

Table des matières

CHAPITRE 1: INTRODUCTION	1
1.1. Problématique et objectifs	2
1.2. Méthodologie	7
<i>1.2.1. Choix de la zone d'étude</i>	7
<i>1.2.2. Reconnaissance des enrichissements en FeO* + MgO</i>	8
<i>1.2.3. Cartographie et échantillonnage</i>	9
<i>1.2.4. Étude pétrologique et géochimique</i>	9
<u>1.2.4.1 – Étude pétrologique</u>	10
<u>1.2.4.2 – Étude géochimique</u>	10
<i>1.2.5. Modélisation</i>	11
1.3. Géologie régionale	12
<i>1.3.1 Évènement Strangways précoce</i>	13
<i>1.3.2 Évènement Strangways tardif</i>	13
<i>1.3.3 Orogénèse Alice Springs</i>	15
<i>1.3.3 Roches encaissantes de Wuluma</i>	15
CHAPITRE 2: CAMPAGNE DE TERRAIN	17
2.1. Roches encaissantes	18
<i>2.1.1. Les granulites mafiques</i>	18
<i>2.1.2. Les granulites psammitiques</i>	18
<i>2.1.3. Les granulites pélitiques</i>	20
2.2. Granite de Wuluma	20
<i>2.2.1. Dykes</i>	20
<i>2.2.2. Hétérogénéités</i>	25
<u>2.2.2.1. Les enclaves de roches encaissantes</u>	25
<u>2.2.2.2. Les schlieren</u>	25

2.2.2.3. <u>Les agrégats de biotites</u>	29
2.2.3. <i>Foliation</i>	29
2.2.4. <i>Zones de cisaillement</i>	30
2.2.5. <i>Structures de dilatation</i>	32
2.2.6. <i>Plis</i>	32
2.2.7. <i>Structures lobées syn-magmatique</i>	36
2.2.8. <i>Faciès</i>	36
2.2.8.1. <u>Granite à grains fins</u>	38
2.2.8.2. <u>Granite à grains moyens</u>	38
2.2.8.3. <u>Granite à grains gros</u>	39
2.3. Mise en place du pluton de Wuluma	39
2.3.1. <i>Travaux antérieurs</i>	39
2.3.2. <i>Modèle</i>	40
CHAPITRE 3: ÉTUDE PÉTROLOGIQUE ET GÉOCHIMIQUE	50
Résumé	52
Source of biotite in the Wuluma Pluton: replacement of peritectic and magmatic phases and disaggregation of enclaves and schlieren	53
Abstract	53
Research Highlights	55
1. Introduction	56
2. Geological setting	60
2.1. <i>Regional Geology</i>	60
2.2. <i>Wuluma Pluton</i>	61
3. Petrology	63
3.1. <i>Analytical methods</i>	63
3.2. <i>The Country Rocks</i>	64
3.2.1. <i>Mafic Granulite</i>	64
3.2.2. <i>Psammitic Granulite</i>	65
3.2.3. <i>Pelitic Granulite</i>	67

3.3. <i>Granitic rocks of the Wuluma Pluton</i>	69
3.3.1. <i>Fine-grained granites</i>	69
3.3.2. <i>Medium-grained granites</i>	70
3.3.3. <i>Coarse-grained granites</i>	72
3.3.4. <i>Enclaves of country rock</i>	73
3.3.5. <i>Schlieren</i>	73
3.4. <i>General trends of garnet and biotite compositions</i>	76
4. Trace elements in minerals	77
4.1. <i>Rare Earth Elements</i>	78
4.2. <i>Other trace elements</i>	80
5. Interpretation and discussion	82
5.1. <i>Sources of the enclaves</i>	82
5.2. <i>Origin of the schlieren</i>	83
5.2.1. <i>Enclave-related schlieren</i>	84
5.2.2. <i>Long schlieren</i>	85
5.2.3. <i>Wispy schlieren</i>	86
5.3. <i>Modification of schlieren and minerals</i>	87
5.3.1. <i>Peritectic garnet</i>	88
5.3.2. <i>Replacement by biotite</i>	89
5.3.3. <i>Biotite in the Wuluma granite</i>	91
6. Conclusions	94
Acknowledgements	96
References	97
FIGURE CAPTIONS	108
CHAPITRE 4: MODÉLISATION	135
4.1. Méthodologie	136
4.1.1. <i>Système utilisé et base de données</i>	137
4.1.2. <i>Composition roche totale</i>	138
4.1.3. <i>Fiabilité du modèle</i>	142

4.3. Résultats: Pseudosections P-T	144
4.3.1. <i>Granulite pélitique résiduelle</i>	144
4.3.2 <i>Granulite psammitique résiduelle</i>	146
4.3.3 <i>Granite</i>	149
4.4. Résultats : Pseudosections T-X	151
4.4.1. <i>SL-75</i>	153
4.4.2. <i>SL-64</i>	161
4.4.3. <i>SL-25</i>	167
4.5. Problème du fer	174
4.6. Réactions de remplacement pendant la cristallisation du magma	175
4.6.1 <i>Réactions</i>	175
4.6.2 <i>Variations de Mg#</i>	178
4.7. Autres implications de la modélisation	181
4.8. Trois différents types de granites	182
CHAPITRE 5: DISCUSSION ET CONCLUSION	185
5.1. Mise en place du pluton	186
5.1.1 <i>Conditions Pression – Température</i>	186
5.1.2 <i>Modèle de formation du pluton</i>	186
5.2. Origine des biotites à Wuluma	189
5.3. Modélisation	190
5.4. Implications globales pour la pétrologie et géochimie des granites de type S193	
5.5. Conclusion	197
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	199

