107.5	9.69	2.61	0.0596	1.72
#16	0.0604	0.0015	0.8845	0.0684	0.1063	0.0078	0.95	651	45	617	51	105.5	9.41	7.35	0.0604	2.42
#17	0.0606	0.0004	0.8901	0.0262	0.1066	0.0031	0.97	653	18	623	14	104.7	9.38	2.87	0.0606	0.66
#18	0.0609	0.0009	0.9000	0.0330	0.1072	0.0036	0.91	657	21	635	32	103.4	9.33	3.34	0.0609	1.52
#19	0.0589	0.0004	0.8923	0.0116	0.1099	0.0012	0.86	672	7	562	14	119.6	9.10	1.12	0.0589	0.66
#20	0.0617	0.0014	0.9428	0.0418	0.1108	0.0042	0.85	678	24	663	49	102.2	9.02	3.77	0.0617	2.33
UCU3B zircon																
#1	0.0581	0.0024	0.6809	0.0482	0.0850	0.0049	0.81	526	29	532	89	98.9	11.76	5.72	0.0581	4.16
#2	0.0596	0.0005	0.7172	0.0191	0.0872	0.0022	0.94	539	13	591	20	91.2	11.47	2.50	0.0596	0.91
#3	0.0606	0.0009	0.7331	0.0247	0.0878	0.0027	0.90	542	16	625	31	86.8	11.39	3.04	0.0606	1.47
#4	0.0595	0.0006	0.7261	0.0204	0.0885	0.0023	0.94	547	14	586	21	93.3	11.30	2.63	0.0595	0.99
#5	0.0594	0.0003	0.7314	0.0403	0.0893	0.0049	1.00	552	29	581	12	95.0	11.19	5.48	0.0594	0.55
#6	0.0580	0.0022	0.7176	0.0345	0.0898	0.0027	0.62	554	16	529	81	104.8	11.14	2.96	0.0580	3.79
#7	0.0601	0.0007	0.8126	0.0358	0.0980	0.0042	0.97	603	24	609	24	99.0	10.20	4.26	0.0601	1.13
#8	0.0600	0.0008	0.8258	0.0169	0.0998	0.0015	0.73	613	9	604	30	101.5	10.02	1.48	0.0600	1.40
#9	0.0602	0.0006	0.8306	0.0166	0.1001	0.0017	0.87	615	10	611	21	100.6	9.99	1.73	0.0602	0.99
#10	0.0621	0.0046	0.9171	0.0855	0.1072	0.0061	0.61	656	35	677	151	97.0	9.33	5.65	0.0621	7.41
#11	0.0613	0.0016	0.9169	0.0356	0.1085	0.0031	0.72	664	18	650	57	102.1	9.22	2.81	0.0613	2.68
#12	0.0591	0.0003	0.8849	0.0393	0.1085	0.0048	0.99	664	28	572	12	116.2	9.21	4.41	0.0591	0.55
#13	0.0637	0.0016	0.9569	0.0351	0.1089	0.0029	0.73	666	17	733	52	90.9	9.18	2.68	0.0637	2.50
#14	0.0646	0.0007	0.9792	0.0222	0.1099	0.0022	0.86	672	12	762	24	88.2	9.10	1.96	0.0646	1.15

Table 1 Continued

Sample	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		ρ	Apparent ages (Ma)				Conc. (%)	Tera–Wasserburg			
	$\pm (1\sigma)$		$\pm (1\sigma)$		$\pm (1\sigma)$			$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm (1\sigma)$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm (1\sigma)$		$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm (\%)$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm (\%)$
#15	0.0618	0.0012	0.9471	0.0444	0.1112	0.0047	0.91	679	27	667	41	101.9	9.00	4.27	0.0618	1.95
#16	0.0633	0.0006	1.0943	0.0639	0.1253	0.0072	0.99	761	41	720	21	105.8	7.98	5.75	0.0633	1.00
#17	0.0707	0.0016	1.4529	0.0976	0.1490	0.0094	0.94	895	53	949	46	94.3	6.71	6.32	0.0707	2.28
#18	0.0806	0.0022	2.4678	0.1133	0.2219	0.0083	0.81	1292	43	1213	52	106.5	4.51	3.72	0.0806	2.69
#19	0.1743	0.0043	9.8453	0.2818	0.4096	0.0060	0.51	2213	27	2600	40	85.1	2.44	1.46	0.1743	2.46
UCU4C zircon																
#1	0.0821	0.0021	1.0177	0.0549	0.0899	0.0043	0.88	555.1	25	1247	49	43.2	11.12	4.76	0.0821	2.52
#2	0.0835	0.0185	1.0292	0.2318	0.0894	0.0036	0.18	551.8	21	1282	380	41.8	11.19	4.02	0.0835	22.15
#3	0.1129	0.0196	1.4450	0.2521	0.0928	0.0019	0.12	572.0	11	1847	284	29.0	10.78	2.02	0.1129	17.33
#4	0.1251	0.0126	1.6257	0.1751	0.0943	0.0036	0.36	580.8	21	2030	168	26.5	10.61	3.80	0.1251	10.06
#5	0.1170	0.0408	1.5185	0.5329	0.0942	0.0036	0.11	580.1	21	1910	522	27.8	10.62	3.82	0.1170	34.89
#6	0.1573	0.0261	2.1159	0.3585	0.0975	0.0035	0.21	600.0	20	2427	257	21.8	10.25	3.48	0.1573	16.57
#7	0.1111	0.0373	1.4306	0.4813	0.0934	0.0022	0.07	575.8	13	1817	510	29.9	10.70	2.33	0.1111	33.56
#8	0.1070	0.0201	1.3718	0.2676	0.0929	0.0048	0.27	572.9	29	1750	309	30.8	10.76	5.21	0.1070	18.79
#9	0.1167	0.0025	1.4999	0.0365	0.0932	0.0010	0.46	574.7	6	1906	38	28.3	10.72	1.10	0.1167	2.16
#10	0.0664	0.0005	0.8227	0.0148	0.0898	0.0015	0.90	554.6	9	819	16	66.3	11.13	1.65	0.0664	0.77
#11	0.0935	0.0066	1.1769	0.0941	0.0913	0.0034	0.46	563.4	20	1497	129	35.6	10.95	3.68	0.0935	7.09
#12	0.1857	0.0132	2.5729	0.2809	0.1005	0.0083	0.76	617.2	49	2705	113	19.7	9.95	8.04	0.1857	7.10
#13	0.0943	0.0091	1.1890	0.1281	0.0914	0.0044	0.45	564.0	26	1515	172	34.2	10.94	4.82	0.0943	9.63

The samples were processed by crushing, heavy liquid and magnetic separation following conventional techniques (Bosch *et al.*, 1996). Zircon grains from the non-magnetic fractions were hand-picked and mounted in the epoxy resin along with chips of the G91500 zircon standard (Wiedenbeck *et al.*, 1995). Details of the analytical procedure are described in Neves *et al.* (2006) and Dhume *et al.* (2007). The polished epoxy plugs were analysed using a Lambda Physik CompEx 102 excimer laser (AETE Plateform, University of Montpellier, France) generating 15-ns duration pulses of radiation at a wavelength of 193 nm. Laser spot sizes were 50 μm for the biggest grains and 26 μm for most others. Samples were ablated under helium in a 15 cm^3 , circular-shaped cell using an energy density of 15 J cm^{-2} at a frequency of 4 Hz. For analyses, the laser was coupled to an Element XR sector field ICP-MS. Analyte signal was acquired during 45 s and the blank was measured before each sample during 15 s. All isotopes (^{202}Hg , $^{204}\text{Pb} + \text{Hg}$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{238}U and ^{232}Th) were measured in pulse counting mode using 15 points per peak and a 20% mass window resulting in three measured points for each mass station. Unknowns were bracketed by measurements of the G91500 standard, which were used to calculate a mass bias factor (Pb/Pb ratio) and the inter-element fractionation (U/Pb ratio). The calculated bias factors and their associated errors were then added in quadrature to individual errors measured on each unknown following the procedure described in Horstwood *et al.* (2003). The decay constants and present-day $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ value given by Steiger and Jäger (1977) were used and ages were calculated using the program Isoplot/Ex of Ludwig (2002).

layer intercalated within gneisses and migmatites and is interpreted as a mafic volcanic rock intruding a sedimentary pile represented by the gneisses prior or during metamorphism. This sample is locally invaded by a network of centimetre-thick leucocratic veins. Recovered zircon grains have euhedral shapes suggesting that they come from the veins rather than from the amphibolite itself. Analysed grains yield a lower intercept age of 539 ± 9 Ma (Fig. 2a). This age is interpreted as dating crystallisation of zircon in the leucocratic veins, which were probably formed by injection of granitic material into the amphibolite protolith.

Sample UCU3B was taken from the migmatites, and was taken from a metric, N–S pegmatite dyke parallel to the regional foliation. The pegmatite is mainly constituted by large-size feldspar, quartz and mica. Zircon grains have euhedral shapes, and cores have been observed (see Fig. S1-C,D,

Supporting Information). Reported on the concordia diagram (Fig. 2b), they yield a complex distribution. Among the oldest grains analysed, 10 are concordant between 600 and 760 Ma and three have minimum ages of more than 800 Ma. Some of these ages are associated with inherited cores and thus reflect inheritance. The youngest group is associated with euhedral crystals and analyses have been performed at the centre of the grains or on rims around cores. These analyses are concordant at *c.* 540 Ma and provide an age of 544 ± 14 Ma which is taken as our best estimate for emplacement of the pegmatite.

Paragneisses UCU3A and 08PC40 are located close to the western contact with the Mesozoic–Cenozoic basin (Fig. 1). They are mainly composed of plagioclase, garnet, biotite and accessory phases. The samples are intensively deformed and bear evidence of the two major deformation phases. An almost overall over-

print of D2 phase on the D1 deformation crenulation is observed with isoclinal folds.

Zircon crystals from paragneiss UCU3A are translucent colourless and have euhedral/subhedral to rounded shapes (see Fig. S1-A,B). The zircon grains define two batches of concordant analyses (Fig. 2c). A first group is constituted by analyses with $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages ranging from 589 ± 12 to 678 ± 48 Ma (2σ). The spread of the data is consistent with a detrital origin and indicates that detritus was derived from Neoproterozoic source materials. The range in age of this group of analyses is broadly similar to the age of inherited components (600–760 Ma) in the pegmatite UCU3B, suggesting that the paragneiss could be the source of the pegmatite melt. The youngest grain analysed (589 ± 12 Ma) provides a maximum age for deposition of the sedimentary material and for its subsequent metamorphism. The second

Table 2 Ar-Ar results.

Step	40Ar/39Ar	38Ar/39Ar	37Ar/39Ar	36Ar/39Ar (E-3)	F39Ar released	%40Ar*	40Ar*/39Ark	Age (Ma)	±1 SD (Ma)
08PC38 biotite									
1	23.164	0.224	0.1709	0.001	0.14	99.93	23.16	369.8	18.8
2	31.019	0.213	0.0000	1.454	0.95	98.56	30.57	473.7	8.9
3	30.674	0.230	0.0000	1.455	5.36	98.55	30.23	469.0	4.6
4	31.280	0.231	0.0069	0.000	8.27	99.95	31.27	483.1	5.9
5	31.305	0.231	0.0177	1.345	12.80	98.68	30.89	478.0	4.7
6	31.524	0.232	0.0000	1.882	17.86	98.19	30.95	478.8	3.5
7	31.399	0.234	0.0205	0.549	20.67	99.44	31.22	482.5	7.3
8	31.423	0.232	0.0000	0.594	28.44	99.39	31.23	482.6	3.4
9	31.724	0.242	0.0143	3.714	30.91	96.49	30.61	474.2	3.1
10	30.418	0.240	0.0984	0.821	32.31	99.18	30.17	468.2	6.2
11	30.898	0.233	0.0054	0.000	45.69	99.95	30.88	477.9	2.2
12	30.815	0.229	0.0000	0.000	50.95	99.95	30.80	476.8	4.7
13	31.072	0.224	0.0000	0.000	61.90	99.95	31.06	480.3	1.5
14	30.893	0.228	0.0000	0.383	74.57	99.58	30.76	476.3	4.2
15	31.247	0.228	0.0000	0.000	89.38	99.95	31.23	482.6	2.9
16	31.478	0.217	0.0000	0.000	92.30	99.95	31.46	485.8	6.7
17	31.527	0.232	0.0263	0.123	100.00	99.84	31.48	486.0	3.8
								Total age: 480 ± 4	
08PC40 biotite									
1	30.698	0.070	0.0000	2.593	9.25	97.45	29.92	464.7	7.0
2	32.551	0.064	0.0577	0.000	24.46	99.95	32.54	500.3	1.5
3	34.240	0.062	0.0000	6.429	25.64	94.41	32.32	497.4	9.4
4	31.233	0.062	0.0000	0.304	31.73	99.66	31.13	481.2	2.6
5	30.145	0.063	0.1334	1.119	35.33	98.88	29.81	463.3	6.4
6	31.806	0.064	0.0000	0.299	49.25	99.67	31.70	489.0	1.7
7	31.353	0.061	0.0000	1.065	53.64	98.95	31.02	479.8	5.9
8	30.731	0.062	0.0000	1.379	56.02	98.62	30.31	470.1	5.2
9	32.638	0.057	0.0000	0.000	61.54	99.95	32.62	501.4	2.3
10	31.552	0.062	0.0000	0.000	76.86	99.95	31.54	486.8	3.2
11	30.338	0.063	0.0705	0.206	84.91	99.77	30.27	469.5	2.9
12	32.063	0.058	0.0176	0.000	88.78	99.95	32.05	493.7	6.4
13	31.375	0.059	0.0000	0.000	93.15	99.95	31.36	484.4	3.4
14	31.142	0.056	0.0000	0.035	100.00	99.92	31.12	481.1	3.1
								Total age: 480 ± 4	
UCU3A biotite									
1	32.741	0.054	0.00000	7.146	5.11	93.50	30.61	479.9	1.4
2	30.764	0.055	0.00000	2.695	12.16	97.36	29.95	470.7	1.0
3	30.619	0.054	0.00000	1.410	17.61	98.59	30.19	474.0	1.8
4	30.774	0.049	0.00065	0.253	23.07	99.71	30.68	480.8	1.4
5	30.703	0.051	0.00000	0.281	31.43	99.68	30.60	479.7	1.2
6	30.686	0.055	0.00269	0.000	40.60	99.95	30.67	480.7	1.7
7	30.436	0.054	0.00333	0.000	44.43	99.95	30.42	477.2	1.7
8	30.145	0.050	0.00000	0.000	49.51	99.95	30.13	473.2	1.8
9	30.593	0.054	0.00000	0.000	80.33	99.95	30.58	479.4	1.3
10	30.671	0.057	0.00029	0.428	83.08	99.54	30.53	478.7	3.3
11	30.862	0.055	0.00883	2.713	88.33	97.35	30.05	472.0	0.9
12	30.598	0.052	0.00131	1.653	93.10	98.35	30.09	472.7	2.2
13	30.524	0.054	0.00330	1.031	100.00	98.95	30.20	474.2	1.9
								Total age: 480 ± 4	
UCU3B biotite									
1	29.788	0.067	0.00417	3.225	12.86	96.75	28.82	455.0	2.6
2	30.342	0.065	0.00995	0.777	27.48	99.19	30.10	472.8	1.3
3	30.383	0.058	0.06351	3.860	30.02	96.21	29.23	460.8	3.1
4	30.250	0.072	0.00000	0.000	33.04	99.95	30.23	474.6	9.1
5	30.105	0.064	0.00383	0.485	36.81	99.47	29.95	470.7	1.6
6	29.986	0.064	0.00382	0.483	40.60	99.47	29.83	469.0	1.7
7	29.829	0.066	0.00027	0.267	46.23	99.68	29.73	467.7	1.2
8	30.057	0.063	0.00900	1.453	49.06	98.52	29.61	466.0	1.8
9	29.405	0.066	0.00781	0.000	52.11	99.95	29.39	463.0	2.2
10	30.029	0.059	0.00034	0.457	65.48	99.50	29.88	469.7	1.1

Table 2 Continued

Step	40Ar/39Ar	38Ar/39Ar	37Ar/39Ar	36Ar/39Ar (E-3)	F39Ar released	%40Ar*	40Ar*/39Ark	Age (Ma)	±1 SD (Ma)
11	29.524	0.064	0.00000	0.000	68.53	99.95	29.51	464.6	2.3
12	29.598	0.072	0.00121	0.290	92.77	99.66	29.50	464.4	1.1
13	29.601	0.065	0.00589	0.621	96.03	99.33	29.40	463.1	2.8
14	29.846	0.064	0.00572	1.001	100.00	98.96	29.54	465.0	1.5
									Total age: 480 ± 4
UCU4A amphibole									
1	231.498	1.683	23.27563	708.486	0.2	10.31	24.24	389.9	289.4
2	309.733	2.035	72.74467	668.766	0.27	37.95	123.4	1445.5	404.1
3	67.204	0.562	22.5938	0.005	0.35	99.98	69.91	952.9	84.9
4	53.238	0.148	9.94417	3.173	0.82	99.61	53.38	768.8	28.4
5	36.604	0.051	12.62781	23.947	3.15	83.21	30.71	481.2	12.2
6	34.672	0.044	12.07872	12.446	15.67	91.96	32.14	500.7	4.2
7	32.204	0.035	12.24834	6	86.61	97.3	31.59	493.2	1.5
8	32.156	0.016	11.84486	8.119	89.84	95.26	30.87	483.4	3.8
9	39.501	0.053	15.85805	32.726	90.56	78.49	31.33	489.7	19.2
10	35.437	0.07	44.59451	21.937	90.83	91.11	33.25	515.8	38.9
11	33.886	0.045	16.56212	17.008	92.72	88.79	30.42	477.2	14
12	32.352	0.034	15.08463	5.728	100	98.22	32.09	500.1	4.1
									Total age: 480 ± 4
UCU4C amphibole									
1	220.053	1.417	18.29179	406.259	0.34	46.06	102.58	1269.4	91.9
2	198.219	0.768	19.98243	301.674	1.42	55.78	112.02	1351.4	37.1
3	40.035	0.083	15.25949	15.268	5.3	91.55	37.02	566	8.3
4	32.39	0.048	15.5607	9.973	7.26	94.46	30.91	483.9	4.9
5	31.727	0.034	14.31863	1.937	12.98	99.95	32.52	505.9	3.5
6	32.303	0.034	15.18541	5.381	33.59	98.56	32.16	501	2.4
7	32.082	0.035	14.98885	5.566	80.1	98.33	31.86	496.9	1.4
8	32.829	0.037	12.67243	5.753	93.06	97.67	32.33	503.4	1.6
9	31.342	0.037	13.98816	3.976	96.41	99.55	31.49	491.9	4.6
10	33.851	0.076	28.64279	6.536	100	99.95	34.7	535.3	4.5
									Total age: 480 ± 4

⁴⁰Ar/³⁹Ar dating was performed at the Université of Montpellier II, France. The analytical procedure for laser probe dating is similar to that fully described by Dalrymple (1989). It consists of a continuous CO₂ laser connected to a MAP 215-50 mass spectrometer. Irradiation of the amphibole and biotite grains (0.5 mm in diameter) was performed with several MMHb monitor grains (Samson and Alexander, 1987) in the McMaster nuclear reactor (Canada) for 70 h. After irradiation, the grains were placed within a low-volume, high-vacuum extraction line and heated with a continuous CO₂ laser beam. The age determination required ~20 min for laser, gas cleaning and data acquisition. Blanks, monitored every two or three experiments, were about 6×10^{-17} , 5×10^{-19} , 1.5×10^{-18} , 1×10^{-17} and 3×10^{-18} moles for masses 40, 39, 38, 37 and 36, respectively. Additional details concerning our experimental procedure are given in Monié *et al.* (1997). *, radiogenic argon.

group is constituted by concordant analyses, which provide an age of 536 ± 8 Ma interpreted as dating new zircon growth or recrystallisation of detrital zircon under metamorphic conditions.

Paragneiss 08PC40 contains yellow translucent monazite with irregular shapes (see Fig. S1-E,F). On Fig. 2d, analyses yield a complex distribution with four batches of (sub-) concordant analyses at *c.* 560, 540, 510–520 and 490 Ma. The group at *c.* 540 Ma is consistent with the age of metamorphic zircon from the paragneiss UCU3A and with that of magmatic zircon from the leucocratic veins in the amphibolite UCU4C and from the pegmatite UCU3B. This suggests that monazite grew during high-grade

metamorphic conditions. A weighted mean age for these analyses is 541 ± 3 Ma. The group at *c.* 560 Ma is thus either inherited from source material, or reflects an earlier episode of metamorphic growth for example during prograde metamorphism (e.g. Bosch *et al.*, 2002). The group at *c.* 510–520 Ma is not homogeneous as it includes grains with an age difference of up to 10 Ma. This may reflect a partial updating of grains that have first grown during the event dated at 540 Ma, and later used as nuclei around which younger monazite developed. The youngest analyses form a tightly clustered group yielding an age of 490 ± 3 Ma.

Two amphibole and four biotite grains have been separated for Ar-Ar

single grain laser probe dating. Amphibole from samples UCU4C and UCU4A (a garnet amphibolite close to UCU4C, see Fig. 1), exhibit similar plateau ages of 498 ± 5 and 493 ± 2 Ma (see Fig. 3) and yield a mean value of 494 ± 4 Ma that dates amphibole closure at a temperature of about 500–600 °C (Dahl, 1996). Biotite from samples UCU3B, UCU3A, 08PC40 and 08PC38 (a paragneiss sampled close to 08PC40) yield younger plateau ages of 466 ± 4 , 479 ± 5 , 487 ± 5 and 480 ± 6 Ma respectively. Biotite from UCU3B is younger, but the total age is equivalent to the plateau age indicating that this is not related to disturbances of the Ar system (Ar loss, chloritisation or Ar recoil during irradiation). The three

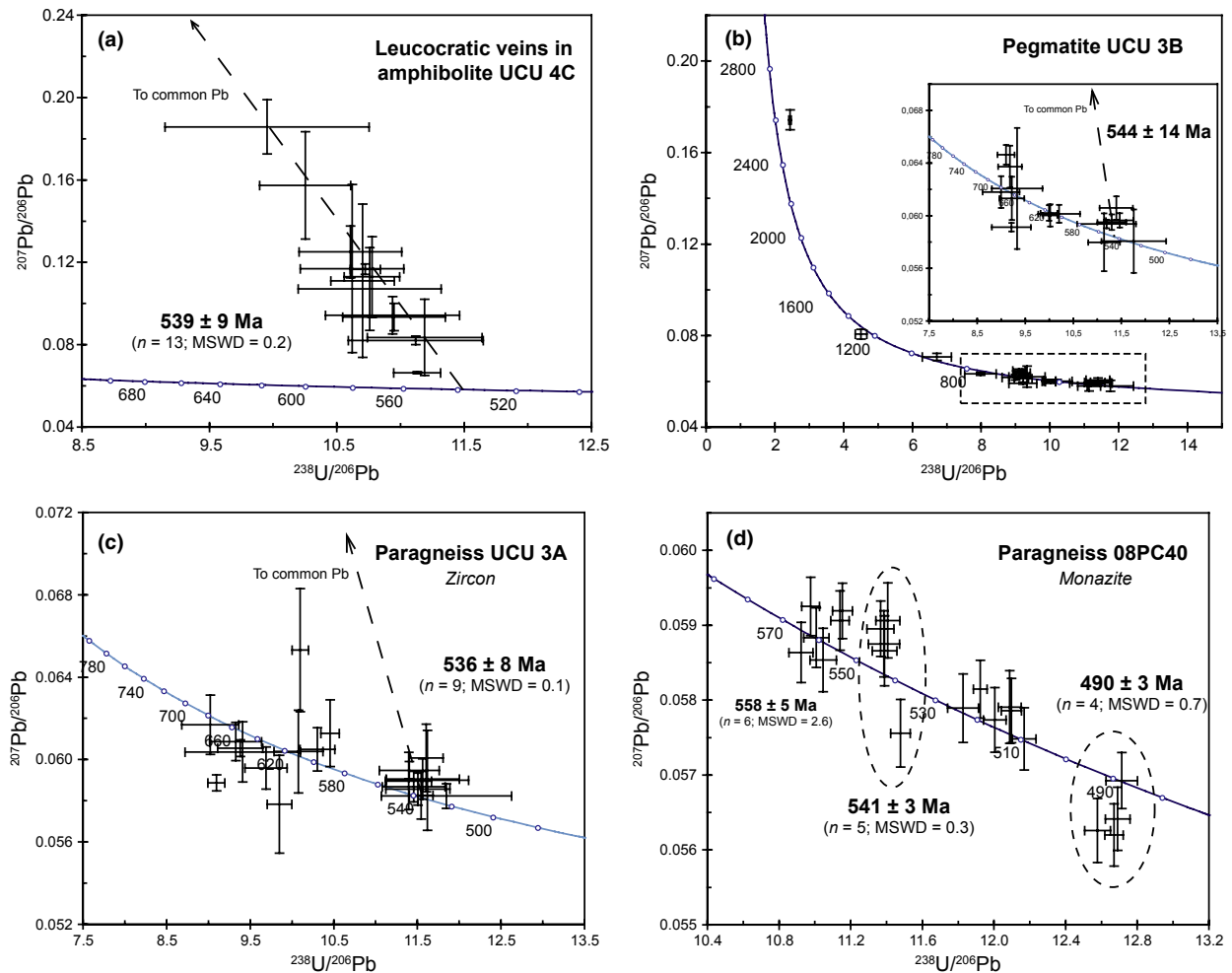


Fig. 2 Tera–Wasserburg Concordia diagrams for zircon grains from rocks of the West Congo Belt of NW Angola. (a) Leucocratic veins in amphibolite UCU4C; (b) Pegmatite UCU3B; (c) Paragneiss UCU3A; (d) Paragneiss 08PC40. Error crosses are $\pm 1\sigma$ and ages are given at the 95% confidence limits. All ages have been anchored to a common Pb composition at 540 Ma given by the model of Stacey and Kramers (1975).

other biotite crystals yield a mean age of 482 ± 6 Ma that is interpreted to date final cooling through 325°C (Dahl, 1996).

Discussion

Zircon and monazite from four samples of different rock-types (leucocratic veins from amphibolite, pegmatite and paragneisses) yielded U-Pb ages of 539 ± 9 , 544 ± 14 , 536 ± 8 and 541 ± 3 Ma, similar within error margins. These Cambrian ages correspond to recrystallisation of detrital zircon and solid-state growth of monazite in paragneisses and are interpreted as dating the D1 event and associated high-grade metamorphism

recorded in the gneisses ($0.7\text{--}0.9$ GPa, $680\text{--}750^\circ\text{C}$). This event is coeval with partial melting of basement rocks as shown by leucocratic vein injection in the amphibolites and intrusion of pegmatitic dykes parallel to the main foliation S1. The youngest monazite population dated at 490 ± 3 Ma is related to the D2 event ($0.5\text{--}0.7$ GPa, $610\text{--}670^\circ\text{C}$). A mean $^{40}\text{Ar}\text{--}^{39}\text{Ar}$ amphibole age of 494 Ma indicates that D2 was followed by a fast exhumation and cooling of basement rocks to take into account the similarity in amphibole Ar age and monazite U-Pb age. This is also supported by the mean biotite Ar age of 482 Ma which indicates a broad cooling rate of 19°C Ma^{-1} for the period 494–

482 Ma. This high cooling rate indicates that during this period, exhumation was tectonically assisted, rather than related to an isostatic recovery. This is tentatively related to the eastward thrusting of the hinterland domain onto the Neoproterozoic foreland domain.

It is worth comparing the age of high-grade metamorphism obtained in this study with those known from other mobile belts wrapping around the cratonic landmasses that formed West Gondwana. This has potentially important implications for understanding its assembly. The age of high-grade metamorphism and main deformation affecting the WCB (*c.* 540 Ma) is younger than the main

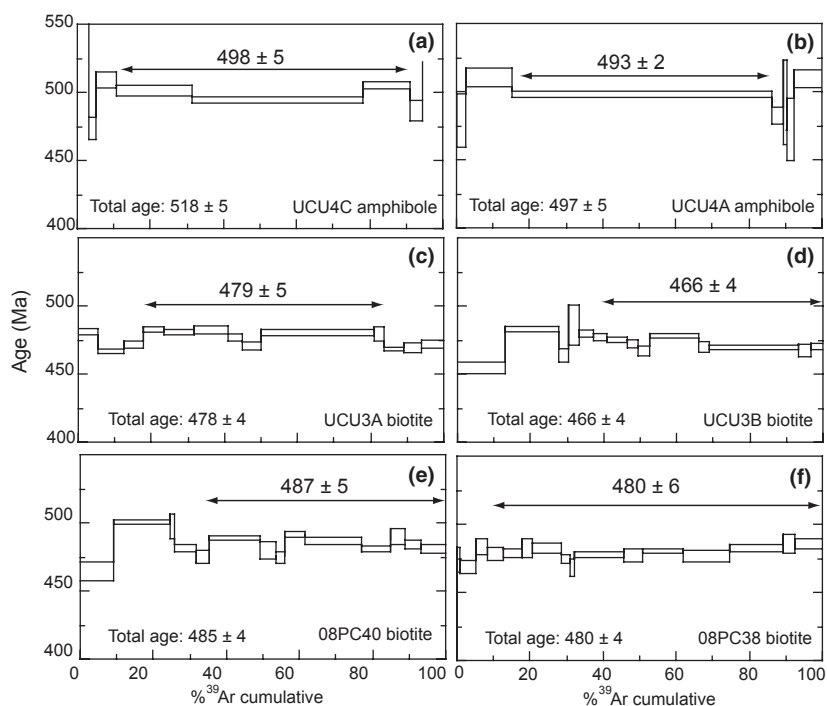


Fig. 3 Ar-Ar diagrams for amphibole and biotite from rocks of the West Congo Belt of NW Angola. Amphibole from amphibolites UCU4C (a) and UCU4A (b). Biotite from paragneiss UCU3A (c), pegmatite UCU3B (d), paragneiss 08PC40 (e) and paragneiss 08PC38 (f).

episodes of deformation that took place in the Ribeira–Araçuaí Belt (Silva *et al.*, 2005; Vauchez *et al.*, 2007; Petitgirard *et al.*, 2009), its South American counterpart and in the Kaoko Belt (Goscombe and Gray, 2008), believed to be its African correlative. Recent results (Heilbron and Machado, 2003; Schmitt *et al.*, 2004), however, indicate that the eastern side of the Ribeira Belt (Cabo Frio terrane) was accreted to the Ribeira Belt and underwent high-grade metamorphic conditions (0.9 GPa, > 780 °C) between 530 and 520 Ma, followed by decreasing *P–T* conditions until *c.* 490 Ma, i.e. an evolution in agreement with the ages obtained in this study. Considering the proximity of the WCB and the Cabo Frio Terrane before the Atlantic opening, these two domains probably shared a common orogenic history. The relatively high-pressure metamorphic conditions recorded on both sides of the Atlantic together with the final position of the HP rocks on top of lower *P* units in the WCB point to a subduction-related Cambrian collision between Africa

and South America during the last stages of Gondwana assembly.

On a broader scale, the age of high-grade metamorphism in the WCB is younger than that observed in the north–south oriented mobile belts of West Gondwana (Araçuaí and Ribeira in Brazil; Kaoko in Africa), but on the contrary is similar to that of the broadly E–W oriented Damara Belt (535–510 Ma; Jung *et al.*, 2000; Jung and Mezger, 2003) or N–S Gariep Belt (545–530 Ma; Frimmel and Frank, 1998; Frimmel *et al.*, 2011). N–S trending belts of West Gondwana mark the E–W convergence of parts of Western Gondwana (Congo/São Francisco collision for the Ribeira–Araçuaí belts and Kalahari/Rio de la Plata collision for the Kaoko/Dom Feliciano belts; see Goscombe and Gray, 2008). The WCB, however, acquired its main structural and metamorphic features more than 20 Ma later, at a time that corresponds to collision between the northern (Congo/São Francisco) and southern (Kalahari/Rio de la Plata) cratonic landmasses as registered in the Damara Belt. The WCB is located in a

confined embayment between the São Francisco and Congo Cratons, and may have been preserved from deformation accompanying the E–W amalgamation events, inasmuch as these events were characterised by oblique collision and transpressional tectonics. It is only during the N–S collision (Adamastor ocean or a marginal basin), trapped in this confined area, were deformed to produce the tectonic architecture observed in the WCB. The ages of the southern part of the WCB and their similarity with those recognised from the eastern Ribeira Belt (Cabo Frio Terrane) suggest that this oceanic domain still existed between the Congo/São Francisco Craton after the main stages of consumption of the Adamastor Ocean (590–560 Ma) and was only closed at *c.* 540 Ma.

The younger D2 event is coeval with late- to post-collisional granitic pulses in the Ribeira–Araçuaí Belt (510–480 Ma; Valeriano *et al.*, 2011). In the WCB, this is marked by tectonically assisted exhumation of crustal segments and new monazite growth during retrograde metamorphism. It is also contemporaneous to the age of the Ross–Delamerian orogeny, which developed along the southern margin of Antarctica at 515–490 Ma (Cawood and Buchan, 2007) and was related to collision with the Kalahari Shield. During this event, fragments of the Kalahari Shield (namely the Pampia and Arequipa–Antofalla blocks) underwent a westward tectonic escape (Spagnuolo *et al.*, 2012) to reach a position close to the Rio de la Plata Craton. This corresponds to the last collisional events that welded the whole Gondwana and, in Western Gondwana, these major displacements and reorganisations can be the cause for the last, late Cambrian/early Ordovician, event affecting the WCB.

Conclusion

The age of high-grade metamorphism and main deformation affecting rocks of the WCB is *c.* 540 Ma, i.e. 20–40 Ma younger than the main deformation events in the Kaoko Belt of Namibia, its African correlative, and in the Ribeira–Araçuaí Belt of Brazil, its South American counterpart. The

high-grade metamorphic conditions and the stacking of allochthonous units that characterise the WCB suggest the existence of a subsidiary oceanic basin between the Congo and the Sao Francisco Cratons. Given the lack of information, studies linking the Ribeira–Araçuaí and Kaoko Belts with the southern part of the WCB should be taken with caution as their tectonic, kinematic and geochronological evolutions are dissimilar. In the present state of knowledge, a more appropriate counterpart to the WCB may be restricted to the Cabo Frio Terrane in the eastern Ribeira Belt. A late Cambrian/early Ordovician age (490 Ma) is also recorded in the southern WCB and is coeval with the latest stages of plate reorganisation and Gondwana assembly. The occurrence of microplates, such as the Cabo Frio Terrane and its proposed correlative in NW Angola, allowed the preservation of confined areas between larger continental blocks, which escaped deformation during the accretionary processes. Final welding of West Gondwana was effective only when these zones were consumed during the collision between the East Antarctic Craton and the Kalahari/Rio de la Plata Craton.

Acknowledgements

The authors are grateful to Total EP Angola for financing the field work and supporting the research programme, as part of an agreement (including the University of Montpellier 2, the CNRS, Total EP Angola and the University A. Neto) to promote Geosciences Education in the University Agostinho Neto in Luanda. Special thanks to Dr Olimpio Gonçalves (University Agostinho Neto) and Dr C. Seyve (Geosciences Career Advisor of Total EP Angola). Special thanks to C. Nevado and D. Delmas for performing thin sections and polishing, and A. Delplanque for her help in the final version of the figures. We thank Hartwig Frimmel as well as an anonymous referee and the associate editor whose critical comments significantly helped improve the manuscript.

References

Alkmim, F.F., Marshak, S., Pedrosa-Souza, A.C., Peres, G.G., Pereira Cruz, S.C. and Whittington, A., 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa:

- nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Res.*, **149**, 43–64.
- Bosch, D., Bruguier, O. and Pidgeon, R.T., 1996. The evolution of an Archaean metamorphic belt: a conventional and SHRIMP U-Pb study of accessory minerals from the Jimperding Metamorphic Belt, Yilgarn Craton, Western Australia. *J. Geol.*, **104**, 695–711.
- Bosch, D., Hammor, D., Bruguier, O., Caby, R. and Luck, J.M., 2002. Monazite “in situ” $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ geochronology using a small geometry High-Resolution Ion Probe. Evaluation and application to Archean and Proterozoic rocks. *Chem. Geol.*, **184**, 151–165.
- Cahen, L., Ledent, D. and Tack, L., 1978. Données sur la géochronologie du Mayumbien (Bas-Zaïre). *Bull. Soc. Géol. Belg.*, **102**, 265–275.
- Carvalho, H., Tassinari, C., Alves, P.H., Guimaraes, F. and Simoes, M.C., 2000. Geochronological review of the Precambrian in western Angola: links with Brazil. *J. Afr. Earth Sci.*, **31**, 383–402.
- Cawood, P. and Buchan, C., 2007. Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly. *Earth-Sci. Rev.*, **82**, 217–256.
- Dahl, P.S., 1996. The crystal-chemical basis for Ar retention in micas: inferences from interlayer partitioning and implications for geochronology. *Contrib. Miner. Petrol.*, **123**, 22–39.
- Dalrymple, G.B., 1989. The GLM continuous laser system for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating: description and performance characteristics. In: *New Frontiers in Stable Isotope Research* (W.C. Shanks and R. Criss, eds), pp. 89–96. US Geological Survey, Denver.
- Dhuime, B., Bosch, D., Bruguier, O., Caby, R. and Pourtales, S., 2007. Age, provenance and post-deposition metamorphic overprint of detrital zircons from the Nathorst Land group (NE Greenland) – a LA-ICP-MS and SIMS study. *Precambrian Res.*, **155**, 24–26.
- Frimmel, H.E. and Frank, W., 1998. Neoproterozoic tectono-thermal evolution of the Gariep Belt and its basement, Namibia and South Africa. *Precambrian Res.*, **90**, 1–28.
- Frimmel, H.E., Tack, L., Basei, M.S., Nutman, A.P. and Boven, A., 2006. Provenance and chemostratigraphy of the Neoproterozoic West Congolian Group in the Democratic Republic of Congo. *J. Afr. Earth Sci.*, **46**, 221–239.
- Frimmel, H.E., Basei, M.S. and Gaucher, G., 2011. Neoproterozoic geodynamic evolution of SW-Gondwana: a southern African perspective. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **100**, 323–354.
- Goscombe, B.D. and Gray, D.R., 2008. Structure and strain variation at mid-crustal levels in a transpressional orogen: a review of Kaoko Belt structure and the character of West Gondwana amalgamation and dispersal. *Gondwana Res.*, **13**, 45–85.
- Heilbron, M. and Machado, N., 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Res.*, **125**, 87–112.
- Horstwood, M.S.A., Parrish, R.R., Nowell, G.M. and Noble, S.R., 2003. Accessory mineral U-Th-Pb geochronology by laser-ablation plasma-ionisation multi-collector mass spectrometry (LA-PIMMS). *J. Anal. At. Spectrom.*, **18**, 837–846.
- Johnson, S.P., Rivers, T. and De Waele, B., 2005. A review of the Mesoproterozoic to early Paleozoic magmatic and tectono-thermal history of south-central Africa: implications for Rodinia and Gondwana. *J. Geol. Soc. London*, **162**, 433–450.
- Jung, S. and Mezger, K., 2003. Petrology of basement-dominated terranes: 1. Regional metamorphic P-T-t path from U-Pb monazite and Sm-Nd garnet geochronology (Central Damara Orogen, Namibia). *Chem. Geol.*, **198**, 223–247.
- Jung, S., Hoernes, S. and Mezger, K., 2000. Geochronology and petrology of migmatites from the Proterozoic Damara Belt – importance of episodic fluid-present disequilibrium melting and consequences for granite petrology. *Lithos*, **51**, 153–179.
- Kröner, A. and Stern, R.J., 2004. Africa: Pan-African orogeny. In: *Encyclopedia of Geology* (R. Selley, L.R.M. Cocks and I.R. Plimer, eds), pp. 1–12. Elsevier, Amsterdam.
- Ludwig, K.R., 2002. *Isoplot/Ex Version 2.4. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronological Center, Special Publication, Berkeley, p. 56.
- Monié, P., Caby, R. and Arthaud, M.H., 1997. The Neoproterozoic Brasiliano orogeny of Northeast Brazil. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and petro-structural data from Ceara. *Precambrian Res.*, **81**, 241–264.
- Neves, S.P., Bruguier, O., Vauchez, A., Bosch, D., da Silva, J.M.R. and Mariano, G., 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Res.*, **149**, 197–216.
- Petitgirard, S., Vauchez, A., Egydi-Silva, M., Bruguier, O., Camps, P., Monié, P., Babinski, M. and Mondou, M., 2009. Conflicting structural and geochronological data from the Ibituruna quartz-syenite (SE Brazil): effect of protracted “hot” orogeny and slow cooling rate? *Tectonophysics*, **477**, 174–196.

- Samson, S.D. and Alexander, C.J.R., 1987. New developments and applications in isotope geoscience. Calibration of the interlaboratory $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard MMHb-1. *Chem. Geol.*, **66**, 27–34.
- Schmitt, R.S., Trouw, R.A.J., Van Schmus, W.R. and Pimentel, M.M., 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Res.*, **133**, 29–61.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L.A. and Fletcher, I.R., 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections; a zircon-based U/Pb geochronologic subdivision for the Brasili-ano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Res.*, **136**, 203–240.
- Spagnuolo, C.M., Rapalini, A.E. and Astini, R.A., 2012. Assembly of Pampia to the SW Gondwana margin: a case of strike-slip docking? *Gondwana Res.*, **21**, 406–421.
- Stacey, J.S. and Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**, 207–221.
- Steiger, R.H. and Jager, E., 1977. Sub-commission on geochronology – convention on use of decay constants on geochronology and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359–362.
- Valeriano, C.M., Tupinamba, M., Simonetti, A., Heilbron, M., Almeida, J.C.H. and Eirado, L.G., 2011. U-Pb LA-ICP-MS geochronology of Cambro-Ordovician post-collisional granites of the Ribeira Belt, Southeast Brazil: terminal Brasiliano magmatism in central Gondwana supercontinent. *J. S. Am. Earth Sci.*, **32**, 416–428.
- Vaucher, A., Tommasi, A. and Egydio-Silva, M., 1994. Self-indentation of continental lithosphere. *Geology*, **22**, 967–970.
- Vaucher, A., Egydio-Silva, M., Babinski, M., Tommasi, A., Uhlein, A. and Liu, D., 2007. Deformation of a pervasively molten middle-crust: insights from the neoproterozoic Ribeira-Araçuaí orogen (SE Brazil). *Terra Nova*, **19**, 278–286.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J.C. and Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostan. Newsl.*, **19**, 1–23.

Received 2 August 2011; revised version accepted 13 January 2012

Supporting Information

Additional Supporting Information may be found in the online version of this article:

Figure S1. Back-scattered electron images of zircon and monazite from the studied samples.

Please note: Wiley-Blackwell are not responsible for the content or functionality of any supporting materials supplied by the authors. Any queries (other than missing material) should be directed to the corresponding author for the article.

Références bibliographiques

- Affaton, A.K. and Seddo, K.F. (2000). Pan-African granulite formation in the Kabye massif of northern Togo (West Africa): Pb-Pb zircon ages. *International Journal of Earth Sciences* 88, 778-790.
- Alexander, M., Smith, M., Hartman J.S., Mendoza, A. and Koppenaal, D.W. (1998). Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry. *Applied Surface Science*, 127-129, 255-261.
- Alkmim, F. F., Marshal, S., Pedrosa-Soares A.C., Peres G.G., Cruz S. C. P. and Whittington, A. (2006). Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Afrique: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian research*, 149, 43-64.
- Almeida, F.F.M., Hasui Y. and Brito Neves B.B. (1976). The Upper Precambrian of South America. *Bol. Inst. Geoscienc. Astron., Univ. São Paulo*, 7, 45-80.
- Alvarez, Ph. and Maurin, J.C. (1990). Evolution sédimentaire du supergroupe ouest-congolien (Protérozoïque supérieur – Paléozoïque) et stratigraphie séquentielle du cycle schisto-calcaire au Congo : implication en Afrique centrale (Congo, Gabon, Bas-Zaïre). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 311, II, 693-698.
- Araújo, A.G., Guimarães, F., Perevalov, O.V., Voinovsky, A.S., Tselikovskiy, A.F., Agueev, Y.L., Polskoi, F.R., Khodirev, V.L. e Kondratiev, A.I. (1992). Notícia explicativa da carta geologica de Angola à escala 1/1.000.000. *Instituto Geologica de Angola, Luanda*, 42-56.
- Barber, D.J., Wenk, H.R., Gomez-Barreiro, J., Rybacki, E., Dresen, G. (2007). Basal slip and texture development in calcite : New results from torsion experiments. *Physics and Chemistry of Minerals*, 34(2), 83-104.
- Bascou, J., G. Barruol, Vauchez, A., D. Mainprice et M. Eglydio-Silva (2001). EBSD-measured lattice preferred orientations and seismic properties of eclogites. *Tectonophysics*, 342, 61-80.
- Batumike, J.M., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Belousova, E.A. and Pawlitschek M. (2009). Crustal evolution in the central Congo Craton, Luebo-Kasai, D.R. Congo: Zircon U-Pb and Hf-isotope data. *Precambrian Research*, 170, 107-115.
- Bé Mezeme E., Faure M., Cocherie A. and Chen, Y. (2005) *In situ* chemical dating of tectonothermal events in the French Variscan Belt. *Terra Nova*, doi: 10.1111/j.1365-3121.2005.00628.x
- Berman R. G. (1988) Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O – K₂O – CaO – MgO – FeO – Fe₂O₃ – Al₂O₃ – SiO₂ – TiO₂ – H₂O – CO₂. *Journal of Petrology* 29, 445-522.
- Berman R.G. (1991) Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique with petrological applications. *Canadian Mineralogist*, 29, 833-855.
- Berry, R. F., McDougall, I (1986). Ar loss from hornblende during amphibolite facies retrogression. *Terra Cognita*, vol. 6, n° 2, 256-1986.
- Blacic, J.D. and Christie, J.M. (1984). Plasticity and hydrolytic weakening of quartz single crystals. *Journal of Geophysical Research*, 89, 4223-4239.
- Blacic, J.D. (1975). Plastic-deformation and hydrolytic weakening of water. *Tectonophysics*, 27, 271-294.
- Blenkinsop, T. G. (1991). Cataclasis and processes of particle-size reduction. *Pure and Applied Geophysics* 136 (1), 59-42.
- Bosch, D., Bruguier, O. and Pidgeon, R. T. (1996) Evolution of an Archean metamorphic Belt: A conventional and Shrimp U-Pb study of accessory minerals from the Jimperding metamorphic Belt, Yilgan craton, west Australia. *Journal of Geology* 104, 695-711.

- Bosch, D., Hammar D., Bruguier, O., Caby, R. and Luck J.M.(2002) Monazite “in situ” 207Pb/260Pb geochronology using a small geometry high-resolution ion-probe : Application to Archean and Proterozoic rocks. *Chem. Geol.*, 184, 151-165.
- Bouchez J.L. (1977 a) Plastic deformation of quartzites at low temperature in an area of natural strain gradient. *Tectonophysics*, 39 (1-3), 25-30.
- Bouchez, J.L. et Pêcher A. (1976). Plasticité du quartz et sens de cisaillement dans les quartzites du grand chevauchement central himalayen. *Bull. Soc. Géol. France*, XVIII, n°6, 1377-1385.
- Bouchez, J.L., Lister, G.S., Nicolas, A. (1983). Fabric asymmetry and shear sense in movement zones. *Geologische Rundschau*, 72, 410-419.
- Boudzoumou F. and Trompette R. (1988). La chaîne panafricaine ouest congolienne au Congo (Afrique équatoriale) : un socle polycyclique charrié sur un domaine subautochtone formé par l’aulacogène du Mayombe et le bassin de l’ouest Congo. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8,889-896.
- Boudzoumou F. et Trompette R. (1988). La chaîne panafricaine ouest-congolienne au Congo (Afrique Equatoriale) : un socle polycyclique charrié sur un domaine subautochtone formé par l’aulacogène du Mayombe et le bassin de l’Ouest-Congo. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), t. IV, n°6, 889-896.
- Boullin, J. and Bouchez, J.L. (1978). Inclusion of was affected by the same deformation, foliation defined by mica and chlorite – quartz. *Tectonophysics*, 46, 449-641.
- Bruguier O., Télouk P., Cocherie, A., Fouillac A.M. and Albarède, F. (2001). Evaluation of Pb-Pb and U-Pb Laser Ablation ICP-MS Zircon Dating using Matrix-Matched Calibration samples with a Frequency Quadrupled (266 nm) Nd-TAG Laser. *Geostandards Newsletter*, 25(2-3), 361-373.
- 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.
- Caen-Vachette, M., Vialette, Y., Bassot, J.P., Vidal, P. (1988). Apport de la géochronologie isotopique à la connaissance de la géologie gabonaise. *Chronique Recherche Minière* 491, 35-54.
- Cahen, L. (1977). Vue d’ensemble sur les supergroupes antérieurs à l’Ouest-congolien dans la zone interne de l’orogène ouest-congolien depuis l’Angola septentrional jusqu’au Gabon. *Rapp. ann. Musée Royal Afrique Central, Dépt. Géol. Min., Tervuren, Belgique*, pp.56-62.
- Cahen, L. (1978). – La stratigraphie et la tectonique du supergroupe ouest-congolien dans la zone médiane et externe de l’orogène ouest-congolien (panafricain) au Bas-Zaïre et dans les régions voisines. *Ann. Sci. Musée Royal Afrique Central, Dépt. Géol. Min., Tervuren, Belgique, sér. in 8°, 83*, pp.150
- Cahen, L., Delhal, D. et Ledent, D. (1978). Données sur la géochronologie du Mayombien (Bas-Zaïre). *Bull. Soc. Belge Géol., Bruxelles*, 87, 2, 101-112.
- Cahen, L., Ledent D. et Villeneuve M. (1979) Existence d’une chaîne plissée Protérozoïque supérieur au Kivu oriental (Zaire). Données géochronologiques relatives au Supergroupe de l’Itombwe. *Bull. Soc. Belge Géol.*, 88, 71-83.
- Cahen, L., Ledent, D. and Tack, L. (1978). Données sur la géochronologie du Mayumbien (Bas-Zaïre). *Bull. Soc. Géol. Belgique*, 102, 265-275
- Cahen, L., Snelling, n.J., Delhal, J. and Vail, J.R. (1984). The geochronology and evolution Africa. Clarendon Press, Oxford, 512p.
- Carvalho, H. (1984). Estratigrafia do Precâmbrico de Angola. Garcia de Orta, Serie Geologia, *Instituto Investigaçao Tropical, Lisboa* 7 (1-2), 47-50.