Liste des figures

Figure 1.1: Diagramme de Streckeisen	3
Figure 1.2: Diagramme SiO ₂ vs FeO* + MgO	5
Figure 1.3: Carte géologique du Complexe Métamorphique du Strangways	14
Figure 2.1: Carte lithologique du granite de Wuluma	19
Figure 2.2: Grenat avec couronne felsique dans une granulite pélitique	21
Figure 2.3: Dyke de granite	22
Figure 2.4: Rosace d'orientation des schlieren, dykes et foliations magmatiques dans les roches granitiques de Wuluma	24
Figure 2.5: Hétérogénéités présentes dans le granite de Wuluma	26
Figure 2.6: Schéma d'affleurement	27
Figure 2.7: Deux types de relation observés entre la foliation magmatique et l'orientation des schlieren	31
Figure 2.8: Cisaillement dextre et senestre	33
Figure 2.9: Lentilles de granite sigmoïdales dans les enclaves de roche encaissante compétente	34
Figure 2.10: Erosion d'une enclave de roche encaissante non compétente par délamination	35
Figure 2.11: Structure lobée syn-magmatique	37
Figure 2.12: Différentes zones du pluton granitique de Wuluma	43
Figure 2.13: Pole des foliations magmatiques par zone	44

Figure 2.14: Orientation des schlieren dans les zone A et C du granite	45
Figure 2.15: Schlieren à plis asymétriques dextres du Nord de la zone A.....	46
Figure 2.16: modèle de formation du pluton granitique de Wuluma	48
Figure 1: Location of Wuluma Pluton in central Australia	115
Figure 2: Mapped parts of the Wuluma Pluton and adjacent country rocks	116
Figure 3: Field photographs of the main characteristics of the Wuluma Pluton	117
Figure 4: Examples of microstructures involving ferromagnesian minerals in the Wuluma granite and its country rocks	118
Figure 5: Photomicrographs showing the microstructures associated with ferromagnesian minerals in rocks from the Wuluma Hills area	119
Figure 6: Field photographs showing some of the types of heterogeneity within the Wuluma Pluton	120
Figure 7: Composition of minerals from the Wuluma Hills area. a) Plot of Mg# vs. Ti for biotite	121
Figure 8: Chondrite-normalised REE patterns for biotite from the major rock types ..	122
Figure 9: Chondrite-normalised REE patterns for orthopyroxene and garnet	123
Figure 10: Chondrite-normalised REE patterns for K-feldspar from different rock types	124
Figure 11: Chondrite-normalised REE patterns for plagioclase from different rock types	125
Figure 12: Chondrite-normalised REE patterns for clinopyroxene from the homogeneous mafic granulites (black lines) and banded mafic granulites (blue lines) ..	126
Figure 13: Plot for Cr vs Ni in biotite compared to the fields of Cr and Ni contents of other minerals	127
Figure 14: Schema of the evolution of modal proportion of biotite in the granite	128
Figure 15: Role of biotite in determining the composition of S-type granites	129

Figure 4.1: Pseudosection P-T de SL-83	145
Figure 4.2: Pseudosection P-T de SL-33	147
Figure 4.3: Pseudosection P-T rapprochée de SL-33	148
Figure 4.4: Pseudosection P-T de SL-75	150
Figure 4.5: Diagramme T-X pour SL-75 à 6.5 kbar	154
Figure 4.6: Diagramme T-X pour SL-75 à 1mol.% H ₂ O à 6.5 kbar	156
Figure 4.7: Diagramme T-X pour SL-75 à 3mol.% H ₂ O à 6.5 kbar	157
Figure 4.8: Diagramme T-X pour SL-75 à 5mol.% H ₂ O à 6.5 kbar	158
Figure 4.9: Comparaison des champs d'équilibre des diagrammes T-X de SL-75	160
Figure 4.10: Diagramme T-X pour SL-64 à 6.5 kbar	162
Figure 4.11: Diagramme T-X pour SL-64 à 1mol.% H ₂ O à 6.5 kbar	164
Figure 4.12: Diagramme T-X pour SL-64 à 3mol.% H ₂ O à 6.5 kbar	165
Figure 4.13: Diagramme T-X pour SL-64 à 5mol.% H ₂ O à 6.5 kbar	166
Figure 4.14: Diagramme T-X pour SL-25 à 6.5 kbar	169
Figure 4.15: Diagramme T-X pour SL-25 à 1mol.% H ₂ O à 6.5 kbar	171
Figure 4.16: Diagramme T-X pour SL-25 à 3mol.% H ₂ O à 6.5 kbar	172
Figure 4.17: Diagramme T-X pour SL-25 à 5mol.% H ₂ O à 6.5 kbar	173
Figure 4.18: Mécanisme du remplacement du grenat par la biotite	179
Figure 5.1: Modèle de formation du pluton granitique de Wuluma	188
Figure 5.2: Étape de formation d'un granite de type S	192
Figure 5.3: Diagramme SiO ₂ vs FeO* + MgO	195

Liste des tableaux

Table 1: Modes of the schlieren and biotite aggregates	130
Table 2: Representative compositions of biotite and garnet	131
Tableau 4.1: Abréviations minérales utilisées dans le logiciel THERMOCALC	139
Tableau 4.2: Composition chimique roche totale en pourcentage moléculaire des échantillons utilisés pour la modélisation.....	141
Tableau 4.3: Compositions chimiques utilisées pour construire les pseudosections T-X	152

Liste des annexes

Annexe 1: Composition chimique <i>in situ</i> des minéraux	216
Annexe 2: Standard ATHO-G, Nist 610 et Nist 612	244
Annexe 3: Données roches totales	248
Annexe 4: Liste des échantillons	257
Annexe 5: Fichiers THERMOCALC	cd de données

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1. Problématique et objectifs

Les granites au sens large représentent une part importante de la croûte continentale terrestre. Ils constituent dans certaines régions du monde telles que l'Australie jusqu'à 75% des roches exposées. Ce sont des roches plutoniques constituées principalement de quartz et feldspath (Fig. 1.1). On peut trouver également quelques amphiboles, grenats, cordiérites, orthopyroxènes, biotites, muscovites, magnétites, zircons et apatites.

De nombreuses études, pétrologiques et géochimiques, ont été réalisées ces dernières décennies, pour essayer de déterminer la source des magmas granitiques, de comprendre leur extraction de la roche source, leur mode de remonté et d'emplacement dans la croûte terrestre. Elles ont, en premier lieu, basées sur la composition chimique, la composition minéralogique ou l'origine tectonique, relevées la grande hétérogénéité des granites (Barbarin, 1999; Chappell, 1984; Patiño Douce, 1999; Streckeisen, 1974) et parmi eux les granites d'anatexie de type S. Ces granites sont interprétés comme provenant de la fusion partielle de métasédiments par fusion incongruente (formation de liquide et de minéraux péritectiques) de muscovite et de biotite (Stevens et al., 1997; Waters, 2001).

Un des problèmes majeurs est qu'au cours des dix dernières années, de nombreux travaux expérimentaux ont été effectués pour recréer des magmas felsiques à partir de la fusion par déshydratation de différents types de roches tels que les métasédiments ou les roches ignées (Castro et al., 2000; Johnston and Wyllie, 1988; Johnston and Wyllie, 1998; Litvinivsky et al., 2000; Montel and Vielzeuf, 1997; Patiño Douce and Harris, 1998; Singh and Johannes, 1996; Skjerlie et al., 1993; Stevens et al., 1997; Vielzeuf and Montel, 1994).

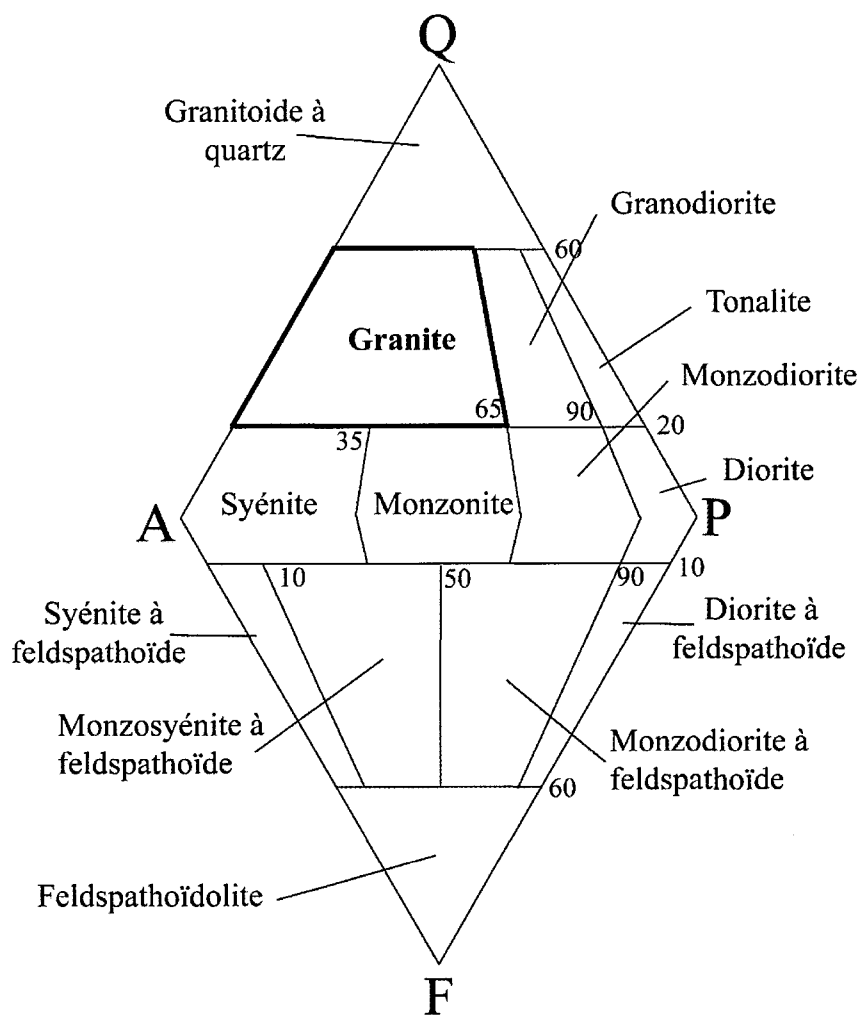


Figure 1.1: Diagramme de Streckeisen (Streckeisen, 1974)

Q : Quartz, A : Feldspath alcalin, P: Plagioclase, F: Feldspathoïde

Le type de minéraux qui fusionnent et leurs proportions ne semblent pas jouer un rôle important dans la composition des liquides finaux. La présence ou l'absence de fluides n'influence pas non plus le résultat.

Cependant, les granites d'anatexie naturels de type S sont beaucoup plus enrichis en fer et magnésium que tous les liquides felsiques qui ont pu être obtenus expérimentalement (Fig. 1.2). De plus, récemment, il a été démontré que les liquides felsiques présents en inclusion dans les minéraux métamorphiques ont des compositions en fer et en magnésium correspondant aux résultats expérimentaux (Acosta Vigil et al., 2010; Acosta Vigil et al., 2007; Álvarez-Valero et al., 2007; Cesare et al., 2007) et donc plus basse que la majorité des granitoïdes (Fig. 1.2). Ces résultats récents laissent penser que les processus de fusion partielle ne sont pas responsables des enrichissements en $\text{FeO}^* + \text{MgO}$ et ceux qui engendrent ces enrichissements ont lieu lors de la ségrégation du liquide, le transport du magma dans la croûte terrestre ou l'accumulation de celui-ci.

Les questions qui se sont posées étaient alors de savoir par quel(s) processus, où, et comment? Un certain nombre d'hypothèses ont été avancées comme le mélange de magma de compositions différentes (Barnes et al., 2002; Castro et al., 2003; Clemens, 2002; Collins et al., 1989; Collins and Sawyer, 1996; Garcia-Moreno et al., 2007; Patiño Douce, 1999; Stevens et al., 2007; Ugidos and Recio, 1993; White and Chappell, 1977), l'assimilation de roches encaissantes durant le transport et la mise en place du magma, et plus récemment l'entraînement de phases péritectiques lors de l'extraction du liquide (Collins and Sawyer, 1996; Dorais et al., 2009; Erdmann et al., 2009; Miller et al., 1988; Sawyer, 1996; Stevens et al., 2007; Villaros et al., 2009) ou l'augmentation de minéraux