- Carvalho, H., Tassinari C., Alves P. H., Guimarães F. and Simões M. C. (2000). Geochronological Review of the Precambrian in Western Angola: links with Brazil. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 31, N° 2, pp.384-400.
- Carvalho, H. (1982). Carta geologica de Angola. – *Instituto de Investigação Científica Tropical (centro geologico)*, Lisboa, 4 Sheets, escala 1/1000 000.
- Cawood, P., and Buchan, C. (2007). Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly. *Earth-Science Rev.*, 82, 217-256.
- Cherniak, D.J. and Watson, E.B. (2001) Pb diffusion in zircon. *Chem. Geol.* 172, 5-24
- Christie, J.M., Griggs, D.T. et Carter N.L. (1964). Experimental evidence of basal slip in quartz. *Journal Géologique*, 72,(6), pp. 734-756.
- Connolly J. A. D. (1990) Multivariable phase diagrams an algorithm base and generalized thermodynamics. *American Journal of Science*, 290, 666-718.
- Connolly J. A. D. and Kerrick D.M. (1987). An algorithm and computer program for calculating composition diagrams. *CALPHAD* 11, 1-54.
- Copeland, P. and Parrish, R.R. (1988). Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and implications for U-Pb systematics. *Nature*, 333, 760-763.
- Cordani, V.G., Brito Neves, B.B., D'Agrella-Filho, M.S. (2003). From Rodonia to Gondwana: a Review of the available evidence from South America. *Gondwana Research* 6, 275-283.
- 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 Geological Reviews*, 40,171-188.
- D'Agrella-Filho, M.S., Pacca, I.I.G., Teixeira, W., Onstott, T.C., Renne, P.R. (1990). Paleomagnetic evidence for the evolution of the evolution of Meso- to neo-proterozoic glaciogenic rocks in central-Eastern Brazil. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 80,255-265.
- D'Agrella-Filho, M.S., Pacca I.I.G., Trindade R.I.F., Teixeira W., Raposo M.I.B., Onstott T.C. (2004). Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of mafic dykes from Salvador (Brazil): New constraints on the São Francisco Craton APW path between 1080 and 1010Ma. *Precambrian Res.*, 132: 55-77.
- Dahl P. S. (1996a). The crystal-chemical basis for Ar retention in micas: inferences from interlayer partitioning and implications for geochronology. *Contribution Mineralogical Petrology*, 123, 22-39.
- Dahl, P. S. (1996b). The effects of composition on retentivity of argon and oxygen in hornblende and related amphiboles: A field-tested empirical model. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 3687-3700.
- Dalrymple, G.B. and Lanphere, M.A. (1974). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of some undisturbed terrestrial samples. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38,715-738.
- Dalrymple, G.B. (1989). The GLM continuous laser system for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating: description and performance characteristics. W.C. Shanks, R. Criss, Editors *New Frontiers in Stable Isotope Research USGS Bull.*, 1890, 89-96.
- Daly, M.C., Lawrence S.R., Dienu-Tshiband, K. and Matouana, B. (1992). Tectonic evolution of the Cuvette Centrale, Zaïre. *J. Geol. Soc. London*, 149, 539-546.
- Dalziel, I.W.D. (1997). Neoproterozoic–Paleozoic geography and tectonics: Review of hypothesis and environmental speculation. *Geol. Soc. Am; Bull.* 109, 16-42.
- Dalziel, I.W.D., Mosher, S. and Gahagan, L.M., (2000) Model of Rodinia (1000 -750Ma). *Geol. Soc. Am; Bull.* 149, 23-42.
- De Bresser, J.H.L. and Spiers C.J. (1997). Strength characteristics of the r, f, and c slip systems in calcite. *Tectonophysics*, 272, 1-23.

- De Capitani C. and Brown T. H. (1987). The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51, 2639-2652.
- DePaolo, D.J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet Sci Lett*, 53, 189–202.
- De Paolo, D.J. (1988). Neodymium isotope geochemistry : An introduction. *Minerals and Rocks*, 20 , Springer-Verlag Berlin.
- De Witt, M., Jeffery, M., Bergh, H. and Nicolaysen, L. (1988). Geologic Map of sectors of Gondwana. *A.A.P.G. and University of Witwatersrand Tulsa*.
- Delhal, J. and Ledent, D. (1976). Age et évolution comparée des gneiss migmatitiques pré-zadaniens des régions de Boma et de Mpozo-Tombagadio (Bas-Zaïre). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 99,165-187.
- Dell Angelo, L.N. and Tullis, J. (1996). Textural and mechanical evolution with progressive strain in experimentally deformed aplite. *Tectonophysics*, 256 (1-4), 57-82.
- Dhuime B., (2003). Age et provenance des zircons détritiques de la série métasédimentaire de Nathorst Land (NE Groenland) – Une étude comparative LA-ICP-MS, SIMS et méthode conventionnelle. DEA, *Université de Montpellier II*, 49pp.
- Dhuime, B., Bosch, D., Bruguier, O., Caby, R. and S. Pourtales (2007). Age, provenance and post-deposition metamorphic overprint of detrital zircons from the Nathorst Land group (NE Greenland) - A LA-ICP-MS and SIMS study. *Precamb. Res.*, 155, 24-26.
- Dodson, M.H. (1981). Thermochronometry, *Nature*, 293, 606-607.
- Dunlap, W. J., Hirth, G., Teyssier, C. (1997). Thermomechanical evolution of a ductile duplex. *Tectonics*, 16 (6), 983-1000.
- Dupré, S. (2003). Intergrated tectonic study of the South Gabon Margin. Insights on the rifting style from seismic, well and gravity data and numerical modeling. Thèse de doctorat, Vrije Univ., Amsterdam.
- Eggins, S., Kinsley, L. and Kelley, JMG (1998). Deposition and element fractionation processes during atmospheric pressure laser sampling for analysis by ICP-MS. *Applied Surface Science*, 57-129, 278-286.
- Egydio-Silva, M., Vauchez, A., Bascou, J., Hippertt, J., (2002). High-temperature deformation in the neoproterozoic transpressional Ribeira belt, southeast Brazil. *Tectonophysics*, 352, 203-224.
- Feng R., Machado N. and Ludden, J. (1993). Lead geochronology of zircon by Laser Probe-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LP-ICPMS). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 3479-3486.
- Ferry J. M. and Spear F. S. (1978). Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66, 113-117.
- Fleck, R. J., Sutter, J. F. and Elliott, D. H. (1977). Interpretation of discordant ⁴⁰Ar/³⁹Ar age spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41, 15-42.
- Fonseca, A.C. (1993). Esboço geocronológico da Região de Cabo Frio, Estado do Rio de Janeiro. PhD Thesis, *University of São Paulo, Brazil*.
- Franssen L. and André L. (1988). The Zadian group (late proterozoic , Zaïre) and its bearing on the origin of the West-Congo orogenic belt. *Precambrian Research*, 38, 215-234.
- Frimmel, H.E. and Frank, W. (1998). Neoproterozoic tectono-thermal evolution of the Gariep Belt and its basement, Namibia and South Africa. *Precamb. Res.*, 90, 1-28.
- Frimmel, H.E., Tack, L., Basei, M.S., Nutman, a.P. ad Boven A. (2006). Provenance and chemostratigraphy of the Neoproterozoic West Congolian Group in the Democratic Republic of Congo. *J. African Earth Sciences*, 46, 221-239.

- Frimmel, H.E., Basel, M.S. and Gaucher, C. (2011). Neoproterozoic geodynamic evolution of the SW-Gondwana: a southern African perspective. *Int. J. Earth Sci.*, 100, 323-354.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Ellis, D.J., and Frost, C.D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2033-2048.
- Fryer B., Jackson S. and Longerich, H.P. (1993). The application of laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LAM-ICP-MS) to in situ U-Pb geochronology. *Chemical Geology* 109, 1-8.
- Ganguly, J. and Saxena, S.K. (1984). Mixing properties of aluminosilicate garnets: Constraints from natural and experimental data and applications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 48,103-117.
- Ganguly, J., Cheng W. and Tirone, M. (1996). Thermodynamics of aluminosilicate garnet solid solution: new experimental data, an optimized model, and thermodynamic applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126, 137-151.
- Gessmann C. K., Spiering B. and Raith M. (1997). Experimental study of Fe-Mg exchange between garnet and biotite: constraints on the mixing behaviour and analysis of the cation-exchange mechanisms, *Am. Mineral.* 82, 1225-1240.
- Ghent E.D. and Stout M. Z. (1981). Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76, 92-97.
- Goscombe, B., Hand M. and Gray D. (2003) Structure of the Kaoko Belt, Namibia: progressive evolution of a classical transpressional orogen. *J. Struct. Geol.*, 25, 1049-1081.
- Goscombe, B., Gray, D.R., Armstrong, R., Foster, D.A. and Vogl, J. (2005b). Event geochronology of the Pan-African Kaoko belt, Namibia. *Precambrian Research*, 140, 1-41.
- Goscombe, B.D. and Gray, D.R. (2007). The coastal Terrane of the Kaoko Belt, Namibia: outboard arc-terrane and tectonic significance. *Precambrian Research*, 155, 139-158.
- Goscombe, B.D. and Gray, D.R. (2008). Structure and strain variation at mid-crustal levels in a transpressional orogen: A review of Kaoko Belt structure and the character of West Gondwana amalgamation and dispersal. *Gondwana Res.*, 13, 45-85.
- Gottschalk M. (1997) Internally consistent thermodynamic data for rock forming minerals. *European Journal of Mineralogy* 9, 175-223.
- Grant, N.K. (1969). The Late Precambrian to Early Paleozoic Pan African Orogeny in Ghana, Togo, Dahomey and Nigeria. *Bull. Soc. Geol. Am.*, 80, 45-56.
- Gray, D. R., Foster, D. A., Goscombe, B. D., Passchier, C.W. and Trouw, R. A. J. (2006). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology of the Pan-African Damara orogen, Namibia, with implications for tectonothermal and geodynamic evolution. *Precambrian research*, 150,49-72.
- Groshong, R.H., Pfiffner, O.A. and Pringle, L.R. (1984). Strain partitioning in the Helvetic thrust belt of eastern Switzerland from the leading edge of the internal zone. *Journal of Structural Geology* 4, 429-442.
- Günther D. and Heinrich C. A., (1999). Enhanced sensitivity in LA-ICP-MS using helium-argon mixtures as aerosol carrier. *J. Anal. At. Spectrom.* 14, 1369-1374.
- Günther, D. and Hattendorf, B., (2001) Elemental fractionation in LA-ICP-MS (Sylvester, P.J., Ed.), *Mineralogical Association of Canada (MAC) Short Course Series, Vol. 29*, 83-91
- Harrison, T. M. (1981). Diffusion of ^{40}Ar in hornblende, an application for reconstructing thermal histories. Abstracts with Programs. *Geological Society of America*, vol.13, n°7, pp. 468.

- Harrison T.M. and McDougall I. (1980). Investigations of an intrusive contact, Northwest Nelson, New Zealand. II: Diffusion of radiogenic argon and excess $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4, 2005-2020.
- Harrison, T.M. and McDougall, I. (1999). Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. Oxford Press, 269 p.
- Harrison, T. M., Duncan, I. and McDougall, I. (1985). Diffusion of ^{40}Ar in biotite: Temperature, pressure and compositional effects. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 2461-2468.
- Harrison, T.M., C  lerier, J., Aikman, A.B., Hermann, J. and Heizler, M.T. (2009) Diffusion of ^{40}Ar in muscovite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.73, p.1039-1051, doi:10.1016/j.gca.2008.09.038
- Hartz E., Andresen A. et al., (2000). U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on the Fjord Region Detachment Zone: a long-lived extensional fault in the central East Greenland Caledonides. *J. Geol. Soc. London* 157, 795-809.
- Haskin, L.A., Frey, F.A., Schmitt, R.A. and Smith, R.H. (1966). Meteoritic, solar and terrestrial rare-earth distributions. *Physical and Chemical Earth*, 7, 167-321.
- Haskin, M.A. and Haskin, L.A. (1966). Rare earths in European shales; a redetermination. *Science*, 154, 507-509.
- Haskin, L.A., Wildeman, T.R., Frey, F.A., Collins, K.A. Keedy, C.R., Haskin, M.A. (1966b). Rare earths in sediments. *J. Geophys. Res.* 71, 6091-6105.
- Heilbron, M. and Machado, N. (2003). Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precamb. Res.*, 125, 87-112.
- Heilbron, M., Tupinamb  , M., Almeida, J.C.H., Valeriano, C. M., Valladares, C.S., Duarte, B.P. (1998). New constraints on the tectonic organization and structural styles related to the Brasiliano Collage of the central segment of the Ribeira belt, SE Brazil. In Proceedings of the Fourteenth International Conference on Basement Tectonics, *Ouro Preto, Minas Gerais, Brazil*, pp. 15-17.
- Heilbron, M., Duarte, B.P., Valeriano, C.M., Simonetti, A., Machado, N. and Nogueira, J.R. (2010). Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U-Pb geochronology: implicatios for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Research*, 178, 136-148.
- Hirata T. and Nesbitt R. (1995). U-Pb isotope geochronology of zircon: Evaluation of the laser probe-inductively coupled plasma mass spectrometry technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59 (12), 2491-2500.
- Hirth, G., Teyssier, C., Dunlap, J. W. (2001). An evaluation of quartzite flow laws based on comparisons between experimentally and naturally deformed rocks. *International Journal of Earth Sciences* 90 (1), 77.
- Hirth, G., Tullis, J. (1992). Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology* 14 (2), 145-159.
- Hobbs, B. E., Means, W.D., Williams, P.F. (1976). An Outline of Structural Geology. John Wiley and Sons, *New York*. 571pp.
- Hodges K. V. and Crowley P. D. (1985) Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. *Am. Mineral*, 73, 20-47.
- Hodges K. V. and Spear F. S. (1982) Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire, *An. Mineral*, 67, 1118-1134.
- Hoffman, P.F., (1991). Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out. *Science*, 25, 1409-1412.

- Hoisch, T. D. (1990). Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + plagioclase + garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 225–234.
- Holdaway M. J., Mukhopadhyay B., Dyar M. D. Guidotti C. V. and Dutrow B. L. (1997). Garnet-biotite geothermometry revised: new Margules parameters and a natural specimen data set from Maine. *Am. Mineral.* 82, 582-595.
- Holland, T. J. B. and Powell R. (1988). An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309-443.
- Holland, T. J. B. and Powell R. (2003). Activity composition relation for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 145, 492-501.
- Horn, I., Rudnick, R. and McDonough, W. F. (2000). Precise elemental and isotope ratio determination by simultaneous solution nebulization and laser ablation-ICP-MS: Application to U-Pb geochronology. *Chemical Geology* 167, 405-425.
- Horstwood, M. S. A., Parrish, R. R., Nowell, G. M., & Noble, S. R. (2003). Accessory mineral U-Th-Pb geochronology by laser-ablation plasma-ionisation multi-collector mass spectrometry (LA-PIMMS). *J. Anal. At. Spectrom.*, 18, 837-846.
- Hossi G. (1980). Contribution à l'étude structurale de la chaîne ouest-congolienne panafricaine dans le Mayombe congolais. Thèse 3e cycle, *Univ. Montpellier II*, pp. 98-124.
- Irvine, T.N. and Braragar, W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523-548.
- Jackson, S. E. (2001). The Application of ND: YAG Lasers in LA-ICP-MS. *Mineral. Ass. of Canada, Paul Sylvester Ed.* 29, 29-45.
- Jessell, M.W. (1987). Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite. *Journal of Structural Geology* 9 (8), 1007-1014.
- Johnson, S.P., Rivers, T. and De Waele, B. (2005). A review of the Mesoproterozoic to early Paleozoic magmatic and tectonothermal history of south-central Africa: implications for Rodinia and Gondwana. *J. Geol. Soc. London*, 162, 433-450
- Jung, S. and Mezger, K. (2003). Petrology of basement-dominated terranes: 1. Regional metamorphic P-T-t path from U-Pb monazite and Sm-Nd garnet geochronology (Central Damara Orogen, Namibia). *Chem. Geol.*, 198, 223-247.
- Jung, S., Hoernes, S. and Mezger, K. (2000). Geochronology and petrology of migmatites from the Proterozoic Damara Belt – importance of episodic fluid-present disequilibrium melting and consequences for granite petrology. *Lithos*, 51, 153-179.
- Karmann, I. (1987). O grupo Rio Pardo (Proterozoico Medio à Superior): uma cobertura da plataforma da margem sudeste do craton de São Francisco. *Msc Thesis*, Univ. São Paulo, 129 p.
- Kingsbury, J.A., Miller, C.A., Wooden, J.L. and Harrison T.M.(1993). Monazite paragenesis and U-Pb systematics in rocks of the eastern Mojave Desert, California, U.S.A.: implications for thermochronometry. *Chemical Geology*, 110, 147-167.
- Korpershoek, H. R. (1964). Carta Geologica de Angola. Noticias explicativa da Folha Sul B-33/H-N (Noqui-Tomboco). *Serviços Geologia Minas, Luanda*, pp.51.
- Lassere, M. et Soba, D. (1976). Age libérien des granodiorites et des gneiss à pyroxène du Cameroun méridional. *Bull. B.R.G.M., Fr.*, (2) sect. IV, n° 1, 17-32.
- Law, R. D., Searle, M. P., Simpson, R. L. (2004). Strain, deformation temperatures and vorticity of flow at the top of the greater Himalayan slab, Everest Massif, Tibet. *Journal of the Geological Society*, 161, 305-320.

- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745-750.
- Le Maitre, R.W. (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the IUGS Commission on the systematics of igneous rocks. *Oxford, Blackwell*.
- Loomis, T. P. (1983). Compositional zoning of crystals: a record of growth and reaction history. In: S. K. Saxena eds., Kinetics and equilibrium reactions. *Springer Verlag, New-York*, 1-60.
- Ludwig, K. L. (2000). Users manual for Isoplot/Ex v.2.3. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp. Pub. No. 1a. *Berkley, California*.
- Ludwig, K.R. (2002). Isoplot/Ex version 2.4. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronological Center. Special Publication*, p. 56.
- Machado, N. and Gauthier, G. (1996). Determination of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages on zircon and monazite by laser-ablation ICP-MS and application to a study of sedimentary provenance and metamorphism in southeastern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60(24), 5063-5073.
- Machado, N., Valladares, C., Heilbron, M., Valeriano, C. (1996). U-Pb geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian orogeny. *Precambrian Research*, 79,347-36.
- Mainprice, D. (2005). Pfch5 [Computer Software], edited by ftp// www. gm.univ-montp2.fr/mainprice// Care Ware UNICEF Programs.
- Mainprice, D., Bouchez, J.L. Blumenfeld, P., Tubia, J.M. (1986). Dominant c-slip in naturally deformed quartz – Implications for dramatic plastic softening at high-temperature. *Geology* 14 (10), 819-822.
- Maluski, H. (1985). Méthode argon³⁹ – argon⁴⁰. Principes et applications aux minéraux des roches terrestres. In: Roth, E., Poty, B., (eds), Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels. *Masson*, 341-372.
- Maniar, P.D. and Piccoli, P.M. (1989). Tectonic discriminations of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101, 635-643.
- Maurin J. C. (1991). The Pan-African orogeny along the Congo and São-Francisco cratons: about a Pyrenean like model. *Terra abstracts*, 3, 1, 376.
- Maurin J. C. (1993). La chaîne panafricaine ouest-congolienne, corrélation avec le domaine Est brésilien et hypothèse géodynamique. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 164, n° 1, 51-60.
- Maurin J. C., Boni J.M., Pin C. et Vicat J. P. (1990). La granodiorite de Les Saras, un témoin de magmatisme éburnéen (2 Ga) au sein la chaîne ouest congolienne : Conséquences géodynamique. *C.R. Acad. Sci .Paris*, t. 310, série II, 571-575.
- Maurin J. C., Boni J.M., Boudzoumou F., Djama L. D., Gioan P., Pin C., Michard A., et Peucat J.J. (1991). La chaîne protérozoïque ouest-congolienne et son avant pays au Congo, nouvelles données géochronologiques et structurales, implications en Afrique Central. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 312, Série II, 1327-1334.
- McDougall, I., Harrison, T. M., (1999). Geochronology and thermochronology by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. *Oxford University Press, New York*, 269p.
- McMenamin M. A. S. and D. L. S. McMenamin (1990). Emergence of animals: The Cambrian Breakthrough, *Columbia Univ. Press, New York*, pp.217.
- Meert J. G. (2003). A synopsis of events to the assembly of eastern Gondwana, *Tectonophysics*, 362, 1-40.

- Meert J. G., R. Van der Voo and S. Ayub (1995). Paleomagnetic investigation of the Neoproterozoic Gagwe lavas and Mboji complex, Tanzania and the assembly of Gondwana, *Precambrian Research*, 74, 225-244.
- Mercier, J. et Vergely, P. (1992). Microtectonique et orientation préférentielle du réseau dans les mylonites. In *Tectonique*, Dunod, 43-57.
- Miyashiro A. (1974). Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. *America Journal* 274, 321-355.
- Mondou, M., Vauchez A., Egydio-Silva, M., Monié, P., Bruguier, O., Babinski, M. and Raposo M.B. (2010) HT-metamorphism, slow cooling and heterogeneous 3D deformation in the neoproterozoic Aruçai hot orogen (SE-Brazil). *Abst. AGU meeting 2010*.
- Monié, P., Caby, R. and Arthaud, M.H. (1997). The Neoproterozoic brasiliano orogeny of Northeast Brazil. ^{40}Ar - ^{39}Ar ages and petro-structural data from Ceara. *Precambrian Research*, 81, 241-264.
- Mougeot, R., Respaut J., Ledru P. and Marignac, C. (1997) U-Pb geochronology on accessory minerals of the Velay anatetic Dome (Massif central). *Eur. J. Mineral.*, 9, 257-276.
- Mpemba-Bony, J. and Bassot, J.P. (1993). Le plutonisme eburnean (Protérozoïque Inférieur) de la chaîne du Mayombe (Afrique Central) : Une association magmatique complexe. In : *Symposium sur le Protérozoïque inférieur, Dakar*, pp.28-32.
- Nédélec, A., et Nsifa, E.N. (1987). Le complexe du Ntem (Sud Cameroun) : Une série tonalito-trondhjémitique archéen typique. In *Current Research in African Earth Sciences, Matheis and Schandelmeier(eds)*, 3-6.
- Nédélec, A., Nsifa, E.N. and Martin, H. (1990). Major and trace element geochemistry of the Archean Ntem plutonic complex (South Cameroon): petrogenesis and crustal evolution. *Precambrian Research* 47, 35-50.
- Neves, S. P., Bruguier, O., A. Vauchez, A., Bosch, D., da Silva, J.M.R. and Mariano, G. (2006). Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): Implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research*, 149, 197-216.
- Newton, R. C. and Haselton, H. T., (1981). Thermodynamics of the garnet-plagioclase- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 79, 56-76.
- Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F. (1972). Interprétation cinématique des déformations plastiques dans le massif de Lanzo (alpes piémontaises) comparaison avec d'autres massifs. *Tectonophysics*, 14, 143- 171.
- Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F. et Mercier J.C. (1971). Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some european lherzolites. *Tectonophysics*, 12, 55-86.
- Njiosseu, E.L.T., Nzenti, J.P., Njanko T., Kapajika, B. and Nédélec, A. (2005). New U-Pb zircon ages from Tonga (Cameroon): coexisting Eburnean-Transamazonian (2.1 Ga) and Pan-African (0.6 Ga) imprints. *C.R. Geosciences*, 227, 551-562.
- Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C., Armstrong, R. and Piuzana, D. (2007). Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí Orogen based on U-Pb SHRIMP data: implications for Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*, 159, 60-78.
- Oatley, C.W. (1972). The early history the scanning electron microscope. *Journal Appl. Phys.*, 2, 74-744.
- Onstott, T. C. and Peacock, M. W. (1987). Argon retentivity of hornblende; a field experiment in a slowly cooled metamorphic terrane. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 51, 11, 2891- 2903.

- Oyhantçabal P., Siegesmund, S, Wemmer K. And Passchier, C.W. (2011). The transpressional connection between Dom Feliciano and Kaoko belts at 580-550 Ma. *Int. J. Earth Sci.*, 100, 379-390.
- Pantev, E. (1989). Carta geologica e Recursos mineiras da República de Angola. *Instituto Geologico de Angola*, pp. 4 -24.
- Paquette, J. L. and Nédélec, A. (1998), A New insight into Panafrican tectonics in East West Gondwana collision zone by U-Pb zircon dating of granites from central Madagascar. *Earth and Planetary Science letters*, 155, 45-56.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J. (2005). Microtectonics. Springer-Verlag, *Berlin-Heidelberg*. 366pp.
- Patiño-Douce A. E., Johnston D. and Rice J. M. (1993). Octahedral excess mixing properties in biotite a working model with applications to geobarometry and geothermometry. *American Mineralogist* 78, 113-131.
- Pearce, J. A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *In Andesites: Orogenic Andesites and related rocks* (ed. R.S. Thorpe) John Wiley and Sons, Chichester, UK, 526-547 pp.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 290-300.
- Pearce, J. A., Lippard, S. J., Roberts, S., and Roberts, S. (1984). Characteristics and tectonic significance of supra subduction zone ophiolites. In *Marginal Basin Geology* (ed. B. P. H. Kokelaar, M.R.), pp. 77-94. *Geological Society, London, Special Publications*, 16.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. and Tindle, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- Pedreira A.J. (1979). Possible evidence of a Precambrian continental collision in the Rio Pardo basin of eastern Brasil. *Geology, Boulder (Co)*, 7, pp. 445-448.
- Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Vidal, P., Monteiro, R.L.B.P., and Leonardo, O.H. (1992). Toward a new tectonic model for the late Proterozoic-Araçuaí (SE Brazil) – West congolian (SW Africa) Belt. *J. South Am. Earth Sc.* 6, 33-47.
- Pedrosa-Soares, A.C., Noce, A.C., Widemann, C.M. and Pinto, C.P. (2001). The Araçuaí-West Congo orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, 110, 307-323.
- Pedrosa-Soares, A.C., Alkmin, F.F., Tack, L., Noce, C.M., Babinski, M., Silva, L.C. and Martins-Neto, M.A. (2008) Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West congo orogen. In *West Gondwana: Pre-cenozoic correlations across the South Atlantic region* (Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B. and Wit M. eds). *Geol.Soc.London, Spec. Publi*, 294, 153-172.
- Penaye J., Toteu , S.F., Tchameni, R., Van Schmus, W.R., Tchakounté, J., Ganwa, A., Minyem, D. and Nsifa, E.N. (2004) The 2.1 Ga West Central African Belt in Cameroon: extension and evolution. *J. African Earth Sciences*, 39, 159-164.
- Petitgirard, S., Vauchez, A., Egydi-Silva, M., Bruguier, O., Camps, P., Monié, P., Babinski, M. and Mondou, M.(2009). Conflicting structural and geochronological data from the Ibiturana Quartz-syenite (SE Brazil): Effet of protected “Hot” orogeny and slow cooling rate? *Tectonophysics*, 477, 174-196.
- Pidgeon, R.T. (1992). Recrystallisation of oscillatory zoned zircon; some geochronological and petrological implications. *Contrib. Min. Petrol.* 110, 4, 463-472.
- Pieri, M., Kunze K., Burlini, L., Stretton, I., Olgaard, D., Burg J.P., Wenk H.R. (2001b). Texture development of calcite by deformation and dynamic recrystallization at 1000K during torsion experiments of marble to large strains. *Tectonophysics*, 330, 119-140.

- Porada, H. (1979). The Damara-Ribeira orogeny of Pan-African-Brasiliano cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brazil interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics*, 57, 237-268.
- Porada, H., (1989). Panafrican Rifting and orogenesis in southern to Equatorial Africa and eastern Brazil. *Precambrian Research*, 44, 103-136.
- Pouchou, J.L. (2004). Analyse EBSD: Principes et applications. EDP Sciences, pp.7-18.
- Powell, R. and Holland, T. J. B. (1988). An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3 applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 173-204.
- Powell, C. M., Z. X. Li, M. W. McElhinny, J.G. Meert and J.K. Park (1993). Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic Break up of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana, *Geology*, 21, 889-892.
- Renne, P.R., Onstott, T.C., D'Agrella-Filho, M.S., Pacca, I.I.G., Teixeira, W. (1990). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of 1.0-1.1 Ga magnetization from the São Francisco and Kalahari Cratons: tectonic implications for Pan-African and Brasiliano mobile belts. *Earth Planet. Sc. Lett.* 101, 349-366.
- Rudnick, R.L. and Fountain, D.M. (1995). Nature and composition of the Continental-Crust – a Lower Crust perspective. *Rev. Geophys.* 33(3),267-309.
- Ruffet, G., Perroud, H., Ferand, G. (1991). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of a late Proterozoic palaeomagnetic pole for the Amoric-Massif (France). *Geophys. J. Int.*, 102, 397-402.
- Rutherford, M.J. (1973). High phase relations of aluminous iron biotites in the system KAlSi₃O₈. *Petrology*, 14, 159-180.
- Raposo, M.I.B. and Egydio-Silva, M., (2001). Magnetic fabric studies of high-grade metamorphic rocks from Juiz de Fora Complex, Ribeira belt, southeastern Brazil. *International Geology Review*, 43, 441-456.
- Rutter, E. and Brodie, K. (2004). Experimental grain size-sensitive flow of hot-pressed Brazilian quartz aggregates. *Journal of Structural Geology* 26 (11),2011-2023.
- Rutter, E.H. and Hadizadeh, J. (1991). On the influence of porosity on the low-temperature brittle ductile transition in siliciclastic rocks. *Journal of Structural Geology* 13 (5), 609-614.
- Samson, S.D. and Alexander, C.J.R. (1987). New developments and applications in isotope geoscience. Calibration of the interlaboratory $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard MMHb-1. *Chem. Geol.*, 66, 27-34.
- Sander, B. (1930). *Gefügekunde der Gesteine*. J. Springer, Vienne, 352p., 155 fig., 245 diagr.
- Schermerhorn, L. J. G. and Stanton, W. I. (1963). Notícia explicativa da Carta geológica de Angola. *Instituto Investigação Científica, Luanda*, pp. 6 – 15.
- Schermerhorn, L. J. G. e Stanton, W. I. (1964). Carta geológica de Angola. Notícia explicativa da folha SUL UB-33 (Bembe). *Direç. Provinc. Serv. Geol. Minas, Luanda*, 28p.
- Schmid, S.M., Panozzo, R., Bauer, S. (1987). Simple shear experiments on calcite rocks: Rheology and microfabric. *Journal of structural Geology*, 9, 747-778.
- Schmid, S.M., Casey, M. (1981). Complete fabric analysis of calcite tectonites from the Helvetic nappes (Swiss Alps). *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 9, 151-158.
- Schmid, S.M., Casey, M. (1986). Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. In: Hobbs, B.E., Heard, H.C. (Eds.), *Mineral rock deformation: Laboratory Studies. American Geophysical Union, Washington*, pp. 263-286.
- Schmitt, R.S., Trouw, R.A.J., Van Schmus, W.R. and Pimentel, M.M. (2004). Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precamb. Res.*, 133, 29-61.

- Schmitt, R.S., Trouw, R.A.J., Van Schmus, W.R. and Passchier, C.W. (2008). Cambrian orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil) and correlation with West Gondwana: ties that bind underwater. In: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic Region, Pankhurst et al. (eds), *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 294, 279-296.
- Shabani, A. and Lalonde, A. (2003) Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachian orogen and a potential tectonomagmatic indicator? *Can. Mineral.*, 41, 1381-1396.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L.A. and 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. *Precamb. Res.*, 136(3-4), 203-240.
- Smith, H.A. and Barreiro, B. (1990) Monazite U-Pb dating of staurolite grade metamorphism in pelitic schists. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 105, 602-615
- Spagnuolo, C.M., Rapalini, A.E. and Astini, R.A. (2011). Assembly of Pampia to the SW Gondwana margin: A case of strike-slip docking? *Gondwana Res.*, in press. (doi:10.1016/j.gr.2011.02.004)
- Stacey J. and Kramers J. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 6, 15-25.
- Stanton, W. I., Schermerhorn, L. J. G. and Korpershoek, H. R. (1963). The West Congo System. *Bol. Serv. Geol. Min. Angola*, 8, 69 – 78.
- Steiger, R.H. and Jager, E. (1977). Subcommittee on geochronology - Convention on use of decay constants on geochronology and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 359-362.
- Stern R. J. (1994). Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East Africa orogen: implications of the consolidation of Gondwanaland. *Annual Reviews of Isotopic and Planetary Science*, 22, 319-351.
- Stipp, M., Stunitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M. (2002a). Dynamic recrystallisation of quartz: correlation between natural and experimental conditions. In: De Meer, S., Drury, M.R., De Bresser, J.H.P., Pennock, G.M. (Eds), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives. Geology Society, London*, pp.171-190.
- Stipp, M., Stunitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M. (2002b). The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology* 24 (12), 1861-1884.
- Tack, L. (1979). Etude pétrochimique du Mayombien au Bas-Zaïre : une séquence volcano-plutonique acide précambrienne. *Ann. Sci. Musée Royal Afrique Central, Tervuren, Belgique*, sér. in 8°, 84, 56.
- Tack, L., Wingate, M. T. D., Liégeois, J.P., Fernandez-Alonso, M. and Deblond, A. (2001). Early Neoproterozoic magmatism (1000-910Ma) of the Zadinian and Mayombian Groups (Bas-Congo): onset of Rodinian rifting at the western edge of the Congo craton. *Precambrian Research* 110, 277-286.
- Tassinari, C., Muanhà, J., Dias Neto, C., Bento dos Santos, T., Cordani, U., Nutman, A. and Fonseca, P., (2006). Constraints on the thermochronological evolution of Ribeira Fold Belt, SE Brazil: evidence for long-term-elevated geothermal gradient of Neoproterozoic orogenies. In: *Extended Abstract of the V Simposio Sud-Americano de Geologia Isotópica*, p. 200-203.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M. (1985). Continental crust: an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. *Blackwell Scientific Publications, Oxford*, 392pp.

- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985). The Continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 312pp.
- Tchameni, R. and Nsifa, N.E. (1998). Revues des données géochronologiques sur la partie nord-ouest du craton du Congo (groupe du Ntem), Sud Cameroun. In : Géosciences au Cameroun, Vicat, J.P. et Bilong, P. (éds). Collect. Geocam, 1/1998, press Univ. Yaoundé I, pp.351-359
- Torquato, J. R., Silva, A.T. S. F., Cordani, G. and Kawashita, K. (1979). A evolução geológica da cintura movel do Quipungo no Ocidental de Angola. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, 52, 133 – 143.
- Torquato, J.R, and Cordani, V.C. (1981). Brazil-Africa geological links. *Earth Science Reviews*, 17, 155-176.
- 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., Van Schmus, W.R., Penaye, J., and Nyobe, J.B. (1994). U-Pb and Sm-Nd evidence for eburnean and panafrican high grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. *Precambrian Research*, 67, 321-347
- Trompette, R. (1989). Ensialic evolution of the centrifugal Araçuaí West Congo (Zaire) Pan-African belt: role of Middle-Proterozoic fracturation. *28th Int. Geol. Congr., Washington, Abstr. P.* 116.
- Trompette, R. and Carozzi, A.V. (1994). Geology of Western Gondwana (2000–500 Ma). *A.A. Balkema, Rotterdam*.
- Trompette, R., Uhlein, A., Egydio-Silva and M., Karmann, I. (1992). The Brasiliano São Francisco Craton revisited (central Brazil). *Jour. South Amer. Earth Sciences*, vol. 6 n°1/2. p. 49-57.
- Tullis, J., Christie, J.M. and Griggs, D.T. (1973). Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geological Society of America Bulletin* 84 (1), 297-314.
- Tullis, J. and Yund, R.A. (1978). Water weakening of experimentally deformed Westerly Granite. *Transactions American Geophysical Union* 59 (4), 374-376.
- Turner G. and Cadogan, P.H. (1976) The history of lunar bombardment inferred from ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of Highland rocks. *Proc. 6th Lunar Sci. Conf.*, 1509-1538
- Ulrich, S., Konopásek, J., Jeřábek, P. and Tajčmanová, L. (2010). Transposition of structures in the Neoproterozoic Kaoko Belt (NW Namibia) and their absolute timing. *Int. J. Earth Sci.*, 100, 415-429
- Valeriano, C.M., Tupinamba, M., Simonetti, A., Heilbron, M., Almeida, J.C.H. and Eirado, L.G. (2011). U-Pb LA-ICP-MS geochronology of Cambro-Ordovician post-collisional granites of the Ribeira Belt, Southeast Brazil: terminal Brasiliano magmatism in central Gondwana supercontinent. *J. South Amer. Earth Sci.*, in press (doi:10.1016/j.jsames.2011.03.003).
- Vaucher, A. (1987). Mécanismes de déformation et cinématique des zones de mouvement ductiles. Thèse 3^e cycle, *Université D'Aix Marseille*, pp 56-64.
- Vaucher, A., Tommasi, A. and Egydio-Silva, M. (1994). Self-indentation of continental lithosphere. *Geology*, 22, 967-970.
- Vaucher, A., Egydio-Silva, M., Babinski, M., Tommasi, A., Uhlein, A. and Liu, D. (2007). Deformation of a pervasively molten middle-crust: Insights from the neoproterozoic Ribeira-Araçuaí orogen (SE Brazil). *Terra Nova*, 19: 278-286.
- Vicat J. P. and Pouclet A. (2000). Palaeo and Neoproterozoic granitoids and rhyolites from the West Congolian Belt (Gabon, Congo, Cabinda, North Angola): chemical

- composition and geotectonic implications. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 31, N° 3, 1-20.
- Vicat, J. P. and Gioan, P. (1988). La chaîne du Mayombe en République Populaire du Congo. Géologie, métallogénie, perspectives de développement. In : PNUD/UNESCO (Eds.), Synthèses Scientifiques sur le Mayombe. *Ministère de la Recherche Scientifique et de l'Environnement, Brazzaville*, pp.17-45.
- Villa, I. M., Grobéty, B., Kelley, S. P., Trigila, R. and Wieler, R. (1996). Assessing Ar transport paths and mechanism for McClure Mountains Hornblende. *Contrib. Mineral. Petrol.* 126, 67-80.
- Weil A. B., R. Van der Voo, C; Mac Niocaill and J. G. Meert (1998). The Proterozoic Supercontinent Rodinia: Paleomagnetically derived reconstruction s for 1100-800Ma, *Earth and Planetary science letters*, 154, 13-24.
- Wenk, H.R., Canova, G. Molinari, A. and Kock, U.F. (1989). Viscoplastic modelling of texture development in quartzite. *Journal of Geophysical Research*, 94, 17855-17906.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J.C. and Spiegel, W. (1995). Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter* 19, 1-23.
- Williams, I.S. and Claesson, S. (1987). Isotopic evidence for the Precambrian proveance and Caledonian metamoprhism of high grand paragneisses from the seve nappes, Scandinavian Caledonides, 2, Ion microprobe zircon U-Th-Pb. *Contrib. Min. Petrol.* 97,2, 205-217.
- Wilson C.J.L. (1975). Preferred orientation in quartz ribbon mylonites. *Geol. Soc. Mer. Bull.*, 86, 968-974.
- Uhlein, A., Trompette, R. and Egydio-Silva, M., (1998). Proterozoic rifting and closure, SE border of the São Francisco craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11, 191-203.

Annexe I : TECHNIQUES ANALYTIQUES

GEOCHIMIE

I. Préparation des échantillons

Après avoir enlevées les surfaces altérées, les échantillons sont ensuite découpés en petits cubes (« sucres ») à la scie diamantée. Les cubes de roche sont ensuite rincés dans un bain d'eau distillée placé dans un bac aux ultrasons durant 30 minutes afin d'éliminer les poussières et les restes d'altération argileuse superficielle. Les fragments d'échantillons secs sont ensuite séparés en deux lots : un premier destiné à la préparation des poudres de roche totale et un deuxième lot réservé à l'analyse des minéraux séparés.

I.1. Poudres de roches totales

Les cubes sont concassés manuellement avec un pilon dans un mortier d'Abich en acier afin d'obtenir un granulats grossier (< 5 mm). Pilon et mortier sont lavés soigneusement entre chaque échantillon afin d'éviter toute contamination (plusieurs cycles de lavages à l'alcool, puis à l'eau distillée et séchage à l'air comprimé). Le granulats est ensuite broyé très finement avec une pulvérisette à bol d'agate (l'utilisation de l'agate permet notamment de s'affranchir d'une contamination en Nb-Ta). Le temps de broyage avant d'obtenir une poudre suffisamment fine (< à 2 µm) et homogène varie entre 45min et 2h suivant la nature de l'échantillon. La pulvérisette est lavée soigneusement selon le même procédé que le mortier d'Abich entre chaque échantillon. Les poudres ainsi obtenues sont conservées dans des piluliers hermétiques préalablement rincés et séchés à l'air comprimé.

II. Analyse des éléments majeurs

Les éléments majeurs ont été analysés par Spectrométrie d'émission (ICP-OES) à l'aide d'un appareil de type Thermo Elemental IRIS radial au service SARM de Nancy. La précision des pourcentages d'oxydes déterminés est de l'ordre de 1%. La justesse et reproductibilité des mesures sont atteintes grâce à l'analyse de standards de roche de nature diverse qui sont le BHVO-1 (standard de roches basiques), STM (syénite), AGV (andésite) et VH1 (granodiorite).

III. Analyse des éléments en trace

III.1. Mise en solution des échantillons

Un poids de 100 mg de poudre de roches totales a été attaqué pour chaque échantillon étudié ainsi que pour les standards BEN (basalte) et UBN (serpentine) analysés conjointement. Les attaques s'effectuent dans des béchers en Téflon de 15 ml préalablement lavés à chaud pendant au moins 48h dans 2 bains acides successifs (préciser quels acides), puis rincés en H₂O purifiée (milliQ) et laissés 24h fermés à chaud à 95°C avec 1 ml d'HNO₃ concentré. Enfin, avant de recevoir les poudres d'échantillons à dissoudre, les béchers subissent une attaque « à blanc » qui consiste à rajouter un mélange de 0,5 ml d'HF + 0,2 ml de HClO₄ dans le bécher vide et de placer celui-ci à 150 °C pendant 48 h.

Ensuite, la procédure classique consistant en différentes étapes d'attaques – reprises se déroule de la manière suivante :

1ère attaque : ajout d'1 ml de HF 48% et de 0,5 ml de HClO₄ à l'échantillon, le tout placé sur plaque chauffante à 150°C pendant 48h;

Evaporation de la solution à 210 °C jusqu'à obtention d'une pâte visqueuse ;

2e attaque : ajout de 0,5 ml de HF et 0,25 ml de HClO₄, placé à chaud durant 48h à 150°C ;

Evaporation à 210°C jusqu'à obtention d'une pâte visqueuse ;

Reprise des résidus avec 0,25 ml de HClO₄ et évaporation immédiate à 150°C ;

Reprise des résidus avec 0,15 ml de HClO₄ et évaporation immédiate à 180°C ;

Reprise des résidus avec 0,10 ml de HClO₄ et évaporation immédiate à 210°C jusqu'à obtention d'un résidu totalement sec.

Les trois étapes d'évaporations successives à des températures de plus en plus élevées sur les résidus repris en acide perchlorique visent à éliminer les fluorures formés lors de la dissolution chimique des échantillons. En effet, la présence de fluorures est à la fois néfaste pour la verrerie et est surtout responsable de valeurs erronées par lessivage des HFSE (en particulier Nb et Ta) retenus le long du système d'introduction de l'échantillon et renvoyé vers la torche lors de l'analyse.

III.2. Dilution des échantillons

Les échantillons analysés par voie liquide en spectrométrie de masse à source plasma (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, ou ICP-MS) se présentent classiquement sous forme d'une solution aqueuse légèrement acidifiée. La mise en solution doit être effectuée dans un laps de temps très court avant l'analyse afin d'assurer la stabilité des solutions préparées. Le meilleur acide qui produit une interférence minimale est l'HNO₃, concentré à 5%. De plus, cette concentration permet de garantir la longévité des cônes de l'ICP-MS. Le jour de l'analyse, les résidus sont repris en HNO₃ concentré (entre 0,125 ml et 0,25 ml en fonction du volume de la solution finale) puis dilués avec de l'eau ultrapure (1-2 ml). L'ensemble est alors placé dans le bac à ultrasons à 50°C jusqu'à obtention d'une solution limpide et homogène. Afin de ne pas saturer le collecteur de l'ICP-MS, les échantillons doivent être dilués selon un facteur variant entre 2000 et 4000 pour les roches totales, en fonction de leur nature (typiquement 2000 fois pour des péridotites « pauvres » et 4000 fois pour des gabbros et diorites plus « riches ») ; entre 1000 et 2000 fois pour les minéraux ; et enfin autour de 3500 et 7000 pour les standards UBN et BEN, respectivement. La solution finale, introduite dans l'ICP-MS, est composée du mélange « solution d'échantillon + H₂O purifiée » auquel est rajouté une quantité précise des standards internes d'Indium et de Bismuth (permettent d'effectuer les corrections de biais interne) + un volume précis d'acide nitrique concentré représentant 2,5% du volume total. Le volume total, précisément pesé, doit être approximativement égal à 13g. L'étape de dilution doit être faite avec grande précision (pesée des solutions à chaque étape intermédiaire) de façon à calculer avec le plus de justesse possible le facteur de dilution qui sera ensuite réinjecté dans les feuilles de calcul des concentrations.

III.3. Acquisition des données sur le spectromètre Thermo Elemental X7

III.3.1. Mesures

Les mesures sont effectuées en mode « peak jumping » avec des temps de comptage ajustés en fonction de l'abondance des isotopes et de la concentration des éléments mesurés. Pour chaque échantillon, la mesure retenue est la moyenne de trois « runs » successifs au cours desquels les éléments sont mesurés quasi simultanément. La dérive de l'appareil tout au long de la procédure est corrigée au moyen des standards internes d'In et Bi rajoutés dans chaque solution à analyser. Une procédure d'analyse « type » est constituée par le passage des solutions suivantes :

1 blanc machine (donne la contamination provoquée par l'appareil) ;

1 blanc de procédure (donne la contamination engendré lors des étapes d'attaque acide + reprise et lors de la dilution des échantillons) ;

passage des solutions échantillon (souvent la moitié du nombre total d'échantillons à analyser est mesuré à cette étape, soit entre 6 et 10 échantillons maximum) ;
 5 solutions d'étalonnage (A0, A1, B0, B1 et Pr) nécessaires pour le dosage des éléments analysés et la correction des interférences isobariques ;
 passage du deuxième lot d'échantillons restant ;
 2 standards naturels internationaux : UBN et BEN en second (BEN étant le plus riche des deux standards analysés).

L'appareil est nettoyé durant 3 minutes avec une solution d'HNO₃ à 5% entre chaque échantillon. Le rinçage est prolongé si l'échantillon qui précède est particulièrement riche. Il est important d'analyser les échantillons supposés être les moins riches en début d'analyse, lorsque les cônes sont les plus « propres » et que l'ICP montre le maximum de sensibilité. Les échantillons les plus riches (notamment en Ca, qui a un effet inhibiteur sur le signal) seront réservés pour la fin d'analyse, juste avant le passage des standards naturels.

III.3.2. Dosage des éléments

Les éléments sont dosés par la méthode de calibration externe. Des solutions de calibration, dont la concentration est connue, permettent de tracer des droites de calibration définies par l'équation :

$$y = a_1x + a_0,$$

où y est l'intensité mesurée en coups par seconde (cps), et x le rapport de la concentration sur le facteur de dilution. Les coefficients a₀ et a₁ sont obtenus par régression linéaire sur 3 points (zéro + 2 points suffisamment espacés).