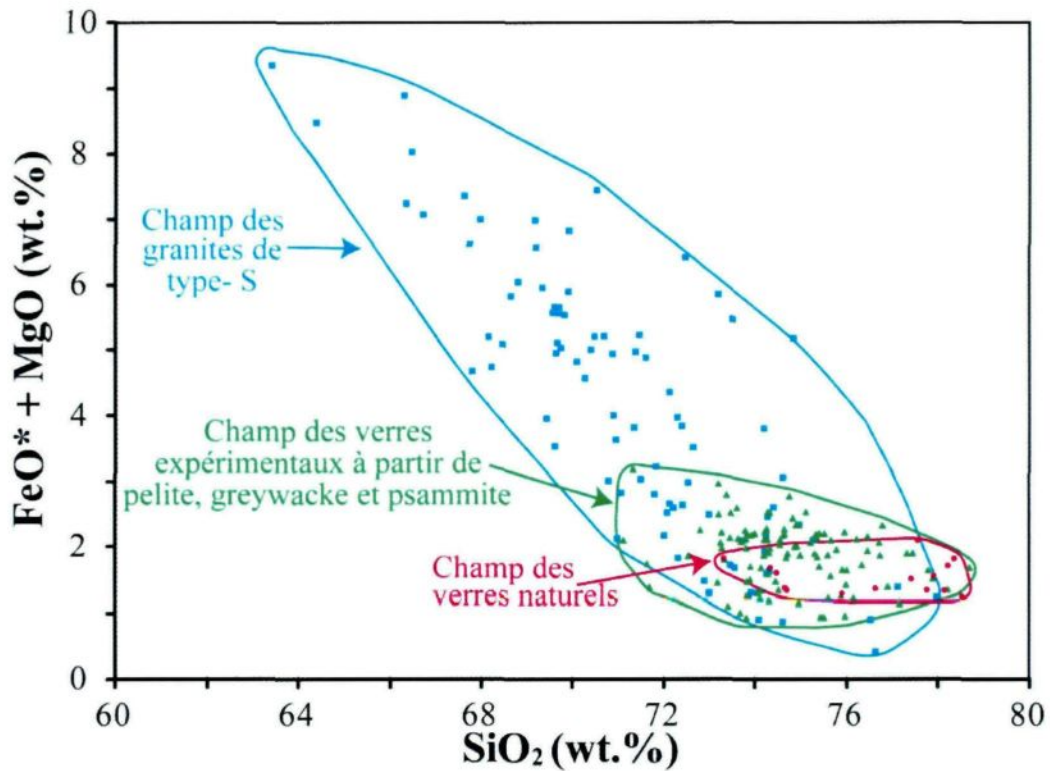


Figure 1.2: Diagramme SiO_2 vs $\text{FeO}^* + \text{MgO}$

FeO^* : tout le fer est considéré comme étant du Fe^{2+}

Sources des données de granitoïdes : Albuquerque (1971; 1979), Arth and Hanson (1975), Barbero and Villaseca (1992), Barker et al. (1992), Chappell and White (1992), Clarke and Muecke (1985), Collins et al. (1989), Crawford and Windley (1990), Crisci et al. (1979), McKenzie and Clarke (1975), Neiva (1981), Nockolds (1954), Pankhurst et al. (1992), Sawyer (1987). Sources des données des verres expérimentaux à partir de pelite, greywacke et psammite ($T < 925^\circ\text{C}$): Gardien et al. (1995), Grant (2004), Montel and Vielzeuf (1997), Patiño Douce and Beard (1995; 1996), Patiño Douce and Harris (1998), Patiño Douce and Johnston (1991), Pickering and Johnston (1998), Stevens et al. (1997), Vielzeuf and Holloway (1988). Sources des verres naturels: Acosta-Vigil et al. (2007), Cesare et al. (2007), Sawyer (données non publiées).

ferromagnésiens dans les différentes parties d'un pluton granitique par le fractionnement du magma (Erdmann et al., 2009). Dans un second temps, la question qui se pose est de savoir comment ce matériel réagit avec les magmas ?

Les études antérieures se sont concentrées sur des plutons granitiques de type S mis en place dans la croûte supérieure, loin de leur source (Erdmann et al., 2009; Stevens et al., 2007). Les phases péritectiques et restitiques entraînées lors de la mise en place de ces plutons sont généralement fortement dispersées dans un magma homogénéisé lors de l'ascension (Erdmann et al., 2009; Villaros et al., 2009). Au contraire, l'étude d'un pluton, riche en $\text{FeO}^* + \text{MgO}$, mis en place plus profondément dans la croûte et donc proche de sa source permettrait de limiter les processus ayant lieu lors du transport du magma et donc de n'étudier que les processus d'enrichissement en $\text{FeO}^* + \text{MgO}$ ayant lieu lors de la ségrégation du liquide. De plus, ces plutons sont généralement plus hétérogènes que les plutons mis en place dans la croûte supérieure (Sawyer, 1996; Sawyer, 1998), et représentent donc une parfaite zone d'étude.

Sur le terrain, les enrichissements en $\text{FeO}^* + \text{MgO}$ et, plus particulièrement dans notre cas, les biotites vont se traduire par des enrichissements de manière hétérogène dans le pluton. Ces hétérogénéités se présente sous forme d'enclaves, de schlieren, d'une proportion élevée de minéraux porphyroblastiques (orthopyroxène, grenat, cordiérite) et d'agrégats de biotite (Barbey, 2009; Collins et al., 1989; Lafrance et al., 1995; Milord and Sawyer, 2003).

L'hypothèse qui est donc testée au cours de ce doctorat est que le processus responsable de l'enrichissement en FeO^* et MgO est l'incorporation et la désagrégation de

matériel riche en FeO* et MgO lors de l'extraction et la mise en place du granite. Les réactions de ce matériel avec le magma entraînent la formation de biotites.

On se propose donc d'étudier un pluton granitique de croûte profonde encore en contact avec son résidu et ayant montré de forts enrichissements en biotites: le pluton granitique de Wuluma Hills (choix de la zone d'étude en 1.2.1). Le but de cette étude est de comprendre à l'aide d'observations de terrain, d'une étude pétrologique et géochimique et d'une modélisation thermodynamique:

1) le type d'hétérogénéités et l'origine des minéraux ferromagnésiens présents dans le pluton granitique.