Le Niobium et le Tantale présentent une exception du fait de la difficulté à mesurer ces éléments avec une grande justesse et définition. Ceci est directement relié à leur forte instabilité en solution et, d'autre part, parce qu'ils sont facilement piégés dans le système d'introduction des échantillons puis lessivés lors du passage des échantillons suivants (en particulier si ces échantillons n'ont pas été suffisamment évaporés pour éliminer l'HF d'attaque). Ce dernier phénomène se traduit par une importante diminution du nombre de coup/seconde mesuré pour ces éléments lors de 3 séries de mesure consécutives. Pour contourner ce problème, le calcul des concentrations en Nb et Ta se fait par la méthode de calibration interne utilisant le Zirconium et l'Hafnium comme standards internes. Les relations utilisées sont les suivantes :

$$[93\text{Nb}] = ((93\text{Nb})\text{cps}/(90\text{Zr})\text{cps}).(M_{93\text{Nb}}/M_{90\text{Zr}}).[90\text{Zr}].(\text{RSFNb}/\text{Zr})$$

$$[181\text{Ta}] = ((181\text{Ta})\text{cps}/(178\text{Hf})\text{cps}).(M_{181\text{Ta}}/M_{178\text{Hf}}).[178\text{Hf}].(\text{RSFTa}/\text{Hf})$$

Avec : [] = concentration de l'élément en ppm ou en ppb

()cps = valeurs mesurées pour l'élément en nombre de coup/seconde

M = masse molaire de l'élément

RSF = Relative Sensibility Factor, dépendant des différences d'ionisation, de transmission et de détection entre les ions Nb et Zr, et Ta et Hf.

Le calcul de RSFNb/Zr se fait à partir de la mesure des RSF de Nb et Zr par référence à une courbe de réponse de l'appareil donnant l'intensité mesurée en cp/s en fonction de la masse, établie lors de la procédure de calibration de l'échelle de masse. Les RSF représentent donc

les rapports entre les valeurs mesurées par référence à cette courbe et les concentrations théoriques des éléments présents dans le plasma.

III.3.3. Correction des interférences :

Les ions moléculaires tels que les oxydes, ainsi que les ions doublement chargés peuvent affecter la réponse analytique de l'instrument. La plupart de ces phénomènes d'interférences sont provoqués par de processus de condensation et de combinaison d'ondes de chocs. Les conditions optimales sont établies pour le Ba, telles que $M^{++}/M^+ < 2\%$ et $MO^+/M^+ < 0,5\%$. Les interférences isobariques sont corrigées en fonction des valeurs obtenues pour cinq solutions de calibration :

2 solutions « A » et « A/2 » contenant les éléments suivants : Zr, Hf, Pb, Th, U, Rb, Ba, Sr, les LREE de La à Sm et les HREE de Er à Lu, avec la concentration de $[A/2] = [A]/2$;

2 solutions « B » et « B/2 » contenant les MREE de Eu à Ho, avec la concentration de $[B/2] = [B]/2$,

1 solution « Pr » contenant les éléments Pr, Sm et Eu.

Les interférences prises en compte dans les corrections pour le calcul des concentrations sont mentionnées dans le tableau ci-dessous :

Masse	Elément interféré	Interférant
146	Nd	^{130}BaO
149	Sm	^{133}CsO
151	Eu	^{135}BaO
157	Gd	^{141}PrO ; ($^{140}\text{CeOH}$)
159	Tb	^{143}NdO
163	Dy	^{147}SmO
165	Ho	^{149}SmO
167	Er	^{151}EuO ; (^{149}SmO)
169	Tm	^{153}EuO ; (^{155}GdO)
174	Yb	^{158}GdO ; Hf (^{156}GdO ; ^{158}DyO)
175	Lu	^{159}TbO ; (^{157}GdO)
178	Hf	^{162}DyO ; (^{162}ErO)

Liste des interférences prises en compte dans les corrections.

III.3.4. Validité des résultats

La limite de détection de l'appareil (LOD) peut être appréciée par la relation :

$$\text{LOD} = 3\sigma$$

où σ est l'écart type, calculé pour dix sept passages d'un « blanc machine ». Les LOD obtenus entre les années 2007 et 2010 sont, dans la plupart des cas, de l'ordre du ppt (voir ci-dessous) et sont considérablement inférieures aux concentrations les plus faibles des échantillons analysés au cours de ce travail de thèse.

Elément	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu
LOD (ppb)	0,01		0,01	0,01		0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	0	1,00	0	2	0,93	2	1	2	5	1	3	4	3
Elément	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
LOD (ppb)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,01	0,00	0,00
	5	1	3	1	3	1	2	1	4	0,28	7	3	5

Limites de détection de l'ICP-MS Thermo-Finnigan Thermo Elemental X7 de la Plateforme AETE (Université Montpellier II) obtenues sur une durée de deux ans.

Les « blancs chimie » permettent d'estimer l'importance des contaminations apportées par les acides utilisés, l'ensemble du matériel ayant servi lors des diverses manipulations et par l'utilisateur lors des diverses manipulations. A l'exception du Pb, l'ensemble des valeurs sont inférieures au ppb. Ces valeurs sont considérées comme négligeables par rapport aux concentrations en ces éléments des échantillons analysés durant ce travail.

Element	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu
Moyenne (ppb)	0,01					0,05	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	
	7	0,12	0,012	0,52	0,37	0	1	7	2	4	4	8	0,001
Ecart type	0,03					0,02	0,00	0,00	0,02	0,04	0,01	0,00	<0,00
	6	0,24	0,017	0,23	0,45	0	9	9	0	0	0	7	1
Element	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
Moyenne (ppb)	0,00	0,01		0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00			
	3	1	0,003	7	0	7	0	1	0	2	2,42	0,02	0,005
Ecart type	0,00	0,02	<0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,07	0,01	0,00			<0,00
	4	8	1	3	0	9	0	5	0	2	2,02	0,01	1

Teneurs en éléments en trace dans les blancs de chimie des analyses à l'ICP-MS (moyenne de 8 blancs analysés).

IV. Analyses des isotopes du Nd, du Sr et du Pb

IV.1. Remarques concernant le matériel utilisé pour éviter les phénomènes de contamination

Tous les acides utilisés pour les séparations chimiques sont de qualité suprapur MERCK et subissent trois cycles de distillation par sub-boiling afin d'atteindre un degré de purification maximum. L'eau est purifiée par un système Millipore MilliQ Element Elix3 dont la résistivité est supérieure à 18,3 M Ω .

Le petit matériel jetable (cônes, tubes à centrifuger, catheter, embouts...) est lavé dans plusieurs bains successifs d'acides dilués selon la procédure suivante:

- un premier bain en HCl 30% durant 24h ;
- plusieurs rinçages à l'eau ultrapure ;
- lavage en HNO₃ 30% durant 24h ;
- plusieurs rinçages à l'eau ultrapure.

Ensuite, ce matériel est disposé individuellement avec un épince sur des égouttoirs placés dans des hottes à flux laminaire à air purifié.

Les béciers d'attaque et de récupération, en Téflon®, subissent un lavage intensif après leur utilisation. Ils sont tout d'abord nettoyés à l'acétone à l'intérieur comme à l'extérieur puis

lavés une première fois à chaud pendant une heure, sur plaque chauffante, avec un acide concentré recyclé. Ensuite, ils sont placés dans un bac à ultrasons durant une heure. Après avoir été rincés plusieurs fois à l'eau, ils sont placés dans un bécher d'un litre et immergés dans un premier bain d'eau régale (33% HCl 10N + 33% HNO₃ 13N + 33% H₂O). Le tout est placé sur plaque chauffante à 110°C durant une durée minimale de 24h, ensuite les béchers sont rincés à l'eau purifiée plusieurs fois. Une deuxième étape consiste à une procédure similaire mais en présence d'acide HCl dilué. Enfin, la dernière étape de lavage en bécher de 1 litre est similaire aux précédentes mais en présence d'HNO₃ dilué.

Les béchers individuels de 7ml, 13 ml ou 21 ml sont ensuite remplis individuellement avec de l'HCl 6N distillé trois fois (HCl^{***}) et placés sur plaque chauffante pendant 24h. Ils subissent enfin un dernier rinçage à l'eau purifiée de 24h à chaud avant d'être remis dans le cycle d'utilisation.

IV.2. Mise en solution des échantillons

IV.2.1. Roches totales

IV.2.1.1. Préparation

Entre 100 mg et 1 g de poudre de roche est pesé et placé dans un bécher en Téflon® muni d'un couvercle vissant. L'estimation du poids d'échantillon à attaquer est fonction des concentrations de l'élément à analyser, mesurées au préalable à l'ICP-MS. Les quantités d'échantillons attaquées ont été ajustées afin d'obtenir une quantité minimale d'élément à analyser comprise entre 200ng à 500 ng. Cette quantité requise permet d'assurer un signal de bonne qualité durant les analyses des rapports isotopiques et ainsi une bonne erreur sur les rapports considérés. Toutefois, la quantité maximale de prise d'échantillon ne doit pas être trop importante (< 1 g) afin d'éviter les effets de matrice qui entraînent une mauvaise séparation des éléments sur les colonnes de résine sur lesquelles sont élués successivement les éléments chimiques.

IV.2.1.2. Lessivage

La totalité des roches totales analysées au cours de ce travail de thèse a subi une phase préliminaire de lessivage acide préalable à l'étape de dissolution acide totale. Cette opération de lessivage a principalement été réalisée afin d'éliminer les potentielles traces d'altération présentes au sein de l'échantillon (altération météorique ou de basse température..) et processus secondaire enregistré par l'échantillon.

Le lessivage s'effectue dans 2 ml d'une solution de HCl^{***} 6N dans laquelle on a rajouté 5% de HF^{***} 48%. Les béchers sont placés 5 min aux ultrasons puis sur plaque chauffante (80°C) pendant 30 min. Une fois refroidis, les béchers sont à nouveau ultrasonnés. La solution de lessivage, contenue dans les béchers, est alors transférée dans des tubes à centrifuger. Le lessivat (surnageant) est pipeté après centrifugation. Le résidu subit alors plusieurs cycles de rinçage avec de l'H₂O purifiée, jusqu'à l'obtention d'un surnageant limpide après centrifugation, afin, notamment d'éliminer les dernières traces de chlore. Les précipités contenus dans les tubes sont enfin transférés dans leurs béchers respectifs et mis à sécher sur plaque chauffante.

IV.2.1.3. Attaque-Reprise

L'attaque des échantillons se fait en milieu fluoro-nitrique (2,5 ml de HF^{***} 48% + 2,5 ml de HNO₃^{***} 13N) auquel est ajouté 2 gouttes (entre 40 et 60 ml) de HClO₄. L'ajout de HClO₄ favorise notamment la diminution du point d'ébullition de la solution d'attaque et permet d'éviter que l'attaque ne se produise en milieu fortement oxydant (propice à une mauvaise dissolution de la matrice des échantillons et surtout à l'apparition de précipités très difficiles à

redissoudre). Les béchers sont scellés à l'aide de ruban Téflon® et disposés sur plaque chauffante (150°C) durant une semaine.

Après attaque, les échantillons sont mis à évaporer jusqu'à obtention d'une poudre sèche. Les résidus sont ensuite repris dans 2 ml de HNO₃*** 13N et les béchers sont à nouveau scellés avec du ruban de Téflon® puis disposés au minimum 48h sur plaque chauffante (150°C) et enfin évaporés à sec.

IV.3. Séparation sur colonnes

IV.3.1. Préconcentration des terres rares et des alcalino-terreux préalablement à la séparation du Nd et du Sr

Préalablement à la séparation spécifique du Nd et du Sr, les terres rares sont isolées du reste de la matrice de la roche présent dans la solution par séparation sur résine cationique AG 50Wx8.

Après évaporation à sec des solutions contenues dans les béchers (1), les résidus sont repris, selon leur taille, avec 0,3 ml à 0,5 ml de HNO₃*** 13N. Les béchers sont refermés et disposés sur plaque (80°C) durant 1h. Le but de cette opération est d'éliminer les derniers bromures piégés dans la matrice des résidus. Les béchers sont ensuite mis à évaporer et les résidus sont repris avec 0,5 ml de HCl*** 6N à chaud (80°C) durant 30 min. Les béchers sont à nouveau mis à évaporer et les résidus sont enfin repris avec 2 ml de HCl*** 1,5N. Le but de ces opérations est de complexer les terres rares et le Sr sous forme de chlorures. Les béchers sont disposés quelques minutes sur plaque chauffante puis passés aux ultrasons durant 10 min afin d'obtenir une solution parfaitement homogène. La solution est ensuite transférée dans des tubes à centrifuger puis, centrifugée pendant 10 min. Pendant ce temps, les béchers (1) qui serviront à la récupération de la solution contenant les alcalino-terreux (cf. ci-dessous) sont lavés à chaud, fermés, en HCl*** 6N.

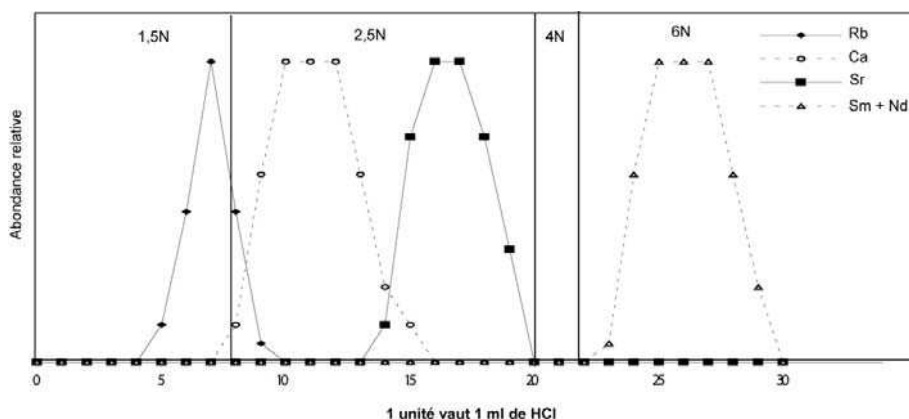
Avant chaque séparation, les colonnes sont lavées par introduction alternative de 12 ml de HCl 6N et 12 ml de H₂O purifiée, trois fois de suite. Le conditionnement des colonnes s'effectue en milieu chlorhydrique fortement dilué, en introduisant 3 ml de HCl*** 1,5N. Une fois le volume d'acide de conditionnement écoulé, les surnageants contenus dans les tubes à centrifuger sont introduits dans les colonnes échangeuses d'ions.

Les éléments majeurs sont séparés par passage successif de 6 ml de HCl*** 1,5N et 6 ml de HCl*** 2,5N.

Les béchers (1) sont disposés à la base des colonnes et les alcalino-terreux (notamment le Sr et le Rb) sont récupérés en passant dans les colonnes 6 ml de HCl*** 2,5 N puis 2 ml de HCl*** 4N.

Des béchers de récupération propres sont enfin disposés à la base des colonnes et les terres rares (notamment le Nd et le Sm) sont récupérées après introduction de 8 ml de HCl*** 6N.

Les béchers de récupération sont mis à évaporer et les colonnes sont lavées avant stockage. Les lavages se font en introduisant en alternance 12 ml de HCl 6N et 12 ml de H₂O purifiée, trois fois de suite.



Spectre d'élution des colonnes utilisées pour la séparation des terres rares et des alcalino-terreux (résine cationique AG50Wx8).

IV.3.2. Séparation du Nd

Le Nd est extrait des autres terres rares, en particulier du Sm avec lequel il a un isotope en commun sur la masse 144, par chromatographie, en utilisant un support de billes de Téflon® conditionné avec un acide organique (acide HDEHP). Cet acide organique est fixé sur la surface de billes de téflon inertes de très petit diamètre (10e de μm), montées dans des colonnes en silice. L'acide organique HDEHP retient les terres rares en fonction de leur masse. L'élution des différentes terres rares s'effectue en milieu chlorhydrique très dilué (HCl 0,3N). Plus la terre rare à séparer est lourde et plus le volume d'acide nécessaire à son élution est élevé. Ce type d'extraction demande en conséquence une calibration précise des colonnes préalablement à la réalisation des séparations chimiques.

La procédure de séparation se déroule de la façon suivante : Les résidus contenant les terres rares, sont repris avec 0,5 ml de HCl*** 0,3N et homogénéisés aux ultrasons. La reprise s'effectue à froid afin d'éviter une évaporation (même très faible) de l'acide, qui modifierait significativement sa normalité.

Les colonnes sont conditionnées avec 3 ml de HCl*** 0,3N. Une fois les colonnes vides, les échantillons sont introduits, puis après 20 min, un volume variable préalablement calibré de HCl*** 0,3N est introduit. Pendant ce temps, les béchers (2) qui contenaient les échantillons sont lavés fermés à chaud en HCl*** 6N.

Une fois le volume d'acide écoulé, les béchers (2) sont disposés à la base des colonnes et le Nd est récupéré après introduction d'un second volume de HCl*** 0,3N.

Une fois la récupération terminée, les béchers de récupération sont mis à évaporer. Les colonnes sont lavées en introduisant 8 ml de HCl 6N puis conditionnées avec 3 ml de HCl*** 0,3N avant d'être stockées. Une fois évaporés, les échantillons sont prêts pour analyse.

IV.3.3. Séparation du Sr

Le Rb et le Sr sont séparés sur des colonnes en téflon contenant de la résine Eichrom Sr Spec. La procédure suivie est celle décrite par Pin et al. (1994). Il s'agit d'une chimie par rétention : le strontium reste piégé sur la résine en milieu acide concentré ($> 1\text{N}$) et est libéré en milieu acide dilué (0,05N). Cette chimie présente l'avantage d'être rapide, consomme relativement peu d'acide et demande un faible volume de résine pour être réalisée. Pin et collaborateurs (1994) ont toutefois mentionné un effet de mémoire pour cette résine. Cependant la procédure de lavage que nous avons employée nous a permis d'avoir des blancs de chimie inférieurs à

60 pg en moyenne, même après une dizaine de séparations réalisées sur le même jeu de colonnes.

Avant d'être introduite dans les colonnes, la résine, conditionnée avec du HNO₃ 0,05N, est rincée avec du HCl 6N. La résine est ensuite séchée à l'air et 165 mg sont pesés et introduits dans les colonnes. Avant de procéder aux séparations des échantillons, chaque nouvelle colonne est calibrée avec une solution normale pour vérifier les pics d'élution des éléments à séparer.

Les colonnes sont lavées en introduisant alternativement 10 ml de HCl 6N puis 10 ml de HNO₃*** 0,05N, durant trois cycles successifs.

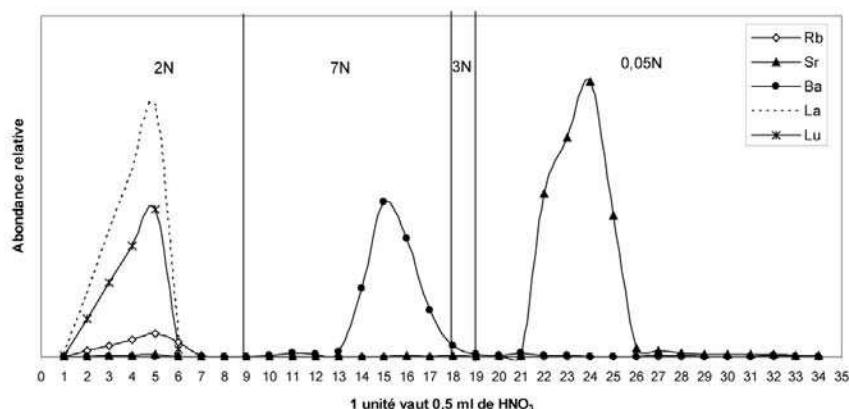
Les résidus obtenus à la fin de la procédure sont repris avec 2 gouttes d'HNO₃*** 13N puis les béchers sont disposés fermés environ 10 min sur plaque chauffante (80°C). Les échantillons sont enfin repris avec 1 ml de HNO₃*** 2N à chaud puis transférés dans des tubes et centrifugés 10 min.

Dans le même temps, 4 ml de HNO₃*** 2N sont introduits dans les colonnes afin de les conditionner. Une fois le volume écoulé, les surnageants contenus dans les tubes à centrifuger sont introduits dans les colonnes.

Des volumes successifs de 1 ml de HNO₃*** 2N, 1 ml de HNO₃*** 2N, 3 ml de HNO₃*** 7N et 0,5 ml de HNO₃*** 3N sont ensuite introduits dans les colonnes pour éliminer en particulier le Rb et le Ba. Pendant ce temps, les béchers (1) qui contenaient les échantillons sont lavés à chaud en HCl*** 6N.

Une fois les volumes écoulés, les béchers (1) sont disposés à la base des colonnes et le Sr est récupéré après passage de 6 ml de HNO₃*** 0,05N dans les colonnes.

Les béchers (1) sont enfin mis à évaporer et les échantillons sont alors prêts pour analyse.



Spectre d'élution des colonnes utilisées pour la séparation du Sr (résine Eichrom Sr.Spec).

IV.4. Mesure des rapports isotopiques

IV.4.1. Rapports ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr

Les mesures des rapports isotopiques du strontium ont été réalisées sur un spectromètre de masse Finnigan Triton Ti au Laboratoire de Géochimie LABOGIS de Nîmes.

Les résidus secs contenant le Sr sont repris dans une solution de HNO₃*** 0,1 N avant d'être déposés sur un filament de rhénium dégazé.

Le dégazage des filaments s'effectue à l'aide d'un banc de dégazage Finnigan permettant le dégazage rapide (< 2h) d'une série de 30 filaments montés sur support. La procédure de dégazage utilisée pour ce travail se décompose selon trois paliers distincts : (1) une fois la pression optimale atteinte (< 2.10⁻⁶ mbar), chauffe progressive des filaments à une vitesse de 0,15A/min jusqu'à une intensité de 4,5 A ; (2) chauffe pendant 30 min à une intensité de 4,5

A ; (3) diminution progressive de l'intensité à une vitesse de 0,15A/min jusqu'à une intensité de 0 A et enfin coupure du système de pompage de vide.

Le dépôt sur filaments s'effectue sur un banc de dépôt Finnigan, qui permet le dépôt sur cinq filaments en simultané. L'intensité pendant le dépôt est de 0,5 A. La méthode de dépôt utilisée est la méthode dite « en sandwich ». Cette technique consiste à déposer dans un premier temps 2 µl d'une solution au tantale, puis juste avant que le résidu ne devienne sec (c'est-à-dire lorsque le dépôt présente l'aspect d'un gel), 1 µl de la solution contenant l'échantillon est déposée. Lorsque le dépôt présente à nouveau l'aspect d'un gel, 1 µl de la solution au Ta est enfin déposé. Une fois le dépôt sec, l'intensité est montée progressivement jusqu'à ce que le filament rougeoisie (en général $I \sim 2A$). Cette intensité est maintenue pendant 10s environ puis abaissée progressivement jusqu'à zéro. Les filaments sont prêts à être introduits dans la source du spectromètre.

Une fois les filaments introduits dans la source, et après obtention d'une valeur de vide optimale dans la source et dans la pompe ionique, les filaments sont chauffés progressivement jusqu'à une température de 1480°C environ.

L'acquisition des résultats se fait via la mesure d'une série de cinq blocs de 15 rapports.

Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesurés sont corrigés de la discrimination de masse par normalisation au rapport de référence $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.3752090$. Les interférences éventuelles du ^{87}Rb sur le ^{87}Sr sont corrigées en mesurant le ^{85}Rb .

La précision sur les mesures durant cette étude était meilleure que $1,3 \cdot 10^{-5}$ (2σ) pour l'ensemble des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Pour s'assurer de la validité des résultats, les rapports isotopiques du standard NBS 987 sont mesurés en parallèle aux échantillons, au début de chaque journée d'analyse. La moyenne des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtenus est de 0.710256 ± 10 ($n = 22$).

IV.4.2. Rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

Les rapports isotopiques du Nd ont été mesurés au service commun National de Lyon (Ecole Normale Supérieure de Lyon, ou ENS) sur le spectromètre de type MC-ICP-MS (ICP-MS à multi-collection) Nu 500. L'acquisition des résultats se fait via l'acquisition d'une série de deux blocs de vingt rapports. Le Nu 500, d'une génération plus récente par rapport au P54, est doté d'une sensibilité supérieure permettant l'analyse d'une quantité moindre d'éléments. Cet appareil possède également une plus grande stabilité (dérive plus faible) autorisant l'analyse d'un nombre plus important d'échantillons entre deux standards.

L'analyse des échantillons s'effectue par voie liquide dans une solution faiblement concentrée de HNO_3 (0,05N). Entre chaque passage, le nettoyage de l'appareil s'effectue en passant une solution de HNO_3 à 3% jusqu'à obtention d'un bruit de fond correspondant aux bruits intrinsèques des cages de Faraday.

Les résidus secs contenant le Nd sont repris à chaud (80°C) dans 2 ml de HNO_3 0,05N et homogénéisés aux ultrasons. Une solution de 2 ml contenant environ 200 ppb d'échantillon (mesure sur le VG P54) ou bien 50 ppb d'échantillon (mesure sur le Nu 500) est transférée dans un tube afin d'être analysée. Lors de l'analyse des rapports isotopiques, des standards de type JMC 321 (standard de l'ENS caractérisé par Luais et al., 1997) sont passés tous les deux échantillons (mesure sur le VG P54) ou bien tous les quatre échantillons (mesure sur le Nu 500) afin d'appliquer un facteur de correction aux valeurs mesurées pour les échantillons. Les valeurs des standards fournissent une moyenne de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512134 \pm 23$ ($n = 109$). L'ensemble des échantillons fournit des erreurs définies à 2σ de l'ordre de $1 \cdot 10^{-5}$.

IV.4.3. Validité des résultats

Afin de garantir l'absence d'un biais au niveau des mesures, lié à un phénomène de contamination, des mesures de blancs d'attaque et de chimie ont été effectuées très

régulièrement (en moyenne un blanc d'attaque et/ou de chimie par série de 10 échantillons). La contribution totale des blancs pour une analyse isotopique de 100 g d'échantillon est inférieure à 60 pg et 30 pg pour le Sr et le Nd, respectivement. Ces valeurs sont considérées comme négligeables par rapport aux concentrations en ces éléments de l'ensemble des échantillons analysés pour cette étude.

Les rapports isotopiques mesurés des échantillons ont parfois été affectés d'un facteur de correction lorsque les standards analysés entre les groupes d'échantillons s'écartaient des valeurs recommandées. On remarque que les rapports isotopiques du Sr obtenus en spectrométrie à source solide sont extrêmement stables, et la déviation par rapport à la valeur recommandée est inexistante à très très faible. De fait, l'application d'un facteur de correction sur les rapports isotopiques mesurés pour les échantillons s'avère inutile.

IV.4.5. Calcul des rapports isotopiques initiaux

Le calcul des rapports isotopiques initiaux a été effectué d'après les lois de la désintégration radioactive et les constantes de désintégration des isotopes pères radioactifs données par Faure (1986). Les échantillons ont été corrigés en fonction de leur âge absolu U-Pb lorsqu'il était disponible et approximé par analogie lorsque celui-ci n'était pas disponible.

Il faut souligner qu'une différence de ± 15 Ma sur l'âge utilisé pour la correction d'âge n'entraîne pas de déplacement visible des points analytiques corrigés lors de leur report dans les diagrammes de corrélation.

Géochronologie

I. Géochronologie U-Pb (ICP-MS)

I.1. Principe de l'ablation laser et caractéristiques des différents types d'appareils

Le terme « laser » est un acronyme signifiant « Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation ». Contrairement à la lumière ordinaire qui est émise de façon spontanée, l'émission stimulée se produit lorsqu'un atome ou une molécule libère un excès d'énergie sous l'effet d'une intervention extérieure. Le laser est un dispositif qui provoque le phénomène d'émission stimulée et favorise l'amplification de la lumière. L'ablation laser peut se résumer à un processus physique qui transforme un solide en vapeur et petites particules. Deux types de laser sont principalement utilisés en Sciences de la terre.

. Les Nd:YAG, dits « à source solide » utilisent une tige de cristal hôte « YAG5 » (Y₃Al₅O₁₂) dopée avec des ions Nd³⁺ concentrés à environ 1% dans le milieu actif. L'action de « pomper » le milieu actif avec un faisceau intense de lumière à l'aide d'une lampe excite les électrons de l'élément actif (Nd) de leur état stable à un niveau d'énergie plus élevé. Ils relâchent alors leur excès d'énergie dans le cristal hôte en réalisant une transition laser de 1064 nm. Ces lasers ont été les premiers à être utilisés, d'abord dans le domaine de l'infrarouge ($\lambda = 1064$ nm, longueur d'onde fondamentale), et plus récemment dans le domaine de l'ultraviolet (4e et 5e harmoniques : $\lambda = 266$ nm et $\lambda = 213$ nm, respectivement) par l'adaptation d'un générateur d'harmoniques.

. Les ArF Excimer⁶, à gaz pulsé, sont constitués d'une matrice gazeuse d'argon dans laquelle des atomes de fluor sont présents sous forme d'impuretés (0,2%). Les atomes sont excités électriquement par une série d'électrodes portées à une haute tension de d'ordre de 30 kV et reviennent à leur état stable en effectuant une transition laser dans le domaine de l'ultraviolet profond ($\lambda = 193$ nm ou 157 nm).

Le laser que nous avons utilisé au cours de cette étude est un ArF Excimer 193 nm, commercialisé par la société Microlas (Figure 1 et Tableau 1), couple à une ICP-MS quadripôle VG Plasma Quad II.



Figure 1 : Plate-forme automatisée Géolas CQ⁺. En encadré figure une vue en détail de la cellule d’ablation dans laquelle est disposé l’échantillon, derrière un hublot étanche aux émissions produites par le laser. Les paramètres d’ablation sont contrôlés par une station informatique (à gauche de l’appareil).

Fabriquant	Microlas
Type de laser	ArF à gaz pulse
Longueur d’onde (λnm)	193 nm
Puissance du faisceau	Environ 200 mJ
Energie du faisceau sur l’échantillon	30 J/cm ² max
Taille des spots	5, 15, 26, 51, 77, 102, 121 et 160μm
Fréquence	1 -10 Hz
ICP-MS couplée	VG Plasma Quad II

Tableau 1 : Caractéristiques de l’appareil utilisé.

Cette méthode basée sur la désintégration de ²³⁸U et ²³⁵U en ²⁰⁶Pb et ²⁰⁷Pb respectivement (avec $^{238}\lambda = 1,55125 \cdot 10^{-10}$ et $^{235}\lambda = 9,8485 \cdot 10^{-10}$) permet de dater précisément la mise en place des plutons (tonalite, granodiorite, granite...) à partir des zircons. En effet, les températures nécessaires à la diffusion volumique du plomb hors du réseau cristallin du zircon sont supérieures à 900 – 1000°C (Chermiot et Watson, 2001), c'est-à-dire au dessus du solidus des magmas granitiques.

- Principe général :

Le faisceau photonique généré par les atomes excités est dirigé puis focalisé sur la surface de l’échantillon par l’intermédiaire d’un jeu de lentilles. L’interaction entre les photons et l’échantillon permet de vaporiser les atomes ou les molécules qui le composent. L’ablation de l’échantillon se produit dans une cellule étanche, sous pression d’argon ou d’hélium, munie d’un hublot transparent à la longueur d’onde du laser. Le contrôle de l’ablation s’effectue en temps réel sur un moniteur à l’aide d’une caméra associée à un microscope optique. L’aérosol est ensuite transféré depuis la cellule vers l’ICP-MS via un gaz de transport (argon). Les particules contenues dans l’aérosol sont alors ionisées par le plasma de L’ICP. Ces ions sont extraits du plasma par un système de vide différentiel, focalisés, puis séparés dans l’analyseur en fonction de leur rapport masse/charge (m/e). Enfin le détecteur convertit le faisceau ionique en un nombre qui sera traité par informatique pour fournir un résultat en coups par seconde (CPS).

Nous noterons au passage que la sensibilité de l’ICP-MS est un paramètre fondamental, qui traduit la capacité de l’appareil à mesurer un certain nombre de cps dans un échantillon de

concentration donnée ; la sensibilité de la machine est autant plus élevée que le nombre de cps par ppm de l'échantillon est élevé.

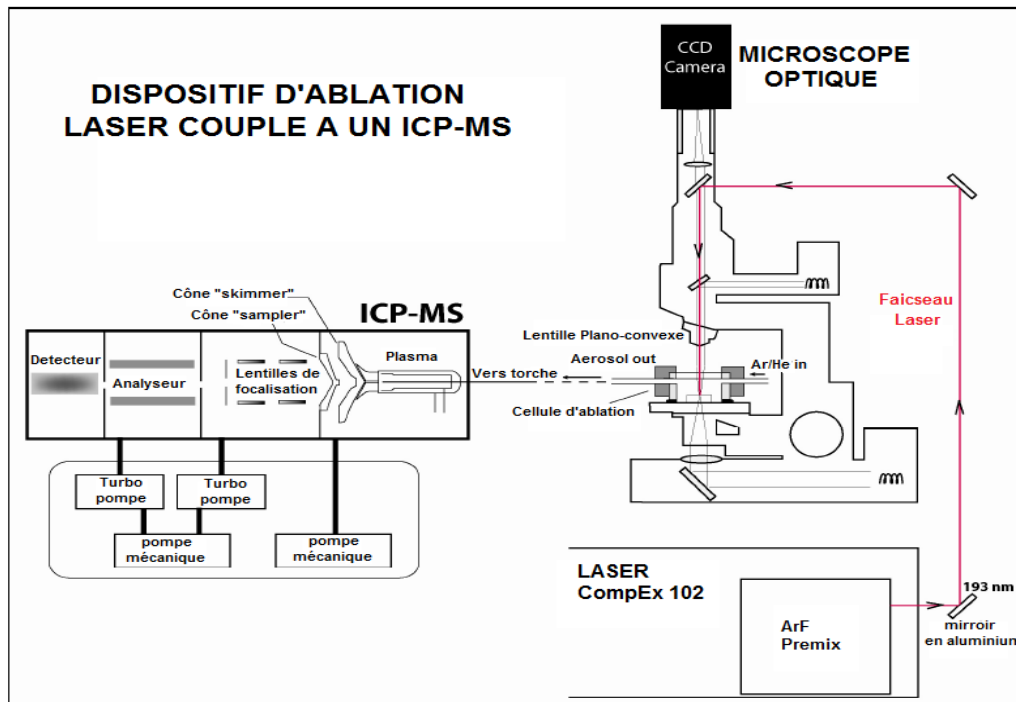


Figure 2 : Dispositif d'ablation laser couplé à un ICP-MS d'après Dhuime (2003).

Le faisceau laser est dirigé sur l'échantillon, ce dernier est ablaté dans une cellule étanche sous pression. Une caméra permet de suivre le processus d'ablation en temps réel. L'aérosol résultant de l'ablation est transféré via un gaz de transport en direction du plasma de l'ICP-MS dans lequel les constituants sont ionisés. Depuis le plasma les ions sont extraits, et séparés par l'analyseur en fonction de leur rapport charge/masse.

- Les caractéristiques de l'ablation laser sont influencées par divers paramètres

. La longueur d'onde (λ nm) dépend du type d'appareil utilisé. L'absorption de la lumière par les minéraux est inversement proportionnels à la longueur d'onde ; Les premiers dispositifs opéraient dans le domaine infrarouge, et ne s'avéraient efficaces seulement pour les minéraux avec une forte absorption à 1064 nm (i.e. de couleur sombre). Les lasers à longueur d'onde plus courte se montrent plus performants dans ce domaine dans la mesure où ils garantissent un pouvoir d'absorption élevé leur permettant d'ablater des matériaux transparents tels que calcite, quartz ou même diamant.

. L'énergie du faisceau sur l'échantillon (E) : l'énergie maximale atteinte dépend de la puissance du faisceau laser. Une valeur de 30J/cm² est suffisante pour ablater la plupart des matériaux.

. La fréquence (fHz) représente le nombre d'impacts laser sur l'échantillon pendant une seconde. Ce paramètre a une influence directe sur la profondeur des cratères d'ablation : pour un temps donné, la profondeur du cratère augmente avec la fréquence.

. La taille du spot (Θ µm) : les dispositifs d'ablation laser couvrent une large gamme de tailles qui s'étalent d'une certaine de µm à 5µm pour les dispositifs les plus performants. Cette caractéristique met en avant l'important potentiel analytique des lasers, qui garantissent une résolution spatiale élevée quelque soit le type d'objet étudié. Ce paramètre est cependant limité par des phénomènes de redéposition des particules autour du cratère. Nous verrons qu'une façon de limiter ce problème réside dans l'utilisation de l'hélium comme gaz introduit dans la cellule d'ablation.

I.2. Techniques employées

- Préparation des échantillons :

La préparation type zircon a été séparée d'après la technique standard de séparation minérale (Bosch et al., (1996), y compris un Frantz isodynamique séparateur. Les cristaux choisis de la fraction moins magnétique ont été montés dans l'époxyde ensemble avec les standards de zircon. Les grains ont été alors polis à la moitié de leur épaisseur pour exposer des structures internes. Les zircons standards utilisés étaient UQZ-1 (Machado et Gauthier, 1996) pour des analyses de LA-ICP-MS

- Broyage – Tamisage

Dans un traitement préalable, l'échantillon est soigneusement débarrassé par sciage de ses parties altérées pour ne conserver que les parties saines. La roche est ensuite fractionnée à la scie diamantée en fragments de la taille du poing (« hand sample »). Les morceaux obtenus sont ensuite concassés à l'aide d'un broyeur à mâchoires. La poudre grossière obtenue est ensuite traitée à aide d'un broyeur à disque ou à rouleaux, puis séparée par tamisage en plusieurs fractions granulométriques, 60µm à 150 µm en général.

- Séparation des minéraux

La séparation des minéraux est réalisée, en utilisant le schéma classique de concentration des minéraux : Séparation par densité (bromoforme, iodure de méthylène).

Liqueurs denses	Densité	Solvant
Bromoforme (CHBr ₃)	D : 2.89 à 20°C	Acétone, Alcool
Iodure de Méthylène (CH ₂ I ₂)	D : 3.3 à 20°C	Acétone, Alcool

Tableau 2 : Liqueurs denses utilisé pour la séparation des minéraux lourds (zircon)

La séparation de minéraux lourds récupérée (zircon, monazite, pyrite, rutile...) est passée au séparateur magnétique en position horizontale. Cette opération a pour but de séparer par exemple les monazites attirables au Frantz, des zircons qui sont non attirables, s'ils ne possèdent pas inclusions magnétiques. Ensuite passée encor au séparateur magnétique Frantz en position verticale, afin d'éliminer les minéraux les magnétiques (muscovite...). La poudre récupérer (non magnétique) sont triés à l'aiguille montée sous loupe binoculaire. Ce tri sous loupe binoculaire a pour but de sélectionner les cristaux suivant des critères de forme, de couleur. Ainsi, les zircons présentant des fractures ou des inclusions sont rejetés. Les grains de monazites et de zircons d'âges inconnus ainsi que les standards sont montés au sein d'un plot de résine de type Epoxy puis polis afin d'exposer les parties centrales des cristaux.

- Déroulement d'une procédure

Une session d'analyse laser commence par un alignement et une optimisation de la machine en mode liquide par l'intermédiaire d'une solution standard contenant 10ppb d'Indium. Les analyses laser ont été conduites en mode « Peak jumping », en mesurant les pics de 202Hg, 204(Pb+Hg), 206Pb, 207Pb, 208Pb, 232Th et 238U. Une analyse dure 65 secondes et commence par une phase de pré-ablation de 15 secondes afin d'éliminer le signal initial et ainsi augmenter la précision. Cette étape est suivie par une phase d'acquisition constituée d'une série de cinq cycles de mesures, l'ensemble de l'analyse durant environ 50 secondes. Nous avons décidé de suivre la procédure décrite ci-dessous, qui représente un bon compromis entre la rapidité d'analyse et la précision des résultats obtenus :

Un blanc de gaz – 2 standards – un blanc de gaz – cinq échantillons – un blanc de gaz – 2 standards – un blanc de gaz. Les valeurs des blancs de gaz ont été moyennées et soustraites des standards et des échantillons afin de s'affranchir du bruit de fond. Une feuille de calcul Excel a également été réalisée dans le cadre de cette étude afin d'automatiser le traitement des

données collectées pendant une journée d'analyses (soit environ 100 mesures). Le calcul des âges à partir des rapports obtenus a été effectué à l'aide du logiciel Isoplot/Ex (Ludwig., 2000)

I.3 Principaux problèmes relatifs à l'ablation laser rencontrés en géochronologie U-Pb et solutions proposées

- Principaux problèmes

Les études antérieures ont montré qu'une précision de 0,5 à 3% pouvait être obtenue sur les rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pour des roches anciennes dont l'âge est supérieur au milliard d'années (Fryer et al., 1993 ; Feng et al., 1993, Hirata & Nesbitt, 1995 ; Horn et al., 2000 ; Bruguier et al., 2001). La mesure des rapports Pb/U est indispensable dans le cas de roches plus jeunes, pour lesquelles la précision du rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ devient insuffisante pour déterminer un âge ainsi que dans le cas des points fortement discordants associés à des pertes en plomb radiogénique anciennes.

Dans le domaine de l'ablation laser, la mesure des rapports Pb/Pb et Pb/U est perturbée par trois problèmes fondamentaux : les interférences, la discrimination de masse et le fractionnement inter élémentaire. Ces phénomènes en se combinant sont capables de restreindre sérieusement l'exactitude et la précision des mesures (Bruguier et al., 2001).

Ces phénomènes sont décrits dans le détail ainsi que les solutions pour les restreindre par Dhuime (2003).

. Correction des interférences et du plomb commun :

Le mercure présent dans l'argon qui sert au transport de l'aérosol provoque des interférences isobariques du ^{204}Hg sur le ^{204}Pb qui compromettent sérieusement la mesure de cet isotope. Sachant que la valeur du rapport $^{204}\text{Hg}/^{202}\text{Hg}$ est constante et égale à 0,2293, on effectue la mesure du ^{202}Hg afin de calculer la proportion restante sur la masse 204, attribuée au plomb commun.

Les valeurs de ^{204}Pb mesurées en cps, en général extrêmement faibles, sont jugées non significatives en dessous d'un seuil qui dépend de la limite de détection de l'appareil (LOD). La limite de détection est égale à trois fois la déviation standard de l'intensité du ^{204}Pb mesuré en cps dans l'ensemble des blancs analysés au cours d'une procédure.

Nous soulignerons que le quasi totalité des analyses effectuées au cours des différentes séances n'a nécessité aucune correction (avec de valeurs de LOD variant entre 50 et 66 cps). Les autres analyses ont pour leur part nécessite une correction du plomb commun selon le modèle d'évolution de Stacey & Kramers (1975).

. La discrimination de masse :

Ce phénomène se produit au niveau de l'ICP-MS7. Il favorise les isotopes lourds (i.e. le ^{207}Pb) qui sont transmis préférentiellement pendant que les isotopes légers (i.e. le ^{206}Pb) sont dispersés plus facilement de leur trajectoire. La correction du fractionnement de masse peut s'effectuer à l'aide de standard externe (Fryer et al., 1993) qui peuvent être des verres synthétiques NIST8 ou des zircons gemmes tels que UQZ-1 et 91500, ou bien encore par nébulisation d'une solution de traceur enrichi en Tl et ^{235}U (Horn et al., 2000). Pour notre part, nous avons utilisé la méthode de correction par standard externe de zircon UQZ-1.

Les premières mesures des rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sur le zircon UQZ-1 ont fourni une moyenne pondérée de $0,08103 \pm 0,00052$, supérieure à la valeur de référence de $0,07784 \pm 0,00004$ (Machado & Gauthier 1996). Cette valeur correspond à une discrimination de masse de 3,3% (Figure 3), et nous montrerons ultérieurement comment elle peut être diminuée.

La moyenne de quatre standards est utilisée pour la correction de 10 échantillons. Les rapports mesurés sont corrigés de la discrimination de masse selon l'équation (1) :

$$R_{\text{corrigé}} = R_{\text{mesuré}} * (1+F)\Delta M \quad (1),$$

Où ΔM est la différence de masse et F est le facteur de discrimination à partir de la mesure des standards.

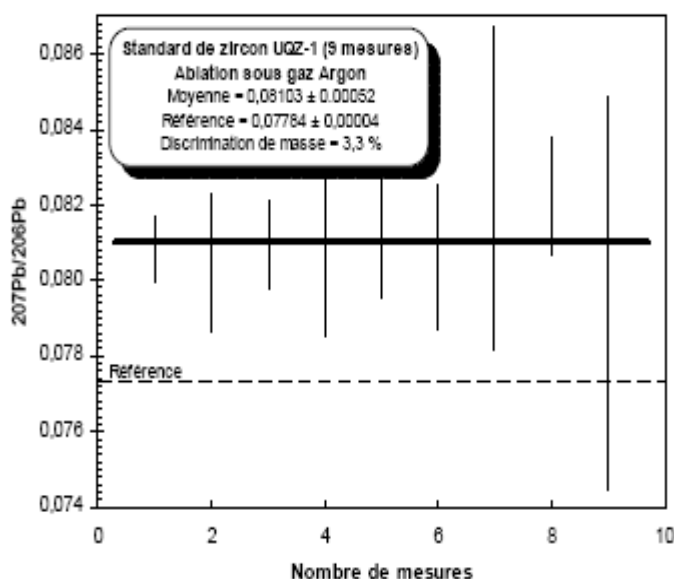


Figure 3 : Moyenne pondérée des rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mesurés pour le zircon UQZ-1.

L'écart observé entre la droite en trait plein (moyenne pondérée des rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mesurés) et la droite en pointillés (valeurs de référence de Machado & Gauthier, 1996) traduit un biais des mesures des rapports isotopiques Pb/Pb lié au phénomène de discrimination de masse. Les barres d'erreur représentent les incertitudes à 2σ .

7 Ce phénomène se produit plus précisément au niveau du plasma et de l'interface des cônes sampler (d'échantillonnage) et skimmer (d'écumage) (Figure 2).

8 NIST: National Institute of Standard and Technology.

. Le fractionnement inter-élémentaire:

Il s'agit du plus sérieux problème rencontré en géochronologie U-Pb par ICP-MS Laser (eg. Fryer et al., 1995). Ce phénomène est induit par les propriétés chimiques différentes entre le plomb (élément chalcophile et volatile) et l'uranium (élément lithophile et réfractaire) pendant l'ablation laser.

Le fractionnement se produit principalement au niveau du cratère d'ablation, dans lequel se produit un phénomène de rétention préférentielle des éléments réfractaires (i.e. l'uranium) par rapport aux éléments volatiles (i.e. le plomb) (Horn et al., 2000, figure 5), ce qui induit une différence chimique entre les échantillons et les produits d'ablation. Ce phénomène est essentiellement associé à la défocalisation progressive du faisceau laser qui entraîne une augmentation de la température dans le cratère alors que l'énergie d'ablation diminue (Hirata et al., 1995).

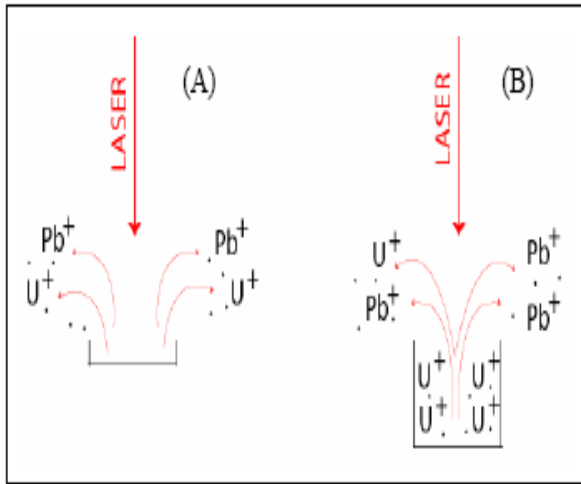


Figure 4 : fractionnement inter-élémentaire au niveau du cratère d’ablation. Au début de l’ablation (A), la majorité des ions Pb^+ et U^+ présents dans l’échantillon sont volatilisés et amenés vers l’ICP (le fractionnement inter-élémentaire est alors minimum). Ensuite (B), la profondeur du cratère d’ablation augmente, et l’accroissement de la température à l’intérieur du cratère provoque la condensation des éléments les plus réfractaires (i.e. l’uranium) le long des parois. Le matériel ablaté amené vers l’ICP présente alors un rapport Pb/U supérieur au rapport initial.

Nous avons pu vérifier les effets du fractionnement inter-élémentaire entre l’uranium et le plomb en procédant à des séries de tests sur des verres standard NIST 610, en mode d’acquisition « TRA » (mode d’acquisition en temps réel, pendant lequel les intensités sont mesurées pour chaque isotope toutes les 0.4 secondes) (Figure 6).

Le début de l’ablation laser est marqué par une augmentation brutale du signal, caractérisée par un pic qui décroît rapidement pendant les dix premières secondes d’ablation, et associé à la formation du cratère d’ablation. Ce phénomène explique pourquoi une période de pré-ablation d’environ 10 à 20 secondes est nécessaire pour obtenir une bonne stabilité des rapports Pb/U au cours de l’analyse. Cependant, au bout de 150 secondes d’analyses, on observe que les courbes de ces deux éléments ont tendance à se rapprocher, ce qui reflète une perte de signal plus rapide dans le cas des éléments réfractaires par rapport aux éléments volatiles.

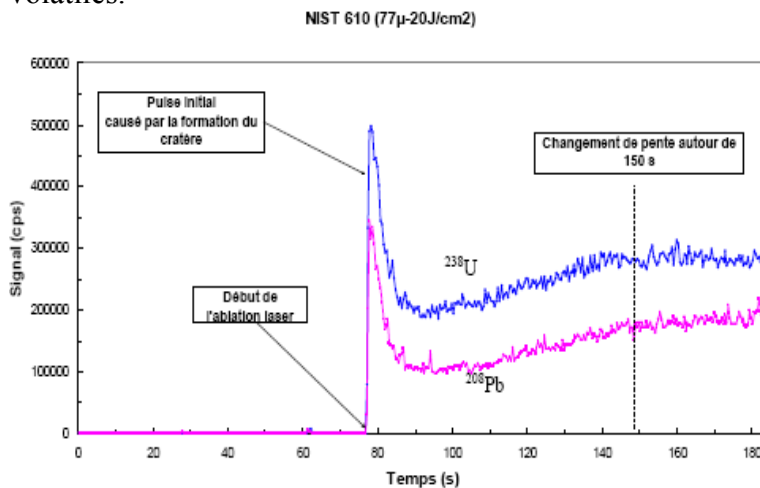


Figure 5 : Evolution du signal enregistré au cours du temps pour les éléments réfractaires (^{238}U) et volatiles (^{208}Pb) caractéristique du phénomène de fractionnement inter-élémentaire. Ce phénomène se traduit ici par le rapprochement des courbes de l’uranium et du plomb autour de 150s.

Afin d’évaluer l’importance du fractionnement inter-élémentaire sur la détermination des âges Pb/U , nous avons procédé à une série de mesures de standards de zircon 91500, dont la discrimination de masse a été corrigée à l’aide du standard UQZ-1.

Les points se placent tous en position concordante à sub-concordante dans le diagramme Concordia (Figure 7), et la moyenne pondérée des rapports $^{206}Pb/^{238}U$ obtenus fournit un âge de 1006 ± 14 Ma. cette valeur inférieure de 6% à l’âge de référence de 1062 ± 0.45 Ma mesuré par méthode conventionnelle (Wiedenbeck et al., 1995), traduit la forte contribution du fractionnement inter-élémentaire sur la mesure des rapport Pb/U .

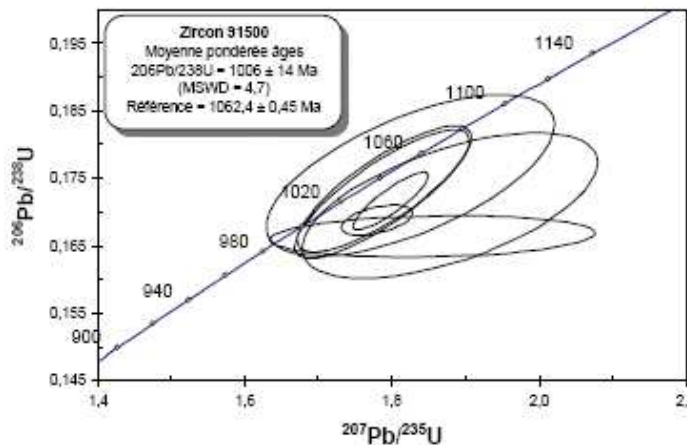


Figure 6 : Diagramme Concordia montrant le résultat de l'analyse effectuée sur le standard de zircon 91500. La valeur inférieure du rapport $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ par rapport à la valeur de référence est attribuée au phénomène de fractionnement inter-élémentaire entre Pb et U. Les ellipses représentent les incertitudes à 1σ .

La correction du fractionnement inter-élémentaire s'effectue au moyen de standards externes, et la moyenne de quatre standards est utilisée pour la correction de 10 échantillons. Les rapports sont corrigés d'après la relation (2) :

$$R_{\text{corrigé}} = R_{\text{mesuré}} * F' \quad (2),$$

Où $F' = (R_{\text{vrai standard}} / (\text{moyenne } (R_{\text{mesuré standard}})) - 1$ est l'amplitude du fractionnement inter-élémentaire.

- Solutions proposées et perspectives

De nombreuses hypothèses ont été émises à propos des phénomènes responsables des mécanismes de fractionnement, et suggèrent en particulier l'influence de la longueur d'onde (eg. Günther & Hattendorf, 2001), du gaz de transport (Eggins et al., 1998), de la défocalisation du faisceau laser (Hirata & Nesbitt, 1995), de la géométrie du cratère d'ablation (Horn et al., 2000 ; Eggins et al., 1998), de la taille des particules ablatées (Alexander et al., 1998), ou encore des caractéristiques de la cellule d'ablation (eg. Jackson, 2001).

. La longueur d'onde :

Elle contraint les caractéristiques d'ablation et a en conséquence une influence significative sur les phénomènes de fractionnement. La plupart des effets de fractionnement observés dans le cas des lasers Nd : YAD est attribuée à la distribution hétérogène de l'énergie (profil gaussien) qui entraîne des mécanismes de fusion au niveau des bords des cratères. Les longueurs d'onde plus faibles des lasers ArF garantissent un processus d'ablation, sans effet thermique prononcé. Ce phénomène entraîne une vaporisation complète de l'échantillon et permet une réduction significative du fractionnement.

. Le gaz de transport :

Le transport des particules est à l'origine assuré par la dérivation du flux d'argon du nébuliseur de l'ICP-MS en direction de la cellule d'ablation, ce qui explique pourquoi ce gaz a été utilisé au départ. En comparaison avec l'argon, l'hélium présente une conductivité thermique supérieure et une viscosité plus basse. Les études menées par Eggins et al., (1998) et Günther & Heinrich (1999) ont montré que l'introduction d'hélium dans la cellule d'ablation entraîne une plus grande efficacité de transport des particules, une réduction des dépôts sur les bords du cratère et une augmentation du signal mesuré au niveau de l'ICP-MS.

Nous avons procédé à une série de tests avec divers mélanges (argon-hélium), et un mélange optimal a pu être déterminé à partir de mesures effectuées sur le standard de zircon UQZ-1.

Nous avons alors pu observer une augmentation de la sensibilité sur les éléments lourds, pour lesquelles la sensibilité a presque été doublée (Tableau 3).

Standard de zircon UQZ-1 (moyennes de mesure)	Sensibilité (cps/ppm)			
	206Pb	207Pb	208Pb	238U
Ablation sous Argon	660	703	526	597
Ablation sous hélium	1353	1420	953	1102
Gain moyen de sensibilité (%)	49	49	55	54

Tableau 3 : Comparaison des sensibilités moyennes obtenues pour le standard de zircon UQZ-1 dans des conditions expérimentales similaires (cas d'une ablation sous argon et sous hélium). La sensibilité est pratiquement doublée sur les isotopes du plomb et de l'uranium lorsque la cellule d'ablation est alimentée par de l'hélium.

La figure 7 présente les résultats de mesures des rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ effectuées sur le standard de zircon UQZ-1, en utilisant un mélange argon-hélium comme gaz de transport. Nos résultats montrent que l'introduction de l'intérieur de la cellule d'ablation permet la réduction de la discrimination de masse d'un facteur 14 (qui passe de 3,3% à 0,23%) et augmente également l'exactitude et la précision des rapports Pb/Pb. (cf. figure 3 pour les résultats en argon). Ce phénomène est probablement provoqué par une meilleure ionisation des particules au niveau de l'ICP, assurée par un transport plus efficace de particules plus fines. La valeur moyenne des rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pour l'ablation sous hélium fournit un âge de 1145 ± 7 Ma, identique à la marge d'erreur près à la valeur de référence de 1143 ± 7 Ma (Machado & Gauthier, 1996).

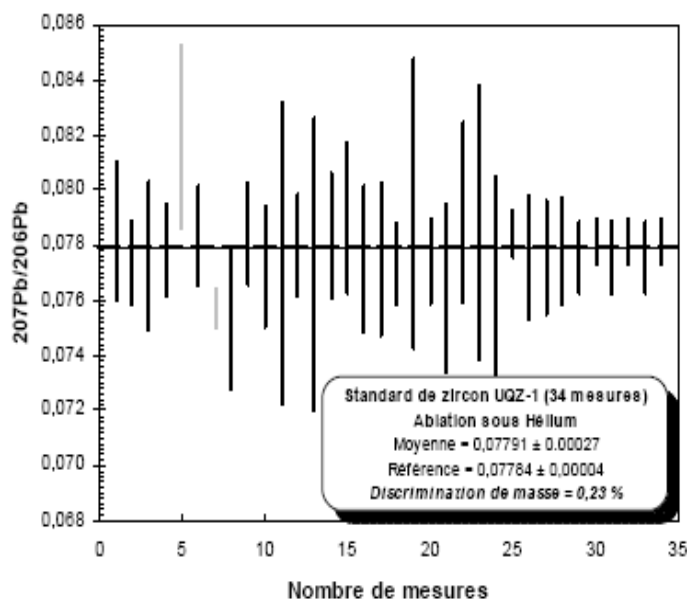


Figure 7 : Moyennes pondérées des rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenues en additionnant de l'hélium à l'argon au niveau de la cellule d'ablation. L'ajout d'hélium provoque une diminution du phénomène de discrimination de masse d'un facteur 14 et augmente la précision des rapports Pb/Pb (cf. figure 4). La droite en trait plein indique la moyenne de nos mesures, identique à la valeur de référence (droite en pointillés). Les barres d'erreur représentent les incertitudes à 2σ .

L'observation en microscopie électronique à balayage de zircons révèle également des différences considérables selon le gaz de transport utilisé. On observe la présence de particules disposées au fond, le long des parois et enfin sur les bords du cratère dans le cas où l'ablation est effectuée sous argon (Figure 9). Ce phénomène traduit les mauvaises capacités de transport de l'argon, qui n'assure pas correctement l'expulsion des particules hors du cratère et entraîne des phénomènes de redéposition en surface tout autour des bords du cratère.

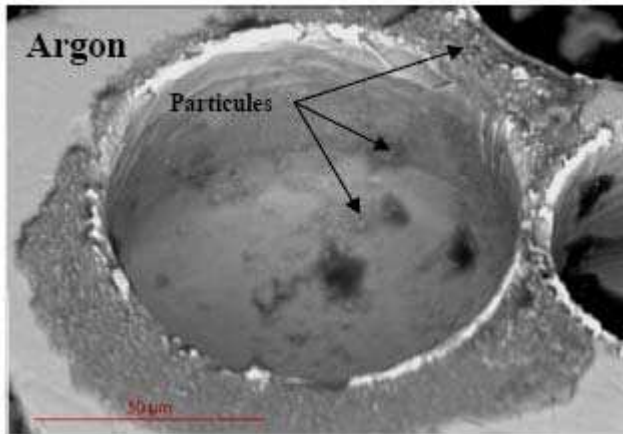


Figure 8 : Image prise en microscopie électronique à balayage d'un cratère de zircon après ablation laser sous argon. Les quantités importantes de particules présentes au fond du cratère bonnes capacités de transport de l'argon lorsqu'il est utilisé seul.

L'utilisation de l'hélium améliore considérablement les caractéristiques de l'ablation laser. Le transport des particules est facilités, les cratères d'ablation sont propres, et ne montrent que peu de particules redéposées (Figure 9). Il est également très probable que le couplage laser-échantillon soit meilleur sous hélium, ce qui produit de particules plus petites, donc plus faciles à expulser, à transporter et à ioniser.

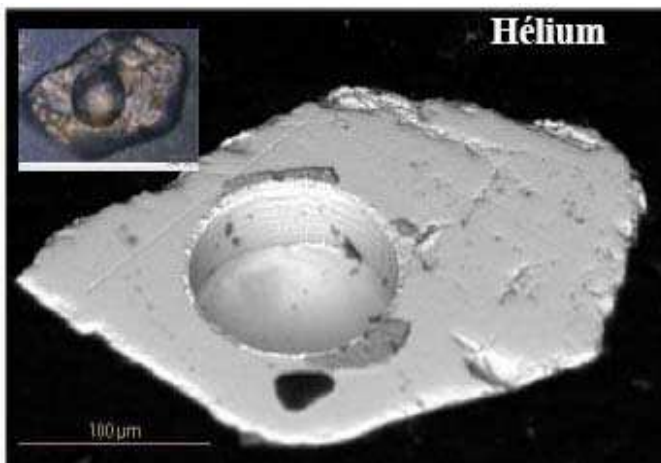


Figure 9 : Image prise en microscopie électronique à balayage d'un cratère de zircon après ablation laser sous hélium. L'introduction d'hélium dans la cellule d'ablation favorise le transport du matériel ablaté en dehors du cratère et minimise le phénomène de re-déposition des particules. En encadré, le même grain observé avec la caméra couplée au laser.

Nous remarquerons au passage que le cratère de la figure 9 présente plusieurs caractéristiques intéressantes. L'absence de particules au fond de celui-ci permet de vérifier qu'à une profondeur pourtant élevée, mesurée à 45 μm , le cratère présente une structure parfaitement cylindrique, avec un fond plat et une paroi circulaire et lisse, ce qui confirme les remarquables capacités d'ablation des lasers à faible longueur d'onde (i.e. 193nm), associée à des effets thermiques limités. Connaissant la durée d'ablation laser (70s) et la fréquence appliquée (4 Hz) nous pouvons calculer la vitesse de creusement du laser à 4 Hz, égale à 0,64 $\mu\text{m/s}$, ce qui correspond à 0,16 $\mu\text{m/pulse laser}$.

. Les dimensions du cratère d'ablation

Les dimensions du cratère d'ablation ont une influence directe sur le fractionnement inter-élémentaire. Horn et al., (2000) ont montré que le fractionnement Pb/U est observé comme une fonction linéaire du nombre de pulses laser (donc de la profondeur), et qu'il est fonction exponentielle de la taille du spot, selon la relation (3) :

$$\text{Pente du fractionnement} = 0,023 (\exp(-0,0267 * \text{diamètre du cratère})) \quad (3)$$

La même relation a pu être vérifiée avec le système laser installé à Montpellier sur des verres synthétiques NIST. Ceci est en bon accord avec le fait que fractionnement Pb/U est en grande partie relié à une mauvaise éjection des particules et à la condensation des éléments réfractaires le long des parois du cratère. Ce fractionnement peut alors être contrôlé et corrigé en établissant de façon journalière la courbe de fractionnement de l'uranium et du plomb en fonction de la taille des spots (Figure 10).

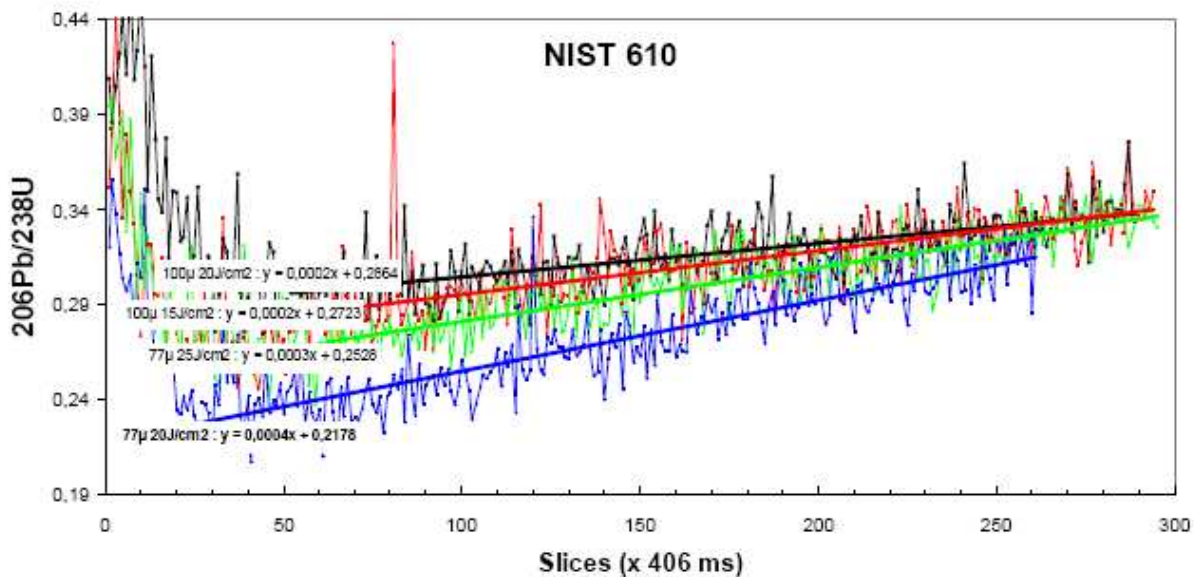


Figure 10 : Evolution du fractionnement inter-élémentaire des rapports Pb/U au cours du temps. La pente du fractionnement augmente lorsque l'on diminue la taille des spots ou l'énergie appliqué sur l'échantillon.

La figure 11 clôture la partie méthodologique de ce rapport et rappelle que l'ablation laser est un processus destructif. Ceci constitue une limite importante de la méthode lorsque l'on analyse un matériel hétérogène suivant un plan vertical.

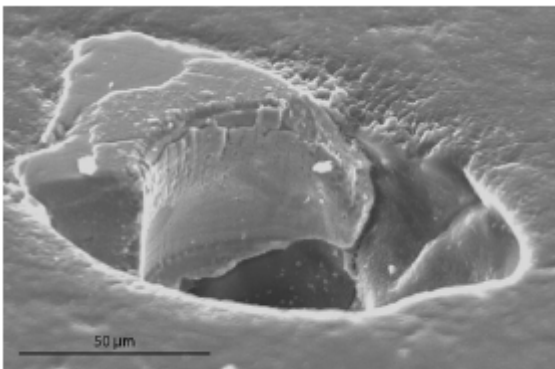


Figure 11 : Image prise en microscopie électronique à balayage d'un cristal de zircon ayant subi une ablation laser trop prolongée. Le faisceau laser a creusé au-delà de l'épaisseur du grain et a atteint la résine, qui en chauffant, a provoqué l'explosion d'une partie du grain.

II. Géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

II.1. Principes de la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Maluski, 1985 ; McDougall et Harrison, 1999)

La méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dérive de la méthode K/Ar basée sur la désintégration de l'isotope ^{40}K en ^{40}Ar . Le schéma de désintégration radioactive du ^{40}K est complexe comme le montre la figure 12, mais peut être résumé en disant que le ^{40}K se désintègre en deux isotopes fils, $^{40}\text{Ar}^*$ et $^{40}\text{Ca}^*$. Pour des conditions aux limites précises, l'équation de désintégration peut donc être écrite comme suit :

$$(1) \quad ^{40}\text{Ar}^* + ^{40}\text{Ca}^* = ^{40}\text{K}(e^{\lambda t} - 1)$$

Où $^{40}\text{Ar}^*$ et $^{40}\text{Ca}^*$ sont les produits de la désintégration in situ du ^{40}K , et λ est constante de désintégration globale du ^{40}K . Soit $\lambda\beta$ la constante de désintégration de ^{40}K en $^{40}\text{Ca}^*$ et $\lambda\varepsilon$ la constante de désintégration de ^{40}K en $^{40}\text{Ar}^*$. Avec $\lambda = \lambda\beta + \lambda\varepsilon$, l'équation 1 peut alors s'écrire :

$$(2) \quad ^{40}\text{Ar}^* + ^{40}\text{Ca}^* (\lambda\beta + \lambda\varepsilon) = ^{40}\text{K}(e^{(\lambda\beta + \lambda\varepsilon)t} - 1)$$

soit

$$(3) \quad t = 1/\lambda \ln [1 + (\lambda/\lambda\varepsilon)^* (^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K})]$$

Les hypothèses émises pour que t soit significatif sont :

- les termes $\lambda\beta$ et $\lambda\varepsilon$ sont des constantes.
- la composition isotopique du potassium est identique quel que soit le système géologique considéré.
- l'argon présent dans le système ne peut avoir que deux origines, radiogénique ou atmosphérique.
- le système est resté fermé vis-à-vis du potassium et de l'argon depuis l'événement géologique que l'on veut dater.

Aucun excès d'argon n'a été introduit dans le minéral, soit au moment de sa formation, soit lors d'un événement tardif. Ce qui signifie que l'argon initial est négligeable.

Concernant la condition 3), il est admis que de l'argon atmosphérique peut être absorbé en surface des cristaux et une correction atmosphérique est appliquée pour calculer l'âge.

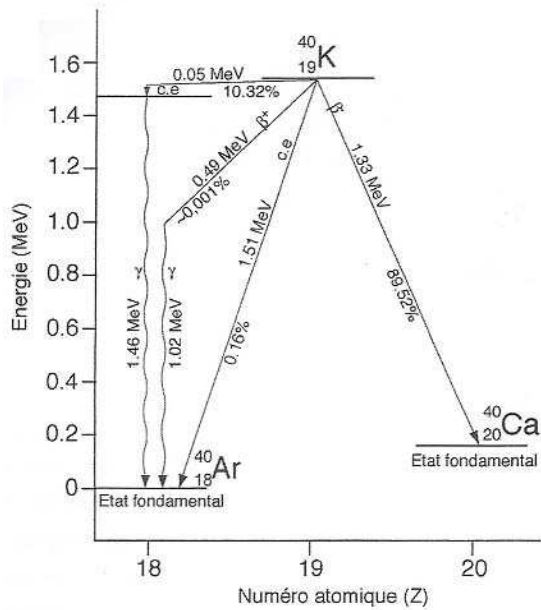


Figure 12 : Schéma de désintégration du ^{40}K en ^{40}Ar et ^{40}Ca . (c.e. : capture électronique)

II.1. Principes de la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Cette méthode est basée sur la formation d'un isotope artificiel de l'argon, ^{39}Ar , formé par activation neutronique du ^{39}K . La quantité de ^{39}Ar étant proportionnelle à la quantité de K total ($^{40}\text{K}/^{39}\text{K} = \text{constante}$), une seule analyse par spectromètre de masse sera donc suffisante pour mesurer le rapport K/Ar d'un échantillon dérivé du rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Le procédé consiste à placer les échantillons à analyser ainsi qu'un échantillon standard dont l'âge est connu dans un réacteur où ils sont irradiés par flux de neutrons rapides (10^{13} - $10^{14}\text{ncm}^{-2}\text{s}^{-1}$) pendant une durée dépendant de l'âge des échantillons. L'irradiation va alors permettre, en plus de réactions parasites, la formation de l'isotope artificiel de l'argon, ^{39}Ar selon la réaction : $^{39}\text{K}(n, p)^{39}\text{Ar}$. Afin de calculer l'âge de l'échantillon à partir de la mesure du rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ il est nécessaire de connaître le rendement de la réaction produisant ^{39}Ar . Ce rendement est obtenu à partir de l'échantillon standard et est donné par la réaction :

$$(4) \quad ^{39}\text{Ar}_s = ^{39}\text{K}_s \Delta T \int \varphi \epsilon \sigma \epsilon \, d\epsilon$$

Où $^{39}\text{Ar}_s$ est la quantité d'atomes d' ^{39}Ar produit dans l'échantillon standard ; $^{39}\text{K}_s$ est la quantité d'atomes de ^{39}K dans l'échantillon standard ; $\varphi \epsilon$ est le flux de neutron d'énergie E ; $\sigma \epsilon$ est la section efficace de capture de la réaction $^{39}\text{K} \rightarrow ^{39}\text{Ar}$; ΔT est la durée de l'irradiation. En combinant les équations (2) et (4) on aboutit à la relation :

$$(5) \quad (^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar})_s = (^{40}\text{K}/^{39}\text{K})_s (\lambda \epsilon / \lambda) (1/\Delta T) \{ (e^{\lambda t_s} - 1) / \int \varphi \epsilon \sigma \epsilon \, d\epsilon \}$$

avec s pour standard et t_s , l'âge du standard. L'expression est alors simplifiée par :

$$(6) \quad J = (^{39}\text{K}/^{40}\text{K})_s (\lambda / \lambda \epsilon) \Delta T \int \varphi \epsilon \sigma \epsilon \, d\epsilon$$

soit

$$(7) \quad J = (e^{\lambda t_s} - 1) / (^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar})_s$$

Comme le rapport $^{39}\text{K}/^{40}\text{K}$ est constante dans la nature ($(^{39}\text{K}/^{40}\text{K})_s = (^{39}\text{K}/^{40}\text{K})_i$), pour tout échantillon i on peut écrire :

$$(8) \quad J = (e^{\lambda t_s} - 1) / (^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar})_i = (e^{\lambda t_s} - 1) / (^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar})_s$$

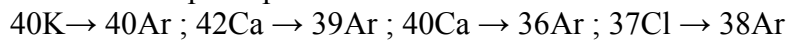
On en déduit que plus l'échantillon sera jeune, plus la durée d'irradiation devra être courte, soit J faible pour une meilleure précision de l'âge.

L'âge d'un échantillon sera alors donné par la relation :

$$(9) T = (1/\lambda) \ln \{ 1 + [((40Ar^*/39Ar)_i / (40Ar^*/39Ar)_s) (e^{\lambda t_s} - 1)] \}$$

Cette équation est valable seulement après correction de l'argon atmosphérique et des interférences de masses qui se produisent lors de l'irradiation. L'argon atmosphérique sera corrigé à partir de la mesure de l' ^{36}Ar au spectromètre de masse connaissant le rapport $40Ar/36Ar = 295.5$ de l'argon atmosphérique.

Les réactions principales survenant durant l'irradiation sont :



De plus, de l' ^{37}Ar est produit par réaction sur le ^{40}Ca . L' ^{37}Ar est radioactif avec une période de 35.1 jours. Pour s'affranchir de ces réactions, on irradie régulièrement des sels de calcium et de potassium qui permettent de définir le rendement de ces réactions et ainsi d'obtenir trois paramètres de correction :

$$a = 39Ar_{ca} / 37Ar_0$$

$$b = 39Ar_{ca} / 37Ar_0 = [36Ar - (40Ar/295.5)] / 37Ar_0$$

$$c = 40Ar_K / 39Ar_K = 40Ar - [(36Ar \cdot 295.5)] / 39Ar_K$$

avec $37Ar_0$, la quantité d' ^{37}Ar corrigé de sa désintégration naturelle.

Finalement, les masses corrigées des interférences et de l'argon atmosphérique s'expriment par les relations :

$$40Ar^* = 40Ar_{mesuré} - (39Ar_K \cdot c) - 36Ar_{at} \cdot 295.5$$

$$39Ar = 39Ar_{mesuré} - (37Ar_0 \cdot a)$$

II.2. Protocole expérimental

II.2.1. Séparation, irradiation

L'échantillon après avoir été collecté sur le terrain, est scié, broyé et tamisé afin d'obtenir une fraction de granulométrie assez proche de la taille des grains de la roche.

La sélection des minéraux peut s'effectuer directement sous la loupe binoculaire si les grains sont de tailles suffisantes. Une étape de séparation minérale est nécessaire pour les échantillons dont les minéraux sont de taille inférieure à $200\mu m$. Pour cela on utilise les propriétés magnétiques (séparateur magnétique Frantz), les propriétés morphologiques (table à secousse) des minéraux et dans les cas extrêmes on utilise un séparateur densimétrique.

Les minéraux sélectionnés sont alors expédiés pour l'irradiation réalisée dans un réacteur nucléaire de 2 MWh de puissance (McMaster, Canada).

II.2.2. Extraction, purification, analyse

L'appareillage utilisé pour la datation des échantillons est présenté à la Fig. III.3. Le chauffage de l'échantillon (extraction des gaz) s'est effectué à l'aide d'un laser à tube CO_2 d'une puissance de 50 Watts de marque Universal Laser System produisant une lumière infrarouge. Le faisceau produit est focalisé sur l'échantillon à l'aide de lentilles et de miroirs. L'augmentation progressive de la température de l'échantillon est contrôlée par la puissance du laser et par une caméra vidéo CCD couplée à un moniteur. La puissance du laser est contrôlée par un potentiomètre.

Les échantillons sont placés dans un porte échantillon avec hublot en ZnS. Le gaz extrait des échantillons est analysé à l'aide d'un spectromètre de masse de type MAP 215-50. Avant son introduction dans le spectromètre, le gaz extrait est purifié dans une ligne en verre et inox à l'aide d'un tube en U plonge dans de l'azote liquide ($-180^\circ C$) et deux « getters » de marque SAES opérant à $400^\circ C$ et à froid. Le spectromètre est constitué par un aimant et d'une source

de type NIER. Le système d'analyse comprend un collecteur (cage de Faraday) et un multiplicateur d'électrons.

L'échantillon, placé dans un porte échantillon sous vide, est chauffé pendant 40 secondes sous l'effet du faisceau laser CO₂ focalisé sur sa surface au moyen d'un jeu de lentilles. Sous l'effet de l'augmentation de la température, le gaz contenu dans l'échantillon diffuse dans la section de purification, où il est stocké, isolé de l'échantillon et purifié pendant 5 minutes avec des pièges chauds (getters) et un piège froid pour éliminer le dioxyde de carbone, l'azote et les autres gaz extraits de l'échantillon ou présents dans la ligne imparfaitement vidée. Le gaz est ensuite introduit dans la section d'analyse (spectromètre de masse MAP 215-50) isolée de la ligne de purification par la fermeture d'une vanne. Le gaz est alors ionisé et les isotopes ³⁶Ar, ³⁷Ar, ³⁸Ar, ³⁹Ar et ⁴⁰Ar sont mesurés après déviation par un champ magnétique sur un multiplicateur d'électrons. Les abondances initiales sont estimées par régression au temps zéro des résultats des douze cycles de mesures. Par ailleurs, afin d'évaluer la faible contamination du système analytique, l'ensemble de la procédure est effectuée « à blanc » toutes les trois analyses.

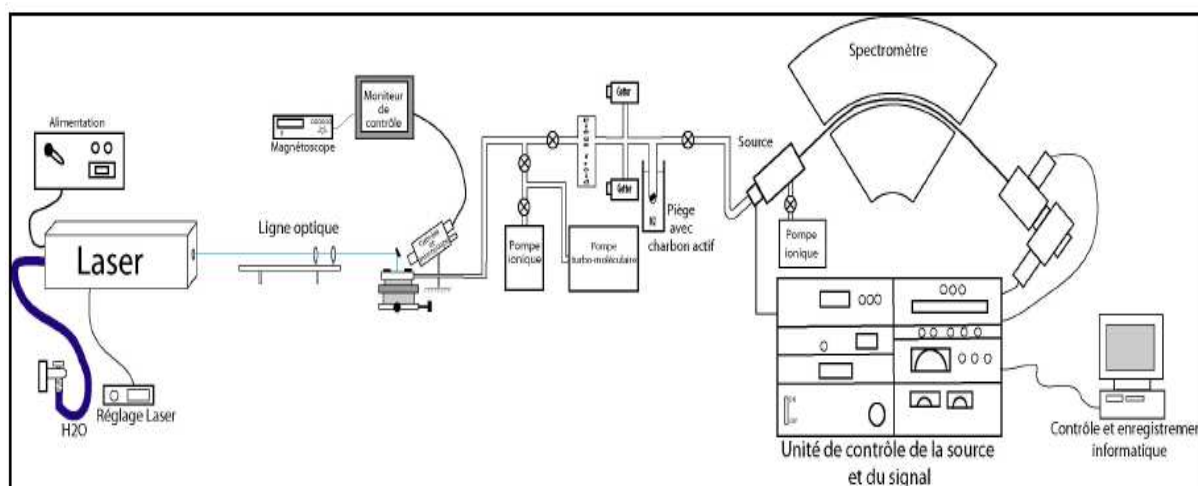


Figure 13 : Schéma du dispositif analytique utilisé pour les datations Ar/Ar. Il est constitué de trois parties : i) le système de chauffage et d'extraction des gaz, ii) la ligne de purification des gaz et iii) le système d'analyse par spectrométrie de masse. D'après Enjoly, 2004.

II.3. Représentation des données

Le chauffage par paliers successifs permet d'analyser le gaz libéré et de donner un âge à chaque étape de température ou fraction d'argon libéré. Pour les datations réalisées sur monograin au laser, la température n'est pas connue, mais l'augmentation progressive de celle-ci est indiquée par les changements de couleur du minéral lors de l'augmentation de la puissance du laser. Les résultats sont classiquement présentés sur un diagramme ayant pour ordonnée l'âge apparent et en abscisse le pourcentage d'³⁹Ar dégazé par étape. Cette représentation, en plus de donner un âge sur chaque palier, permet de visualiser la distribution de l'argon dans l'échantillon en relation avec la température appliquée. Ce mode de représentation est défini comme « spectre d'âges » (Figure 14).

Lorsqu'au moins 3 étapes de chauffage successives fournissent un âge identique, à la marge d'erreur près (2σ), et que le pourcentage d'³⁹Ar total libéré, de ces étapes correspond au moins à 50% du ³⁹Ar total libéré, on parle d'âge plateau (Dalrymple & Lanphere, 1974 ;

Fleck et al., 1977). Toutefois cette notion relativement subjective est quelque peu mise à mal depuis quelques années. En effet, avec la diminution des erreurs analytiques et les faibles quantités de matière analysées qui mettent en relief des hétérogénéités isotopiques jusque là insoupçonnées, il est de plus en plus difficile d'obtenir un plateau strict. Par ailleurs, un inconvénient majeur de cette représentation est de minimiser l'importance et la signification du signal fourni par des étapes de chauffage où le dégazage est resté limité. Il convient donc d'être prudent dans l'interprétation des spectres d'âge et des plateaux. En complément, l'âge moyen (ou âge total) de l'échantillon est ajouté sur le diagramme. Cet âge, calculé en considérant l'ensemble de l'argon extrait correspond au résultat que l'on obtiendrait en utilisant la méthode K/Ar classique.

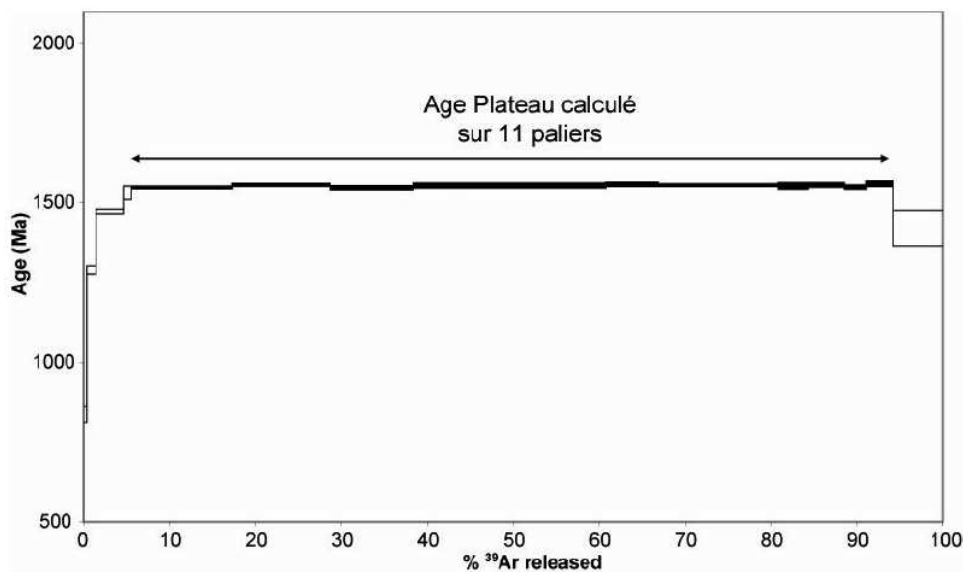


Figure 14 : Représentation des résultats sous la forme d'un spectre d'âges. Dans cet exemple, les 11 étapes d'extraction figurées en noir se recourent à $\pm 1\sigma$ et correspondent à plus de 50% de la totalité du ^{39}Ar extrait. Elles dessinent ainsi un plateau.

Un autre graphique représentant les rapports $^{39}\text{ArK}/^{37}\text{ArCa}$ et $^{38}\text{ArCl}/^{39}\text{ArK}$ en fonction du ^{39}Ar cumulé libéré peut être utilisée (Figure 15). Les isotopes ^{37}Ar et ^{38}Ar sont en partie produits au cours de l'irradiation, respectivement à partir des isotopes ^{40}Ca et ^{37}Cl . L'estimation de leur proportion relative nous permet donc de remonter indirectement à la composition chimique approximative de l'échantillon étudié pour ces deux éléments. Les variations isotopiques illustrées sur ce type de diagramme permettent alors de caractériser l'homogénéité chimique des échantillons, et en particulier d'identifier la présence d'inclusions minérales au sein du minéral analysé. On peut alors tenter de corréliser ces variations de composition chimique avec celle des âges figurant sur le spectre.

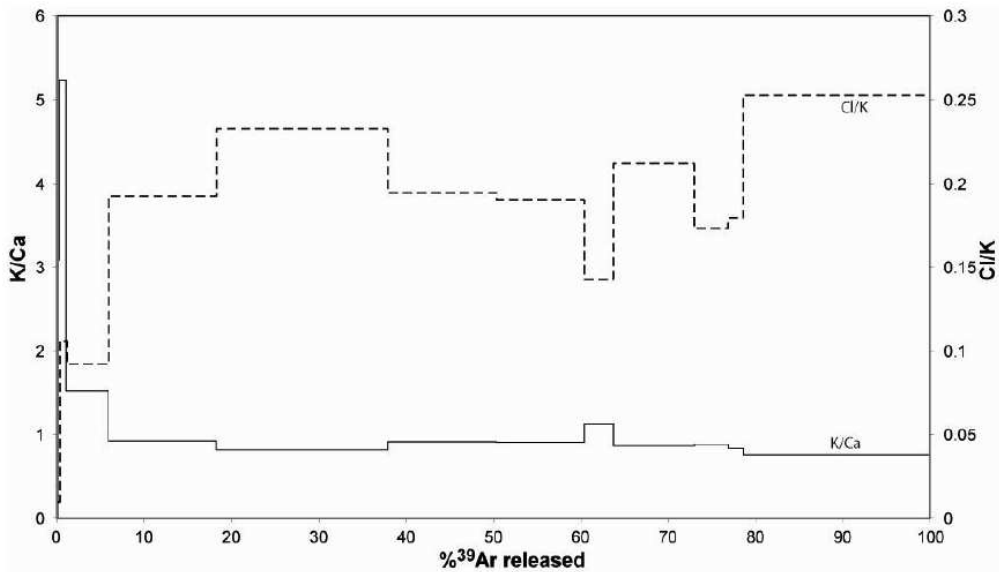


Figure 15 : Diagramme $^{39}\text{ArK}/^{37}\text{ArCa}$ et $^{38}\text{ArCl}/^{39}\text{ArK}$ versus ^{39}Ar , illustrant l'hétérogénéité chimique d'un échantillon.

II.4. Fermeture des systèmes isotopiques pour l'argon

Un des avantages de méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ est qu'il est possible, lorsque la minéralogie d'une roche est propice, de dater différents minéraux de cette roche. Les amphiboles, micas, feldspaths potassiques, plagioclases etc.... présentent une fermeture isotopique à des températures variables. Ces températures de fermeture sont de l'ordre de $550\text{-}650^\circ\text{C}$ pour les amphiboles (Harrison, 1985 ; Dahl, 1996b ; Villa et al., 1996), $400\text{-}450^\circ\text{C}$ pour les muscovites (Harrison et al., 2009) et $300\text{-}350^\circ\text{C}$ pour les biotites (Harrison et al., 1985 ; Dahl, 1996a). Dans des conditions favorables, il est donc possible d'avoir accès à une vitesse de refroidissement entre les températures de fermeture isotopique considérées.

La diffusion de l'argon dans les minéraux silicatés est fonction d'un certain nombre de facteurs aussi bien structurels que chimiques. Nous ne parlerons ici que des facteurs connus ayant une influence sur la température de fermeture (T_c) (K/Ar) dans les amphiboles (Harrison, 1981 ; Berry et McDougall, 1986 ; Onstott et Peacock, 1987 ; Dahl, 1996b) et les micas (Harrison et al., 1985).

les différents facteurs ayant une influence sur la T_c des amphiboles sont les suivants :

- Le « Mg ratio » ; d'après Dahl (1996b), une variation de Mg# entre 0 et 100 peut entraîner une variation de $60^\circ \pm 10^\circ$ sur la T_c ;
- L'encombrement du site A.
- La quantité de molécules Al-Tchermack.
- La variation de Fe^{3+} .
- La vitesse de refroidissement : une diminution de la vitesse de refroidissement est corrélée avec une augmentation de la diffusion de l'argon (voir formule de Dodson pour la T_c).
- La porosité ionique (Z) variable dans les amphiboles (Dahl, 1996b).

Au total, la température de fermeture peut dépasser les 600°C pour une pargasite et être de l'ordre de 400°C pour une amphibole de type actinote (voir tableau de Dahl, 1996b). Il faut aussi tenir compte de la taille des minéraux (voir formule Dodson).

b) les différents facteurs influençant la T_c de micas :

- Le « Fe ratio » : une augmentation de la quantité de Fe dans le minéral augmente la vitesse de diffusion de l'argon.
- La vitesse de refroidissement : une diminution de la vitesse de refroidissement est corrélée avec une augmentation de la diffusion de l'argon.
- La taille des grains est aussi à prendre en considération.

Annexe II : Echantillonnage

Echantillon	GPS (Coord.)	Distance contact externe/interne	Lithologie	Minéralogie
08PC05	08°14'39"S - 14°50'06"E	0	Schiste pélitique	Qz, mus, chl, plag
08PC13	08°18'47"S - 14°47'20"E	à 2km	Micaschistes	Qz, plag, biot, mus, Fk , ép, chl
08PC11	08°20'02"S - 14°45'55"E	à 5km	Granite (non déformé)	Qz, plag, biot, Fk, amph., épidote, sphène
08PC07	08°21'28"S - 14°41'00"E	à 16km	Paragneiss	Qz, biot, Plag, Mus, Fk, épidote
09PC06	08°23'45"S - 14°38'26"E	à 19km	Marbre mylonitique	Qz, Fk, mus, calcite
08PC24	08°31'14"E - 14°26'52"E	à 43km	Micaschiste	Qz, biot, mus, plag (15-22%), grenat, Ky, St, chl, ilmenite
08PC30	08°35'24"S - 14°19'20"E	à 56km	Quartzite	Qz, mus, Fk, plag, Ky, Gt
08PC31	08°34'36"S - 14°18'32"E	à 64km	Gneiss	Qz, biot, mus, grenat, plag (30-35%), chlorite, sphène, rutile, ilmenite, Ky, St
08PC49	08°36'18"S - 14°16'02"E	à 73km	Amphibolite	Qz, amph, grenat, plag, carbonate rutile, sphène
08PC33	08°38'46"S - 14°08'47"E	à 81Km	Métadiorite foliée	Qz, plag, amph, biot, opx
08PC34	08°38'07"S - 14°05'28"E	à 85Km	Métagranodiorite équante	Qz, plag, amph, biot, opx, Fk
08PC52	08°38'15"S - 14°03'42"E	à 89km	Amphibolite	Qz, amph, plag, cpx, carbonate, Fk sphène
08PC54	08°39'30"S - 14°02'37"E	à 94km	Migmatite (leucosome)	Qz, plag, biot, grenat, chlorite
09PC55	08°38'19"S - 14°00'53"E	à 104km	Migmatite	Qz, plag, biot, grenat, sillimanite, sericite
09PC22	08°34'01"S - 13°51'21"E ???	à 123km	Métadiorite	Qz, plag, amph, biot,
08PC64	08°17'45"S - 13°53'07"E	à 128km	Gneiss	Qz, biot, mus, plag (30-40%), grenat,
08PC45	08°18'47"S - 13°50'05"E	à 156km	Leucosome	Qz, plag, Fk, amph, épidote
08PC46	"	"	Gneiss	Qz, amph, biot, plag, Fk, grenat
08PC38	08°32'02"S - 13°41'55"E	à 167km	Gneiss (granulite)	Qz, biot, mus, grenat, plag (32-36%), rutile, sphène
08PC39	"	"	Gneiss à sillimanite	Qz, grenat, plag (42-74%), biot, sillimanite, sphène
08PC40	08°31'54"S - 13°41'23"E	"	Gneiss (granulite)	Qz, grenat, plag, biot, mus, sphène

Annexe III: Analyses Microsonde, Thermobarométrie

Oxydés %	g	g	g	g	g	g	g
SiO2	37.18	37.27	37.53	37.58	37.41	37.54	37.56
TiO2	0.04	0	0.03	0.01	0.04	0.01	0
Al2O3	21.56	21.66	21.52	21.46	21.59	21.74	21.46
Cr2O3	0	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01
Fe2O3	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14
FeO	36.1	35.85	35.01	34.64	35.14	35.73	35.57
MnO	1.14	0.68	0.5	0.75	0.76	0.74	0.74
MgO	2.52	3.78	4.01	3.88	4.05	3.89	3.83
CaO	2.07	2.26	2.76	2.84	2.41	2.17	2.11
Na2O	0.01	0	0	0.02	0	0.04	0
K2o	0.01	0.01	0.01	0	0	0	0
Total	101.66	102.66	102.51	102.32	102.54	102.99	102.43
Oxygènes	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.955	2.928	2.942	2.95	2.934	2.935	2.952
Ti	0.002	0	0.002	0.001	0.002	0.001	0
Al	2.02	2.006	1.989	1.986	1.996	2.003	1.988
Cr	0	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0
Fe3	0.068	0.067	0.067	0.067	0.067	0.067	0.067
Fe2	2.4	2.354	2.295	2.274	2.305	2.336	2.338
Mn	0.076	0.045	0.033	0.05	0.05	0.049	0.049
Mg	0.298	0.442	0.468	0.454	0.473	0.453	0.448
Ca	0.176	0.19	0.232	0.239	0.202	0.182	0.178
Na	0.002	0	0	0.002	0	0.006	0.001
K	0.001	0.001	0.001	0	0	0	0
Total	8	8.035	8.029	8.024	8.031	8.032	8.021
Xalm	96.6	95.9	96.4	96.6	96.2	96	95.8
Xpyr	2.7	3.2	2.8	2.7	3	3.2	3.3
Xgro	0.7	0.9	0.8	0.7	0.8	0.8	0.9
Xspss	0	0	0	0	0	0	0
Xfe	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8

Tableau III.1A : Analyses microsonde du grenat de l'échantillon 08PC64.