2) les réactions possibles entre ces hétérogénéités et le magma granitique encaissant.

3) le rôle des variations de température et de composition (principalement la teneur en H₂O) du magma sur la cristallisation de biotite.

1.2. Méthodologie

1.2.1. Choix de la zone d'étude

La zone de Wuluma Hills a été choisie pour trois raisons :

1) De nombreuses études ont déjà été faites sur cette zone et ont mis en évidence la présence d'hétérogénéités et d'enrichissement en minéraux ferromagnésiens dans le granite de Wuluma (Clarke et al., 2007; Collins et al., 1989; Lafrance et al., 1995; Sawyer et al., 1999) (voir section 1.2.2.).

2) Le pluton granitique de Wuluma ne présente aucune évidence de contamination par des magmas mafiques (Collins et al., 1989; Lafrance et al., 1995), les enrichissements en minéraux ferromagnésiens, de ce granite, peuvent donc être expliqués par l'assimilation de roches résiduelles et encaissantes.

3) C'est un pluton mis en place dans la croûte profonde à semi-profonde ($P = 6 - 6.5$ kbar, $T = 850 - 925$ °C (Clarke et al., 2007; Lafrance et al., 1995; Sawyer et al., 1999), donc proche de sa source . Il est important que le pluton étudié n'ait pas beaucoup migré dans la croûte terrestre de manière à ne pas avoir enregistré les processus ayant lieu lors du transport.

1.2.2. Reconnaissance des enrichissements en $FeO^ + MgO$*

Les enrichissements en $FeO^* + MgO$ des granites se traduisent par la présence d'enrichissement en minéraux ferromagnésiens.

Les enrichissements en minéraux ferromagnésiens peuvent être de différents types. On peut les trouver, à l'échelle microscopique, sous forme d'assemblages, de biotite, cordiérite, et orthopyroxène dans les granites et le matériel résiduel (Dombrowski, 1997). On les trouve aussi, à l'échelle macroscopique, sous forme d'agrégats de biotite, cordiérite et orthopyroxène (Collins et al., 1989; Garcia-Moreno et al., 2007; Guernina and Sawyer, 2003; Lafrance et al., 1995; Ugidos and Recio, 1993). Une autre forme commune des enrichissements en minéraux ferromagnésiens sont les schlieren à l'intérieur des granites. Leur présence a été observée dans de nombreux granites (Barbey et al., 2008; Milord and Sawyer, 2003). On observe également des auréoles enrichies en biotite autour des xénolites

dans les granites (Collins et al., 1989), et des enrichissements en biotite au contact entre les dykes granitiques et les roches encaissantes (Dombrowski, 1997)

1.2.3. Cartographie et échantillonnage

Le premier objectif de ce projet était d'effectuer une carte du pluton afin de déterminer les relations spatiales existant entre le granite et les roches encaissantes et déterminer un modèle de mise en place du magma. Pour cela, une campagne de terrain a été faite. Au cours de la campagne de terrain les divers faciès granitiques, existant dans le pluton, ont été identifiés par l'étude de la granulométrie et de la minéralogie. Nous avons également déterminé le matériel contaminant par l'observation des enclaves et des roches encaissantes. Les zones d'hétérogénéités dans le granite ont été déterminées et observées, en portant plus particulièrement attention aux zones riches en minéraux ferromagnésiens telles que les zones riches en schlieren, les agrégats et les porphyroblastes ferromagnésiens, de manière à identifier les phases pouvant être responsables d'un enrichissement en $\text{FeO}^* + \text{MgO}$ du magma.

Au cours de la campagne de terrain, nous avons également échantillonné 90 échantillons les plus représentatifs possible des différents faciès granitiques, des roches encaissantes, et des différents types d'enrichissement en minéraux ferromagnésiens.

1.2.4. Étude pétrologique et géochimique

Une étude pétrologique et géochimique *in situ* a été effectuée. 90 lames minces polies ont été réalisées à partir des échantillons récoltés sur le terrain. L'étude géochimique *in*

situ à été effectuée à la place de la géochimie en roche totale, car les phénomènes étudiés (tel que le remplacement de minéraux ferromagnésiens par la biotite) sont locaux. De plus, du point de vue des éléments en trace, la géochimie des roches totales a tendance à être contrôlée par les phases accessoires quand nous voulons pour cette étude étudier des processus impliquant les minéraux majeurs.

1.2.4.1 – Étude pétrologique

L'analyse pétrologique a été faite au microscope optique de manière à identifier les phases présentes, ainsi que les assemblages minéralogiques dans chaque type de lithologie. Nous avons aussi mieux déterminé la granulométrie (déterminée auparavant sur le terrain), et les microtextures dans les différents faciès pour identifier la recristallisation possible.

Les microtextures dans les assemblages minéralogiques contenant des porphyroblastes ont été observées afin de caractériser les réactions susceptibles d'avoir lieu.

Les modes des différents types de schlieren et agrégats de biotite ont été déterminés par analyse avec Image J sur des photos préalablement digitalisées (12 échantillons). Les variations microtexturales entre les différents types de schlieren, les agrégats de biotite et les assemblages avec les porphyroblastes sont identifiées.

Ces observations ont été ensuite complétées par l'étude géochimique.

1.2.4.2 – Étude géochimique

Une analyse géochimique, *in situ*, à la microsonde électronique (pour les éléments majeurs) ainsi qu'au spectromètre de masse par torche à plasma à ablation laser (LA-ICP-

MS) (pour les éléments en trace) a été effectuée sur 15 échantillons de granites et granulites résiduelles. Les échantillons de granite ont été choisis pour représenter les différents faciès du granite avec présence ou non de grenat, les différents types de schlieren identifiés et les agrégats de biotite. Les roches résiduelles analysées représentent les différents types de roches encaissantes observées à Wuluma. Cette analyse a été effectuée sur les plagioclases, les feldspaths alcalins, et les minéraux ferromagnésiens (cordiérite, orthopyroxène, grenat et biotite). Au cours de la session à la microsonde électronique, les différents types d'oxydes présents ont été identifiés.