Oxydes%	bi1	bi2	bi3	bi	bi6	bi7	bi8
SiO2	35.68	35.3	35.12	37.03	35.77	35.9	35.6
TiO2	3.02	2.67	2.65	2.79	3.14	2.86	3.09
Al2O3	19.33	19.56	19.42	20.18	19.42	19.55	19.35
Cr2O3	0.02	0.07	0.06	0.04	0.06	0.02	0.03
Fe2O3	0	0	0	0	0	0	0
FeO	16.09	15.86	16	15.97	15.81	16.34	16.46
MnO	0.11	0.08	0.04	0.08	0.09	0.11	0.11
MgO	10.24	10.67	10.47	10.25	10.36	10.41	10.4
CaO	0.06	0.02	0.03	0	0	0.01	0.03
Na2O	0.08	0.11	0.11	0.08	0.11	0.05	0.08
K2o	9.84	9.91	9.83	9.92	9.85	9.84	9.69
Total	94.49	94.26	93.74	96.36	94.62	95.1	94.86
Cations pour 11 oxygènes							
Si	2.7	2.679	2.682	2.732	2.699	2.699	2.686
Ti	0.172	0.152	0.152	0.155	0.178	0.162	0.175
Al	1.725	1.749	1.748	1.756	1.727	1.733	1.722
Cr	0.001	0.004	0.004	0.003	0.003	0.001	0.002
Fe3	0	0	0	0	0	0	0
Fe2	1.019	1.007	1.022	0.986	0.997	1.027	1.039
Mn	0.007	0.005	0.002	0.005	0.006	0.007	0.007
Mg	1.155	1.206	1.192	1.127	1.165	1.167	1.17
Ca	0.005	0.001	0.002	0	0	0.001	0.003
Na	0.011	0.016	0.016	0.011	0.016	0.008	0.012
K	0.95	0.959	0.958	0.933	0.948	0.944	0.933
Total	7.746	7.78	7.778	7.707	7.741	7.749	7.749
Xphl	36.8	37.6	37.1	38.1	36.8	36.9	35.8
Xann	21.3	18.8	20.3	20.1	19.9	21.3	21.9
Xeast	41.9	43.6	46.6	41.8	43.3	41.8	42.3
Xfe	0.5	0.46	0.47	0.46	0.46	0.47	0.47

Tableau III.1B : Analyses microsonde de l'échantillon 08PC64 sur biotite

Oxydes %	g 1	g1	g1	g 1	g Bord	Coeur	g Bord	Oxydes%	pl Coeur	pl 2
SiO2	37.15	37.56	38.17	36.98	38.04	37.8	37.87	SiO2	65.23	65.36
TiO2	0.01	0.03	0.06	0.01	0.02	0.05	0.02	TiO2	0.01	0
Al2O3	21.4	21.54	21.57	21.4	21.33	21.23	21.41	Al2O3	21.61	21.95
Cr2O3	0.01	0.01	0	0	0.02	0.003	0	Cr2O3	0	0.02
Fe2O3	1.88	1.88	1.88	1.88	1.88	1.88	1.88	Fe2O3	0	0
FeO	30.57	31.64	31.49	31.49	28.82	30.71	31.87	FeO	0	0
MnO	4.31	5.27	5.26	5.26	4.76	3.78	4.54	MnO	0.01	0.01
MgO	4.53	4.25	3.96	3.96	3.98	4.45	4.32	MgO	0	0
CaO	1.35	1.33	1.65	1.65	4.48	3.25	1.72	CaO	2.54	2.64
Na2O	0.02	0.01	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	Na2O	10.33	10.31
K2O	0	0	0	0	0	0	0.01	K2O	0.07	0.07
Total	101.39	103.51	103.91	102.66	103.36	103.19	103.62	Total	99.79	100.35
Cations pour 12 oxygènes								Cation pour 8 oxygènes		
Si	2.952	2.925	2.944	2.911	2.948	2.938	2.939	Si	2.842	2.866
Ti	0.001	0.002	0.004	0.001	0.001	0.003	0.001	Ti	0	0
Al	1.986	1.978	1.962	1.986	1.948	1.945	1.961	Al	1.11	1.135
Cr	0	0.001	0	0	0.001	0.002	0	Cr	0	0.001
Fe3	0.111	0.11	0.109	0.111	0.109	0.11	0.11	Fe3	0.062	0
Fe2	2.013	2.061	2.101	2.073	1.868	1.996	2.07	Fe2	0.001	0.001
Mn	0.287	0.347	0.218	0.351	0.312	0.249	0.298	Mn	0	0
Mg	0.531	0.494	0.559	0.464	0.459	0.515	0.5	Mg	0	0
Ca	0.114	0.11	0.12	0.139	0.372	0.271	0.143	Ca	0.118	0.124
Na	0.003	0.001	0	0.004	0.004	0.003	0.002	Na	0.873	0.876
K	0	0	0	0	0	0	0.001	k	0.004	0.004
Total	8	8.03	8.017	8.042	8.024	8.032	8.026	Total	5.006	5.006
Xalm	96.9	97.7	97.3	97.5	95.5	96.6	97.2			
Xgrs	0	0	0	0.1	1.3	0.4	0.6	%Or	0.4	0.4
Xpyr	2.8	1.9	2.6	2.9	2.8	2.8	1.9	%Alb	87.2	87.7
Xsps	0.3	0.5	0.1	0.5	0.4	0.2	0.3	%An	12.4	12.9
Xfe	0.79	0.80	0.79	0.81	0.8	0.79	0.81			

Tableau III.2A : Analyses microsonde de l'échantillon 08PC24 sur grenat et plagioclase

Oxydes%	bi1	bi1	bi2	bi3	bi3	bi4	bi5	bi6
SiO2	36.61	37.15	36.82	37.72	37.13	36.29	36.44	36.82
TiO2	1.37	1.35	1.89	1.27	1.34	1.33	1.26	1.79
Al2O3	18.89	18.94	18.51	19.88	18.92	18.74	18.94	18.78
Cr2O3	0	0.03	0.02	0	0.01	0	0.01	0.01
Fe2O3	0	0	1.88	1.88	1.88	1.88	1.88	0
FeO	16.62	16.51	16.58	14.54	16.58	16.48	16.7	16.54
MnO	0.12	0.12	0.11	0.11	0.14	0.14	0.21	0.14
MgO	12.12	11.89	11.92	11.36	12.27	11.83	12.09	11.89
CaO	0	0	0.01	0.08	0.04	0.06	0.01	0
Na2O	0	0.34	0.33	0.31	0.38	0.34	0.33	0.32
K2O	0.02	9.52	9.61	9.28	9.38	9.42	9.47	9.62
Total	96.96	95.87	97.7	96.45	98.1	96.52	97.35	95.92
Cations pour 11 oxygènes								
Si	2.737	2.763	2.708	2.764	2.713	2.701	2.691	2.742
Ti	0.077	0.076	0.104	0.07	0.074	0.074	0.07	0.101
Al	1.665	1.661	1.605	1.717	1.63	1.645	1.649	1.65
Cr	0	0.002	0.001	0	0.001	0	0.001	0
Fe3	0	0	0.104	0.104	0.103	0.105	0.104	0
Fe2	1.039	1.027	1.02	0.891	1.013	1.026	1.031	1.03
Mn	0.008	0.008	0.007	0.007	0.009	0.009	0.013	0.009
Mg	1.35	1.318	1.307	1.24	1.336	1.313	1.331	1.32
Ca	0	0	0.001	0.006	0.003	0.004	0.001	0
Na	0.044	0.049	0.047	0.044	0.054	0.049	0.047	0.047
K	0.911	0.903	0.902	0.868	0.874	0.895	0.892	0.914
Total	7.832	7.807	7.807	7.712	7.811	7.822	7.832	7.813
Xphl	44.4	44	39.9	42.6	41	40	37.7	43.5
Xann	18.5	18.3	18.9	12.6	13.3	18.1	17.2	19
Xeast	37.1	37.7	41.2	44.8	41.7	41.9	45.1	37.5
Xfe	0.43	0.44	0.44	0.42	0.43	0.44	0.44	0.44

Tableau III.2B : Analyses microsonde de l'échantillon 08PC24 sur biotite

	g	g	g	g	g	g	g	g
SiO2	37.38	37.69	37.77	37.84	37.49	37.32	37.83	38.12
TiO2	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.37	0.01	0.01
Al2O3	21.52	21.29	21.32	21.39	21.38	21.26	21.27	21.41
Cr2O3	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe2O3	1.33	1.30	1.00	0.34	1.65	0.93	1.00	0.92
FeO	31.54	31.37	31.48	32.87	31.15	32.71	31.18	31.21
MnO	1.13	1.18	1.23	1.26	1.25	1.44	1.29	1.41
MgO	4.27	4.37	4.38	3.69	4.30	3.37	4.33	4.46
CaO	3.44	3.67	3.62	3.55	3.69	3.73	3.94	3.89
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.50	100.76	100.70	100.96	100.75	101.06	100.75	101.34
Oxygènes	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
Si	2.957	2.971	2.979	2.991	2.957	2.957	2.982	2.984
Ti	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.022	0.001	0.001
Al	2.007	1.979	1.983	1.993	1.988	1.986	1.976	1.976
Cr	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe3	0.079	0.077	0.059	0.020	0.098	0.055	0.059	0.054
Fe2	2.086	2.069	2.076	2.173	2.055	2.168	2.055	2.044
Mn	0.076	0.079	0.082	0.084	0.083	0.097	0.086	0.094
Mg	0.503	0.513	0.515	0.435	0.506	0.398	0.508	0.521
Ca	0.292	0.310	0.306	0.301	0.312	0.317	0.333	0.327
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Xalm	96.6	96.4	96.5	97.9	96.3	97.8	96.3	96
Xpyr	2.70	3.0	2.90	1.60	3.0	1.40	3.0	3.20
Xgro	0.70	0.60	0.60	0.5	0.70	0.60	0.70	0.8
Xspss	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.20	0.0	0.0
Xfe	0.81	0.80	0.8	0.83	0.80	0.84	0.80	0.79

Tableau III.3A: Analyses microsonde sur un profil de grenat de l'échantillon 08PC31.

	g	g	g	g	g	g	g	g
SiO2	37.36	37.51	37.75	37.79	37.69	37.82	37.88	37.98
TiO2	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.04	0.08	0.07
Al2O3	21.29	21.44	21.44	21.27	21.73	21.47	21.63	21.51
Cr2O3	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	1.44	1.36	1.19	1.21	1.20	1.45	0.89	1.11
FeO	31.19	30.77	31.17	31.24	31.08	30.81	30.87	30.75
MnO	1.40	1.36	1.46	1.57	1.60	1.60	1.63	1.66
MgO	4.12	4.33	4.20	4.19	4.22	4.31	4.35	4.41
CaO	3.69	3.89	3.92	3.81	3.77	3.93	3.95	3.98
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.38	100.57	101.02	100.98	101.21	101.31	101.19	101.38
Oxygènes	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
Si	2.961	2.960	2.970	2.976	2.958	2.965	2.970	2.972
Ti	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.003	0.004	0.004
Al	1.989	1.995	1.988	1.975	2.010	1.984	2.000	1.985
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Fe3	0.086	0.081	0.070	0.072	0.071	0.085	0.052	0.065
Fe2	2.068	2.031	2.051	2.057	2.040	2.020	2.025	2.012
Mn	0.094	0.091	0.097	0.105	0.106	0.107	0.108	0.110
Mg	0.487	0.510	0.492	0.491	0.494	0.504	0.508	0.514
Ca	0.313	0.329	0.330	0.321	0.317	0.330	0.332	0.334
Na	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.004	0.001	0.003
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Xalm	96.6	95.9	96.4	96.6	96.2	96.0	95.8	95.7
Xpyr	2.70	3.20	2.80	2.70	3.0	3.20	3.30	3.40
Xgro	0.70	0.90	0.80	0.7	0.8	0.80	0.90	0.90
Xspss	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Xfe	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.79

Tableau III.3B: suite du profil.

	g	g	g	g	g	g	g	g
SiO2	37.93	37.60	37.85	37.93	37.90	37.92	37.90	37.62
TiO2	0.03	0.04	0.03	0.05	0.02	0.03	0.02	0.03
Al2O3	21.58	21.50	21.30	21.23	21.38	21.46	21.41	21.38
Cr2O3	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	0.95	1.38	1.14	1.22	0.79	1.01	0.95	1.08
FeO	30.82	30.51	30.57	30.58	30.72	30.66	30.55	30.47
MnO	1.70	1.72	1.79	1.84	1.90	1.90	1.94	1.93
MgO	4.34	4.22	4.29	4.27	4.28	4.30	4.31	4.23
CaO	3.98	4.06	3.99	4.09	3.95	3.99	3.99	3.92
Na2O	0.00	0.01	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.26	100.89	100.88	101.09	100.87	101.18	101.00	100.56
Oxygènes	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
Si	2.973	2.959	2.979	2.980	2.983	2.976	2.979	2.971
Ti	0.002	0.002	0.002	0.003	0.001	0.002	0.001	0.002
Al	1.994	1.995	1.976	1.966	1.984	1.986	1.984	1.991
Cr	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe3	0.056	0.082	0.067	0.072	0.047	0.060	0.056	0.064
Fe2	2.021	2.008	2.012	2.009	2.022	2.012	2.008	2.012
Mn	0.113	0.115	0.119	0.122	0.127	0.126	0.129	0.129
Mg	0.507	0.495	0.503	0.500	0.503	0.502	0.505	0.498
Ca	0.334	0.342	0.336	0.344	0.333	0.336	0.336	0.332
Na	0.000	0.001	0.005	0.004	0.000	0.000	0.001	0.001
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Xalm	97.8	97.2	97.8	96.5	96.0	96.0	95.9	96.0
Xpyr	1.80	2.20	2.20	2.9	3.10	3.10	3.20	3.10
Xgro	0.40	0.60	0.40	0.60	0.90	0.90	0.90	0.90
Xspss	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Xfe	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80

Tableau III.3C: suite du profil

	g	g	g	Coeur	g	g	g	g
SiO2	37.92	38.13	37.90	38.08	37.79	36.02	37.98	37.79
TiO2	0.06	0.04	0.02	0.05	0.03	0.04	0.10	0.03
Al2O3	21.41	21.65	21.51	21.38	21.42	20.11	21.39	21.33
Cr2O3	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.04	0.02
Fe2O3	0.76	0.65	1.04	0.67	1.22	3.46	0.61	1.18
FeO	30.53	30.67	30.31	30.61	30.23	27.13	30.74	30.25
MnO	2.01	2.02	2.07	2.18	2.07	2.18	2.14	2.20
MgO	4.28	4.25	4.28	4.19	4.30	3.94	4.06	4.15
CaO	4.06	4.14	4.12	4.12	4.08	5.27	4.18	4.16
Na2O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.96	101.49	101.16	101.24	101.02	97.83	101.17	100.99
Oxygènes	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
Si	2.982	2.981	2.974	2.988	2.970	2.928	2.985	2.974
Ti	0.003	0.002	0.001	0.003	0.002	0.003	0.006	0.002
Al	1.985	1.996	1.989	1.978	1.984	1.927	1.981	1.978
Cr	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.001
Fe3	0.045	0.038	0.061	0.039	0.072	0.211	0.036	0.069
Fe2	2.007	2.006	1.989	2.009	1.987	1.845	2.020	1.991
Mn	0.134	0.134	0.138	0.145	0.138	0.150	0.142	0.147
Mg	0.502	0.496	0.500	0.490	0.503	0.477	0.475	0.487
Ca	0.342	0.347	0.346	0.347	0.344	0.459	0.352	0.351
Na	0.000	0.001	0.001	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
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Xalm	96.0	96.0	95.7	95.3	95.7	95.9	95.7	96.6
Xpyr	3.10	3.10	3.30	3.80	3.30	3.10	3.40	2.70
Xgro	0.90	0.90	1.0	0.90	1.0	0.90	0.90	0.70
Xspss	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Xfe	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80

Tableau III.3D: suite du profil

	g	g	g	g	g	g	g	g
SiO2	37.89	38.00	37.66	38.15	37.74	37.70	37.76	38.00
TiO2	0.02	0.02	0.03	0.03	0.06	0.06	0.03	0.04
Al2O3	21.27	21.45	21.39	21.40	21.43	21.34	21.45	21.43
Cr2O3	0.01	0.00	0.01	0.02	0.03	0.03	0.04	0.05
Fe2O3	1.29	1.07	1.57	0.76	1.01	1.36	1.52	0.85
FeO	30.16	30.29	29.91	30.57	30.24	29.90	30.24	30.53
MnO	2.09	2.14	2.12	2.14	2.15	2.10	2.05	2.02
MgO	4.27	4.21	4.23	4.21	4.22	4.23	4.21	4.24
CaO	4.25	4.25	4.24	4.21	4.08	4.34	4.11	4.16
Na2O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.12	101.33	101.02	101.41	100.86	100.93	101.27	101.23
Oxygènes	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
Si	2.976	2.977	2.960	2.988	2.971	2.966	2.962	2.981
Ti	0.001	0.001	0.001	0.002	0.003	0.004	0.002	0.002
Al	1.969	1.981	1.983	1.976	1.989	1.979	1.984	1.981
Cr	0.001	0.000	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.003
Fe3	0.076	0.063	0.093	0.044	0.060	0.080	0.090	0.050
Fe2	1.981	1.985	1.967	2.003	1.991	1.967	1.984	2.003
Mn	0.139	0.142	0.141	0.142	0.144	0.140	0.136	0.134
Mg	0.500	0.491	0.496	0.491	0.495	0.496	0.493	0.496
Ca	0.357	0.357	0.357	0.353	0.344	0.366	0.346	0.350
Na	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Xalm	95.6	95.8	95.5	96.0	95.8	95.5	95.9	95.9
Xpyr	3.30	3.10	3.30	3.0	3.20	3.30	3.10	3.10
Xgro	1.10	1.10	1.10	1.10	1.0	1.20	1.0	1.0
Xspss	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
XFe	0.79	0.80	0.79	0.80	0.80	0.79	0.80	0.80

Tableau III.3E: suite du profil.

	g	g	g	g	g	g	g	g
SiO2	36.74	37.73	37.92	37.08	37.96	37.90	37.40	38.00
TiO2	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03
Al2O3	22.10	21.34	21.63	21.27	21.58	21.43	20.94	21.18
Cr2O3	0.04	0.04	0.03	0.03	0.01	0.00	0.01	0.02
Fe2O3	1.69	1.16	1.09	2.41	1.04	0.79	1.62	0.59
FeO	29.73	30.29	30.55	29.43	30.84	30.88	30.24	31.07
MnO	1.70	1.93	1.93	1.94	1.99	1.82	1.75	1.68
MgO	4.17	4.23	4.18	4.33	4.11	4.15	4.25	4.18
CaO	3.88	4.16	4.20	4.10	4.08	4.03	3.98	4.07
Na2O	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
K2O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Total	99.94	100.80	101.43	100.38	101.53	100.95	100.06	100.77
Oxygènes	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
Si	2.915	2.972	2.969	2.934	2.972	2.983	2.971	2.996
Ti	0.002	0.001	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002
Al	2.067	1.982	1.996	1.984	1.992	1.988	1.960	1.969
Cr	0.003	0.002	0.002	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001
Fe3	0.101	0.069	0.064	0.143	0.061	0.047	0.097	0.035
Fe2	1.972	1.996	2.000	1.947	2.020	2.032	2.009	2.049
Mn	0.114	0.129	0.128	0.130	0.132	0.121	0.118	0.112
Mg	0.493	0.496	0.488	0.510	0.479	0.487	0.503	0.491
Ca	0.330	0.351	0.352	0.347	0.342	0.340	0.339	0.344
Na	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Xalm	95.6	95.8	95.8	95.1	96.2	96.3	96.3	96.5
Xpyr	3.50	3.20	3.10	3.80	2.80	2.80	2.80	2.70
Xgro	0.90	1.0	1.1	1.10	0.90	0.90	0.90	0.80
Xspss	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Xfe	0.80	0.80	0.80	0.79	0.80	0.80	0.80	0.80

Tableau III.3F: suite du profil.

	g	g	g	g	g	g	g	g
SiO2	38.13	37.94	37.80	37.76	38.46	38.05	37.37	37.90
TiO2	0.03	0.03	0.02	0.01	0.06	0.06	0.03	0.02
Al2O3	21.52	21.57	21.43	21.35	21.50	21.42	21.70	21.57
Cr2O3	0.02	0.00	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	0.74	0.75	0.95	1.07	0.14	0.50	1.40	1.22
FeO	31.04	31.07	31.48	30.96	32.13	31.43	31.16	30.98
MnO	1.63	1.56	1.56	1.47	1.46	1.46	1.31	1.38
MgO	4.34	4.24	4.13	4.30	4.32	4.30	4.28	4.44
CaO	4.03	3.98	3.70	3.89	3.68	3.83	3.58	3.91
Na2O	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
K2O	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.42	101.08	101.02	100.73	101.73	101.01	100.70	101.31
Oxygènes	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
Si	2.984	2.979	2.976	2.976	3.003	2.991	2.948	2.967
Ti	0.001	0.002	0.001	0.001	0.003	0.003	0.002	0.001
Al	1.985	1.997	1.989	1.984	1.980	1.985	2.018	1.992
Cr	0.001	0.000	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe3	0.044	0.045	0.056	0.063	0.008	0.030	0.083	0.072
Fe2	2.031	2.040	2.073	2.041	2.098	2.066	2.056	2.029
Mn	0.108	0.104	0.104	0.098	0.097	0.097	0.088	0.092
Mg	0.506	0.496	0.484	0.505	0.502	0.503	0.504	0.518
Ca	0.338	0.335	0.312	0.329	0.308	0.323	0.302	0.328
Na	0.000	0.002	0.001	0.002	0.000	0.002	0.000	0.001
K	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Xfe								
Xalm	96.0	96.1	96.8	96.1	96.8	96.4	94.4	95.7
Xpyr	3.1	3.0	2.5	3.10	2.60	2.90	3.0	3.50
Xgro	0.90	0.90	0.80	0.80	0.60	0.70	0.60	0.90
Xspss	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Xfe	0.80	0.79	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80

Tableau III.3G: Fin du profil du grenat 08PC31.

Oxydes%	bi1	bi1	bi2	bi3	bi4	bi5	bi6	bi7	bi8	bi9
SiO2	36.09	36.1	35.65	37.5	35.95	36.4	36.41	36.49	35.75	35.76
TiO2	1.69	1.47	1.57	1.54	1.76	1.73	2.03	1.82	1.88	1.44
Al2O3	18.67	19.01	18.48	19.87	18.82	19.18	19.07	18.83	18.56	19.4
Cr2O3	0.01	0.05	0.02	0.02	0	0.03	0.03	0.05	0.03	0.04
Fe2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	18.02	18.06	18.71	17.56	17.73	17.62	17.17	17.23	18.08	18.04
MnO	0.07	0.08	0.06	0.06	0.06	0.05	0.04	0.05	0.03	0.06
MgO	11.13	11.42	11.58	10.55	11.11	11.03	10.46	10.74	10.74	10.64
CaO	0.03	0	0.04	0.09	0.07	0.05	0.03	0.03	0.02	0.05
Na2O	0.13	0.11	0.12	0.14	0.11	0.11	0.14	0.17	0.09	0.13
K2o	8.97	8.97	8.72	9.21	9.19	9.19	9.02	8.91	8.89	8.77
Total	94.81	95.28	94.96	96.55	94.81	95.4	94.41	94.32	94.1	94.33
Cations pour 11 oxygènes										
Si	2.732	2.718	2.704	2.768	2.722	2.731	2.752	2.76	2.729	2.768
Ti	0.096	0.083	0.09	0.085	0.1	0.098	0.116	0.103	0.108	0.085
Al	1.666	1.687	1.652	1.729	1.68	1.697	1.699	1.679	1.67	1.729
Cr	0	0.003	0.001	0.001	0	0.002	0.002	0.003	0.002	0.001
Fe3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe2	1.141	1.137	1.187	1.084	1.123	1.106	1.085	1.09	1.154	1.084
Mn	0.005	0.005	0.004	0.004	0.004	0.003	0.003	0.003	0.002	0.004
Mg	1.255	1.281	1.309	1.16	1.253	1.234	1.178	1.211	1.222	1.16
Ca	0.003	0	0.003	0.007	0.006	0.004	0.002	0.003	0.001	0.007
Na	0.019	0.016	0.017	0.02	0.016	0.016	0.021	0.024	0.013	0.02
K	0.866	0.862	0.844	0.868	0.887	0.88	0.87	0.86	0.865	0.868
Total	7.782	7.793	7.811	7.727	7.791	7.77	7.728	7.738	7.767	7.727
Xphl	39.0	39.8	38.4	40.1	39.0	39.5	38.9	40.0	37.3	37.6
Xann	26.4	24.7	26.9	25.2	25.2	24.2	25.0	24.7	28.1	26.8
Xeast	34.6	35.5	34.7	34.7	35.8	36.3	36.1	35.3	34.6	35.6
Xfe	0.48	0.47	0.48	0.48	0.47	0.47	0.47	0.47	0.48	0.48

Tableau III.3H : Analyses microsonde de l'échantillon 08PC31 sur biotite

Oxydes%	mu1	mu2	mu3	mu4	mu 5	Oxydes%	pl 1	pl 2	pl 3	pl 4	pl 5
SiO2	46.5	45.16	46.09	45.54	46.38	SiO2	59.35	59.26	58.97	60.59	58.99
TiO2	0.73	0.42	0.89	0.31	0.85	TiO2	0	0.01	0	0	0
Al2O3	34.02	35.99	34.66	35.39	34.4	Al2O3	25.02	24.89	25.12	24.23	24.88
Cr2O3	0	0.03	0.05	0.03	0.01	Cr2O3	0	0	0	0	0
Fe2O3	0	0	0	0	0	Fe2O3	0.12	0.02	0.09	0.01	0.08
FeO	1.16	1.06	1.12	0.84	0.94	FeO	0	0	0	0	0
MnO	0.01	0.01	0	0.01	0	MnO	0	0.1	0.02	0	0.01
MgO	1.08	0.54	1.02	0.6	0.86	MgO	0	0	0	0	0
CaO	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	CaO	6.41	6.25	6.4	6.49	6.3
Na2O	1.15	1.31	1.17	1.41	1.21	Na2O	7.87	7.83	7.69	7.9	7.85
K2O	9.57	9.58	9.52	9.45	9.34	K2O	0.07	0.09	0.07	0.07	0.07
Total	94.25	94.1	94.56	93.61	94.01	Total	98.85	98.35	98.35	99.29	98.18
Cations pour 11 oxygènes						Cation pour 8 oxygènes					
Si	3.117	3.035	3.081	3.07	3.109	Si	2.673	2.68	2.668	2.712	2.674
Ti	0.037	0.021	0.045	0.016	0.043	Ti	0	0	0	0	0
Al	2.688	2.851	2.731	2.812	2.718	Al	1.329	1.327	1.34	1.279	1.329
Cr	0	0.001	0.003	0.002	0	Cr	0	0	0	0	0
Fe3	0	0	0	0	0	Fe3	0.004	0.001	0.003	0	0.003
Fe2	0.065	0.06	0.062	0.047	0.053	Fe2	0	0	0	0	0
Mn	0.001	0	0	0.001	0	Mn	0	0	0.001	0	0
Mg	0.108	0.054	0.102	0.06	0.086	Mg	0	0	0	0	0
Ca	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	Ca	0.31	0.303	0.31	0.311	0.306
Na	0.15	0.171	0.152	0.184	0.158	Na	0.687	0.686	0.675	0.686	0.69
K	0.818	0.821	0.812	0.813	0.798	k	0.004	0.005	0.004	0.004	0.004
Total	6.986	7.015	6.99	7.006	6.968	Total	5.006	5.002	5	4.993	5.007
Xmu	81.8	52.8	74.3	80.0	70.0						
XCel	2.6	1.2	1.7	1.2	4.0	%Or	0.40	0.5	0.40	0.4	0.4
Xfcel	1.6	1.2	10.3	1.0	1.0	%Alb	68.6	69.0	68.3	68.5	69.0
Xpa	14.0	44.8	13.7	17.8	25.0	%An	31.0	30.5	31.3	31.1	30.6
Xfe	0.40	0.53	0.40	0.44	0.40						

Tableau III.3I : Analyses microsonde de l'échantillon 08PC31 sur muscovite et plagioclase

	g	g	g	g	g	g	g	g
SiO2	37.81	37.71	37.44	37.79	37.79	38.02	37.79	37.77
TiO2	0.08	0.07	0.08	0.08	0.07	0.09	0.07	0.08
Al2O3	22.10	22.13	21.21	22.09	21.92	21.91	21.98	22.12
Cr2O3	0.05	0.08	0.07	0.06	0.08	0.07	0.08	0.07
Fe2O3	1.70	1.79	1.42	1.58	1.91	1.53	2.02	1.73
FeO	29.00	28.89	28.02	28.95	28.75	29.20	28.86	28.87
MnO	0.65	0.62	0.59	0.61	0.67	0.63	0.67	0.63
MgO	7.57	7.47	7.22	7.49	7.63	7.59	7.62	7.67
CaO	1.61	1.77	1.80	1.78	1.68	1.66	1.61	1.57
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K2O	0.02	0.02	0.34	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Total	100.43	100.37	98.06	100.27	100.34	100.57	100.53	100.35
Oxygènes	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
Si	2.934	2.929	2.974	2.937	2.935	2.948	2.930	2.932
Ti	0.005	0.004	0.005	0.005	0.004	0.005	0.004	0.005
Al	2.022	2.027	1.987	2.024	2.007	2.002	2.010	2.024
Cr	0.003	0.005	0.004	0.003	0.005	0.004	0.005	0.005
Fe3	0.099	0.104	0.085	0.092	0.112	0.090	0.118	0.101
Fe2	1.882	1.876	1.862	1.881	1.867	1.893	1.872	1.874
Mn	0.043	0.041	0.040	0.040	0.044	0.041	0.044	0.041
Mg	0.876	0.864	0.855	0.867	0.883	0.877	0.881	0.887
Ca	0.133	0.148	0.154	0.149	0.140	0.138	0.133	0.130
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.002	0.002	0.035	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Xalm	86.1	86.3	86.1	85.7	85.7	86.8	86.1	86.1
Xpyr	13.8	13.5	13.7	14.2	14.2	13.0	13.8	13.8
Xgro	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Xspss	0	0	0	0	0	0	0	0
Xfe	0.69	0.69	0.69	0.68	0.68	0.68	0.68	0.68

Tableau III.4A: Analyses microsonde sur un profil de grenat de l'échantillon 08PC38.

	g	g	g	g	g	g	g	g
SiO2	37.89	38.07	38.16	37.89	38.17	38.24	37.86	38.12
TiO2	0.08	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02
Al2O3	21.93	21.98	21.80	21.80	21.71	22.01	21.93	21.94
Cr2O3	0.06	0.01	0.01	0.02	0.04	0.01	0.02	0.03
Fe2O3	1.93	1.36	1.22	1.04	1.43	1.60	1.15	1.49
FeO	29.06	29.46	29.60	29.61	29.52	29.45	29.45	29.56
MnO	0.65	0.63	0.59	0.61	0.63	0.66	0.64	0.64
MgO	7.64	7.57	7.54	7.39	7.57	7.65	7.47	7.52
CaO	1.56	1.51	1.46	1.47	1.47	1.47	1.47	1.46
Na2O	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.02
K2O	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Total	100.63	100.46	100.32	99.73	100.44	100.95	99.91	100.67
Oxygènes	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
Si	2.936	2.954	2.966	2.964	2.964	2.953	2.955	2.954
Ti	0.005	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001
Al	2.003	2.011	1.998	2.010	1.988	2.004	2.018	2.004
Cr	0.004	0.001	0.001	0.001	0.003	0.001	0.001	0.002
Fe3	0.113	0.079	0.071	0.061	0.083	0.093	0.068	0.087
Fe2	1.883	1.912	1.924	1.937	1.918	1.902	1.922	1.916
Mn	0.042	0.042	0.039	0.040	0.042	0.043	0.042	0.042
Mg	0.883	0.876	0.874	0.861	0.876	0.881	0.869	0.869
Ca	0.130	0.125	0.122	0.123	0.122	0.121	0.123	0.121
Na	0.000	0.000	0.004	0.001	0.002	0.002	0.000	0.003
K	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Xalm	86.2	87.3	87.6	88.3	87.6	86.9	88.2	86.7
Xpyr	13.7	12.6	12.3	11.6	12.3	13.0	12.7	12.3
Xgro	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Xspss	0	0	0	0	0	0	0	0
Xfe	0.68	0.69	0.72	0.70	0.69	0.68	0.69	0.69

Tableau III.4B: suite du profil.

	g	g	g	g	g	g	g	g
SiO2	38.01	38.25	38.29	37.34	37.84	36.86	38.11	38.37
TiO2	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.03	0.03
Al2O3	22.01	22.02	22.12	21.46	21.98	20.19	22.33	21.94
Cr2O3	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.03
Fe2O3	1.54	0.90	1.22	2.41	1.99	5.67	1.29	0.86
FeO	29.32	29.80	29.64	28.45	29.08	23.86	29.43	29.90
MnO	0.63	0.63	0.63	0.60	0.65	0.55	0.65	0.61
MgO	7.59	7.54	7.60	7.63	7.62	9.71	7.60	7.56
CaO	1.50	1.46	1.47	1.45	1.46	1.52	1.45	1.41
Na2O	0.01	0.00	0.02	0.03	0.02	0.07	0.02	0.02
K2O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
Total	100.52	100.55	100.92	99.19	100.45	97.90	100.79	100.65
Oxygènes	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
Si	2.948	2.966	2.957	2.935	2.937	2.902	2.945	2.972
Ti	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.002
Al	2.012	2.013	2.014	1.989	2.011	1.873	2.034	2.004
Cr	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.000	0.001	0.002
Fe3	0.090	0.052	0.071	0.142	0.116	0.336	0.075	0.050
Fe2	1.902	1.933	1.914	1.870	1.887	1.571	1.902	1.937
Mn	0.041	0.041	0.042	0.040	0.042	0.037	0.042	0.040
Mg	0.878	0.872	0.874	0.894	0.882	1.140	0.875	0.873
Ca	0.124	0.121	0.121	0.122	0.121	0.128	0.120	0.117
Na	0.001	0.000	0.003	0.005	0.002	0.010	0.004	0.003
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Xalm	86.9	88.1	87.6	85.7	86.6	66.6	86.9	88.1
Xpyr	13.0	11.9	12.3	14.2	13.3	33.3	13.0	11.9
Xgro	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Xspss	0	0	0	0	0	0	0	0
Xfe	0.68	0.69	0.69	0.69	0.68	0.67	0.68	0.69

Tableau III.4C: suite du profil

	g	g	g	g	g	g	g	g
SiO2	38.32	38.12	38.28	38.19	38.01	38.19	38.57	38.37
TiO2	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04	0.01	0.04	0.03
Al2O3	22.11	21.95	22.02	22.12	21.97	22.03	22.05	21.95
Cr2O3	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03
Fe2O3	1.38	1.61	1.30	1.05	1.95	1.68	1.02	0.95
FeO	29.54	29.54	29.70	29.72	29.26	29.51	30.01	29.99
MnO	0.63	0.61	0.62	0.63	0.65	0.62	0.65	0.64
MgO	7.70	7.56	7.59	7.53	7.65	7.61	7.64	7.53
CaO	1.42	1.40	1.43	1.43	1.43	1.42	1.43	1.44
Na2O	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.00
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.02	100.73	100.88	100.63	100.81	100.94	101.32	100.84
Oxygènes	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
Si	2.955	2.952	2.959	2.958	2.940	2.950	2.968	2.969
Ti	0.001	0.001	0.001	0.003	0.002	0.001	0.002	0.002
Al	2.011	2.004	2.007	2.020	2.004	2.006	2.000	2.002
Cr	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002
Fe3	0.080	0.094	0.075	0.061	0.113	0.098	0.059	0.055
Fe2	1.905	1.913	1.920	1.925	1.893	1.906	1.932	1.940
Mn	0.041	0.040	0.041	0.041	0.043	0.041	0.042	0.042
Mg	0.885	0.873	0.875	0.869	0.882	0.875	0.877	0.869
Ca	0.118	0.116	0.118	0.119	0.119	0.118	0.118	0.119
Na	0.003	0.005	0.003	0.003	0.003	0.005	0.001	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Xalm	87.0	87.7	87.7	87.6	86.6	87.3	88.0	88.3
Xpyr	12.9	12.3	12.3	12.3	13.3	12.6	11.9	11.6
Xgro	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Xspss	0	0	0	0	0	0	0	0
Xfe	0.68	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69

Tableau III.4D: suite du profil

	g	g	g	g	g	g	g	g
SiO2	38.39	38.16	38.20	38.24	38.07	38.29	38.35	38.27
TiO2	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03
Al2O3	21.96	22.07	21.89	22.07	21.97	21.81	21.99	21.93
Cr2O3	0.01	0.03	0.01	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00
Fe2O3	0.96	1.10	1.36	1.08	1.69	1.32	0.83	1.16
FeO	29.98	29.73	29.60	29.80	29.28	29.68	29.99	29.84
MnO	0.65	0.67	0.66	0.64	0.67	0.64	0.64	0.63
MgO	7.49	7.47	7.56	7.54	7.66	7.60	7.49	7.44
CaO	1.43	1.44	1.43	1.44	1.45	1.44	1.47	1.52
Na2O	0.02	0.01	0.03	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02
K2O	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.83	100.62	100.65	100.75	100.66	100.71	100.70	100.72
Oxygènes	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
Si	2.970	2.958	2.960	2.960	2.948	2.965	2.971	2.965
Ti	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002
Al	2.003	2.017	2.000	2.014	2.005	1.991	2.008	2.003
Cr	0.001	0.002	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000
Fe3	0.056	0.064	0.080	0.063	0.099	0.077	0.048	0.068
Fe2	1.940	1.927	1.918	1.929	1.897	1.922	1.943	1.934
Mn	0.043	0.044	0.043	0.042	0.044	0.042	0.042	0.041
Mg	0.864	0.864	0.873	0.869	0.884	0.877	0.865	0.859
Ca	0.119	0.120	0.119	0.120	0.120	0.119	0.122	0.126
Na	0.002	0.002	0.004	0.000	0.002	0.003	0.000	0.003
K	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Xalm	88.3	88.3	87.6	88.1	88.3	87.6	88.3	88.4
Xpyr	11.6	11.6	12.3	11.8	12.6	12.3	11.6	11.5
Xgro	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Xspss	0	0	0	0	0	0	0	0
Xfe	0.69	0.69	0.68	0.69	0.68	0.69	0.69	0.69

Tableau III.4E: suite du profil

	g	g	g	g	g	g	g	g
SiO2	38.50	38.42	38.39	38.19	38.36	38.40	38.58	38.29
TiO2	0.02	0.03	0.05	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02
Al2O3	21.81	21.92	22.08	21.97	22.12	22.02	21.82	21.97
Cr2O3	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Fe2O3	1.09	0.65	0.73	1.21	1.04	0.95	0.33	1.12
FeO	29.92	30.09	30.05	29.76	30.14	29.92	30.24	29.78
MnO	0.61	0.59	0.63	0.64	0.59	0.63	0.60	0.65
MgO	7.52	7.45	7.43	7.43	7.38	7.44	7.44	7.46
CaO	1.54	1.51	1.51	1.52	1.52	1.57	1.54	1.54
Na2O	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
K2O	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	100.95	100.62	100.83	100.66	101.09	100.89	100.56	100.74
Oxygènes	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
Si	2.975	2.979	2.970	2.960	2.962	2.969	2.993	2.965
Ti	0.001	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001
Al	1.987	2.003	2.014	2.008	2.014	2.007	1.995	2.006
Cr	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Fe3	0.064	0.038	0.042	0.070	0.061	0.055	0.019	0.065
Fe2	1.934	1.951	1.945	1.929	1.946	1.935	1.962	1.928
Mn	0.040	0.039	0.041	0.042	0.039	0.041	0.039	0.042
Mg	0.866	0.861	0.857	0.858	0.849	0.857	0.860	0.861
Ca	0.128	0.125	0.125	0.127	0.126	0.130	0.128	0.128
Na	0.004	0.002	0.002	0.003	0.002	0.003	0.002	0.003
K	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Xalm	88.6	89.0	88.6	88.4	88.6	88.6	89.3	88.4
Xpyr	11.3	10.9	11.3	11.6	11.3	11.3	10.6	11.5
Xgro	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Xspss	0	0	0	0	0	0	0	0
Xfe	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69

Tableau III.4F: suite du profil

	g	g	g	g	g	g	g	g
SiO2	37.82	38.26	38.15	38.25	38.09	38.34	38.26	38.40
TiO2	0.07	0.09	0.07	0.09	0.08	0.07	0.00	0.01
Al2O3	22.00	22.08	22.06	21.98	21.92	22.19	21.96	21.99
Cr2O3	0.08	0.08	0.08	0.07	0.06	0.09	0.02	0.02
Fe2O3	2.28	1.37	1.51	1.13	1.40	1.66	1.59	1.17
FeO	29.12	29.65	29.66	29.86	29.44	29.46	29.81	30.07
MnO	0.68	0.67	0.66	0.65	0.68	0.68	0.62	0.64
MgO	7.52	7.51	7.45	7.43	7.52	7.64	7.44	7.48
CaO	1.58	1.58	1.56	1.56	1.53	1.55	1.46	1.44
Na2O	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.03	0.04	0.00
K2O	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00
Total	100.92	101.17	101.07	100.91	100.62	101.55	101.05	101.11
Oxygènes	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
Si	2.925	2.951	2.947	2.959	2.953	2.944	2.956	2.965
Ti	0.004	0.005	0.004	0.005	0.005	0.004	0.000	0.000
Al	2.006	2.008	2.008	2.004	2.003	2.009	2.000	2.001
Cr	0.005	0.005	0.005	0.004	0.004	0.005	0.002	0.001
Fe3	0.132	0.080	0.088	0.066	0.082	0.096	0.092	0.068
Fe2	1.884	1.912	1.916	1.932	1.909	1.891	1.926	1.942
Mn	0.044	0.044	0.043	0.043	0.045	0.044	0.040	0.042
Mg	0.867	0.863	0.857	0.857	0.869	0.874	0.857	0.861
Ca	0.131	0.130	0.129	0.129	0.127	0.127	0.121	0.119
Na	0.000	0.003	0.001	0.000	0.002	0.004	0.006	0.000
K	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Xalm	86.4	87.6	87.9	88.7	87.6	86.9	88.0	88.7
Xpyr	13.5	12.3	12.0	11.3	12.3	13.0	12.0	11.3
Xgro	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Xspss	0	0	0	0	0	0	0	0
Xfe	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69

Tableau III.4G: suite du profil

	g	g	g	g	g	g	g	g
SiO2	38.64	38.45	38.50	38.56	38.28	38.60	38.62	38.47
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al2O3	22.13	21.97	22.02	21.97	22.10	22.29	21.88	21.95
Cr2O3	0.03	0.00	0.02	0.04	0.03	0.01	0.02	0.00
Fe2O3	0.49	1.14	1.13	0.76	1.24	1.13	0.79	1.05
FeO	30.44	30.03	30.09	30.34	29.93	30.24	30.27	30.25
MnO	0.64	0.65	0.64	0.69	0.62	0.62	0.65	0.62
MgO	7.36	7.52	7.53	7.41	7.40	7.58	7.53	7.46
CaO	1.46	1.43	1.39	1.40	1.54	1.35	1.36	1.34
Na2O	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.16	101.09	101.23	101.10	101.03	101.73	101.06	101.05
Oxygènes	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
Si	2.981	2.968	2.968	2.978	2.958	2.960	2.982	2.972
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	2.013	1.999	2.001	2.000	2.012	2.015	1.991	1.999
Cr	0.002	0.000	0.001	0.002	0.002	0.000	0.001	0.000
Fe3	0.028	0.066	0.066	0.044	0.072	0.065	0.046	0.061
Fe2	1.964	1.939	1.940	1.960	1.934	1.939	1.955	1.954
Mn	0.042	0.043	0.041	0.045	0.041	0.040	0.043	0.041
Mg	0.846	0.865	0.865	0.853	0.852	0.867	0.867	0.859
Ca	0.121	0.118	0.115	0.116	0.127	0.111	0.113	0.111
Na	0.004	0.001	0.003	0.002	0.002	0.001	0.003	0.004
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Xalm	89.3	88.3	88.4	89.3	88.6	88.4	89.1	89.1
Xpyr	10.6	11.6	11.5	10.6	11.3	11.3	10.9	10.8
Xgro	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Xspss	0	0	0	0	0	0	0	0
Xfe	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69

Tableau III.4H: suite du profil

	g	g	g	g	g	g	g	g
SiO2	38.48	38.36	38.56	38.59	38.59	38.51	38.59	38.59
TiO2	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.03	0.01
Al2O3	21.95	21.88	22.02	22.08	22.08	21.66	22.11	21.93
Cr2O3	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe2O3	1.04	1.33	0.88	1.06	1.06	0.60	0.68	0.93
FeO	30.21	29.98	30.29	30.21	30.21	30.64	30.58	30.47
MnO	0.68	0.66	0.66	0.67	0.67	0.65	0.68	0.69
MgO	7.50	7.56	7.49	7.59	7.59	7.34	7.36	7.43
CaO	1.31	1.32	1.31	1.31	1.31	1.26	1.27	1.30
Na2O	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.04	0.02
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.11	101.01	101.17	101.42	101.42	100.66	101.26	101.28
Oxygènes	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
Si	2.971	2.964	2.975	2.969	2.969	2.990	2.976	2.976
Ti	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001
Al	1.998	1.993	2.002	2.002	2.002	1.983	2.010	1.994
Cr	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Fe3	0.060	0.078	0.051	0.061	0.061	0.035	0.040	0.054
Fe2	1.951	1.937	1.955	1.944	1.944	1.990	1.972	1.965
Mn	0.045	0.043	0.043	0.044	0.044	0.043	0.044	0.045
Mg	0.863	0.870	0.861	0.870	0.870	0.850	0.846	0.854
Ca	0.108	0.109	0.108	0.108	0.108	0.105	0.105	0.107
Na	0.003	0.002	0.004	0.002	0.002	0.002	0.005	0.003
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Xalm	89.1	88.3	89.1	88.4	88.4	90.3	90.0	89.6
Xpyr	10.8	11.6	10.8	11.5	11.5	9.7	10.0	10.3
Xgro	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1
Xspss	0	0	0	0	0	0	0	0
Xfe	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69

Tableau III.4I: suite du profil

	g	g	g	g	g	g	g	g
SiO2	38.69	38.60	38.46	38.43	38.20	38.59	38.71	38.40
TiO2	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al2O3	22.07	21.86	22.18	21.94	21.76	21.96	21.94	21.76
Cr2O3	0.00	0.01	0.03	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03
Fe2O3	0.66	0.47	1.01	0.53	1.80	0.72	0.43	0.60
FeO	30.60	30.57	30.55	30.57	29.73	30.68	30.88	30.52
MnO	0.68	0.66	0.66	0.67	0.70	0.68	0.69	0.69
MgO	7.45	7.44	7.38	7.34	7.65	7.38	7.35	7.34
CaO	1.28	1.28	1.26	1.25	1.25	1.25	1.26	1.26
Na2O	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.40	100.89	101.43	100.73	100.95	101.23	101.27	100.54
Oxygènes	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
Si	2.979	2.988	2.963	2.980	2.954	2.979	2.988	2.984
Ti	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	2.004	1.995	2.014	2.006	1.984	1.999	1.997	1.994
Cr	0.000	0.001	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002
Fe3	0.038	0.027	0.058	0.031	0.105	0.042	0.025	0.035
Fe2	1.970	1.979	1.969	1.983	1.923	1.981	1.994	1.984
Mn	0.044	0.043	0.043	0.044	0.046	0.045	0.045	0.045
Mg	0.855	0.858	0.848	0.849	0.882	0.849	0.845	0.850
Ca	0.105	0.106	0.104	0.104	0.104	0.104	0.104	0.105
Na	0.003	0.002	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
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Xalm	89.7	89.7	89.4	90.0	88.0	90.0	90.6	90.0
Xpyr	10.3	10.3	10.6	10.0	12.0	10.0	9.4	10.0
Xgro	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Xspss	0	0	0	0	0	0	0	0
Xfe	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69

Tableau III.4J: suite du profil

	g	g	g	g	g	g	g	g
SiO2	38.42	38.26	38.47	38.57	38.53	38.74	38.56	38.34
TiO2	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.03	0.01
Al2O3	21.91	21.94	21.82	21.81	22.10	21.91	22.05	21.99
Cr2O3	0.04	0.02	0.03	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00
Fe2O3	0.96	0.96	0.89	0.70	0.53	0.62	0.74	1.02
FeO	30.55	30.37	30.38	30.66	30.71	30.79	30.64	30.45
MnO	0.68	0.67	0.68	0.70	0.66	0.71	0.70	0.69
MgO	7.32	7.34	7.40	7.33	7.24	7.24	7.19	7.12
CaO	1.29	1.27	1.30	1.35	1.40	1.49	1.52	1.56
Na2O	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.09	100.74	100.90	101.09	101.13	101.45	101.39	101.09
Oxygènes	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
Si	2.971	2.968	2.979	2.983	2.977	2.986	2.974	2.966
Ti	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001
Al	1.998	2.006	1.992	1.989	2.013	1.991	2.005	2.006
Cr	0.002	0.002	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000
Fe3	0.055	0.056	0.052	0.041	0.031	0.036	0.043	0.059
Fe2	1.976	1.970	1.967	1.983	1.985	1.985	1.977	1.971
Mn	0.045	0.044	0.045	0.046	0.043	0.047	0.046	0.045
Mg	0.844	0.848	0.853	0.845	0.834	0.831	0.826	0.821
Ca	0.107	0.105	0.108	0.112	0.116	0.123	0.126	0.130
Na	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Xalm	90.0	90.0	89.6	90.2	90.2	90.5	90.2	89.9
Xpyr	10.0	10.0	10.3	9.7	9.7	9.4	9.7	10.0
Xgro	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Xspss	0	0	0	0	0	0	0	0
Xfe	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69

Tableau III.4K: Fin du profil du grenat 08PC38.

Oxydes%	bi1	bi2	bi3	bi4	bi5	bi6	bi7	bi8	bi9	bi10	bi11	bi12	bi13
SiO2	36.26	36.35	36.63	35.43	36	36.84	36.63	37.06	36.08	36.27	35.29	36.49	35.9
TiO2	4.2	4.35	2.23	3.44	3.15	2.95	2.13	3.17	2.97	3.07	3.42	3.43	3.64
Al2O3	18.62	19.1	18.72	17.75	18.1	18.55	18.84	18.56	18.31	18.72	17.5	18.49	17.77
Cr2O3	0.08	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06	0.04	0.07	0.02	0.06	0.05	0.05	0.05
Fe2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	12.88	12.59	13.39	15.24	15.14	12.17	13.45	15	15.17	14.54	14.86	15.33	15.53
MnO	0.02	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.02	0.02
MgO	12.8	13.04	13.84	12.43	12.38	14.41	13.9	12.2	12.6	12.3	12.4	12.19	12.1
CaO	0.05	0.02	0.05	0.03	0.01	0.01	0.02	0.1	0.01	0.12	0.01	0.09	0.01
Na2O	0.24	0.27	0.11	0.11	0.1	0.2	0.14	0.14	0.09	0.14	0.07	0.13	0.08
K2O	9.82	9.82	9.91	9.91	9.88	9.94	10.04	9.78	9.69	9.26	9.6	9.58	9.8
Total	94.96	95.62	95	94.43	94.84	95.94	95.22	96.11	94.95	94.49	93.27	95.82	94.92
Cations pour 11 oxygènes													
Si	2.69	2.673	2.72	2.683	2.706	2.716	2.716	2.736	2.704	2.714	2.698	2.708	2.702
Ti	0.234	0.241	0.125	0.196	0.178	0.163	0.119	0.176	0.167	0.173	0.197	0.191	0.206
Al	1.628	1.655	1.639	1.585	1.604	1.613	1.647	1.615	1.618	1.652	1.577	1.617	1.577
Cr	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.003	0.002	0.004	0.001	0.003	0.003	0.003	0.003
Fe3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe2	0.799	0.774	0.832	0.965	0.952	0.751	0.834	0.926	0.951	0.91	1.577	0.951	0.977
Mn	0.001	0.001	0.002	0.002	0	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.003	0.002	0.001
Mg	1.415	0.038	1.532	1.403	1.386	1.583	1.536	1.342	1.407	1.372	1.413	1.348	1.357
Ca	0.004	0.921	0.004	0.003	0.001	0.001	0.002	0.008	0.001	0.009	0.001	0.007	0.001
Na	0.034	0.038	0.015	0.016	0.015	0.028	0.021	0.02	0.013	0.02	0.011	0.018	0.011
K	0.93	0.921	0.939	0.957	0.947	0.935	0.949	0.921	0.926	0.884	0.936	0.907	0.941
Total	7.742	7.737	7.811	7.814	7.794	7.795	7.826	7.75	7.789	7.738	7.789	7.754	7.778
Xphl	44.4	43.7	50	43.5	43.8	51.7	50.5	43.9	44.5	43.9	44	42.4	42.3
Xann	7.6	6.3	7.4	14.3	14.2	4.7	7.3	14.1	13.3	12.2	13.7	14.7	16
Xeast	48	50	42.6	42.2	42	43.6	42.3	42	42.2	43.9	42.3	42.9	41.7
Xfe	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.36	0.36	0.36	0.35	0.36	0.35	0.35

Tableau III.4L: Analyses microsonde de l'échantillon 08PC38 sur biotite.