L'analyse géochimique *in situ* a permis de compléter l'analyse pétrologique pour identifier les variations de composition entre différents types de biotites présents. La géochimie *in situ* a également permis de comparer les compositions entre les différents minéraux présents dans les divers faciès du granite et dans les roches résiduelles, ainsi que dans les schlieren et agrégats de biotite.

1.2.5. Modélisation

Grâce au logiciel THERMOCALC (Powell et Holland, 1988; Powell et al., 1998; White et al., 2007), les réactions métamorphiques lors de la formation de ce granite sont investiguées, ainsi que les conditions thermobarométriques de formation des différents faciès granitiques et la présence ou non de fluides lors de sa formation.

Le logiciel THERMOCALC permet à partir de la composition en roche totale et des propriétés thermodynamiques des minéraux de déterminer une grille pétrogénétique pour chaque roche.

Une analyse chimique en roche totale a été effectuée par fluorescence X (XRF) pour les éléments majeurs afin d'être utilisé lors de la modélisation thermodynamique avec THERMOCALC.

Le logiciel THERMOCALC permet de calculer des diagrammes pression vs. température (P-T) mais aussi température vs. composition (T-X) appelées pseudosections. Ces deux types de diagrammes seront utilisés. Les diagrammes P-T servent à déterminer les conditions de pression et température de formation des roches et vérifier qu'elles correspondent bien aux températures et pressions définies lors des études précédentes (Clarke et al., 2007). Les diagrammes T-X servent à déterminer l'influence des variations de compositions en K_2O et H_2O sur les réactions entre le matériel contaminant et le magma.

Enfin, l'exercice final de ce doctorat sera, grâce à l'ensemble des données collectées, de proposer un modèle de formation de ces roches.

1.3. Géologie régionale

Le pluton de Wuluma, se situe dans le Sud du complexe métamorphique du Strangways (SMC) qui fait lui-même partie de la province Aileron, au Sud des territoires du Nord, en Australie (Fig. 1.3) (Claoué-Long et al., 2008; Collins et al., 1989; Lafrance et al., 1995; Scrimgeour, 2004).

Le SMC, se compose de roches protérozoïques ignées et sédimentaires métamorphisées au faciès granulitique entre 1 780 et 1 690 Ma (Collins and Shaw, 1995;

Lafrance et al., 1995; Maidment et al., 2005). La majorité des auteurs considèrent qu'il y a deux épisodes de formation du SMC : l'évènement Strangways précoce et tardif (Arnold et al., 1995; Clarke et al., 2007; Collins and Shaw, 1995; Foden et al., 1995; Lafrance et al., 1995; Maidment et al., 2005). Un dernier évènement tectonique et métamorphique, daté à 300 – 400 Ma, a été enregistré dans la province Aileron: l'orogénèse Alice Springs.

1.3.1 Évènement Strangways précoce

Cet évènement est le résultat d'un épaississement crustal en compression daté entre 1 780 et 1 750 Ma. Le pic du métamorphisme est estimé à 5.5 ± 1.2 kbar and $> 750^{\circ}\text{C}$ (Maidment et al., 2005; Norman and Clarke, 1990), et a produit des gneiss du faciès granulitique (Goscombe, 1991; Lafrance et al., 1995).

1.3.2 Évènement Strangways tardif

Cet évènement, issu également d'un épaississement crustal majeur associé à une orogénèse en compression, a eu lieu entre 1 730 et 1 690 Ma (Collins and Shaw, 1995) et a métamorphisé les roches du SMC au faciès granulitique. Cet évènement a également permis la mise en place d'intrusions granitiques tels que Wuluma (Claoué-Long et al., 2008; Clarke et al., 2007; Collins and Shaw, 1995; Lafrance et al., 1995; Maidment et al., 2005; Shaw and Wells, 1983). Le pic métamorphique est estimé à 6 - 6.5 kbar et 850 – 900 °C dans les roches encaissantes du pluton de Wuluma (Clarke et al., 2007; Collins and Shaw, 1995; Lafrance et al., 1995; Sawyer et al., 1999).

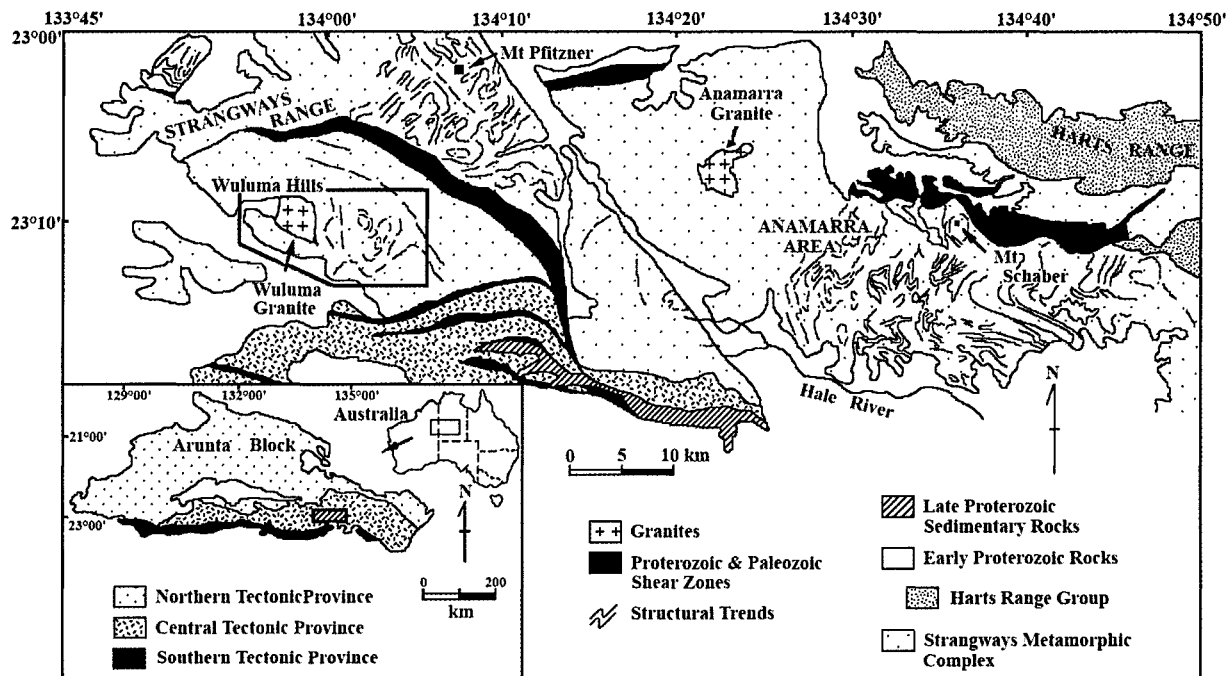


Figure 1.3: Carte géologique du Complexe Métamorphique du Strangways
D'après (Dombrowski, 1997; Lafrance et al., 1995).