Oxydes%	g1	g2	g3	g4	g5	g Coeur	g7	g8	g9	g10	g11	g12	g13
SiO2	38.12	38.66	38.68	38.09	38.56	38.57	38.27	38.17	38.23	38.59	38.24	38.11	38.1
TiO2	0.02	0	0.01	0	0.03	0.01	0	0.01	0	0.02	0.02	0.01	0
Al2O3	22.03	22.14	21.94	21.58	21.95	21.89	21.74	21.74	22	21.91	21.78	21.97	21.64
Cr2O3	0.04	0.02	0.02	0.03	0.03	0.06	0.03	0	0.01	0.01	0.04	0.02	0.01
Fe2O3	1.07	0.62	0.73	1.47	1.03	0.54	1.38	1.16	1.46	0.89	1.36	1.54	1.27
FeO	32.05	31.12	30.31	29.02	29.92	29.86	30.89	32.1	30.47	30.75	30.85	31.21	31.8
MnO	0.79	0.75	0.67	0.57	0.64	0.66	0.76	0.79	0.74	0.72	0.81	0.81	0.84
MgO	6.12	7.2	7.25	7.32	7.21	7.5	6.52	5.78	6.71	6.83	6.53	6.75	6.12
CaO	1.58	1.18	1.76	2.24	2.11	1.74	1.84	1.86	1.94	1.94	1.83	1.19	1.56
Na2O	0	0	0.02	0.01	0	0	0.03	0.01	0.01	0	0.02	0	0
K2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	101.86	101.63	101.32	100.18	101.38	100.78	101.32	101.5	101.41	101.59	101.1	101.45	101.23
Cations pour 12 oxygènes													
Si	2.955	2.977	2.982	2.966	2.971	2.984	2.967	2.97	2.956	2.977	2.964	2.951	2.968
Ti	0.002	0	0.001	0	0.002	0.001	0	0	0	0.001	0.001	0.001	0
Al	2.019	2.01	1.995	1.982	1.994	1.996	1.987	1.994	2.005	1.993	1.99	2.006	1.988
Cr	0.002	0.001	0.001	0.002	0.002	0.004	0.002	0	0	0.001	0.002	0.001	0.001
Fe3	0.066	0.036	0.042	0.086	0.06	0.032	0.081	0.068	0.085	0.051	0.08	0.09	0.075
Fe2	2.047	2.004	1.954	1.89	1.928	1.932	2.003	2.089	1.97	1.984	2	2.021	2.072
Mn	0.06	0.049	0.044	0.038	0.042	0.043	0.05	0.052	0.048	0.047	0.053	0.053	0.056
Mg	0.717	0.826	0.832	0.849	0.827	0.865	0.753	0.67	0.773	0.786	0.755	0.779	0.711
Ca	0.13	0.097	0.146	0.187	0.174	0.144	0.153	0.155	0.161	0.161	0.152	0.099	0.13
Na	0	0	0.003	0.002	0	0	0.004	0.002	0.001	0	0.002	0	0
K	0.002	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Xalm	94.3	90.9	89.3	87.2	88.8	88.4	92.3	94.0	91.1	91.3	92.0	92.3	94.4
XGrS	0.1	0.0	0.1	0.3	0.2	0.1	0.1	1.0	0.2	0.2	0.1	0.0	0.1
Xpyr	5.6	9.1	10.6	12.5	11.0	11.5	7.6	5.0	8.7	8.5	7.9	7.7	5.5
XSps	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Xfe	0.74	0.7	0.7	0.69	0.72	0.69	0.73	0.76	0.72	0.72	0.73	0.72	0.74

Tableau III.5A : Analyses microsonde sur un profil de grenat de l'échantillon 08PC39

Oxydes%	g1	g2	g3	Oxydes%	pl1	pl2	pl3	pl4	pl5	pl6	pl7	pl8	pl9
SiO2	38.12	38.04	37.71	SiO2	61.52	61.95	62.08	60.91	59.96	60.44	60.92	60.74	60.8
TiO2	0.03	0.02	0.01	TiO2	0	0.01	0	0.01	0.02	0.02	0	0.01	0.02
Al2O3	22.09	21.84	21.55	Al2O3	24.11	24.43	23.67	24.26	23.93	23.97	23.75	23.98	24.45
Cr2O3	0.03	0	0.03	Cr2O3	0.02	0.01	0	0	0.02	0	0	0	0
Fe2O3	1.14	1.14	1.56	Fe2O3	0.01	0.17	0.02	0.14	0.14	0.06	0.07	0.03	0.13
FeO	31.56	32.58	32.31	FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0.92	0.95	1.01	MnO	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0
MgO	6.2	5.64	5.44	MgO	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	1.57	1.45	1.54	CaO	5.32	5.28	5.37	5.24	5.21	5.23	5.14	5.37	5.52
Na2O	0	0	0.01	Na2O	8.61	8.5	8.45	8.33	8.62	8.37	8.54	8.36	8.14
K2O	0.02	0.02	0.02	K2O	0.25	0.21	0.27	0.19	0.16	0.26	0.17	0.25	0.18
Total	101.56	101.56	101.02	Total	99.88	100.58	99.87	99.09	98.06	98.34	98.6	98.75	99.23
Cations pour 12 oxygènes				Cation pour 8 oxygènes									
Si	2.955	2.963	2.958	Si	2.735	2.733	2.756	2.727	2.718	2.728	2.741	2.73	2.718
Ti	0.002	0.001	0.001	Ti	0	0	0	0	0.001	0.001	0	0	0.001
Al	2.019	2.006	1.993	Al	1.264	1.271	1.239	1.28	1.279	1.276	1.259	1.271	1.289
Cr	0.002	0	0.002	Cr	0.001	0.001	0	0	0.001	0	0	0	0
Fe3	0.066	0.067	0.092	Fe3	0	0.006	0.001	0.005	0.005	0.002	0.002	0.001	0.004
Fe2	2.047	2.123	2.119	Fe2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0.06	0.063	0.067	Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0.717	0.654	0.636	Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0.13	0.121	0.113	Ca	0.254	0.25	0.256	0.251	0.253	0.253	0.248	0.259	0.264
Na	0	0	0.001	Na	0.743	0.727	0.728	0.723	0.757	0.732	0.745	0.729	0.706
K	0.002	0.002	0.002	k	0.014	0.012	0.015	0.011	0.009	0.015	0.01	0.014	0.01
Total	8	8	8	Total	5.011	4.998	4.995	4.997	5.022	5.006	5.006	5.005	4.992
Xfe													
Xalm	0.31	0.34	0.34	Xan	0.42	0.42	0.42	0.42	0.41	0.42	0.41	0.43	0.45
Xpyr	0.02	0.016	0.0144	Xab	0.74	0.74	0.74	0.74	0.75	0.74	0.75	0.73	0.73
Xgro	0.0002	0.00017	0.00019										
Xspe	0	0	0										

Tableau III.5B : Analyses microsonde de l'échantillon 08PC39 sur grenat et plagioclase.

Oxydes%	bi1	bi2	bi3	bi4	bi5	bi6	bi7	bi8	bi9	bi10	bi11	bi12	bi13
SiO2	36.26	36.35	36.63	35.43	36	36.84	36.63	37.06	36.08	36.27	35.29	36.49	35.9
TiO2	4.2	4.35	2.23	3.44	3.15	2.95	2.13	3.17	2.97	3.07	3.42	3.43	3.64
Al2O3	18.62	19.1	18.72	17.75	18.1	18.55	18.84	18.56	18.31	18.72	17.5	18.49	17.77
Cr2O3	0.08	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06	0.04	0.07	0.02	0.06	0.05	0.05	0.05
Fe2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	12.88	12.59	13.39	15.24	15.14	12.17	13.45	15	15.17	14.54	14.86	15.33	15.53
MnO	0.02	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.02	0.02
MgO	12.8	13.04	13.84	12.43	12.38	14.41	13.9	12.2	12.6	12.3	12.4	12.19	12.1
CaO	0.05	0.02	0.05	0.03	0.01	0.01	0.02	0.1	0.01	0.12	0.01	0.09	0.01
Na2O	0.24	0.27	0.11	0.11	0.1	0.2	0.14	0.14	0.09	0.14	0.07	0.13	0.08
K2O	9.82	9.82	9.91	9.91	9.88	9.94	10.04	9.78	9.69	9.26	9.6	9.58	9.8
Total	94.96	95.62	95	94.43	94.84	95.94	95.22	96.11	94.95	94.49	93.27	95.82	94.92
Cations pour 11 oxygènes													
Si	2.69	2.673	2.72	2.683	2.706	2.716	2.716	2.736	2.704	2.714	2.698	2.708	2.702
Ti	0.234	0.241	0.125	0.196	0.178	0.163	0.119	0.176	0.167	0.173	0.197	0.191	0.206
Al	1.628	1.655	1.639	1.585	1.604	1.613	1.647	1.615	1.618	1.652	1.577	1.617	1.577
Cr	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.003	0.002	0.004	0.001	0.003	0.003	0.003	0.003
Fe3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe2	0.799	0.774	0.832	0.965	0.952	0.751	0.834	0.926	0.951	0.91	1.577	0.951	0.977
Mn	0.001	0.001	0.002	0.002	0	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.003	0.002	0.001
Mg	1.415	0.038	1.532	1.403	1.386	1.583	1.536	1.342	1.407	1.372	1.413	1.348	1.357
Ca	0.004	0.921	0.004	0.003	0.001	0.001	0.002	0.008	0.001	0.009	0.001	0.007	0.001
Na	0.034	0.038	0.015	0.016	0.015	0.028	0.021	0.02	0.013	0.02	0.011	0.018	0.011
K	0.93	0.921	0.939	0.957	0.947	0.935	0.949	0.921	0.926	0.884	0.936	0.907	0.941
Total	7.742	7.737	7.811	7.814	7.794	7.795	7.826	7.75	7.789	7.738	7.789	7.754	7.778
Xphl	44.4	43.7	50	43.5	43.8	51.7	50.5	43.9	44.5	43.9	44	42.4	42.3
Xann	7.6	6.3	7.4	14.3	14.2	4.7	7.3	14.1	13.3	12.2	13.7	14.7	16
Xeast	48	50	42.6	42.2	42	43.6	42.3	42	42.2	43.9	42.3	42.9	41.7
Xfe	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.36	0.36	0.36	0.35	0.36	0.35	0.35

Tableau III.5C : Analyses microsonde de l'échantillon 08PC39 sur biotite

Oxydes%	g1	g2 bord.	g3	g4	g5 cœur	g6	g7	g8	g9 bord.
SiO2	37.6	36.66	38.43	37.07	37.56	37.71	37.48	37.62	37.91
TiO2	0.02	0.02	0.02	0	0	0.02	0.02	0.03	0.02
Al2O3	21.45	20.72	21.64	21.16	21.29	21.36	21.15	21.24	21.79
Cr2O3	0.03	0.02	0.03	0.01	0.04	0.04	0.01	0.02	0.01
Fe2O3	1.17	2.35	0.81	1.29	1.01	1.11	1.1	0.95	0.67
FeO	26.49	29.37	28.39	25.82	26.46	26.55	26.31	26.31	27.1
MnO	2.78	4.2	2.36	4.03	4.33	4.32	4.25	3.96	3.43
MgO	4.22	3.42	4.85	3.69	3.69	3.74	3.73	3.77	3.38
CaO	6.31	3.12	5.07	6.04	5.67	5.78	5.85	6.17	6.57
Na2O	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02
K2O	0	0.02	0	0	0.03	0	0	0	0
Total	99.96	99.69	101.53	99.02	100.2	100.53	99.8	100	100.63
Cations pour 12 oxygènes									
Si	2.967	2.947	2.984	2.965	2.977	2.974	2.977	2.979	2.969
Ti	0.001	0.001	0.001	0	0	0.001	0.001	0.002	0.001
Al	1.996	1.964	1.982	1.995	1.99	1.986	1.981	1.983	2.022
Cr	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001
Fe3	0.07	0.142	0.047	0.078	0.06	0.066	0.066	0.057	0.04
Fe2	1.748	1.975	1.844	1.727	1.754	1.751	1.747	1.742	1.785
Mn	0.186	0.286	0.155	0.273	0.291	0.289	0.286	0.265	0.229
Mg	0.496	0.409	0.561	0.439	0.436	0.439	0.441	0.445	0.396
Ca	0.534	0.269	0.422	0.518	0.482	0.498	0.498	0.524	0.555
Na	0.002	0.002	0.002	0.004	0.004	0.004	0.003	0.002	0.002
K	0	0.003	0	0	0.003	0	0	0	0
Total	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Xalm	88.6	97.7	91.7	90.7	92.3	92.3	92.3	92.3	92.3
Xpyr	6	1.7	5.9	4.3	3.8	3.8	3.9	4.1	3
Xgro	5.3	0.4	2.3	4.6	3.5	3.6	3.7	4.4	4.9
Xspe	0.1	0.2	0.1	0.3	0.4	0.4	0.4	0.3	0.2
Xfe	0.83	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.81

Tableau III.6A : Analyses microsonde d'un profil de grenat de l'échantillon 08PC55.

Oxydes%	pl1	pl2	pl3	pl4	pl5	pl6	pl7
SiO2	58.39	60.23	58.78	59.59	58.87	58.96	59.52
TiO2	0	0.01	0	0	0	0	0.01
Al2O3	24.1	24.56	25.22	24.49	24.94	24.75	25.1
Cr2O3	0	0	0	0	0	0.02	0
Fe2O3	0	0.001	0.06	0.01	0.01	0.11	0.1
FeO	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0	0	0	0	0.1	0	0.02
MgO	0	0	0.01	0.01	0	0	0
CaO	5.95	6.42	6.92	6.07	6.36	6.61	6.66
Na2O	7.4	7.74	7.29	7.72	7.6	7.7	7.8
K2O	1.11	0.32	0.18	0.4	0.34	0.19	0.22
Total	96.96	99.32	98.46	98.28	98.13	98.35	99.43
Cation pour 8 oxygènes							
Si	2.69	2.699	2.659	2.697	2.672	2.672	2.669
Ti	0	0	0	0	0	0	0
Al	1.309	1.298	1.345	1.307	1.334	1.323	1.327
Cr	0	0	0	0	0	0.001	0
Fe3	0	0.001	0.002	0	0	0.004	0.004
Fe2	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0	0	0	0	0	0	0.001
Mg	0	0	0.01	0	0	0	0
Ca	0.294	0.308	6.92	0.294	0.309	0.321	0.32
Na	0.661	0.673	0.639	0.007	0.668	0.677	0.678
k	0.066	0.018	0.011	0.023	0.02	0.011	0.013
Total	5.019	4.997	4.992	4.999	5.005	5.008	5.011
Xan	0.898	0.51	0.55	0.49	0.51	0.52	0.52
Xab	1	0.68	0.66	0.69	0.68	0.68	0.68

Tableau III.6B : Analyses effectuées sur lame mince à la sonde électronique de l'échantillon 08PC55 sur le plagioclase

Oxydes%	bi1	bi1	bi2	bi3	bi3	bi4	bi5	bi6
SiO2	36.61	37.15	36.82	37.72	37.13	36.29	36.44	36.82
TiO2	1.37	1.35	1.89	1.27	1.34	1.33	1.26	1.79
Al2O3	18.89	18.94	18.51	19.88	18.92	18.74	18.94	18.78
Cr2O3	0	0.03	0.02	0	0.01	0	0.01	0.01
Fe2O3	0	0	1.88	1.88	1.88	1.88	1.88	0
FeO	16.62	16.51	16.58	14.54	16.58	16.48	16.7	16.54
MnO	0.12	0.12	0.11	0.11	0.14	0.14	0.21	0.14
MgO	12.12	11.89	11.92	11.36	12.27	11.83	12.09	11.89
CaO	0	0	0.01	0.08	0.04	0.06	0.01	0
Na2O	0	0.34	0.33	0.31	0.38	0.34	0.33	0.32
K2O	0.02	9.52	9.61	9.28	9.38	9.42	9.47	9.62
Total	96.96	95.87	97.7	96.45	98.1	96.52	97.35	95.92
Cations pour 11 oxygènes								
Si	2.737	2.763	2.708	2.764	2.713	2.701	2.691	2.742
Ti	0.077	0.076	0.104	0.07	0.074	0.074	0.07	0.101
Al	1.665	1.661	1.605	1.717	1.63	1.645	1.649	1.65
Cr	0	0.002	0.001	0	0.001	0	0.001	0
Fe3	0	0	0.104	0.104	0.103	0.105	0.104	0
Fe2	1.039	1.027	1.02	0.891	1.013	1.026	1.031	1.03
Mn	0.008	0.008	0.007	0.007	0.009	0.009	0.013	0.009
Mg	1.35	1.318	1.307	1.24	1.336	1.313	1.331	1.32
Ca	0	0	0.001	0.006	0.003	0.004	0.001	0
Na	0.044	0.049	0.047	0.044	0.054	0.049	0.047	0.047
K	0.911	0.903	0.902	0.868	0.874	0.895	0.892	0.914
Total	7.832	7.807	7.807	7.712	7.811	7.822	7.832	7.813
Xphl	0.079	0.077	0.059	0.061	0.064	0.062	0.063	0.073
Xann	0.033	0.032	0.028	0.018	0.027	0.028	0.029	0.032
Xeast	0.066	0.066	0.061	0.064	0.065	0.065	0.067	0.063

Tableau III.6C : Analyses effectuées sur lame mince à la sonde électronique de l'échantillon (08PC55) sur la biotite

Tableau III.7 : Résultats des estimations P-T pour l'échantillon 08PC64. (GBT)- thermomètre grenat-biotite, (GPBQ)- baromètre grenat-plagioclase-biotite-quartz, (GPAQ)- baromètre grenat-plagioclase-silicate d'alumine-quartz. Les pressions cœur et bordure sont calculées pour des températures respectivement de 600 et 500°C.

Thermomètre GBT		
Méthode de calibration	Minéral	T°C
Ferry & Spear, 1978	Grt (cœur)	600
	Grt (bordure)	450
Hodges & Spear, 1982	Grt (cœur)	620
	Grt (bordure)	470
Ferry, Spear & Berman, 1990	Grt (cœur)	620
	Grt(bordure)	475
Patinô-Douce et al., 1993	Grt (cœur)	620
	Grt(bordure)	480
Gessman et al., 1977	Grt (bordure)	600
	Grt (bordure)	450
Holdaway et al., 1997	Grt (cœur)	800
Baromètre GPBQ		P(Kbar) à 500°C
Hoisch, 1990 - Mg	Grt (cœur)	7
	Grt(bordure)	2.5
Hoisch, 1990 - Fe	Grt (cœur)	7
	Grt(bordure)	2.5
Baromètre GPAQ		P(Kbar) à 600°C
Newton & Haselton, 1982 - Ky	Grt (cœur)	4
	Grt(bordure)	5
Hodges & Spear, 1992 - Ky	Grt (cœur)	6
	Grt(bordure)	3
Ganguly & Saxena, 1984 - Ky	Grt (cœur)	6
	Grt(Bordure)	3
Hodges & Crowley, 1985 - Ky	Grt (cœur)	6.5
	Grt(borure)	3

Tableau III.8 : Estimations des conditions P-T pour l'échantillon 08PC24. (GBT)- thermomètre grenat-biotite, (GPBQ)- baromètre grenat-plagioclase-biotite-quartz, (GPAQ)- baromètre grenat-plagioclase-silicate d'alumine-quartz, (GMPQ)- baromètre grenat- muscovite-plagioclase-quartz, (GPBMQ)- baromètre grenat-plagioclase-biotite-muscovite-quartz. Les pressions cœur et bordure sont calculées pour des températures respectivement de 625 et 600°C.

Thermomètre GBT			
Méthode de calibration	Minéral		T(°C)
Ferry & Spear, 1978	Gr _t (cœur)		600
	Gr _t (bordure)		550
Hodges & Spear, 1982	Gr _t (cœur)		650
	Gr _t (bordure)		570
Ferry, Spear & Berman, 1990	Gr _t (cœur)		650
	Gr _t (bordure)		600
Patinô-Douce et al., 1993	Gr _t (cœur)		650
	Gr _t (bordure)		600
Gessman et al., 1977	Gr _t (bordure)		650
	Gr _t (bordure)		580
Baromètre GPBQ			P(Kbar)
Hoisch, 1990 - Mg	Gr _t (cœur)		12
	Gr _t (bordure)		8
Hoisch, 1990 - Fe	Gr _t (cœur)		12
	Gr _t bordure)		8
Baromètre GPAQ			P(Kbar)
Newton & Haselton, 1982 - Ky	Gr _t (cœur)		12
	Gr _t (bordure)		8
Hodges & Spear, 1992 - Ky	Gr _t (cœur)		11
	Gr _t (bordure)		7
Ganguly & saxena, 1984 - Ky	Gr _t (cœur)		11
	Gr _t (bordure)		7
Hodges & Crowley, 1985 - Ky	Gr _t (cœur)		11
	Gr _t (bordure)		7
Baromètre GPMQ			P(Kbar)
Hoges & Crowley, 1985	Gr _t (cœur)		10
Hoisch, 1990	Gr _t (bordure)		6.5
	Gr _t (cœur)		13
	Gr _t (bordure)		8.5
Baromètre GPBMQ			P(Kbar)
Ghent & Stout, 1981 - Fe	Gr _t (cœur)		9
	Gr _t (bordure)		6.5
Hodges & Crowley, 1985	Gr _t (cœur)		11
	Gr _t (bordure)		7.5
Powell & Holland, 1998	Gr _t (cœur)		11
	Gr _t (bordure)		8

Tableau III.9 : Estimations des conditions P-T pour l'échantillon 08PC31. (GBT)- thermomètre grenat-biotite, (GPBQ)- baromètre grenat-plagioclase-biotite-quartz, (GPAQ)- baromètre grenat-plagioclase-silicate d'aluminium-quartz, (GPMQ)- baromètre grenat-plagioclase-muscovite-quartz, (GPBMQ)- baromètre grenat-plagioclase-biotite-muscovite-quartz. Les pressions cœur et bordure sont calculées pour des températures respectivement de 620 et 580°C.

Thermomètre GBT		
Méthode de calibration	Minéral	T(°C)
Ferry & Spear, 1978	Gr _t (cœur)	580
	Gr _t (bordure)	550
Hodges & Spear, 1982	Gr _t (cœur)	610
	Gr _t (bordure)	580
Ferry, Spear & Berman, 1990	Gr _t (cœur)	630
	Gr _t (bordure)	580
Patinô-Douce et al., 1993	Gr _t (cœur)	630
	Gr _t (bordure)	610
Gessman et al., 1977	Gr _t (bordure)	600
	Gr _t (bordure)	550
Baromètre GPBQ		P(Kbar)
Hoisch, 1990 - Mg	Gr _t (cœur)	10
	Gr _t (bordure)	8
Hoisch, 1990 - Fe	Gr _t (cœur)	10
	Gr _t (bordure)	8
Baromètre GPAQ		P(Kbar)
Newton & Haselton, 1982 - Ky	Gr _t (cœur)	10
	Gr _t (bordure)	8
Hodges & Spear, 1992 - Ky	Gr _t (cœur)	8
	Gr _t (bordure)	7
Ganguly & saxena, 1984 - Ky	Gr _t (cœur)	8
	Gr _t (bordure)	7
Hodges & Crowely, 1985 - Ky	Gr _t (cœur)	8.5
	Gr _t (bordure)	7.5
Baromètre GPMQ		P(Kbar)
Hoges & Crowely, 1985 -Fe	Gr _t (cœur)	7.5
	Gr _t (bordure)	6.5
Hoges & Crowely, 1985 -Mg	Gr _t (cœur)	7.8
Baromètre GPBMQ		P(Kbar)
Ghent & Stout, 1981 - Fe	Gr _t (cœur)	6
	- Mg	6.5
Hodges & Crowely, 1985 -Fe	Gr _t (cœur)	7
Hoisch, 1990 -Fe	Gr _t (coeur)	8
	-Mg	9

Tableau III.10 : Estimations des conditions P-T pour l'échantillon 08PC38. (GBT)-thermomètre grenat-biotite, (GPBQ)- baromètre grenat-plagioclase-biotite-quartz, (GPAQ)- baromètre grenat-plagioclase-silicate d'aluminium-quartz. Les pressions sont calculées pour une température de 750°C.

Thermomètre GBT		
Méthode de calibration	Minéral	T(°C)
Ferry & Spear, 1978	Grt (cœur)	750
Hodges & Spear, 1982	Grt (cœur)	770
Ferry, Spear & Berman, 1990	Grt (cœur)	750
Patinô-Douce et al., 1993	Grt (cœur)	720
Gessman et al., 1977	Grt (cœur)	770
Holdaway et al., 1997	Grt (cœur)	780
Baromètre GPBQ		P(Kbar)
Hoisch, 1990 - Mg	Grt (cœur)	6 à 10
Hoisch, 1990 - Fe	Grt (cœur)	6 à 10
Baromètre GPAQ		P(Kbar)
Newton & Haselton, 1982 -Sill	Grt (cœur)	6 à 10
Hodges & Spear, 1992 - Sill	Grt (cœur)	4 à 8
Ganguly & Saxena, 1984 - Sill	Grt (cœur)	5 à 7
Hodges & Crowley, 1985 -Sill	Grt (cœur)	6 à 10

Tableau III.11 : Estimations des conditions P-T pour l'échantillon 08PC39. (GBT)-thermomètre grenat-biotite, (GPBQ)- baromètre grenat-plagioclase-biotite-quartz, (GPAQ)- baromètre grenat-plagioclase-silicate d'alumine-quartz. Les pressions cœur et bordure sont calculées pour des températures respectivement de 750 et 580°C.

Thermomètre GBT		
Méthode de calibration	Minéral	T(°C)
Ferry & Spear, 1978	Grt (cœur)	750
	Grt (bordure)	650
Hodges & Spear, 1982	Grt (cœur)	750
	Grt (bordure)	670
Ferry, Spear & Behann, 1990	Grt (cœur)	750
	Grt(bordure)	650
Patinô-Douce et al., 1993	Grt (cœur)	680
	Grt(bordure)	610
Gessman et al., 1977	Grt (bordure)	750
	Grt (bordure)	650
Baromètre GPBQ		P(Kbar)
Hoisch, 1990 - Mg	Grt (cœur)	9
	Grt(bordure)	7
Hoisch, 1990 - Fe	Grt (cœur)	9
	Grt(bordure)	7
Baromètre GPAQ		P(Kbar)
Newton & Haselton, 1982 -Sill	Grt (cœur)	8.5
	Grt(bordure)	6
Hodges & Spear, 1992 - Sill	Grt (cœur)	7
	Grt(bordure)	5.3
Ganguly & Saxena, 1984 - Sill	Grt (cœur)	8
	Grt(bordure)	5.7
Hodges & Crowley, 1985 - Sill	Grt (cœur)	8.3
	Grt(bordure)	6.2

Tableau III.12 : Estimations des conditions P-T de l'échantillon 08PC55. GBT)- thermomètre grenat-biotite, (GPBQ)- baromètre grenat-plagioclase-biotite-quartz. Les pressions cœur et bordure sont calculées pour des températures respectivement de 750 et 580°C.

Thermomètre GBT		
Méthode de calibration	Minéral	T(°C)
Ferry & Spear, 1978	Grt (cœur)	560
	Grt (bordure)	650
Hodges & Spear, 1982	Grt (cœur)	610
	Grt (bordure)	580
Ferry, Spear & Behann, 1990	Grt (cœur)	620
	Grt(bordure)	700
Patinô-Douce et al., 1993	Grt (cœur)	620
	Grt(bordure)	700
Gessman et al., 1977	Grt (cœur)	580
	Grt (bordure)	650
Baromètre GPBQ		
Hoisch, 1990 - Mg	Grt (cœur)	11
	Grt(bordure)	11
Hoisch, 1990 - Fe	Grt (cœur)	10
	Grt(bordure)	11

Annexe IV: Analyses géochimiques

Tableau IV.1 : Analyses géochimiques en éléments majeurs et en trace des échantillons du domaine externe et de l'unité orientale.

	Domaine externe		Unité orientale						
Eléments Majeurs (%)	pélite	micaschiste	granite	orthogneiss	marbre	paragneiss	micaschiste	quartzite	micaschiste
Echantillon	08PC05	09PC13	08PC11	08PC07	09PC06	08PC64	08PC24	08PC30	08PC31
SiO2	62.1	76.9	62.07	65.85	17.72	64.57	77.39	91.11	58.41
Al2O3	16.8	10.79	14.55	14.81	1.94	20.02	8.16	4.61	19.72
Fe2O3	9.13	3.47	6.73	4.73	0.91	8.07	5.02	0.67	8.96
MnO	0.01	0.03	0.12	0.077	0.06	0.06	0.1	0	0.17
MgO	1	0.84	1.52	1.12	14.39	2.44	3.31	0.16	3.12
CaO	<LD	0.32	4.13	3.36	25.88	0.15	0.58	<LD	2.57
Na2O	0.09	1.35	3.08	3.24	0.23	0.15	1.33	0.08	2.35
K2O	4.75	4.16	4.06	4.24	1.01	2.38	2.08	1.44	2.57
TiO2	1.06	0.27	1.05	0.69	0.1	1.1	0.32	0.16	0.78
P2O5	0.06	0.04	0.43	0.26	0.11	0.06	0.12	<LD	0.23
PF	4.28	2.14	1.49	1.82	36.52	0.62	1.62	1.2	1.83
Total	99.28	100.31	99.23	100.20	98.87	99.62	100.03	99.43	100.71
Na2O+K2O	4.84	5.51	7.14	7.48	1.24	2.53	3.41	1.52	4.92
Fe Total	8.22	3.12	6.06	4.26	0.82	7.26	4.52	0.60	8.06
Fe2O3/MgO	9.13	4.13	4.43	4.22	0.06	3.31	1.52	4.19	2.87
A/CNK	-	1.48	0.86	0.92	0.04	6.47	1.49	-	1.74
A/NK	3.18	1.60	1.54	1.49	1.32	7.09	1.84	2.73	2.97
Eléments en trace (ppm)									
Rb		167.29	119.54	110.67	15.19	120.22	56.43	34.81	120.33
Sr		48.11	310.35	368.88	77.19	23.76	53.31	12.04	203.29
Y		53.92	49.08	39.19	7.06	36.63	14.21	8.58	30.43
Zr		144.50	133.60	119.88	8.09	99.79	26.87	111.30	70.68
Nb		11.71	36.80	18.49	1.52	24.85	5.49	3.35	10.74
Cs		3.90	0.54	0.65	0.25	5.29	0.62	0.18	4.25
Ba		647.52	1712.07	1934.31	320.56	332.52	601.96	186.48	854.77
La		82.10	68.74	73.34	18.62	83.14	15.90	7.35	57.05
Ce		113.59	152.51	152.96	31.38	156.85	29.92	11.93	116.93
Pr		14.96	17.02	15.60	3.09	15.63	3.32	1.61	10.65
Nd		52.79	66.00	56.66	10.32	55.88	12.64	6.19	37.92
Sm		9.55	12.11	9.70	1.60	9.55	2.41	1.13	6.17
Eu		2.12	1.76	1.67	0.28	1.31	0.52	0.24	1.22
Gd		8.72	9.52	7.44	1.28	6.89	2.13	1.07	4.46
Tb		1.51	1.41	1.12	0.20	1.08	0.35	0.17	0.73
Dy		9.73	8.33	6.59	1.17	6.44	2.26	1.16	4.60
Ho		1.84	1.57	1.24	0.23	1.25	0.45	0.25	0.92
Er		4.96	4.21	3.36	0.62	3.48	1.29	0.75	2.62
Tm		0.71	0.58	0.47	0.09	0.52	0.19	0.11	0.39
Yb		4.57	3.72	3.03	584.00	3.47	1.23	0.74	2.65
Lu		0.63	0.59	0.47	0.09	0.54	0.19	0.12	0.42
Hf		3.52	3.02	2.82	0.23	2.51	0.56	2.40	1.73
Ta		0.75	1.19	0.67	0.06	1.33	0.19	0.18	0.53
Pb		7.86	17.25	15.97	38.47	6.23	2.31	0.64	15.00
Th		10.67	10.09	14.85	2.53	22.13	2.93	5.58	15.06
U		1.88	0.90	2.50	0.58	2.46	0.30	0.28	3.74
La/Yb		17.96	18.47	24.21	0.03	23.93	12.93	9.95	21.56
La/Sm		8.60	5.68	7.56	11.66	8.71	6.61	6.51	9.24
Th/Yb		2.33	2.71	4.90	0.00	6.37	2.38	7.57	5.69
Ta/Yb		0.16	0.32	0.22	0.00	0.38	0.15	0.25	0.20
Zr/Y		2.68	2.72	3.06	1.15	2.72	1.89	12.98	2.32

Tableau IV.1 (suite) Analyses géochimiques en éléments majeurs et en trace des échantillons de l'unité occidentale.

Eléments Majeurs (%)	Unité Occidentale											
	amphibolite 08PC49	diorite 08PC33	migmatite 08PC45	migmatite 08PC46	granite 09PC22	migmatite 08PC54	migmatite 08PC55	gneiss 08PC38	gneiss 08PC39	diorite 08PC34	amphibolite 08PC52	paragneiss 08PC40
Echantillon												
SiO ₂	47.48	61.14	69.2	66.81	-	70.79	57.8	62.67	56.71	56.84	50.44	70.36
Al ₂ O ₃	16.01	15.64	14.71	13.96	-	15.85	16.17	13.75	15.43	16.33	14.43	13.26
Fe ₂ O ₃	9.35	6.35	2.97	5.87	-	1.43	8.99	10.35	10.2	8.1	12.08	5.75
MnO	0.19	0.1	0.051	0.1	-	0.015	0.13	0.4	0.09	0.11	0.16	0.79
MgO	5.79	2.78	0.54	1.04	-	0.81	4.61	3.4	5.62	3.42	5.51	1.54
CaO	12.67	5.49	2.2	2.72	-	3.47	2.52	2.21	1.20	6.94	12.07	3.78
Na ₂ O	2.82	3.76	3.86	3.09	-	4.62	2.44	2.03	1.72	4.16	2.72	2.19
K ₂ O	0.18	2.6	4.67	4.61	-	0.89	4.07	1.84	5.59	1.08	0.22	0.56
TiO ₂	1.01	0.67	0.4	0.93	-	0.23	1.23	1.1	1.32	0.82	0.96	0.68
P ₂ O ₅	0.083	0.23	0.15	0.41	-	0.036	0.25	0.032	0.14	0.26	0.081	0.18
PF	3.48	0.94	1.1	0.92	-	0.93	1.83	1.05	0.98	1.35	0.78	0.83
Total	99.06	99.70	99.85	100.46	-	99.07	100.04	98.83	99.00	99.41	99.45	99.92
Na ₂ O+K ₂ O	3.00	6.36	8.53	7.70	-	5.51	6.51	3.87	7.31	5.24	2.94	2.75
Fe Total	8.41	5.71	2.67	5.28	-	1.29	8.09	9.31	9.18	7.29	10.87	5.17
Fe ₂ O ₃ /MgO	1.61	2.28	5.50	5.64	-	1.77	1.95	3.04	1.81	2.37	2.19	3.73
A/CNK	0.57	0.82	0.95	0.93	-	1.07	1.24	1.47	1.39	0.79	0.54	1.20
A/NK	3.31	1.74	1.29	1.39	-	1.85	1.92	2.58	1.74	2.04	3.06	3.15
Eléments en trace (ppm)												
Rb	1.64	59.57	67.03	78.89	11.92	28.23	146.84	56.40	-	12.59	4.54	15.67
Sr	153.67	573.79	347.35	281.93	820.85	706.72	207.94	335.46	-	708.62	97.73	317.18
Y	27.80	18.98	18.21	56.24	31.56	2.49	43.29	71.27	-	19.08	27.92	33.79
Zr	7.55	25.58	47.08	59.87	37.02	27.16	111.36	34.21	-	16.08	14.49	127.18
Nb	0.99	6.08	13.84	26.50	19.54	2.45	26.39	3.96	-	3.77	1.48	13.83
Ce	0.06	1.44	0.22	0.32	0.37	0.44	4.24	0.67	-	0.05	0.05	0.29
Ba	26.52	906.07	2663.79	2435.11	174.32	430.26	803.97	948.91	-	1020.25	18.99	242.89
La	2.13	30.50	39.75	110.94	22.42	9.77	42.69	13.83	-	31.01	4.90	29.47
Ce	6.65	64.33	83.87	218.95	51.57	15.09	90.99	24.78	-	64.65	12.88	63.09
Pr	1.14	7.11	8.75	22.78	7.23	2.06	9.80	2.62	-	7.51	1.89	6.78
Nd	6.59	27.47	32.86	85.84	34.19	8.19	37.10	9.91	-	29.46	9.57	25.65
Sm	2.31	4.79	5.47	14.69	7.99	1.50	6.96	2.24	-	5.12	2.85	5.35
Eu	0.95	1.09	1.04	2.90	2.51	1.15	1.55	1.18	-	1.33	0.91	1.11
Gd	3.39	3.71	4.01	11.17	7.86	1.21	5.97	4.58	-	4.00	3.76	5.21
Tb	0.62	0.54	0.57	1.68	1.14	0.15	0.98	1.20	-	0.56	0.67	0.89
Dy	4.36	3.25	3.29	9.91	6.34	0.66	6.57	10.03	-	3.31	4.72	5.55
Ho	0.93	0.62	0.61	1.86	1.03	0.08	1.40	2.36	-	0.63	0.98	1.07
Er	2.63	1.70	1.60	4.95	2.37	0.16	4.06	7.51	-	1.68	2.80	2.95
Tm	0.39	0.24	0.22	0.69	0.29	0.02	0.59	1.22	-	0.23	0.42	0.44
Yb	2.54	1.61	1.39	4.45	1.81	0.13	3.86	8.45	-	1.55	2.82	2.97
Lu	0.41	0.26	0.22	0.69	0.26	0.02	0.60	1.43	-	0.25	0.47	0.48
Hf	0.31	0.82	1.04	1.35	0.85	0.64	2.60	1.00	-	0.53	0.67	2.98
Ta	0.07	0.22	0.48	0.81	0.48	0.08	1.29	0.13	-	0.11	0.12	0.70
Pb	1.20	20.60	22.64	20.39	4.37	5.40	8.21	8.52	-	5.33	0.53	11.28
Th	0.12	7.72	4.00	10.06	0.65	2.37	13.62	3.07	-	0.27	1.09	11.04
U	0.31	1.00	0.40	0.73	0.21	0.18	1.58	0.14	-	0.09	0.06	1.69
La/Yb	0.84	18.99	28.51	24.95	12.40	73.47	11.05	1.64	-	19.95	1.74	9.93
La/Sm	0.93	6.37	7.26	7.55	2.81	6.52	6.13	6.19	-	6.05	1.72	5.50
Th/Yb	0.05	4.81	2.87	2.26	0.36	17.80	3.53	0.36	-	0.17	0.39	3.72
Ta/Yb	0.03	0.13	0.34	0.18	0.27	0.57	0.33	0.02	-	0.07	0.04	0.23
Zr/Y	0.27	1.35	2.59	1.06	1.17	10.90	2.57	0.48	-	0.84	0.52	3.76

Echantillon		$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{actuel}} \pm \text{erreur (2}\sigma)$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{initial}}$	$\epsilon_{\text{Sr}_{\text{initial}}}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{actuel}}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{actuel}} \pm \text{erreur (2}\sigma)$	$\epsilon_{\text{Nd}_{\text{actuel}}}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{initial}}$	$\epsilon_{\text{Nd}_{\text{initial}}}$	$T_{\text{CHUR Nd}}$	$T_{\text{DM Nd}}$				
Domaine Externe	pélite	08PC05*	-	8.2790919	12	-	-	0.511708	\pm	06	-18.2	-	-	-		
	micaschiste	09PC13	10.217	0.866430	\pm 10	0.5736*	-1830	0.109	0.511354	\pm	13	-25.1	0.50992	-19	2225	2429
Domaine interne	Oriental	granite	08PC11 [#]	1.117	0.734240	\pm 03	0.70222	0.8	0.111	0.511496	\pm 04	-22.3	0.51005	-0.3	2016	2268
		orthogneiss	08PC07b [#]	0.870	0.731690	\pm 03	0.70675	65	0.103	0.511386	\pm 04	-24.5	0.51003	-0.6	2035	2267
		marbre	09PC06 [#]	0.575	0.810597	\pm 08	0.79411	1309	0.093	0.511219	\pm 06	-27.7	0.51000	-1.3	2085	2290
		paragneiss	08PC64 [#]	14.685	0.739404	\pm 08	-	-	0.103	0.511814	\pm 04	-16.1	0.51046	7.8	1340	1711
		micaschiste	08PC24 [#]	3.068	0.725352	\pm 03	-	-	0.115	0.511143	\pm 08	-29.2	0.50964	-8.3	2766	2861
		quartzite	08PC30 [#]	8.447	0.811943	\pm 08	-	-	0.110	0.512043	\pm 02	-11.6	0.51060	10.0	1047	1505
		micaschiste	08PC31 [#]	1.715	0.724793	\pm 05	-	-	0.098	0.511303	\pm 03	-26.1	0.51002	-0.9	2058	2277
Domaine interne	Occidental	amphibolite	08PC49 [§]	0.031	0.703871	\pm 04	0.70363	-3	0.211	0.513023	\pm 07	7.5	0.51226	6.5	3998	1854
		diorite	08PC33 [#]	0.301	0.714810	\pm 13	0.70620	58	0.105	0.511250	\pm 04	-27.1	0.50987	-3.7	2301	2483
		migmatite	08PC45 [§]	0.559	0.714741	\pm 10	0.71036	92	0.100	0.511449	\pm 03	-23.2	0.51109	-16.5	1878	2136
		migmatite	08PC46 [§]	0.810	0.715859	\pm 07	0.70951	80	0.103	0.511480	\pm 06	-22.6	0.51111	-16.1	1883	2146
		granite	09PC22 [§]	0.042	0.709516	\pm 03	0.70919	76	0.141	0.512169	\pm 05	-9.2	0.51166	-5.3	1281	1848
		migmatite	08PC54 [§]	0.116	0.711686	\pm 04	0.71078	98	0.110	0.512610	\pm 04	-0.6	0.51221	5.5	50	724
		migmatite	08PC55 [§]	2.046	0.724545	\pm 04	0.70850	66	0.113	0.511750	\pm 04	-17.4	0.51134	-11.5	1619	1964
		paragneiss	08PC38 [§]	0.487	0.712455	\pm 12	0.70864	68	0.136	0.512218	\pm 07	-8.2	0.51173	-4.0	1058	1655
		gneiss	08PC39*	-	0.730501	\pm 06	-	-	-	0.511977	\pm 03	-12.9	-	-	-	-
		diorite	08PC34 [#]	0.051	0.706726	\pm 06	0.70532	44	0.105	0.511032	\pm 03	-31.4	0.50966	-8.0	2653	2763
		amphibolite	08PC52 [§]	0.134	0.704335	\pm 03	0.70328	-8	0.180	0.512854	\pm 03	4.2	0.51221	5.4	-1964	1043
		paragneiss	08PC40 [§]	0.143	0.713872	\pm 03	0.71275	126	0.126	0.512126	\pm 04	-10.0	0.51167	-5.1	1103	1624

Tableau IV.2. Résultats des isotopes du strontium et du néodyme pour l'ensemble des échantillons étudiés. Sur la base des données géochronologiques obtenues les échantillons ont été corrigés de l'effet de la désintégration radioactive "in situ" à 1990Ma pour les échantillons labellisés # et 550 Ma pour les échantillons labellisés §. Les rapports initiaux recalculés des échantillons ayant subi des pertes en rubidium rendant erroné ces valeurs n'ont pas été reportés dans le tableau (-). *: échantillon dont les teneurs en éléments en trace n'ont pas été mesurées. Les valeurs d'épsilon strontium et néodyme ont été calculées avec les valeurs suivantes du CHUR, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}= 0,7045$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}= 0,51264$. T_{DM} : âge modèle selon le modèle de Goldstein et al. (1984) et T_{CHUR} : âge modèle selon le modèle de De Paolo et Wasserburg (1976).