1.3.3 Orogenèse Alice Springs

Cet événement est le dernier épisode tectonique enregistré dans la zone du SMC. Il est daté à 300 – 400 Ma. Le pic de pression et température a été estimé dans les roches du Harts Range (au Nord-Est) à $P = 6 - 7$ kbar et $T = 600 - 700$ °C (Hand et al., 1999, Wade et al., 2008). Cet événement a produit des zones de cisaillement riches en kyanite et staurolite. Au niveau de Wuluma, cet événement est observé par la présence de failles et de mylonites orientées E-O. La rétrogression est marquée par la présence de muscovite et de kyanite et est limitée à la proximité des failles et des mylonites (Collins et al., 1989; Collins and Shaw, 1995).

1.3.3 Roches encaissantes de Wuluma

Des travaux antérieurs ont décrit les roches encaissantes de la région de Wuluma comme des roches métapsammitiques et métapélitiques du faciès granulitique (Clarke et al., 2007; Collins et al., 1989; Lafrance et al., 1995).

Les roches pélitiques sont formées de grenat, cordiérite, feldspath, quartz, biotite et oxyde de fer/titane, et les roches psammitiques d'orthopyroxène, feldspath, quartz, biotite et oxyde de fer/titane. Dans les migmatites, les leucosomes sont décrits comme ayant une texture granitique avec une granulométrie moyenne et dans lesquels la biotite est rare (Clarke et al., 2007). La partie mésocratique se compose de feldspath, biotite et cordiérite avec des grenats ou orthopyroxènes pas toujours présents et a une granulométrie plus fine. Clarke et al (2007) décrit une fine ceinture mafique (inférieur à 1cm.), le long de la bordure des leucosomes, qui se compose de cordiérite et biotite avec parfois de l'orthopyroxène.

Les grenats sont almandin avec un Mg# entre 0.15 et 0.36. Ils ont une composition en élément en trace homogène avec un appauvrissement en terres rares légères et un enrichissement en terres rares lourdes, ainsi qu'une anomalie négative en Eu (Clarke et al., 2007). Les orthopyroxènes sont des hypersthènes et montrent des patrons en terres rares moyennes et lourdes, variables mais en fonction de leur origine (leucosomes ou roches mésocratiques). Les biotites ont des compositions variables avec un Mg# allant de 0.45 à 0.64 et ont des concentrations en terres rares légères sous la limite de détection, une anomalie positive faible en Eu et une augmentation progressive en terres rares lourdes. Les plagioclases ont des compositions d'oligoclase à andésine et les feldspaths alcalins sont des microclines (Clarke et al., 2007; Collins et al., 1989).

CHAPITRE 2
CAMPAGNE DE TERRAIN

2.1. Roches encaissantes

Toutes les roches encaissantes appartiennent au faciès granulitique (Fig. 2.1). La majorité sont dérivées de métapélites et métapsammites. Cependant, on retrouve aussi de rares bandeaux de roches mafiques métamorphisées venant probablement d'ancien dykes basaltiques, dispersés au milieu des métasédiments silico-clastiques et quelques bandes plus siliceuses de type quartzite à cordiérite et gneiss felsiques.

2.1.1. *Les granulites mafiques*

Elles sont granoblastiques et se retrouvent sous forme de minces lits dans les roches métasédimentaires (Fig. 2.1), ou sous forme d'enclaves dans le pluton granitique de Wuluma, plus particulièrement dans la partie Est du pluton. Elles sont généralement litées avec des lits de plagioclases et hornblendes intercalés avec des lits riches en hornblendes et pyroxènes. Les granulites mafiques non litées ont une foliation faible alors que les litées ont une foliation plus marquée parallèle au litage compositionnel et orientée N – S à NO – SE.

2.1.2. *Les granulites psammitiques*

Sur le terrain, ces roches se reconnaissent par leur couleur grise et se présentent sous formes de bandes de plusieurs mètres de large dans les roches encaissantes (Fig. 2.1) ou sous forme d'enclaves dans le pluton granitique. Elles ont une granulométrie fine à moyenne et se composent de plagioclase, quartz, biotite et orthopyroxène avec quelques