Annexe V : Résultats U-Pb et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Tableau V.1 : Résultats U-Pb pour les échantillons de l'unité orientale

Sample	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	²⁰⁸ Pb/	²⁰⁷ Pb/	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/	± (1σ)	²⁰⁶ Pb/	± (1σ)	Rho	Apparent ages (Ma)				Conc. (%)
					²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb		²³⁵ U		²³⁸ U			²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± (1σ)	
08PC11																	
#11-1	21	39	45	0.87	0.269	0.1222	0.0011	5.9654	0.1928	0.3541	0.0110	0.96	1954.4	52.1	1988.1	15.9	98.3
#11-2	15	33	32	1.03	0.315	0.1230	0.0013	5.9307	0.0864	0.3496	0.0036	0.72	1932.7	17.4	2000.7	17.9	96.6
#11-3	119	239	321	0.75	0.213	0.1236	0.0009	5.9389	0.0876	0.3486	0.0045	0.88	1928.0	21.6	2008.2	12.4	96.0
#11-4	57	81	129	0.63	0.181	0.1217	0.0008	5.9123	0.0788	0.3523	0.0040	0.85	1945.6	19.0	1981.5	12.3	98.2
#11-5	50	79	123	0.64	0.186	0.1220	0.0009	5.7720	0.1879	0.3431	0.0109	0.97	1901.4	51.9	1986.0	13.7	95.7
#11-6	12	26	26	1.00	0.296	0.1226	0.0011	5.8426	0.1947	0.3457	0.0111	0.96	1914.3	52.9	1993.8	16.2	96.0
#11-7	10	27	21	1.29	0.362	0.1221	0.0015	6.1413	0.1346	0.3648	0.0067	0.84	2004.9	31.6	1987.1	21.1	100.9
#11-8	50	101	132	0.77	0.195	0.1224	0.0010	5.9171	0.2141	0.3507	0.0123	0.97	1938.2	58.7	1990.8	14.8	97.4
#11-9	59	126	146	0.87	0.254	0.1221	0.0009	5.7341	0.0743	0.3405	0.0036	0.82	1889.2	17.4	1987.6	13.1	95.0
#11-10	66	199	144	1.39	0.394	0.1218	0.0009	5.9716	0.1229	0.3557	0.0069	0.94	1961.8	32.5	1982.2	12.8	99.0
#11-11	72	107	160	0.67	0.213	0.1218	0.0009	6.2233	0.1190	0.3707	0.0065	0.92	2032.6	30.7	1982.3	13.0	102.5
#11-12	38	58	81	0.72	0.209	0.1221	0.0010	6.1632	0.2402	0.3660	0.0139	0.98	2010.4	65.4	1987.8	14.9	101.1
#11-13	67	106	148	0.72	0.200	0.1228	0.0010	6.0688	0.2291	0.3583	0.0132	0.98	1974.3	62.4	1997.8	14.3	98.8
#11-14	37	74	92	0.80	0.229	0.1214	0.0008	5.4666	0.2335	0.3265	0.0138	0.99	1821.5	66.5	1977.3	12.3	92.1
#11-15	23	54	56	0.97	0.284	0.1238	0.0015	5.6024	0.2572	0.3283	0.0146	0.97	1830.0	70.2	2011.4	21.0	91.0
#11-16	57	114	151	0.76	0.205	0.1195	0.0010	4.9630	0.2015	0.3011	0.0120	0.98	1696.9	59.0	1949.2	15.0	87.1
#11-17	86	101	223	0.45	0.150	0.1294	0.0012	5.9223	0.2177	0.3319	0.0118	0.97	1847.6	56.9	2090.0	16.3	88.4
08PC07																	
#07-1	61	64	153	0.42	0.149	0.1209	0.0008	6.1918	0.0609	0.3713	0.0026	0.71	2035.4	12.1	1970.3	12.4	103.3
#07-2	38	59	92	0.64	0.181	0.1228	0.0011	6.0669	0.0867	0.3584	0.0040	0.78	1974.8	19.0	1996.7	15.7	98.9
#07-3	48	124	117	1.06	0.283	0.1216	0.0009	5.7485	0.0609	0.3430	0.0025	0.68	1901.0	11.8	1979.2	13.8	96.0
#07-4	69	156	161	0.97	0.239	0.1221	0.0009	6.2072	0.0738	0.3687	0.0035	0.80	2023.0	16.6	1987.4	12.5	101.8
#07-5	67	80	166	0.48	0.120	0.1206	0.0009	6.1603	0.0566	0.3703	0.0021	0.61	2031.0	9.7	1965.8	13.0	103.3
#07-6	93	50	249	0.20	0.057	0.1216	0.0008	6.2698	0.0585	0.3739	0.0024	0.70	2047.5	11.5	1980.3	11.8	103.4
#07-7	36	99	77	1.28	0.344	0.1233	0.0011	6.3386	0.0671	0.3727	0.0022	0.56	2042.2	10.4	2005.1	15.5	101.9
#07-8	74	97	194	0.50	0.144	0.1219	0.0009	6.0895	0.1547	0.3622	0.0088	0.96	1992.5	41.5	1984.8	13.1	100.4

Tableau V.1 (suite)

Sample	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± (1σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (1σ)	Rho	Apparent ages (Ma)				Conc. (%)
													²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± (1σ)	
#07-9	69	170	168	1.01	0.282	0.1218	0.0009	5.7982	0.0752	0.3452	0.0037	0.83	1911.7	17.9	1983.0	12.7	96.4
#07-10	30	74	71	1.05	0.270	0.1225	0.0009	6.0952	0.0562	0.3608	0.0020	0.62	1986.1	9.7	1993.1	12.8	99.6
#07-11	70	145	156	0.93	0.255	0.1227	0.0008	6.3820	0.0619	0.3771	0.0026	0.72	2062.9	12.2	1996.3	12.0	103.3
#07-12	232	434	561	0.77	0.193	0.1212	0.0008	6.1622	0.0750	0.3689	0.0038	0.84	2024.1	17.7	1973.4	11.7	102.6
#07-13	51	121	110	1.10	0.297	0.1224	0.0009	6.5352	0.0768	0.3872	0.0034	0.75	2109.9	15.9	1991.6	13.7	105.9
#07-14	162	256	387	0.66	0.176	0.1211	0.0008	6.1532	0.0712	0.3684	0.0035	0.81	2022.1	16.3	1972.8	11.9	102.5
#07-15	29	55	66	0.84	0.229	0.1205	0.0009	6.0655	0.0905	0.3650	0.0046	0.85	2005.9	21.9	1963.9	13.9	102.1
#07-16	43	61	105	0.58	0.167	0.1223	0.0010	6.0695	0.1297	0.3600	0.0072	0.93	1982.1	33.8	1989.8	13.9	99.6
#07-17	86	180	182	0.99	0.273	0.1217	0.0009	6.2752	0.0634	0.3741	0.0027	0.72	2048.5	12.7	1980.9	12.5	103.4
#07-18	93	124	251	0.49	0.131	0.1211	0.0009	5.9385	0.1061	0.3556	0.0058	0.92	1961.4	27.7	1972.6	12.5	99.4
#07-19	46	103	107	0.96	0.244	0.1211	0.0010	5.9804	0.1528	0.3582	0.0087	0.95	1973.5	41.1	1972.4	14.3	100.1
#07-20	61	139	142	0.98	0.264	0.1215	0.0010	6.1422	0.0649	0.3668	0.0025	0.65	2014.1	11.8	1977.8	14.2	101.8
#07-21	76	115	196	0.59	0.161	0.1211	0.0008	6.2165	0.0924	0.3722	0.0049	0.88	2039.8	22.9	1973.0	12.4	103.4
#07-22	80	178	176	1.01	0.281	0.1237	0.0009	6.4722	0.0605	0.3796	0.0022	0.61	2074.5	10.1	2009.6	13.1	103.2
#07-23	109	283	344	0.82	0.348	0.1222	0.0009	4.4545	0.2784	0.2644	0.0164	0.99	1512.4	83.1	1988.3	12.9	76.1
#07-24	96	161	220	0.73	0.210	0.1210	0.0008	6.2769	0.0515	0.3762	0.0016	0.52	2058.3	7.6	1971.4	12.4	104.4
#07-25	42	93	89	1.05	0.289	0.1216	0.0009	6.1160	0.0680	0.3647	0.0029	0.72	2004.5	13.8	1980.1	13.7	101.2
#07-26	106	93	300	0.31	0.083	0.1211	0.0008	5.9879	0.1033	0.3586	0.0057	0.93	1975.3	27.1	1972.8	11.6	100.1
#07-27	46	106	110	0.96	0.259	0.1219	0.0010	5.9831	0.0606	0.3561	0.0022	0.61	1963.5	10.5	1983.8	14.2	99.0
#07-28	130	295	321	0.92	0.237	0.1219	0.0009	6.0209	0.0975	0.3583	0.0052	0.90	1974.1	24.7	1983.9	12.7	99.5
08PC24																	
#24-1	93	202	232	0.87	0.246	0.1200	0.0007	5.6779	0.0532	0.3432	0.0026	0.81	1902.0	12.4	1956.1	9.8	97.2
#24-2	53	88	137	0.64	0.179	0.1205	0.0009	5.8897	0.0848	0.3545	0.0044	0.87	1955.9	21.1	1963.8	12.5	99.6
#24-3	124	274	319	0.86	0.242	0.1193	0.0006	5.4854	0.0786	0.3334	0.0044	0.93	1854.9	21.4	1946.1	9.4	95.3
#24-4	113	277	278	1.00	0.277	0.1196	0.0007	5.7236	0.1061	0.3471	0.0061	0.95	1920.7	29.1	1950.3	10.5	98.5
#24-5	82	211	197	1.07	0.291	0.1199	0.0006	5.6808	0.0823	0.3436	0.0047	0.93	1904.0	22.3	1954.8	9.2	97.4
#24-6	120	253	300	0.84	0.236	0.1199	0.0007	5.8630	0.1281	0.3546	0.0075	0.97	1956.8	35.5	1954.8	10.1	100.1
#24-7	92	193	232	0.83	0.233	0.1203	0.0007	5.5738	0.0485	0.3361	0.0023	0.78	1867.8	11.0	1960.4	9.6	95.3

Tableau V.1 (suite)

Sample	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± (1σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (1σ)	Rho	Apparent ages (Ma)				Conc. (%)
													²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± (1σ)	
#24-8	76	149	204	0.73	0.192	0.1200	0.0007	5.4426	0.0502	0.3290	0.0023	0.76	1833.5	11.2	1956.0	10.6	93.7
#24-9	58	132	136	0.97	0.274	0.1207	0.0007	5.8858	0.0543	0.3537	0.0026	0.79	1952.3	12.2	1966.4	10.1	99.3
#24-10	57	103	139	0.74	0.205	0.1200	0.0007	5.9416	0.0878	0.3592	0.0048	0.91	1978.4	22.8	1955.8	11.1	101.2
#24-11	149	526	343	1.53	0.387	0.1202	0.0006	5.5008	0.0414	0.3319	0.0017	0.70	1847.5	8.4	1959.3	9.6	94.3
#24-12	62	120	162	0.74	0.210	0.1187	0.0006	5.5391	0.0448	0.3385	0.0021	0.77	1879.6	10.1	1936.3	9.2	97.1
#24-13	42	107	92	1.16	0.335	0.1205	0.0008	5.9352	0.0445	0.3573	0.0013	0.49	1969.4	6.2	1963.2	11.6	100.3
#24-14	67	49	199	0.25	0.070	0.1193	0.0007	5.4335	0.0565	0.3303	0.0029	0.83	1839.6	13.8	1946.1	10.3	94.5
#24-15	98	142	260	0.54	0.156	0.1196	0.0007	5.5936	0.0741	0.3391	0.0041	0.91	1882.2	19.6	1951.0	9.9	96.5
#24-16	76	146	187	0.78	0.227	0.1200	0.0007	5.7716	0.0682	0.3487	0.0036	0.88	1928.3	17.2	1956.9	10.2	98.5
#24-17	114	239	277	0.87	0.243	0.1198	0.0007	5.6897	0.0634	0.3443	0.0033	0.87	1907.4	15.9	1954.0	9.8	97.6
#24-18	98	230	234	0.98	0.271	0.1203	0.0007	5.7469	0.0830	0.3465	0.0046	0.92	1917.7	22.1	1960.7	9.8	97.8
#24-19	116	299	294	1.02	0.277	0.1205	0.0007	5.3660	0.0529	0.3230	0.0026	0.83	1804.5	12.8	1963.3	9.9	91.9
08PC31																	
#31-1	63	300	111	2.70	0.687	0.1202	0.0008	5.7903	0.1293	0.3495	0.0075	0.96	1932.0	35.6	1958.8	11.3	98.6
#31-2	93	138	254	0.54	0.151	0.1258	0.0005	5.7292	0.0720	0.3302	0.0040	0.95	1839.3	19.1	2040.7	6.7	90.1
#31-3	86	4	1180	0.00	0.001	0.0570	0.0004	0.6294	0.0090	0.0800	0.0010	0.89	496.4	6.1	492.6	14.0	100.8
#31-4	41	2	532	0.00	0.001	0.0577	0.0003	0.6885	0.0100	0.0866	0.0011	0.91	535.3	6.8	517.4	13.1	103.5
#31-5	61	175	167	1.05	0.370	0.1141	0.0011	4.5490	0.0558	0.2892	0.0023	0.65	1637.5	11.6	1865.5	16.7	87.8
#31-6	86	99	215	0.46	0.146	0.1302	0.0012	6.5407	0.0812	0.3644	0.0030	0.67	2003.1	14.4	2100.3	16.0	95.4
#31-7	111	531	204	2.61	0.717	0.1212	0.0011	5.7968	0.0939	0.3469	0.0047	0.83	1919.5	22.4	1974.1	15.9	97.2
#31-8	168	104	536	0.20	0.049	0.1250	0.0011	5.5297	0.0908	0.3209	0.0044	0.84	1794.3	21.5	2028.3	15.9	88.5
#31-9	192	411	782	0.53	0.122	0.1452	0.0020	4.6300	0.1795	0.2313	0.0084	0.93	1341.4	43.7	2289.8	23.6	58.6
#31-10	324	697	937	0.74	0.205	0.1181	0.0010	4.8590	0.0503	0.2984	0.0017	0.55	1683.4	8.4	1927.6	15.4	87.3
#31-11	136	573	434	1.32	0.362	0.1551	0.0021	5.5046	0.3142	0.2574	0.0143	0.97	1476.5	72.7	2403.0	23.4	61.4
#31-12	117	61	1587	0.04	0.002	0.0577	0.0005	0.6318	0.0076	0.0794	0.0006	0.67	492.5	3.8	518.6	19.5	95.0
#31-13	113	96	1537	0.06	0.003	0.0575	0.0005	0.6259	0.0069	0.0790	0.0005	0.59	490.0	3.1	510.1	19.4	96.1
#31-14	189	223	501	0.45	0.149	0.1620	0.0015	7.2649	0.0799	0.3253	0.0019	0.54	1815.6	9.5	2476.3	15.5	73.3
#31-15	131	183	273	0.67	0.200	0.1695	0.0016	9.9109	0.2117	0.4242	0.0081	0.90	2279.4	36.7	2552.3	15.8	89.3

Tableau V.1 (suite et fin)

Sample	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	²⁰⁸ Pb/	²⁰⁷ Pb/	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/	± (1σ)	²⁰⁶ Pb/	± (1σ)	Rho	Apparent ages (Ma)				Conc. (%)
					²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb		²³⁵ U		²³⁸ U			²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± (1σ)	
#31-16	110	195	198	0.99	0.274	0.1718	0.0015	10.5814	0.1597	0.4467	0.0055	0.81	2380.4	24.3	2575.4	14.6	92.4
#31-17	35	1	469	0.00	0.001	0.0570	0.0014	0.6753	0.0191	0.0859	0.0012	0.48	531.0	6.9	493.3	53.9	107.6
#31-18	111	16	1922	0.01	0.001	0.0581	0.0013	0.6378	0.0176	0.0796	0.0013	0.59	493.9	7.8	533.6	47.9	92.6
#31-19	163	99	366	0.27	0.039	0.1715	0.0015	10.0818	0.1355	0.4262	0.0044	0.76	2288.7	19.7	2572.8	14.4	89.0
#31-20	249	67	797	0.08	0.030	0.1389	0.0012	5.9599	0.0633	0.3112	0.0019	0.57	1746.5	9.3	2213.7	15.1	78.9
#31-21	264	330	703	0.47	0.145	0.1606	0.0015	7.3375	0.1227	0.3313	0.0047	0.84	1844.9	22.5	2462.1	15.3	74.9
#31-22	91	8	1190	0.01	0.001	0.0572	0.0005	0.6546	0.0065	0.0830	0.0004	0.44	513.7	2.1	500.3	19.6	102.7
#31-23	236	304	667	0.46	0.151	0.1607	0.0018	7.6512	0.3112	0.3453	0.0135	0.96	1912.0	64.4	2463.3	18.8	77.6
#31-24	240	111	638	0.17	0.038	0.1422	0.0025	7.2378	0.1545	0.3690	0.0045	0.57	2024.8	21.1	2254.8	30.0	89.8

Tableau V.2 : Résultats U-Pb pour les échantillons de l'unité occidentale

Sample	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	²⁰⁸ Pb/	²⁰⁷ Pb/	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/	± (1σ)	²⁰⁶ Pb/	± (1σ)	Rho	Apparent ages (Ma)				Conc. (%)
					²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb		²³⁵ U		²³⁸ U			²⁰⁶ Pb/	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/	± (1σ)	
08PC33 zircon																	
#33-1	32	82	66	1.23	0.373	0.1224	0.0010	6.0601	0.0611	0.3591	0.0021	0.58	1978.0	10.0	1991.3	14.5	99.3
#33-2	17	2	215	0.01	0.003	0.0575	0.0006	0.6684	0.0082	0.0843	0.0005	0.48	521.8	2.9	510.9	23.6	102.1
#33-3	45	59	119	0.49	0.183	0.1222	0.0009	5.6783	0.1561	0.3370	0.0089	0.96	1872.1	42.8	1988.8	13.6	94.1
#33-4	14	1	171	0.01	0.003	0.0590	0.0005	0.7147	0.0089	0.0879	0.0008	0.72	543.0	4.7	566.5	18.7	95.8
#33-5	57	66	155	0.42	0.185	0.1212	0.0009	5.4981	0.0785	0.3291	0.0041	0.86	1834.1	19.6	1973.4	12.8	92.9
#33-6	32	97	67	1.44	0.409	0.1203	0.0010	5.8944	0.0755	0.3554	0.0034	0.75	1960.1	16.3	1960.7	15.0	100.0
#33-7	32	52	97	0.54	0.206	0.1190	0.0010	4.7828	0.1084	0.2916	0.0062	0.93	1649.5	30.7	1940.7	14.6	85.0
#33-8	39	116	83	1.39	0.393	0.1219	0.0009	5.8992	0.0729	0.3510	0.0035	0.81	1939.5	16.7	1984.0	12.9	97.8
#33-9	31	83	69	1.22	0.367	0.1214	0.0011	5.6464	0.0700	0.3374	0.0029	0.68	1874.3	13.8	1976.4	16.0	94.8
#33-10	98	70	275	0.25	0.220	0.1222	0.0009	5.4512	0.0900	0.3235	0.0048	0.89	1806.8	23.2	1988.8	13.0	90.9
#33-11	66	144	148	0.97	0.271	0.1203	0.0009	5.9412	0.0726	0.3583	0.0035	0.80	1974.0	16.5	1960.2	13.1	100.7
#33-12	68	154	158	0.98	0.310	0.1211	0.0009	5.7169	0.0671	0.3423	0.0032	0.79	1897.8	15.2	1972.9	12.8	96.2
#33-13	58	137	140	0.98	0.291	0.1204	0.0009	5.5377	0.0557	0.3335	0.0021	0.63	1855.4	10.2	1962.5	13.9	94.5
#33-14	43	116	85	1.37	0.377	0.1210	0.0009	6.1341	0.0781	0.3677	0.0038	0.82	2018.8	18.1	1970.7	12.9	102.4
#33-15	24	60	51	1.17	0.328	0.1211	0.0010	6.0714	0.0732	0.3636	0.0032	0.73	1999.2	15.1	1972.6	14.6	101.4
#33-16	46	82	265	0.31	0.173	0.1002	0.0018	2.0860	0.0854	0.1509	0.0056	0.90	906.1	31.1	1628.6	32.5	55.6
#33-17	39	90	93	0.96	0.277	0.1221	0.0009	5.6605	0.0562	0.3362	0.0022	0.65	1868.2	10.5	1987.5	13.3	94.0
#33-18	74	137	181	0.76	0.246	0.1215	0.0010	5.8048	0.0657	0.3465	0.0028	0.70	1917.8	13.2	1978.5	14.2	96.9
#33-19	34	84	76	1.11	0.317	0.1214	0.0012	6.0023	0.0722	0.3586	0.0026	0.61	1975.5	12.5	1976.9	16.8	99.9
#33-20	30	77	65	1.19	0.329	0.1215	0.0010	6.0159	0.0823	0.3590	0.0038	0.78	1977.5	18.2	1978.8	15.1	99.9
#33-21	56	83	150	0.55	0.151	0.1214	0.0009	5.8389	0.1575	0.3489	0.0090	0.96	1929.3	43.1	1976.6	13.3	97.6
#33-22	28	53	105	0.51	0.204	0.1128	0.0008	3.5450	0.0364	0.2280	0.0016	0.68	1323.9	8.4	1844.6	13.5	71.8
#33-23	35	102	80	1.27	0.338	0.1212	0.0010	5.7123	0.0694	0.3420	0.0031	0.74	1896.1	14.8	1973.3	14.4	96.1
#33-24	51	86	133	0.65	0.215	0.1214	0.0009	5.5014	0.1025	0.3286	0.0056	0.91	1831.5	27.0	1977.4	13.7	92.6
#33-25	47	70	141	0.50	0.167	0.1210	0.0011	5.0467	0.0575	0.3025	0.0022	0.63	1703.7	10.7	1971.0	15.8	86.4
#33-26	27	65	66	1.00	0.312	0.1203	0.0011	5.8114	0.1902	0.3505	0.0110	0.96	1936.8	52.4	1960.1	16.2	98.8
#33-27	21	68	64	1.07	0.319	0.1160	0.0011	4.2010	0.0885	0.2626	0.0049	0.89	1503.4	25.1	1895.6	17.3	79.3

Tableau V.2 (suite)

Sample	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± (1σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (1σ)	Rho	Apparent ages (Ma)				Conc. (%)
													²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± (1σ)	
08PC34																	
zircon																	
#34-1	135	269	294	0.92	0.271	0.1204	0.0008	5.8652	0.1556	0.3532	0.0090	0.97	1950.0	43.0	1962.6	12.2	99.4
#34-2	98	173	234	0.74	0.204	0.1208	0.0008	6.1448	0.0735	0.3690	0.0036	0.81	2024.5	16.9	1967.9	12.4	102.9
#34-3	112	153	297	0.51	0.162	0.1185	0.0008	5.6458	0.0798	0.3456	0.0043	0.88	1913.7	20.5	1933.3	12.1	99.0
#34-4	88	153	198	0.77	0.218	0.1204	0.0008	5.9940	0.0703	0.3612	0.0035	0.82	1987.6	16.4	1961.7	11.9	101.3
#34-5	53	78	134	0.58	0.167	0.1209	0.0010	5.9271	0.1223	0.3556	0.0068	0.92	1961.3	32.1	1969.3	14.2	99.6
#34-6	113	191	270	0.71	0.200	0.1209	0.0008	6.1379	0.0785	0.3683	0.0040	0.84	2021.3	18.6	1969.2	12.3	102.6
#34-7	86	169	228	0.74	0.201	0.1191	0.0008	5.4295	0.0581	0.3306	0.0027	0.77	1841.2	13.2	1943.1	12.1	94.8
#34-8	81	126	213	0.59	0.167	0.1208	0.0009	5.6755	0.0630	0.3406	0.0029	0.77	1889.6	14.0	1968.8	12.5	96.0
#34-9	109	283	283	1.00	0.265	0.1211	0.0008	5.3482	0.0569	0.3204	0.0027	0.79	1791.5	13.1	1972.1	11.6	90.8
#34-10	96	222	259	0.86	0.236	0.1197	0.0009	5.2674	0.0805	0.3191	0.0043	0.88	1785.5	20.9	1951.8	12.9	91.5
#34-11	142	448	341	1.32	0.362	0.1192	0.0008	5.4265	0.0553	0.3300	0.0024	0.73	1838.6	11.9	1945.0	12.4	94.5
#34-12	134	491	315	1.56	0.408	0.1196	0.0009	5.3249	0.0626	0.3229	0.0030	0.79	1803.7	14.6	1950.5	12.8	92.5
#34-13	83	153	192	0.80	0.225	0.1207	0.0008	5.8398	0.0955	0.3510	0.0052	0.91	1939.3	24.9	1966.2	12.1	98.6
#34-14	161	290	362	0.80	0.227	0.1210	0.0008	5.9845	0.1355	0.3586	0.0077	0.95	1975.4	36.7	1971.7	12.0	100.2
#34-15	167	399	409	0.98	0.259	0.1219	0.0008	5.7728	0.0591	0.3436	0.0026	0.74	1903.9	12.5	1983.6	12.2	96.0
#34-16	57	120	132	0.91	0.256	0.1190	0.0008	5.3939	0.1511	0.3287	0.0089	0.97	1832.3	43.1	1941.2	12.6	94.4
#34-17	84	135	203	0.67	0.183	0.1208	0.0008	6.0815	0.1735	0.3652	0.0101	0.97	2006.6	47.6	1967.9	12.3	102.0
#34-18	114	277	287	0.96	0.238	0.1208	0.0008	5.8299	0.2078	0.3502	0.0123	0.98	1935.4	58.2	1967.3	12.2	98.4
#34-19	35	54	79	0.68	0.198	0.1205	0.0009	5.9732	0.1334	0.3594	0.0075	0.94	1979.4	35.7	1964.1	13.6	100.8
#34-20	73	151	182	0.83	0.228	0.1212	0.0009	5.8587	0.0656	0.3505	0.0030	0.75	1937.0	14.1	1974.3	13.1	98.1
#34-21	116	219	294	0.75	0.206	0.1210	0.0009	5.8570	0.0909	0.3510	0.0048	0.89	1939.4	23.0	1971.4	12.8	98.4
#34-22	69	106	170	0.62	0.172	0.1211	0.0010	5.8122	0.2349	0.3482	0.0138	0.98	1925.8	65.5	1972.1	14.7	97.7
#34-23	57	90	163	0.55	0.140	0.1201	0.0010	5.7127	0.2271	0.3449	0.0134	0.98	1910.3	64.0	1958.0	14.3	97.6
#34-24	62	142	173	0.82	0.222	0.1179	0.0010	5.2789	0.1927	0.3248	0.0115	0.97	1813.2	55.7	1924.2	15.8	94.2
#34-25	105	174	265	0.66	0.172	0.1201	0.0008	5.9354	0.0590	0.3585	0.0025	0.71	1975.3	11.9	1957.2	12.5	100.9
#34-26	33	47	67	0.70	0.208	0.1208	0.0010	6.0135	0.1683	0.3610	0.0097	0.96	1986.9	45.7	1968.2	14.3	100.9
#34-27	98	260	230	1.13	0.300	0.1199	0.0009	5.8776	0.0659	0.3556	0.0029	0.73	1961.5	13.9	1954.2	13.6	100.4
#34-28	73	144	170	0.85	0.239	0.1207	0.0009	6.0930	0.0904	0.3660	0.0047	0.87	2010.5	22.2	1967.2	13.1	102.2

Tableau V.2 (suite)

Sample	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± (1σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (1σ)	Rho	Apparent ages (Ma)				Conc. (%)
													²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± (1σ)	
08PC40 monazite																	
#40-1	504		1449			0.0587	0.0005	0.7101	0.0071	0.0878	0.0005	0.61	542.5	3.2	554.5	17.2	97.8
#40-2	470		1303			0.0585	0.0004	0.7306	0.0072	0.0905	0.0006	0.68	558.7	3.6	549.9	15.7	101.6
#40-3	507		1404			0.0593	0.0004	0.7443	0.0059	0.0911	0.0004	0.56	562.1	2.4	576.3	14.3	97.5
#40-4	427		1198			0.0591	0.0004	0.7310	0.0060	0.0898	0.0004	0.57	554.1	2.5	569.4	14.5	97.3
#40-5	581		1868			0.0562	0.0004	0.6116	0.0052	0.0789	0.0003	0.48	489.7	1.9	460.3	16.4	106.4
#40-6	603		1830			0.0579	0.0004	0.6594	0.0058	0.0827	0.0004	0.53	512.0	2.3	524.5	16.3	97.6
#40-7	657		1976			0.0581	0.0004	0.6724	0.0049	0.0839	0.0003	0.43	519.2	1.6	535.3	14.4	97.0
#40-8	430		1276			0.0579	0.0005	0.6749	0.0072	0.0845	0.0006	0.68	523.2	3.6	525.7	17.2	99.5
#40-9	684		1964			0.0576	0.0005	0.6914	0.0064	0.0871	0.0004	0.52	538.5	2.5	513.0	17.2	105.0
#40-10	608		1863			0.0575	0.0004	0.6513	0.0059	0.0822	0.0005	0.60	509.1	2.7	510.1	15.8	99.8
#40-11	765		2109			0.0588	0.0004	0.7369	0.0068	0.0908	0.0006	0.68	560.5	3.4	561.0	14.7	99.9
#40-12	781		2133			0.0586	0.0004	0.7402	0.0068	0.0916	0.0006	0.67	564.7	3.3	553.6	15.0	102.0
#40-13	567		1835			0.0564	0.0004	0.6129	0.0056	0.0788	0.0004	0.58	488.9	2.5	468.7	16.5	104.3
#40-14	546		1725			0.0563	0.0004	0.6167	0.0059	0.0795	0.0005	0.60	493.2	2.7	462.6	16.7	106.6
#40-15	303		842			0.0592	0.0004	0.7317	0.0058	0.0897	0.0004	0.62	553.5	2.6	574.2	13.6	96.4
#40-16	299		851			0.0587	0.0004	0.7114	0.0076	0.0878	0.0007	0.71	542.7	4.0	557.9	16.3	97.3
#40-17	459		1373			0.0577	0.0004	0.6631	0.0061	0.0833	0.0004	0.57	515.8	2.6	519.8	16.3	99.2
#40-18	403		1213			0.0579	0.0005	0.6605	0.0065	0.0827	0.0004	0.53	512.4	2.6	526.3	18.2	97.4
#40-19	566		1597			0.0590	0.0004	0.7151	0.0066	0.0880	0.0006	0.73	543.6	3.5	565.4	13.6	96.1
#40-20	502		1423			0.0591	0.0005	0.7139	0.0074	0.0877	0.0005	0.57	541.7	3.1	569.4	18.3	95.1
#40-21	693		2200			0.0569	0.0004	0.6174	0.0059	0.0787	0.0005	0.72	488.1	3.2	488.7	14.5	99.9

Tableau V.2 (suite)

Sample	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	²⁰⁸ Pb/	²⁰⁷ Pb/	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/	± (1σ)	²⁰⁶ Pb/	± (1σ)	Rho	Apparent ages (Ma)				Conc. (%)
					²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb		²³⁵ U		²³⁸ U			²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± (1σ)	
08PC52																	
#52-1	0.13	0.09	1.5	0.06	0.051	0.0605	0.0031	0.7103	0.0383	0.0851	0.0016	0.34	526.6	9.4	622.5	105.6	84.6
#52-2	0.17	0.17	2.1	0.08	0.048	0.0614	0.0029	0.6939	0.0347	0.0820	0.0014	0.35	508.2	8.6	651.6	97.3	78.0
#52-3	0.05	0.01	0.5	0.01	0.147	0.0609	0.0059	0.7104	0.0760	0.0846	0.0039	0.43	523.5	22.9	635.7	195.4	82.4
#52-4	0.18	0.08	2.3	0.04	0.036	0.0537	0.0022	0.6020	0.0280	0.0813	0.0019	0.50	503.7	11.2	359.6	88.5	140.1
#52-5	0.05	0.06	0.5	0.14	0.205	0.0561	0.0062	0.6686	0.0795	0.0864	0.0038	0.37	534.2	22.8	457.6	227.5	116.7
#52-6	0.05	0.01	0.6	0.01	0.152	0.0617	0.0066	0.7039	0.0806	0.0827	0.0035	0.37	512.5	20.7	663.5	213.1	77.2
#52-7	0.05	0.01	0.5	0.02	0.287	0.0615	0.0097	0.7127	0.1169	0.0840	0.0038	0.28	520.2	22.6	657.0	306.2	79.2
#52-8	0.17	0.18	2.3	0.08	0.053	0.0582	0.0028	0.6243	0.0328	0.0778	0.0015	0.38	483.3	9.2	535.9	103.2	90.2
#52-9	0.07	0.02	0.7	0.02	0.187	0.0600	0.0075	0.7040	0.0911	0.0850	0.0029	0.26	526.1	17.1	605.3	249.5	86.9
#52-10	0.17	0.15	2.1	0.07	0.035	0.0592	0.0028	0.6923	0.0339	0.0849	0.0010	0.24	525.0	5.8	573.5	100.3	91.5
08PC54																	
#54-1	21	39	45	0.87	0.269	0.1222	0.0011	5.9654	0.1928	0.3541	0.0110	0.96	1954.4	52.1	1988.1	15.9	98.3
#54-2	15	33	32	1.03	0.315	0.1230	0.0013	5.9307	0.0864	0.3496	0.0036	0.72	1932.7	17.4	2000.7	17.9	96.6
#54-3	119	239	321	0.75	0.213	0.1236	0.0009	5.9389	0.0876	0.3486	0.0045	0.88	1928.0	21.6	2008.2	12.4	96.0
#54-4	57	81	129	0.63	0.181	0.1217	0.0008	5.9123	0.0788	0.3523	0.0040	0.85	1945.6	19.0	1981.5	12.3	98.2
#54-5	50	79	123	0.64	0.186	0.1220	0.0009	5.7720	0.1879	0.3431	0.0109	0.97	1901.4	51.9	1986.0	13.7	95.7
#54-6	12	26	26	1.00	0.296	0.1226	0.0011	5.8426	0.1947	0.3457	0.0111	0.96	1914.3	52.9	1993.8	16.2	96.0
#54-7	10	27	21	1.29	0.362	0.1221	0.0015	6.1413	0.1346	0.3648	0.0067	0.84	2004.9	31.6	1987.1	21.1	100.9
#54-8	50	101	132	0.77	0.195	0.1224	0.0010	5.9171	0.2141	0.3507	0.0123	0.97	1938.2	58.7	1990.8	14.8	97.4
#54-9	59	126	146	0.87	0.254	0.1221	0.0009	5.7341	0.0743	0.3405	0.0036	0.82	1889.2	17.4	1987.6	13.1	95.0
#54-10	66	199	144	1.39	0.394	0.1218	0.0009	5.9716	0.1229	0.3557	0.0069	0.94	1961.8	32.5	1982.2	12.8	99.0
#54-11	72	107	160	0.67	0.213	0.1218	0.0009	6.2233	0.1190	0.3707	0.0065	0.92	2032.6	30.7	1982.3	13.0	102.5
#54-12	38	58	81	0.72	0.209	0.1221	0.0010	6.1632	0.2402	0.3660	0.0139	0.98	2010.4	65.4	1987.8	14.9	101.1
#55-13	67	106	148	0.72	0.200	0.1228	0.0010	6.0688	0.2291	0.3583	0.0132	0.98	1974.3	62.4	1997.8	14.3	98.8
#54-14	37	74	92	0.80	0.229	0.1214	0.0008	5.4666	0.2335	0.3265	0.0138	0.99	1821.5	66.5	1977.3	12.3	92.1

#54-15	23	54	56	0.97	0.284	0.1238	0.0015	5.6024	0.2572	0.3283	0.0146	0.97	1830.0	70.2	2011.4	21.0	91.0
#54-16	57	114	151	0.76	0.205	0.1195	0.0010	4.9630	0.2015	0.3011	0.0120	0.98	1696.9	59.0	1949.2	15.0	87.1
#54-17	86	101	223	0.45	0.150	0.1294	0.0012	5.9223	0.2177	0.3319	0.0118	0.97	1847.6	56.9	2090.0	16.3	88.4

Tableau V.2 (suite)

Sample	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± (1σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (1σ)	Rho	Apparent ages (Ma)				Conc. (%)
													²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± (1σ)	
08PC55																	
#55-1	57.708	127.982	204.2	0.63	0.185	0.1165	0.0009	4.0840	0.0769	0.2542	0.0044	0.92	1460.0	22.5	1903.7	13.4	76.7
#55-2	147.976	50.595	1832.0	0.03	0.009	0.0591	0.0004	0.7070	0.0070	0.0868	0.0006	0.76	536.7	3.8	569.3	13.9	94.3
#55-3	141.705	55.365	1736.9	0.03	0.010	0.0587	0.0004	0.7101	0.0075	0.0877	0.0007	0.77	542.0	4.2	556.4	14.8	97.4
#55-4	144.209	62.882	1747.0	0.04	0.011	0.0587	0.0004	0.7109	0.0061	0.0878	0.0004	0.59	542.3	2.6	557.7	14.9	97.2
#55-5	30.888	63.449	72.2	0.88	0.256	0.1204	0.0009	5.9701	0.0807	0.3596	0.0040	0.83	1980.2	19.2	1962.4	13.3	100.9
#55-6	197.699	83.233	2388.6	0.03	0.011	0.0591	0.0004	0.7146	0.0085	0.0876	0.0008	0.81	541.5	5.0	572.3	15.3	94.6
#55-7	54.919	109.767	138.7	0.79	0.233	0.1202	0.0009	5.6465	0.0808	0.3406	0.0042	0.87	1889.5	20.3	1959.8	12.6	96.4
#55-8	75.571	169.328	217.0	0.78	0.245	0.1174	0.0005	4.8213	0.0701	0.2979	0.0041	0.95	1680.7	20.4	1916.9	8.1	87.7
09PC22																	
#22-1	6	55	62	0.88	0.261	0.0605	0.0011	0.7456	0.0154	0.0895	0.0008	0.41	552.3	4.5	619.9	40.2	89.1
#22-2	7	56	65	0.87	0.258	0.0597	0.0008	0.7523	0.0137	0.0915	0.0011	0.65	564.1	6.4	591.2	29.5	95.4
#22-3	21	95	229	0.41	0.123	0.0571	0.0005	0.7027	0.0075	0.0893	0.0006	0.63	551.2	3.5	495.1	18.1	111.3
#22-4	12	61	125	0.49	0.150	0.0583	0.0007	0.7160	0.0103	0.0891	0.0007	0.54	550.1	4.1	541.0	26.3	101.7
#22-5	17	49	191	0.26	0.082	0.0587	0.0005	0.7300	0.0089	0.0903	0.0007	0.66	557.0	4.3	554.7	19.8	100.4
#22-6	6	38	60	0.63	0.185	0.0601	0.0012	0.7330	0.0160	0.0885	0.0008	0.42	546.5	4.8	606.8	42.3	90.1
#22-7	7	30	73	0.42	0.127	0.0586	0.0009	0.7183	0.0133	0.0889	0.0009	0.55	549.3	5.4	551.3	33.5	99.6
#22-8	8	39	92	0.42	0.125	0.0581	0.0008	0.7149	0.0119	0.0892	0.0007	0.49	550.8	4.3	534.6	31.3	103.0
#22-9	7	33	75	0.44	0.130	0.0576	0.0009	0.7063	0.0132	0.0890	0.0008	0.51	549.7	5.0	512.7	34.8	107.2
#22-10	9	64	95	0.67	0.203	0.0583	0.0009	0.7191	0.0137	0.0894	0.0011	0.64	552.1	6.5	542.0	31.6	101.9
#22-11	3	16	35	0.45	0.150	0.0583	0.0012	0.7325	0.0171	0.0911	0.0011	0.50	561.8	6.2	542.4	43.7	103.6
#22-12	9	66	97	0.68	0.202	0.0570	0.0007	0.7005	0.0106	0.0891	0.0008	0.57	550.0	4.6	493.4	27.0	111.5

Tableau V.2 (suite)

Sample	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± (1σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (1σ)	Rho	Apparent ages (Ma)				Conc. (%)
													²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± (1σ)	
08PC38																	
#38-1	20.2	67.7	251.4	0.27	0.079	0.0583	0.0005	0.6435	0.0067	0.0800	0.0005	0.66	496.0	3.3	542.9	16.9	91.4
#38-2	24.2	69.0	290.7	0.24	0.093	0.0593	0.0005	0.6936	0.0109	0.0849	0.0011	0.84	525.3	6.7	576.3	18.3	91.1
#38-3	7.8	40.4	93.7	0.43	0.141	0.0587	0.0008	0.6461	0.0097	0.0798	0.0006	0.47	494.8	3.4	557.1	28.6	88.8
#38-4	15.4	31.6	185.0	0.17	0.054	0.0587	0.0005	0.6897	0.0081	0.0853	0.0006	0.64	527.4	3.8	554.9	19.5	95.0
#38-5	68.0	40.7	843.5	0.05	0.014	0.0593	0.0004	0.7117	0.0065	0.0870	0.0006	0.70	537.7	3.3	579.5	14.3	92.8
#38-6	35.7	25.3	407.5	0.06	0.019	0.0588	0.0004	0.7652	0.0096	0.0943	0.0010	0.81	581.1	5.7	560.8	16.0	103.6
#38-7	25.3	67.3	331.0	0.20	0.061	0.0581	0.0005	0.6293	0.0075	0.0785	0.0007	0.70	487.3	3.9	534.8	18.5	91.1
#38-8	12.4	37.9	135.8	0.28	0.099	0.0587	0.0006	0.7650	0.0151	0.0945	0.0016	0.86	582.2	9.4	556.0	22.1	104.7
#38-9	15.2	53.2	170.8	0.31	0.096	0.0588	0.0006	0.7415	0.0147	0.0914	0.0016	0.86	563.8	9.2	561.2	21.7	100.5
#38-10	11.8	20.1	144.6	0.14	0.046	0.0580	0.0006	0.6971	0.0109	0.0871	0.0011	0.78	538.5	6.3	531.0	21.3	101.4
#38-11	14.1	9.0	166.7	0.05	0.020	0.0578	0.0006	0.7293	0.0088	0.0915	0.0007	0.60	564.6	3.9	521.6	21.0	108.3
#38-12	8.5	23.2	104.1	0.22	0.082	0.0591	0.0006	0.6974	0.0110	0.0855	0.0010	0.77	529.1	6.1	572.2	21.8	92.5
#38-13	11.7	41.3	130.3	0.32	0.093	0.0595	0.0005	0.7391	0.0110	0.0901	0.0011	0.83	555.8	6.5	586.3	18.1	94.8
#38-14	31.3	37.1	362.2	0.10	0.030	0.0586	0.0005	0.7506	0.0133	0.0929	0.0015	0.90	573.0	8.7	551.1	17.1	104.0
#38-15	13.0	18.1	144.3	0.13	0.041	0.0581	0.0006	0.8041	0.0254	0.1004	0.0030	0.95	616.8	17.7	532.8	21.3	115.8
#38-16	13.3	20.5	155.5	0.13	0.042	0.0592	0.0007	0.7304	0.0123	0.0895	0.0011	0.72	552.8	6.5	573.1	25.1	96.5
#38-17	15.0	29.9	163.9	0.18	0.052	0.0584	0.0005	0.7552	0.0117	0.0938	0.0012	0.81	577.9	7.0	544.8	19.8	106.1
#38-18	6.4	50.8	63.4	0.80	0.235	0.0589	0.0007	0.7160	0.0100	0.0882	0.0006	0.46	545.0	3.4	562.0	26.7	97.0
#38-19	13.7	4.6	162.4	0.03	0.009	0.0583	0.0005	0.7130	0.0100	0.0888	0.0010	0.78	548.3	5.7	539.2	19.0	101.7
#38-20	38.3	65.1	440.7	0.15	0.045	0.0588	0.0005	0.7304	0.0123	0.0901	0.0013	0.87	556.4	7.8	558.5	17.7	99.6
#38-21	19.6	28.3	236.2	0.12	0.038	0.0589	0.0005	0.6995	0.0104	0.0862	0.0010	0.81	532.9	6.2	562.0	19.0	94.8
#38-22	25.6	7.2	364.3	0.02	0.007	0.0587	0.0007	0.5992	0.0105	0.0740	0.0010	0.76	460.1	5.9	557.3	24.8	82.6
#38-23	19.4	21.9	252.5	0.09	0.027	0.0586	0.0005	0.6362	0.0078	0.0787	0.0007	0.73	488.3	4.2	553.9	18.3	88.2
#38-24	9.3	27.8	104.7	0.27	0.083	0.0586	0.0006	0.7164	0.0120	0.0887	0.0012	0.80	547.9	7.1	551.0	21.7	99.4
#38-25	15.5	44.6	177.9	0.25	0.076	0.0594	0.0007	0.7245	0.0147	0.0884	0.0014	0.79	546.1	8.3	583.3	26.9	93.6
#38-26	15.4	29.1	47.2	0.62	0.196	0.1114	0.0011	4.5873	0.1603	0.2987	0.0100	0.96	1684.7	49.3	1822.3	18.5	92.4
#38-27	40.1	76.0	159.8	0.48	0.155	0.1091	0.0012	3.6162	0.1183	0.2404	0.0074	0.94	1388.5	38.2	1784.8	20.7	77.8

Tableau V.2 (suite)

Sample	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	²⁰⁸ Pb/	²⁰⁷ Pb/	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/	± (1σ)	²⁰⁶ Pb/	± (1σ)	Rho	Apparent ages (Ma)				Conc. (%)
					²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb		²³⁵ U		²³⁸ U			²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± (1σ)	
08PC45																	
#45-1	0.9	0.2	11.7	0.02	0.025	0.0566	0.0020	0.6538	0.0306	0.0838	0.0026	0.66	519.1	15.5	474.2	75.7	109.5
#45-2	0.3	0.1	3.7	0.01	0.031	0.0569	0.0026	0.6545	0.0386	0.0834	0.0031	0.63	516.4	18.5	488.3	97.6	105.8
#45-3	4.8	1.1	65.2	0.02	0.005	0.0569	0.0006	0.6629	0.0251	0.0845	0.0031	0.96	523.2	18.2	486.4	23.2	107.6
#45-4	2.0	0.3	25.5	0.01	0.006	0.0576	0.0005	0.6722	0.0224	0.0846	0.0027	0.96	523.4	16.1	516.4	20.2	101.4
#45-5	29.3	115.8	212.2	0.55	0.162	0.0683	0.0005	1.2468	0.0392	0.1323	0.0041	0.98	801.1	23.1	878.9	14.0	91.1
#45-6	1.2	0.3	14.6	0.02	0.018	0.0572	0.0015	0.6651	0.0273	0.0844	0.0027	0.77	522.1	15.9	498.6	56.1	104.7
#45-7	4.7	0.9	59.6	0.01	0.007	0.0575	0.0010	0.6676	0.0247	0.0843	0.0028	0.88	521.5	16.4	509.2	37.5	102.4
#45-8	9.2	71.7	43.5	1.65	0.513	0.0698	0.0008	1.4832	0.0530	0.1540	0.0052	0.95	923.6	29.1	923.5	22.8	100.0
#45-9	10.3	2.6	143.7	0.02	0.005	0.0580	0.0007	0.6718	0.0209	0.0840	0.0024	0.91	519.7	14.2	530.7	27.4	97.9
#45-10	1.9	0.3	25.0	0.01	0.029	0.0593	0.0011	0.6995	0.0256	0.0856	0.0027	0.85	529.6	15.7	576.4	41.4	91.9
#45-11	1.2	0.2	14.9	0.01	0.017	0.0591	0.0015	0.6877	0.0302	0.0844	0.0030	0.81	522.5	17.8	569.9	55.0	91.7
#45-12	11.6	23.3	82.8	0.28	0.084	0.0695	0.0007	1.4150	0.0459	0.1476	0.0046	0.95	887.4	25.6	914.7	20.0	97.0
#45-13	2.1	0.2	27.6	0.01	0.011	0.0564	0.0011	0.6537	0.0256	0.0840	0.0028	0.86	520.1	16.8	469.2	43.9	110.9
#45-14	2.6	0.3	31.9	0.01	0.011	0.0563	0.0010	0.6519	0.0283	0.0840	0.0033	0.92	520.2	19.8	462.6	37.9	112.4
#45-15	9.5	1.8	113.4	0.02	0.008	0.0578	0.0007	0.6732	0.0265	0.0844	0.0031	0.95	522.5	18.7	523.2	27.5	99.9
#45-16	6.5	1.2	86.9	0.01	0.003	0.0574	0.0006	0.6664	0.0207	0.0842	0.0025	0.94	521.3	14.6	506.3	23.4	103.0
#45-17	2.9	0.8	37.0	0.02	0.025	0.0585	0.0017	0.6739	0.0346	0.0836	0.0036	0.83	517.7	21.1	546.8	61.4	94.7
#45-18	2.4	0.3	28.6	0.01	0.024	0.0586	0.0011	0.6754	0.0255	0.0836	0.0028	0.88	517.4	16.5	553.0	38.8	93.6
#45-19	2.0	0.4	27.2	0.02	0.014	0.0558	0.0015	0.6466	0.0264	0.0841	0.0025	0.74	520.7	15.1	442.5	60.1	117.7
#45-20	1.4	0.4	15.6	0.02	0.011	0.0579	0.0015	0.6761	0.0295	0.0847	0.0029	0.79	524.3	17.4	524.9	57.2	99.9
#45-21	11.8	96.3	66.7	1.44	0.489	0.0672	0.0010	1.1627	0.0365	0.1255	0.0035	0.88	762.0	19.8	844.3	31.2	90.3
#45-22	13.3	26.6	79.2	0.34	0.109	0.0699	0.0010	1.5012	0.0452	0.1559	0.0041	0.88	933.8	22.9	924.1	29.6	101.0
#45-23	8.1	28.1	53.3	0.53	0.163	0.0680	0.0010	1.3103	0.0432	0.1398	0.0041	0.90	843.5	23.4	868.0	29.9	97.2
#45-24	2.6	0.7	33.0	0.02	0.023	0.0584	0.0019	0.6802	0.0347	0.0845	0.0033	0.77	522.8	19.7	544.7	69.9	96.0

Tableau V.2 (suite)

Sample	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± (1σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (1σ)	Rho	Apparent ages (Ma)				Conc. (%)
													²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± (1σ)	
08PC46																	
#46-1	9.678	50.170	54.7	0.92	0.269	0.0692	0.0009	1.4260	0.0217	0.1494	0.0011	0.48	897.3	6.1	906.1	27.3	99.0
#46-2	15.827	69.574	104.2	0.67	0.190	0.0686	0.0005	1.3210	0.0228	0.1397	0.0022	0.90	842.8	12.3	886.5	15.3	95.1
#46-3	13.309	43.360	86.9	0.50	0.181	0.0691	0.0009	1.3333	0.0200	0.1400	0.0012	0.56	844.8	6.6	900.6	25.4	93.8
#46-4	20.288	111.134	124.3	0.89	0.313	0.0694	0.0006	1.3457	0.0255	0.1407	0.0024	0.88	848.6	13.3	909.8	18.2	93.3
#46-5	15.231	1.481	191.1	0.01	0.003	0.0579	0.0006	0.6796	0.0090	0.0852	0.0007	0.64	527.0	4.3	524.6	22.2	100.5
#46-6	7.776	74.132	37.6	1.97	0.611	0.0699	0.0009	1.3973	0.0298	0.1450	0.0025	0.81	872.6	14.0	925.8	25.8	94.3
#46-7	11.038	22.337	91.3	0.24	0.141	0.0659	0.0005	1.0537	0.0118	0.1159	0.0010	0.75	707.2	5.6	803.5	15.5	88.0
#46-8	10.110	1.086	122.1	0.01	0.004	0.0581	0.0005	0.6929	0.0076	0.0866	0.0005	0.54	535.1	3.0	532.1	20.0	100.6
#46-9	44.460	149.691	305.0	0.49	0.148	0.0689	0.0005	1.2920	0.0315	0.1359	0.0032	0.96	821.7	17.9	896.6	14.8	91.6
#46-10	30.263	100.613	188.9	0.53	0.170	0.0700	0.0005	1.4639	0.0395	0.1518	0.0039	0.96	910.9	22.0	927.1	15.3	98.3
#46-11	14.428	43.635	87.0	0.50	0.151	0.0696	0.0005	1.4574	0.0144	0.1518	0.0010	0.66	911.2	5.5	917.1	15.3	99.4
#46-12	30.847	135.154	182.9	0.74	0.218	0.0704	0.0008	1.4236	0.0199	0.1466	0.0013	0.62	882.1	7.1	940.2	22.4	93.8
#46-13	13.399	1.303	168.1	0.01	0.002	0.0588	0.0004	0.6911	0.0079	0.0853	0.0008	0.82	527.5	4.7	559.1	14.1	94.4
#46-14	18.281	160.927	86.8	1.85	0.527	0.0698	0.0006	1.5165	0.0439	0.1576	0.0044	0.95	943.4	24.2	922.1	17.8	102.3
#46-15	28.312	109.867	177.9	0.62	0.175	0.0685	0.0006	1.3653	0.0189	0.1446	0.0015	0.75	870.7	8.4	882.8	18.9	98.6
#46-16	3.902	22.768	23.8	0.96	0.340	0.0690	0.0012	1.3039	0.0256	0.1371	0.0013	0.48	828.2	7.3	898.2	35.0	92.2
#46-17	12.586	85.105	68.5	1.24	0.376	0.0685	0.0005	1.3672	0.0169	0.1448	0.0014	0.77	871.7	7.7	883.2	16.2	98.7
#46-18	30.111	155.354	168.5	0.92	0.292	0.0696	0.0006	1.4395	0.0240	0.1499	0.0021	0.85	900.6	11.9	917.5	17.8	98.2

Tableau V.2 (suite)

Sample	Th/U	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	($\pm 1\sigma$)	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	($\pm 1\sigma$)	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	($\pm 1\sigma$)	Rho	Apparent ages (Ma)	
									$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	($\pm 1\sigma$)
UCU3A										
3A/Zr1	0.03	0.0582	0.0006	0.6776	0.0451	0.0844	0.0055	0.99	522	33
3A/Zr2	0.04	0.0590	0.0024	0.7001	0.0414	0.0861	0.0037	0.72	532	22
3A/Zr3	0.07	0.0601	0.0016	0.7138	0.0232	0.0862	0.0015	0.54	533	9
3A/Zr4	0.11	0.0591	0.0010	0.7041	0.0291	0.0865	0.0033	0.92	535	19
3A/Zr5	0.03	0.0583	0.0012	0.6960	0.0163	0.0866	0.0011	0.53	536	6
3A/Zr6	0.04	0.0586	0.0008	0.7018	0.0252	0.0869	0.0029	0.93	537	17
3A/Zr7	0.03	0.0587	0.0007	0.7064	0.0249	0.0873	0.0029	0.93	540	17
3A/Zr8	0.10	0.0595	0.0004	0.7193	0.0232	0.0877	0.0028	0.98	542	16
3A/Zr9	0.06	0.0590	0.0014	0.7134	0.0240	0.0878	0.0021	0.71	542	12
3A/Zr10	0.09	0.0613	0.0016	0.8081	0.0230	0.0956	0.0010	0.37	589	6
3A/Zr11	0.06	0.0605	0.0011	0.8094	0.0216	0.0970	0.0020	0.76	597	12
3A/Zr12	0.11	0.0653	0.0030	0.8918	0.0417	0.0990	0.0010	0.21	609	6
3A/Zr13	0.07	0.0604	0.0020	0.8262	0.0364	0.0992	0.0029	0.66	610	17
3A/Zr14	0.04	0.0578	0.0024	0.8096	0.0354	0.1015	0.0015	0.34	623	9
3A/Zr15	0.13	0.0596	0.0010	0.8480	0.0265	0.1032	0.0027	0.84	633	16
3A/Zr16	0.04	0.0604	0.0015	0.8845	0.0684	0.1063	0.0078	0.95	651	45
3A/Zr17	0.11	0.0606	0.0004	0.8901	0.0262	0.1066	0.0031	0.97	653	18
3A/Zr18	0.08	0.0609	0.0009	0.9000	0.0330	0.1072	0.0036	0.91	657	21
3A/Zr19	0.06	0.0589	0.0004	0.8923	0.0116	0.1099	0.0012	0.86	672	7
3A/Zr20	0.15	0.0617	0.0014	0.9428	0.0418	0.1108	0.0042	0.85	678	24
UCU3B										
3B/Zr1	0.427	0.0581	0.0024	0.6809	0.0482	0.0850	0.0049	0.81	526	29
3B/Zr2	0.093	0.0596	0.0005	0.7172	0.0191	0.0872	0.0022	0.94	539	13
3B/Zr3	0.147	0.0606	0.0009	0.7331	0.0247	0.0878	0.0027	0.90	542	16
3B/Zr4	0.062	0.0595	0.0006	0.7261	0.0204	0.0885	0.0023	0.94	547	14
3B/Zr5	0.049	0.0594	0.0003	0.7314	0.0403	0.0893	0.0049	1.00	552	29
3B/Zr6	0.152	0.0580	0.0022	0.7176	0.0345	0.0898	0.0027	0.62	554	16
3B/Zr7	0.044	0.0601	0.0007	0.8126	0.0358	0.0980	0.0042	0.97	603	24
3B/Zr8	0.016	0.0600	0.0008	0.8258	0.0169	0.0998	0.0015	0.73	613	9
3B/Zr9	0.016	0.0602	0.0006	0.8306	0.0166	0.1001	0.0017	0.87	615	10
3B/Zr10	0.028	0.0621	0.0046	0.9171	0.0855	0.1072	0.0061	0.61	656	35
3B/Zr11	0.143	0.0613	0.0016	0.9169	0.0356	0.1085	0.0031	0.72	664	18
3B/Zr12	0.087	0.0591	0.0003	0.8849	0.0393	0.1085	0.0048	0.99	664	28
3B/Zr13	0.702	0.0637	0.0016	0.9569	0.0351	0.1089	0.0029	0.73	666	17
3B/Zr14	0.703	0.0646	0.0007	0.9792	0.0222	0.1099	0.0022	0.86	672	12
3B/Zr15	0.380	0.0618	0.0012	0.9471	0.0444	0.1112	0.0047	0.91	679	27
3B/Zr16	0.169	0.0633	0.0006	1.0943	0.0639	0.1253	0.0072	0.99	761	41
3B/Zr17	0.456	0.0707	0.0016	1.4529	0.0976	0.1490	0.0094	0.94	895	53
3B/Zr18	0.288	0.0806	0.0022	2.4678	0.1133	0.2219	0.0083	0.81	1292	43
3B/Zr19	0.738	0.1743	0.0043	9.8453	0.2818	0.4096	0.0060	0.51	2213	27

Tableau V.2 (suite et fin)

Sample	Th/U	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	($\pm 1\sigma$)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	($\pm 1\sigma$)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	($\pm 1\sigma$)	Rho	Apparent ages (Ma)	
									$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	($\pm 1\sigma$)
UCU4C										
4C/Zr1	0.032	0.0821	0.0021	1.0177	0.0549	0.0899	0.0043	0.88	555	25
4C/Zr2	0.032	0.0835	0.0185	1.0292	0.2318	0.0894	0.0036	0.18	552	21
4C/Zr3	0.022	0.1129	0.0196	1.4450	0.2521	0.0928	0.0019	0.12	572	11
4C/Zr4	0.071	0.1251	0.0126	1.6257	0.1751	0.0943	0.0036	0.36	581	21
4C/Zr5	0.029	0.1170	0.0408	1.5185	0.5329	0.0942	0.0036	0.11	580	21
4C/Zr6	0.023	0.1573	0.0261	2.1159	0.3585	0.0975	0.0035	0.21	600	20
4C/Zr7	0.023	0.1111	0.0373	1.4306	0.4813	0.0934	0.0022	0.07	576	13
4C/Zr8	0.031	0.1070	0.0201	1.3718	0.2676	0.0929	0.0048	0.27	573	29
4C/Zr9	0.025	0.1167	0.0025	1.4999	0.0365	0.0932	0.0010	0.46	575	6
4C/Zr10	0.021	0.0664	0.0005	0.8227	0.0148	0.0898	0.0015	0.90	555	9
4C/Zr11	0.037	0.0935	0.0066	1.1769	0.0941	0.0913	0.0034	0.46	563	20
4C/Zr12	0.019	0.1857	0.0132	2.5729	0.2809	0.1005	0.0083	0.76	617	49
4C/Zr13	0.025	0.0943	0.0091	1.1890	0.1281	0.0914	0.0044	0.45	564	26

Tableau V.4 : Résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pour les muscovites de la zone externe.

Step n°	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Cum. % ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{K}$	Age (Ma)	$\pm 1\text{s.d.}$ (Ma)
08PC13	micaschiste		J=0.007129						
1	29.995	0.026	0.0000	9.001	1.92	91.08	27.32	321.0	2.8
2	49.646	0.017	0.0025	6.303	5.75	96.22	47.77	528.7	3.4
3	50.660	0.022	0.0278	11.683	6.70	93.16	47.19	523.2	5.8
4	48.951	0.014	0.0000	4.673	12.67	97.15	47.55	526.7	1.3
5	48.324	0.014	0.0000	3.383	20.85	97.90	47.31	524.3	1.7
6	48.323	0.014	0.0000	4.170	28.58	97.42	47.08	522.1	2.9
7	47.888	0.013	0.0000	2.039	44.80	98.71	47.27	523.9	1.4
8	47.482	0.014	0.0000	2.622	56.44	98.34	46.69	518.4	2.1
9	47.353	0.013	0.0000	1.675	73.20	98.92	46.84	519.8	2.8
10	48.294	0.015	0.0169	4.715	76.98	97.09	46.89	520.3	5.1
11	47.666	0.014	0.0037	2.428	88.43	98.46	46.93	520.7	1.5
12	47.888	0.018	0.0000	7.353	90.62	95.43	45.70	508.8	3.0
13	47.779	0.015	0.0000	5.889	94.62	96.33	46.02	511.9	2.2
14	46.833	0.017	0.0000	6.681	96.05	95.75	44.84	500.4	3.4
15	47.600	0.015	0.0000	5.952	100.00	96.27	45.83	510.0	2.0
	Total age 517 \pm 5Ma								

Tableau V.4 : Résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pour les muscovites de l'unité orientale.

Step n°	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Cum. % ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{K}$	Age (Ma)	$\pm 1\text{s.d.}$ (Ma)
09PC06	Marbre		J=0.007129						
1	34.434	0.013	0.0832	0.001	0.91	99.95	34.43	396.0	4.4
2	42.717	0.015	0.0000	4.662	3.03	96.74	41.32	465.8	6.4
3	45.097	0.016	0.0015	6.146	11.70	95.94	43.27	485.0	2.0
4	45.149	0.017	0.0390	8.766	15.85	94.23	42.55	477.9	4.1
5	44.797	0.013	0.0000	1.896	53.77	98.71	44.22	494.4	1.2
6	44.184	0.015	0.0000	4.774	67.27	96.77	42.76	480.0	2.2
7	44.007	0.014	0.0000	7.466	71.46	94.95	41.79	470.4	4.1
8	44.358	0.014	0.0055	4.909	82.69	96.70	42.89	481.3	3.8
9	45.373	0.016	0.0000	3.663	86.84	97.58	44.28	494.9	5.0
10	45.365	0.014	0.0239	1.417	100.00	99.05	44.93	501.3	5.2
	Total age 488 \pm 4Ma								
08PC30	quartzite		J=0.007129						
1	48.364	0.137	0.09387	127.469	0.08	22.10	10.69	132.5	64.5
2	46.551	0.018	0.04557	23.893	0.40	84.81	39.48	447.4	13.0
3	43.307	0.014	0.00632	1.753	2.35	98.77	42.77	480.2	3.0
4	43.395	0.013	0.00000	1.134	5.93	99.19	43.04	482.8	2.1
5	43.198	0.013	0.00000	1.164	10.83	99.17	42.84	480.8	2.2
6	43.514	0.013	0.00000	0.347	39.31	99.73	43.40	486.3	1.0
7	43.430	0.013	0.00221	2.431	44.18	98.31	42.70	479.4	2.1
8	43.414	0.014	0.00683	2.484	48.23	98.27	42.67	479.1	2.1
9	43.447	0.013	0.00323	1.492	55.31	98.95	42.99	482.3	1.5
10	42.817	0.013	0.00000	0.711	62.78	99.47	42.59	478.4	1.8
11	43.406	0.013	0.00000	0.954	69.85	99.31	43.11	483.5	1.3
12	43.280	0.013	0.00000	0.940	74.07	99.32	42.99	482.3	2.7
13	43.245	0.013	0.00000	0.089	82.56	99.90	43.20	484.4	1.3
14	43.533	0.013	0.00075	2.676	84.84	98.15	42.73	479.7	2.6
15	43.442	0.013	0.00000	0.418	90.83	99.68	43.30	485.4	1.7
16	43.277	0.016	0.01308	4.656	92.15	96.79	41.89	471.4	3.8
17	43.723	0.011	0.00000	0.318	100.00	99.75	43.61	488.4	2.4
	Total age 483 \pm 4Ma								

Tableau V.4 : Résultats 40Ar/39Ar pour les muscovites de l'unité orientale.

Step n°	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	Cum. % ³⁹ Ar	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ *Ar/ ³⁹ K	Age (Ma)	±1s.d. (Ma)
			J=0.007129						
08PC31	micaschiste								
1	47.136	0.018	0.0000	9.186	7.34	94.21	44.41	496.2	3.2
2	45.113	0.013	0.0000	4.150	31.86	97.25	43.87	490.9	1.6
3	44.711	0.013	0.0000	1.269	55.62	99.13	44.32	495.3	1.4
4	44.718	0.013	0.0000	0.494	82.54	99.64	44.56	497.7	1.6
5	44.792	0.015	0.0136	4.341	87.36	97.10	43.50	487.3	4.0
6	44.486	0.013	0.0207	2.932	91.03	98.02	43.61	488.3	4.4
7	44.979	0.015	0.0127	4.350	93.88	97.11	43.68	489.1	5.4
8	44.943	0.014	0.0000	1.718	97.37	98.84	44.42	496.3	5.3
9	45.167	0.014	0.0327	4.599	100.00	96.96	43.80	490.2	5.3
Total age								494±4Ma	

Tableau V.5 : Résultats 40Ar/39Ar pour les biotites de l'unité orientale.

Step n°	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	Cum. % ³⁹ Ar	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ *Ar/ ³⁹ K	Age (Ma)	±1s.d. (Ma)
			J= 0.009821						
08PC11	granite (biotite)								
1	157.919	0.186	0.0330	0.000	2.94	99.99	157.91	1689.4	12.1
2	146.488	0.192	0.0000	3.021	8.23	99.38	145.58	1601.6	10.6
3	145.874	0.192	0.1288	3.411	11.31	99.30	144.87	1596.5	10.1
4	145.933	0.197	0.0000	0.000	13.94	99.99	145.92	1604.1	18.1
5	149.476	0.195	0.1248	2.495	19.77	99.50	148.75	1624.6	10.4
6	151.746	0.183	0.2157	1.435	31.43	99.72	151.34	1643.2	7.2
7	154.614	0.187	0.0564	0.229	36.83	99.95	154.54	1665.8	8.7
8	150.673	0.198	0.0000	1.141	46.40	99.77	150.32	1635.9	4.1
9	150.743	0.197	0.0000	4.483	53.54	99.11	149.40	1629.3	7.2
10	151.880	0.182	0.0039	2.697	65.18	99.47	151.07	1641.2	7.2
11	153.927	0.186	0.0654	3.534	76.50	99.31	152.88	1654.1	7.0
12	154.881	0.185	0.1290	3.786	82.93	99.27	153.77	1660.4	4.8
13	152.774	0.175	0.1507	3.434	89.33	99.33	151.77	1646.2	6.1
14	155.381	0.184	0.3283	6.341	92.54	98.80	153.55	1658.8	9.3
15	153.701	0.171	0.0000	2.581	95.26	99.49	152.92	1654.4	14.4
16	157.469	0.186	0.3130	0.000	98.21	99.99	157.51	1686.6	16.2
17	148.348	0.177	1.0762	4.346	100.00	99.18	147.23	1613.6	9.1
Total age								1643±11Ma	
08PC07	orthogneiss								
			J=0.009821						
1	53.250	0.265	0.0000	180.810	0.16	-0.37	-0.20	0.0	0.0
2	59.002	0.190	0.0000	170.005	0.46	14.83	8.75	148.7	78.5
3	35.519	0.151	0.0000	1.997	2.62	98.29	34.91	531.9	8.3
4	34.324	0.144	0.0089	8.200	3.82	92.90	31.89	491.5	9.1
5	35.685	0.148	0.0000	3.698	6.10	96.89	34.58	527.4	6.6
6	35.530	0.148	0.0000	7.786	8.39	93.48	33.21	509.3	6.1
7	34.842	0.154	0.0000	0.125	13.20	99.85	34.79	530.2	5.3
8	33.923	0.140	0.0088	1.996	16.00	98.22	33.32	510.7	5.9
9	34.724	0.147	0.0420	0.537	26.86	99.51	34.55	527.1	5.2
10	34.442	0.145	0.0000	2.030	31.67	98.21	33.83	517.5	4.4
11	34.328	0.146	0.0329	0.351	44.04	99.66	34.21	522.6	3.5
12	33.796	0.145	0.0249	1.067	52.35	99.03	33.47	512.7	3.1

Tableau V.5 (suite)

Step n°	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Cum.	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{K}$	Age	$\pm 1\text{s.d.}$
			J=0.009821		% ^{39}Ar			(Ma)	(Ma)
13	33.953	0.153	0.0358	0.665	59.14	99.38	33.74	516.4	3.1
14	33.693	0.145	0.0555	0.000	66.25	99.95	33.68	515.6	5.0
15	34.192	0.144	0.0301	0.457	80.78	99.57	34.04	520.4	2.6
16	34.309	0.143	0.0178	0.859	92.04	99.22	34.04	520.3	3.5
17	34.202	0.142	0.0621	3.833	96.25	96.66	33.06	507.3	3.9
18	34.474	0.138	0.0738	6.672	100.00	94.25	32.49	499.7	6.3
								Total age	517 \pm 5Ma
08PC24	micaschiste		J=0.007129						
1	29.971	0.075	0.1239	0.001	0.18	99.95	29.97	349.3	5.1
2	45.396	0.044	0.0000	11.315	1.00	92.60	42.04	472.9	8.3
3	46.576	0.044	0.0112	4.989	5.64	96.80	45.09	502.8	3.8
4	45.825	0.042	0.0383	0.547	7.54	99.62	45.65	508.3	4.0
5	46.985	0.044	0.0103	3.205	10.18	97.95	46.02	511.9	3.0
6	47.607	0.042	0.0401	2.410	15.29	98.48	46.88	520.2	5.3
7	47.194	0.042	0.0000	0.393	27.28	99.72	47.06	521.9	1.7
8	47.001	0.043	0.0000	0.954	35.76	99.37	46.70	518.5	1.6
9	47.203	0.043	0.0000	3.655	38.73	97.68	46.11	512.7	2.9
10	47.843	0.046	0.0000	3.057	40.75	98.08	46.92	520.6	3.9
11	46.964	0.042	0.0000	1.197	48.55	99.21	46.59	517.4	1.7
12	47.157	0.041	0.0000	0.045	60.42	99.94	47.13	522.6	1.8
13	47.107	0.042	0.0000	1.781	66.06	98.85	46.56	517.1	2.0
14	46.906	0.042	0.0000	0.853	75.83	99.43	46.64	517.9	2.2
15	46.997	0.042	0.0000	1.105	84.96	99.27	46.65	518.0	1.3
16	47.198	0.041	0.0050	0.979	93.55	99.35	46.89	520.3	2.3
17	46.907	0.043	0.0200	1.797	100.00	98.84	46.36	515.2	2.0
								Total age	518 \pm 5Ma
08PC31	micaschiste		J=0.007129						
1	42.768	0.288	0.0000	28.776	0.19	80.08	34.25	394.1	99.0
2	46.231	0.041	0.0000	12.400	4.91	92.04	42.55	478.0	4.4
3	44.090	0.031	0.0000	3.556	9.77	97.58	43.02	482.6	4.7
4	45.190	0.031	0.0000	2.627	18.59	98.25	44.40	496.1	2.9
5	44.669	0.029	0.0000	1.640	28.44	98.88	44.17	493.9	2.4
6	44.751	0.033	0.0000	3.601	32.71	97.59	43.67	489.0	4.8
7	44.131	0.032	0.0000	1.154	37.64	99.19	43.77	490.0	4.5
8	43.692	0.029	0.0000	0.540	42.48	99.60	43.52	487.5	4.2
9	43.632	0.028	0.0003	0.035	49.83	99.94	43.61	488.3	3.2
10	45.289	0.029	0.0000	0.064	70.19	99.92	45.25	504.4	2.9
11	44.399	0.028	0.0000	0.539	77.61	99.61	44.22	494.4	3.0
12	44.792	0.029	0.0000	1.313	87.01	99.10	44.39	496.0	3.3
13	44.947	0.028	0.0000	0.910	92.48	99.37	44.66	498.7	3.3
14	44.905	0.029	0.0000	0.845	97.78	99.41	44.64	498.5	3.7
15	45.807	0.034	0.0088	6.472	100.00	95.79	43.88	491.0	7.5
								Total age	494 \pm 4Ma

Tableau V.5 (suite et fin)

Step n°	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ J=0.007129	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Cum. % ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40*}\text{Ar}/^{39}\text{K}$	Age (Ma)	$\pm 1\text{s.d.}$ (Ma)
08PC64	paragneiss								
1	33.655	0.077	0.1061	39.517	0.43	65.28	21.97	262.5	21.6
2	41.417	0.018	0.0372	8.571	1.71	93.85	38.87	441.3	6.6
3	42.096	0.014	0.0006	0.000	12.64	99.96	42.08	473.3	1.2
4	42.423	0.015	0.0013	0.000	19.86	99.96	42.41	476.5	1.8
5	42.721	0.015	0.0039	0.406	30.14	99.68	42.59	478.3	2.4
6	42.320	0.014	0.0097	0.000	36.05	99.96	42.31	475.5	1.4
7	42.536	0.017	0.0088	0.327	39.68	99.74	42.42	476.7	2.8
8	41.586	0.017	0.0042	0.111	41.50	99.88	41.54	467.9	5.7
9	43.043	0.014	0.0091	1.666	46.88	98.82	42.54	477.8	2.5
10	43.123	0.015	0.0334	0.838	50.42	99.40	42.86	481.0	3.9
11	43.274	0.016	0.0000	4.305	54.36	97.02	41.99	472.4	3.1
12	44.234	0.018	0.0000	5.855	58.91	96.05	42.49	477.3	2.7
13	42.691	0.016	0.0000	1.098	67.58	99.20	42.35	476.0	1.5
14	42.814	0.015	0.0000	1.569	73.47	98.88	42.34	475.8	1.9
15	42.832	0.017	0.0000	1.751	76.67	98.76	42.30	475.5	3.0
16	42.767	0.014	0.0000	2.942	80.99	97.93	41.88	471.3	4.5
17	43.156	0.015	0.0000	1.239	84.53	99.12	42.77	480.2	4.4
18	42.993	0.015	0.0002	0.622	100.00	99.54	42.79	480.4	0.9
Total age								476 \pm 4Ma	

Tableau V.6 : Résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pour les amphiboles de l'unité orientale.

Step n°	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ J= 0.009821	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Cum. % ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40*}\text{Ar}/^{39}\text{K}$	Age (Ma)	$\pm 1\text{s.d.}$ (Ma)
08PC11	granite	(amphibole)							
1	211.099	0.231	0.4221	153.804	0.17	78.48	165.71	1742.8	129.7
2	145.915	0.189	0.0000	6.573	0.81	98.66	143.96	1589.8	33.4
3	134.267	0.174	0.0000	0.091	1.50	99.97	134.22	1516.9	26.9
4	194.252	0.699	2.6928	0.000	5.52	99.99	194.78	1928.8	9.1
5	189.627	0.677	2.4297	0.000	8.12	99.99	190.09	1900.1	9.1
6	214.186	0.776	3.0850	1.675	25.12	99.87	214.34	2044.0	5.8
7	199.564	0.741	3.1188	0.949	43.28	99.97	199.91	1959.8	5.3
8	194.476	0.740	3.2080	1.360	60.17	99.91	194.71	1928.4	4.4
9	193.590	0.737	3.2540	0.698	78.23	99.99	194.02	1924.2	7.2
10	194.675	0.701	2.6987	0.000	82.24	99.99	195.21	1931.4	11.2
11	189.627	0.677	2.4297	0.000	84.84	99.99	190.09	1900.1	9.1
12	191.975	0.664	2.5419	0.000	88.41	99.99	192.47	1914.7	12.8
13	190.818	0.657	3.6079	0.000	90.76	99.99	191.52	1908.9	15.4
14	194.217	0.694	2.8558	1.670	100.00	99.85	194.28	1925.8	8.1
Total age								1947 \pm 12Ma	

Tableau V.6 (suite et fin)

Step n°	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Cum.	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40*}\text{Ar}/^{39}\text{K}$	Age	$\pm 1\text{s.d.}$
			J= 0.009821		% ^{39}Ar			(Ma)	(Ma)
08PC07	orthogneiss								
1	659.811	1.348	50.9484	1851.153	0.03	17.67	120.60	1409.6	1900.7
2	139.106	0.549	2.7609	347.333	0.11	26.35	36.73	555.6	264.0
3	89.490	0.438	0.0000	99.557	0.16	67.11	60.06	836.4	189.7
4	77.007	0.171	0.0000	104.663	0.44	59.82	46.06	673.3	40.1
5	43.237	0.186	0.0000	0.001	0.74	99.96	43.22	638.3	18.5
6	38.035	0.436	1.7369	0.000	1.67	99.96	38.19	574.6	9.0
7	24.119	0.394	2.5045	0.000	2.22	99.94	24.33	386.6	6.3
8	34.139	0.585	1.9332	8.594	3.64	92.94	31.77	489.9	5.4
9	33.973	0.616	2.6527	0.047	6.33	99.95	34.20	522.5	5.0
10	35.005	0.718	2.9405	3.142	12.33	97.93	34.35	524.4	4.9
11	34.272	0.744	3.2226	1.333	33.10	99.51	34.18	522.1	2.8
12	34.686	0.759	3.2840	1.828	60.56	99.11	34.45	525.8	2.5
13	36.341	0.671	3.0447	7.863	62.51	94.19	34.30	523.7	8.7
14	34.240	0.752	3.3325	1.457	86.34	99.43	34.12	521.4	1.7
15	37.830	0.553	3.3044	21.110	87.17	84.12	31.89	491.6	18.9
16	35.496	0.543	2.3088	3.783	100.00	97.29	34.59	527.6	2.8
							Total age	524 \pm 5Ma	
08PC49	amphibolite								
			J= 0.007129						
1	48.202	0.941	0.5288	7.782	1.77	95.28	45.94	511.1	17.0
2	51.586	0.949	0.0537	5.728	14.31	96.70	49.88	548.9	3.7
3	48.512	0.936	0.2452	3.080	81.48	98.13	47.61	527.2	1.3
4	48.307	0.942	0.2875	9.763	93.52	94.04	45.44	506.2	3.7
5	54.335	0.926	0.0661	2.276	100.00	98.74	53.65	584.3	5.9
							Total age	531 \pm 5Ma	

Tableau V.7 : Résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pour les biotites de l'unité occidentale

Step n°	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Cum.	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40*}\text{Ar}/^{39}\text{K}$	Age	$\pm 1\text{s.d.}$
			J=0.009821		% ^{39}Ar			(Ma)	(Ma)
08PC33	métadiorite								
1	39.127	0.255	0.0000	2.271	0.65	98.25	38.44	577.8	8.0
2	50.181	0.219	0.0000	5.410	1.88	96.78	48.57	703.6	6.4
3	47.638	0.216	0.0000	0.000	3.68	99.97	47.62	692.2	5.0
4	47.640	0.211	0.0000	0.103	5.89	99.90	47.59	691.9	3.8
5	47.297	0.201	0.0000	0.000	6.98	99.97	47.28	688.1	8.8
6	47.440	0.225	0.0000	0.796	10.96	99.47	47.19	687.0	7.7
7	43.388	0.216	0.0053	0.232	28.62	99.81	43.30	639.3	3.1
8	43.773	0.196	0.0000	0.000	31.53	99.96	43.76	645.0	2.8
9	43.979	0.214	0.0000	0.338	35.70	99.74	43.86	646.3	3.8
10	43.984	0.212	0.0000	0.000	42.77	99.96	43.97	647.6	4.1
11	45.398	0.222	0.0063	0.116	51.39	99.89	45.35	664.6	2.9
12	44.838	0.221	0.0047	0.000	59.75	99.97	44.82	658.1	2.6
13	46.296	0.215	0.1021	0.000	63.09	99.97	46.29	676.1	3.8
14	46.427	0.225	0.0103	0.395	73.51	99.72	46.30	676.1	3.2
15	46.556	0.218	0.0000	0.000	79.25	99.97	46.54	679.1	5.2
16	46.642	0.248	0.0270	0.332	93.14	99.76	46.53	679.0	2.2
17	47.078	0.337	0.0522	1.863	97.25	98.81	46.52	678.8	4.4
18	48.704	0.325	0.0844	0.881	99.78	99.45	48.44	702.0	6.1
19	45.433	0.203	0.0000	26.884	100.00	82.48	37.47	565.3	20.8
							Total age	665 \pm 6Ma	

Tableau V.7 (suite)

Step n°	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ J=0.009821	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Cum. % ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{K}$	Age (Ma)	$\pm 1\text{s.d.}$ (Ma)
08PC34 métagranodiorite									
1	26.938	0.306	0.0000	32.124	0.44	64.70	17.43	285.1	16.9
2	33.353	0.182	0.0000	4.731	1.44	95.76	31.94	492.2	8.2
3	32.950	0.154	0.0000	3.067	3.61	97.20	32.03	493.4	8.2
4	33.939	0.140	0.0463	6.381	5.75	94.41	32.04	493.6	5.1
5	34.315	0.155	0.0000	3.093	11.38	97.29	33.38	511.6	3.9
6	34.835	0.152	0.0180	3.163	15.62	97.28	33.89	518.3	3.3
7	33.892	0.153	0.0000	0.749	23.65	99.30	33.66	515.2	3.6
8	33.920	0.152	0.0045	0.773	32.71	99.28	33.68	515.5	2.2
9	32.541	0.150	0.0000	0.346	41.61	99.64	32.42	498.7	3.1
10	34.769	0.149	0.0100	5.255	55.05	95.49	33.20	509.2	2.2
11	33.965	0.153	0.0016	0.000	65.61	99.95	33.95	519.1	2.0
12	33.239	0.151	0.0000	2.019	70.25	98.16	32.63	501.5	4.6
13	33.452	0.155	0.0000	0.000	87.39	99.95	33.44	512.3	2.3
14	34.873	0.184	0.0000	4.102	89.75	96.48	33.65	515.1	6.8
15	33.042	0.156	0.0000	0.839	93.39	99.20	32.78	503.5	5.1
16	33.260	0.187	0.0110	0.000	100.00	99.95	33.25	509.7	3.2
							Total age	510 \pm 5Ma	
08PC54 Migmatite J=0.009821									
1	33.923	0.121	0.3124	9.758	6.62	91.52	31.05	480.2	3.5
2	32.023	0.116	0.3871	7.029	9.26	93.56	29.97	465.4	5.1
3	32.315	0.118	0.1818	0.256	21.56	99.76	32.24	496.3	1.9
4	31.861	0.114	0.0568	4.183	28.35	96.09	30.61	474.3	3.5
5	31.864	0.113	0.0617	1.203	38.32	98.85	31.50	486.3	2.8
6	31.645	0.110	0.0065	4.086	45.63	96.14	30.42	471.6	3.0
7	32.250	0.110	0.1857	3.998	52.35	96.33	31.07	480.4	4.5
8	31.809	0.116	0.0000	5.019	56.22	95.29	30.31	470.1	5.2
9	31.966	0.113	0.0905	1.161	65.33	98.90	31.62	487.8	2.8
10	32.686	0.112	0.0000	0.000	73.39	99.95	32.67	502.0	3.6
11	32.798	0.113	0.0000	3.251	75.52	97.02	31.82	490.6	4.5
12	31.775	0.111	0.0000	0.168	100.00	99.79	31.71	489.1	3.1
							Total age	486 \pm 4Ma	
08PC55 Migmatite J=0.009821									
1	36.686	0.090	0.0000	1.911	0.80	98.42	36.11	547.5	11.0
2	34.063	0.072	0.0583	3.879	3.33	96.60	32.91	505.2	5.9
3	33.831	0.078	0.0092	2.247	7.02	97.99	33.15	508.5	4.6
4	33.632	0.078	0.0930	0.000	9.35	99.95	33.63	514.8	5.7
5	32.625	0.071	0.0000	2.045	14.78	98.10	32.00	493.1	4.4
6	35.394	0.073	0.0452	4.830	20.67	95.93	33.96	519.2	3.0
7	33.059	0.075	0.0022	1.291	26.15	98.80	32.66	501.9	2.6
8	31.994	0.072	0.0000	0.472	40.54	99.52	31.84	490.9	2.8
9	32.384	0.068	0.0000	0.363	44.22	99.62	32.26	496.5	5.0
10	32.310	0.071	0.0000	0.388	63.87	99.60	32.18	495.4	2.0
11	32.411	0.066	0.0066	1.460	68.88	98.62	31.96	492.5	6.0
12	31.849	0.068	0.0000	1.143	76.29	98.89	31.50	486.2	4.7
13	32.109	0.074	0.0000	1.053	88.58	98.98	31.78	490.1	3.3
14	32.048	0.067	0.0521	0.502	94.74	99.50	31.89	491.5	2.3
15	32.098	0.076	0.0284	0.734	98.61	99.28	31.87	491.3	6.5
16	32.466	0.074	0.0000	0.000	100.00	99.95	32.45	499.1	5.7
							Total age	497 \pm 5Ma	

Tableau V.7 (suite)

Step n°	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ J=0.007129	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Cum. % ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{K}$	Age (Ma)	$\pm 1\text{s.d.}$ (Ma)
09PC22	métadiorite								
1	43.872	0.281	0.0722	62.507	1.20	57.87	25.39	300.2	9.9
2	41.328	0.283	0.1472	21.247	2.02	84.80	35.05	402.4	13.8
3	42.440	0.274	0.0419	13.350	5.44	90.68	38.48	437.4	3.6
4	43.204	0.278	0.0014	6.780	15.02	95.33	41.18	464.4	1.6
5	43.192	0.277	0.0000	4.935	16.94	96.59	41.72	469.7	6.7
6	43.695	0.284	0.0182	5.838	24.28	96.02	41.96	472.1	2.9
7	43.079	0.284	0.0352	5.512	26.33	96.19	41.44	467.0	6.5
8	44.498	0.282	0.0019	3.088	40.34	97.91	43.57	488.0	1.8
9	43.867	0.278	0.0022	5.721	43.90	96.11	42.16	474.1	4.1
10	44.005	0.282	0.0002	4.101	55.53	97.21	42.78	480.2	2.1
11	44.383	0.278	0.0033	2.369	92.53	98.39	43.67	489.0	1.6
12	45.239	0.285	0.0009	10.058	97.25	93.40	42.25	475.0	4.8
13	44.270	0.287	0.0142	11.539	100.00	92.27	40.85	461.1	5.3
							Total age	477 \pm 4Ma	
08PC38	gneiss								
			J=0.009821						
1	23.164	0.224	0.1709	0.001	0.14	99.93	23.16	369.8	18.8
2	31.019	0.213	0.0000	1.454	0.95	98.56	30.57	473.7	8.9
3	30.674	0.230	0.0000	1.455	5.36	98.55	30.23	469.0	4.6
4	31.280	0.231	0.0069	0.000	8.27	99.95	31.27	483.1	5.9
5	31.305	0.231	0.0177	1.345	12.80	98.68	30.89	478.0	4.7
6	31.524	0.232	0.0000	1.882	17.86	98.19	30.95	478.8	3.5
7	31.399	0.234	0.0205	0.549	20.67	99.44	31.22	482.5	7.3
8	31.423	0.232	0.0000	0.594	28.44	99.39	31.23	482.6	3.4
9	31.724	0.242	0.0143	3.714	30.91	96.49	30.61	474.2	3.1
10	30.418	0.240	0.0984	0.821	32.31	99.18	30.17	468.2	6.2
11	30.898	0.233	0.0054	0.000	45.69	99.95	30.88	477.9	2.2
12	30.815	0.229	0.0000	0.000	50.95	99.95	30.80	476.8	4.7
13	31.072	0.224	0.0000	0.000	61.90	99.95	31.06	480.3	1.5
14	30.893	0.228	0.0000	0.383	74.57	99.58	30.76	476.3	4.2
15	31.247	0.228	0.0000	0.000	89.38	99.95	31.23	482.6	2.9
16	31.478	0.217	0.0000	0.000	92.30	99.95	31.46	485.8	6.7
17	31.527	0.232	0.0263	0.123	100.00	99.84	31.48	486.0	3.8
							Total age	480 \pm 4Ma	
08PC40	gneiss								
			J=0.009821						
1	30.698	0.070	0.0000	2.593	9.25	97.45	29.92	464.7	7.0
2	32.551	0.064	0.0577	0.000	24.46	99.95	32.54	500.3	1.5
3	34.240	0.062	0.0000	6.429	25.64	94.41	32.32	497.4	9.4
4	31.233	0.062	0.0000	0.304	31.73	99.66	31.13	481.2	2.6
5	30.145	0.063	0.1334	1.119	35.33	98.88	29.81	463.3	6.4
6	31.806	0.064	0.0000	0.299	49.25	99.67	31.70	489.0	1.7
7	31.353	0.061	0.0000	1.065	53.64	98.95	31.02	479.8	5.9
8	30.731	0.062	0.0000	1.379	56.02	98.62	30.31	470.1	5.2
9	32.638	0.057	0.0000	0.000	61.54	99.95	32.62	501.4	2.3
10	31.552	0.062	0.0000	0.000	76.86	99.95	31.54	486.8	3.2
11	30.338	0.063	0.0705	0.206	84.91	99.77	30.27	469.5	2.9
12	32.063	0.058	0.0176	0.000	88.78	99.95	32.05	493.7	6.4
13	31.375	0.059	0.0000	0.000	93.15	99.95	31.36	484.4	3.4
14	31.142	0.056	0.0000	0.035	100.00	99.92	31.12	481.1	3.1
							Total age	485 \pm 4Ma	

Tableau V.7 (suite)

Step n°	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ J=0.009821	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Cum. % ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{K}$	Age (Ma)	$\pm 1\text{s.d.}$ (Ma)
08PC45 migmatite									
1	34.915	0.196	0.0436	18.175	4.17	84.58	29.53	459.4	7.7
2	28.497	0.175	0.0000	0.498	5.86	99.43	28.33	442.9	14.3
3	33.086	0.186	0.0091	5.938	11.61	94.65	31.32	483.8	6.0
4	32.517	0.178	0.0000	1.119	17.42	98.94	32.17	495.3	4.5
5	32.288	0.183	0.0143	1.351	27.48	98.72	31.87	491.3	4.4
6	33.178	0.190	0.0000	4.026	31.49	96.37	31.97	492.7	9.7
7	32.205	0.198	0.0011	0.854	39.89	99.17	31.94	492.2	3.5
8	32.628	0.199	0.0000	0.890	50.37	99.15	32.35	497.7	3.5
9	32.459	0.192	0.0000	2.192	54.67	97.96	31.80	490.3	4.9
10	32.255	0.191	0.0017	1.338	67.40	98.73	31.84	490.9	4.1
11	32.716	0.205	0.0000	3.645	70.71	96.66	31.62	487.9	4.9
12	32.309	0.187	0.0329	2.880	80.58	97.33	31.45	485.5	6.3
13	32.234	0.193	0.0000	1.003	86.06	99.03	31.92	492.0	7.2
14	32.915	0.186	0.0000	3.367	91.50	96.93	31.90	491.7	4.8
15	32.379	0.176	0.0000	0.000	94.32	99.95	32.36	497.9	11.5
16	31.365	0.177	0.0000	0.000	100.00	99.95	31.35	484.2	12.6
								Total age	489 \pm 5Ma
08PC46 migmatite									
			J=0.009821						
1	32.013	0.202	0.2197	7.724	0.95	92.87	29.74	462.2	25.1
2	30.440	0.216	0.0193	1.719	5.09	98.28	29.92	464.7	7.5
3	31.908	0.243	0.0000	5.908	6.75	94.48	30.15	467.9	14.3
4	32.652	0.231	0.0000	6.116	10.68	94.42	30.83	477.2	7.8
5	32.248	0.234	0.0000	1.428	22.03	98.64	31.81	490.5	6.3
6	31.501	0.233	0.0000	0.060	36.76	99.89	31.47	485.8	4.9
7	32.575	0.237	0.0472	1.296	44.69	98.79	32.18	495.5	4.2
8	31.059	0.203	0.0309	0.000	48.03	99.95	31.05	480.1	3.2
9	31.466	0.216	0.0292	1.667	59.24	98.39	30.96	479.0	5.6
10	31.944	0.226	0.0085	0.662	88.83	99.34	31.73	489.4	2.5
11	32.991	0.234	0.0295	0.000	96.00	99.95	32.98	506.2	5.0
12	30.438	0.230	0.0627	0.000	98.26	99.95	30.43	471.7	5.8
13	30.890	0.210	0.0700	0.000	100.00	99.95	30.88	477.9	5.2
								Total age	487 \pm 5Ma
UCU3A gneiss									
			J=0.009954						
1	32.741	0.054	0.00000	7.146	5.11	93.50	30.61	479.9	1.4
2	30.764	0.055	0.00000	2.695	12.16	97.36	29.95	470.7	1.0
3	30.619	0.054	0.00000	1.410	17.61	98.59	30.19	474.0	1.8
4	30.774	0.049	0.00065	0.253	23.07	99.71	30.68	480.8	1.4
5	30.703	0.051	0.00000	0.281	31.43	99.68	30.60	479.7	1.2
6	30.686	0.055	0.00269	0.000	40.60	99.95	30.67	480.7	1.7
7	30.436	0.054	0.00333	0.000	44.43	99.95	30.42	477.2	1.7
8	30.145	0.050	0.00000	0.000	49.51	99.95	30.13	473.2	1.8
9	30.593	0.054	0.00000	0.000	80.33	99.95	30.58	479.4	1.3
10	30.671	0.057	0.00029	0.428	83.08	99.54	30.53	478.7	3.3
11	30.862	0.055	0.00883	2.713	88.33	97.35	30.05	472.0	0.9
12	30.598	0.052	0.00131	1.653	93.10	98.35	30.09	472.7	2.2
13	30.524	0.054	0.00330	1.031	100.00	98.95	30.20	474.2	1.9
								Total age	477.5 \pm 4.2 Ma

Tableau V.7 (suite et fin)

Step n°	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ J=0.009954	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Cum. % ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{K}$	Age (Ma)	$\pm 1\text{s.d.}$ (Ma)
UCU3B	pegmatite								
1	29.788	0.067	0.00417	3.225	12.86	96.75	28.82	455.0	2.6
2	30.342	0.065	0.00995	0.777	27.48	99.19	30.10	472.8	1.3
3	30.383	0.058	0.06351	3.860	30.02	96.21	29.23	460.8	3.1
4	30.250	0.072	0.00000	0.000	33.04	99.95	30.23	474.6	9.1
5	30.105	0.064	0.00383	0.485	36.81	99.47	29.95	470.7	1.6
6	29.986	0.064	0.00382	0.483	40.60	99.47	29.83	469.0	1.7
7	29.829	0.066	0.00027	0.267	46.23	99.68	29.73	467.7	1.2
8	30.057	0.063	0.00900	1.453	49.06	98.52	29.61	466.0	1.8
9	29.405	0.066	0.00781	0.000	52.11	99.95	29.39	463.0	2.2
10	30.029	0.059	0.00034	0.457	65.48	99.50	29.88	469.7	1.1
11	29.524	0.064	0.00000	0.000	68.53	99.95	29.51	464.6	2.3
12	29.598	0.072	0.00121	0.290	92.77	99.66	29.50	464.4	1.1
13	29.601	0.065	0.00589	0.621	96.03	99.33	29.40	463.1	2.8
14	29.846	0.064	0.00572	1.001	100.00	98.96	29.54	465.0	1.5
							Total age	466.2±4.2	Ma

Tableau V.8: Résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pour les amphiboles de l'unité occidentale

Step n°	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ J=0.009954	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Cum. % ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{K}$	Age (Ma)	$\pm 1\text{s.d.}$ (Ma)
08PC34	métagranodiorite								
1	45.030	0.575	1.6551	12.839	27.67	91.82	41.39	466.5	5.8
2	46.163	0.611	1.6064	14.219	56.72	91.13	42.11	473.6	5.5
3	45.697	0.611	1.9999	13.043	74.07	91.86	42.03	472.8	9.0
4	44.222	0.567	0.8160	8.623	94.31	94.34	41.74	470.0	7.3
5	40.861	0.507	0.8355	6.643	100.00	95.31	38.97	442.2	25.7
							Total age	469±5Ma	
08PC52	amphibolite		J=0.009821						
1	144.904	0.564	19.4552	235.694	1.69	52.93	77.69	1022.9	49.1
2	43.211	0.070	12.5462	18.814	28.39	89.28	38.90	583.7	6.5
3	32.595	0.036	11.2821	2.861	92.68	99.95	32.82	504.1	3.4
4	34.229	0.041	13.7323	0.896	100.00	99.95	35.30	536.9	9.6
							Total age	538±6Ma	
UCU4A	amphibolite		J=0.009954						
1	231.498	1.683	23.27563	708.486	0.20	10.31	24.24	389.9	289.4
2	309.733	2.035	72.74467	668.766	0.27	37.95	123.40	1445.5	404.1
3	67.204	0.562	22.59380	0.005	0.35	99.98	69.91	952.9	84.9
4	53.238	0.148	9.94417	3.173	0.82	99.61	53.38	768.8	28.4
5	36.604	0.051	12.62781	23.947	3.15	83.21	30.71	481.2	12.2
6	34.672	0.044	12.07872	12.446	15.67	91.96	32.14	500.7	4.2
7	32.204	0.035	12.24834	6.000	86.61	97.30	31.59	493.2	1.5
8	32.156	0.016	11.84486	8.119	89.84	95.26	30.87	483.4	3.8
9	39.501	0.053	15.85805	32.726	90.56	78.49	31.33	489.7	19.2
10	35.437	0.070	44.59451	21.937	90.83	91.11	33.25	515.8	38.9
11	33.886	0.045	16.56212	17.008	92.72	88.79	30.42	477.2	14.0
12	32.352	0.034	15.08463	5.728	100.00	98.22	32.09	500.1	4.1
							Total age	496.6±4.6	Ma

Tableau V.8 (suite et fin)

Step n°	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ J=0.009954	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Cum. % ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{K}$	Age (Ma)	$\pm 1\text{s.d.}$ (Ma)
UCU4C	amphibolite								
1	220.053	1.417	18.29179	406.259	0.34	46.06	102.58	1269.4	91.9
2	198.219	0.768	19.98243	301.674	1.42	55.78	112.02	1351.4	37.1
3	40.035	0.083	15.25949	15.268	5.30	91.55	37.02	566.0	8.3
4	32.390	0.048	15.56070	9.973	7.26	94.46	30.91	483.9	4.9
5	31.727	0.034	14.31863	1.937	12.98	99.95	32.52	505.9	3.5
6	32.303	0.034	15.18541	5.381	33.59	98.56	32.16	501.0	2.4
7	32.082	0.035	14.98885	5.566	80.10	98.33	31.86	496.9	1.4
8	32.829	0.037	12.67243	5.753	93.06	97.67	32.33	503.4	1.6
9	31.342	0.037	13.98816	3.976	96.41	99.55	31.49	491.9	4.6
10	33.851	0.076	28.64279	6.536	100.00	99.95	34.70	535.3	4.5
Total age								518.1 \pm 4.7	Ma

Résumé

Cette thèse est consacrée à l'étude de l'évolution géodynamique de la chaîne panafricaine au NW de l'Angola, sur la marge occidentale du craton du Congo. Ce segment orogénique, conséquence de la convergence des cratons du São Francisco et du Congo à la fin du Néoproterozoïque et début du Paléozoïque, peut être subdivisé en un domaine externe plissé et peu métamorphique et un domaine interne formé de roches magmatiques et métamorphiques.

Les études structurales, pétrologiques, géochimiques et géochronologiques conduisent à distinguer deux unités principales dans le domaine interne : - l'unité supérieure de gneiss et micaschistes ($P-T_{\max}$: 8-12 kbar, 650-680°C) dont la déformation D1 est synchrone de la mise en place des nappes vers l'ENE; - l'unité inférieure dans la partie occidentale constituée de gneiss et migmatites ($P-T_{\max}$: 7-9 kbar, 700-750°C) affectés par une déformation polyphasée.

L'étude géochronologique démontre l'existence de protolithes granitiques datés à ~2 Ga impliqués dans l'orogénèse pan africaine caractérisée par une histoire polyphasée entre 540 Ma pour le pic du métamorphisme syn-D1 et 480 Ma pour les dernières phases de recristallisation et d'exhumation des roches métamorphiques de haut grade.

La synthèse des données permet ainsi de reconstruire précisément les deux chemins P-T-D-t de ces deux unités tectono-métamorphiques et de comparer ce segment panafricain à ceux présents de part et d'autre de l'Atlantique Sud. Ce travail témoigne de la complexité des processus géodynamiques de convergence amenant à l'assemblage du Gondwana impliquant à la fois de larges masses cratoniques et des microplaques intercalées entre ces masses.

Mots-clés : Angola – géodynamique – géochronologie – pétro-géochimie - déformation - Panafricain – Protérozoïque - Gondwana

Abstract

This thesis is devoted to the study of the geodynamic evolution of the panafrican belt in NW Angola, lying on the western margin of the Congo craton. This orogenic belt, resulting from the late neoproterozoic – early paleozoic convergence of the São Francisco and Congo cratons, can be subdivided into two main domains: 1) an eastern foreland made of folded neoproterozoic sediments and 2) a western hinterland made of magmatic and metamorphic rocks.

Our structural, petrological, geochemical and geochronological studies lead to the recognition of two main units within this hinterland : 1) an upper eastern unit made of gneiss and micaschists ($P-T_{\max}$: 8-12 kbar, 650-680°C) that preserves D1 deformation structures related to the ENE transport of nappes and 2) a western lower unit made of gneiss and migmatites ($P-T_{\max}$: 7-9 kbar, 700-750°C) that were affected by a polyphased deformation.

Our geochronological study shows that this belt contains ~2Ga old granites that were involved in a polyphased panafrican evolution between 540 Ma for syn-D1 peak metamorphic conditions and 480 Ma for the last stages of recrystallization and exhumation of high grade rocks.

The synthesis of all data leads to a precise reconstruction of P-T-D-t paths in both tectono-metamorphic units and to comparison of this panafrican belt with similar belts distributed on both sides of the Atlantic ocean. This work attests of the complexity of the geodynamic processes resulting in the Gondwana assembly and implying both large cratonic landmasses and intercalated microplates.

Keywords: Angola – geodynamic – geochronology – petro-geochemistry - deformation - Panafrican – Proterozoic - Gondwana