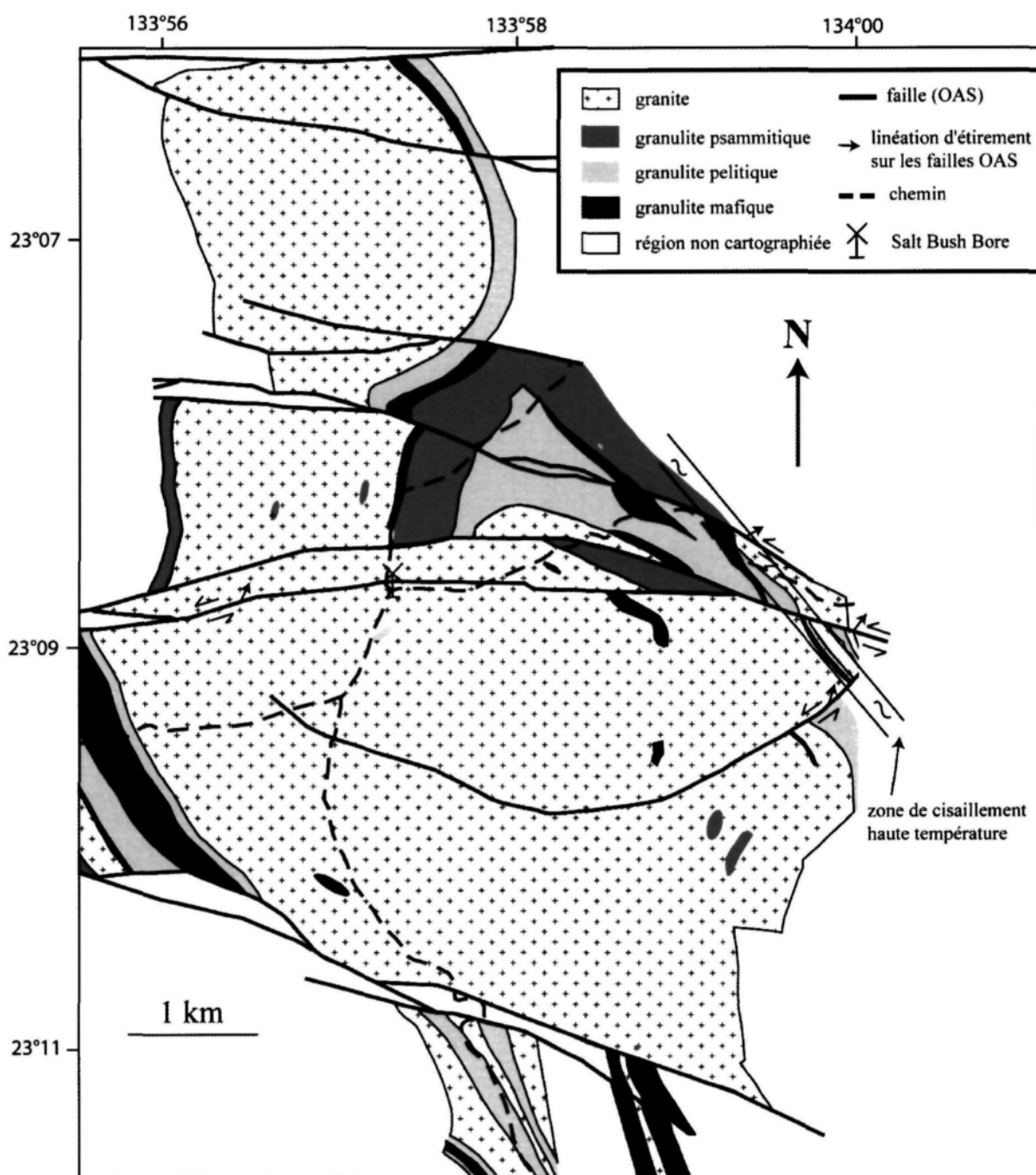


Figure 2.1: Carte lithologique du granite de Wuluma

Cette carte est obtenue à partir de la carte de Collins et al (2009) et de cette campagne de terrain. Cette figure illustre la forme du pluton et la distribution majeure des roches et structures. Les dykes des différents faciès ne sont pas représentés car trop petits. De nombreuses enclaves sont présentes à l'intérieur du pluton mais ne sont pas représentées en raison de leur trop petite échelle.

OAS : Orogenèse d'Alice Spring.

fois de la cordiérite. La biotite est orientée et définit une foliation orientée NO – SE. Un litage compositionnel est présent et forme une alternance de lits quartzo-feldspathiques et de lits mélanocratiques, interprétés comme le leucosome et le mélanosome de migmatites stromatiques.

Les orthopyroxènes sont visibles sur le terrain sous forme de porphyroblastes, jusqu'à 2 cm., entourés d'une couronne plus leucocratique (chapitre 3).

2.1.3. Les granulites pélitiques

Les granulites pélitiques se retrouvent sur le terrain sous forme de bandes de plusieurs mètres de large, mais aussi sous forme d'enclaves à l'intérieur du granite, principalement dans la partie Sud-Ouest du granite. Elles ont une granulométrie fine à moyenne et contiennent généralement une forte foliation orientée N – S marquée par la biotite. On retrouve également un litage compositionnel marqué par une alternance de lits de quartz, feldspath alcalin, plagioclase et plus ou moins cordiérite et de lits de biotite, grenat, quartz et feldspath alcalin. Ces deux lits marquent respectivement le leucosome et le mélanosome de la roche. Les grenats sont largement visibles sur le terrain, car sont des porphyroblastes, jusqu'à 5 cm. en taille, avec une couronne felsique autour (Fig. 2.2).

2.2. Granite de Wuluma

2.2.1. Dyke

Les travaux de terrain ont permis de montrer que le pluton granitique de Wuluma est



Figure 2.2: Grenat avec couronne felsique dans une granulite peltique



Figure 2.3: Dyke de granite.

formé par de nombreux dykes (Fig. 2.3 et Fig. 3 Chapitre 3) parallèle ou se recoupant entre eux. Les dykes présentent dans la majorité des cas des contacts intrusifs (Fig. 3 chapitre 3) et recoupe les structures précoces des roches encaissantes. Ceci laisse penser que le pluton granitique de Wuluma est formé par la mise en place progressive de dykes de différentes compositions et granulométries. Le granite de Wuluma n'est pas un pluton dans le sens typique des granites de la croûte supérieure comme le South Mountain Batholith par exemple (Clarke and Carruzo, 2007; Clarke et al., 2004; Erdmann and Clarke, 2007; Erdmann et al., 2009), mais plus un complexe de dykes de composition granitique.

L'orientation de ces dykes montre un lien plus ou moins étroit avec leur granulométrie (Fig. 2.4). Les dykes avec une granulométrie fine s'orientent N – O à NNO – SSE, alors que ceux avec une granulométrie moyenne s'orientent NO – SE, et ceux avec une granulométrie grossière s'orientent NNO – SSE. Les dykes recoupent parfois les schlieren, cependant dans la grande majorité des cas l'orientation des schlieren, tout comme la foliation sont parallèles à l'orientation des dykes.

La majorité des enclaves et des lambeaux de roches encaissantes dans le pluton de Wuluma contiennent de petites veinules (< 2cm.) de granite. Au Nord-Est et au Sud-Ouest, beaucoup de ces veinules s'étendent sur plusieurs mètres de longs et ont exactement les mêmes orientations que les dykes les plus larges. Ils se sont donc formés de la même manière.

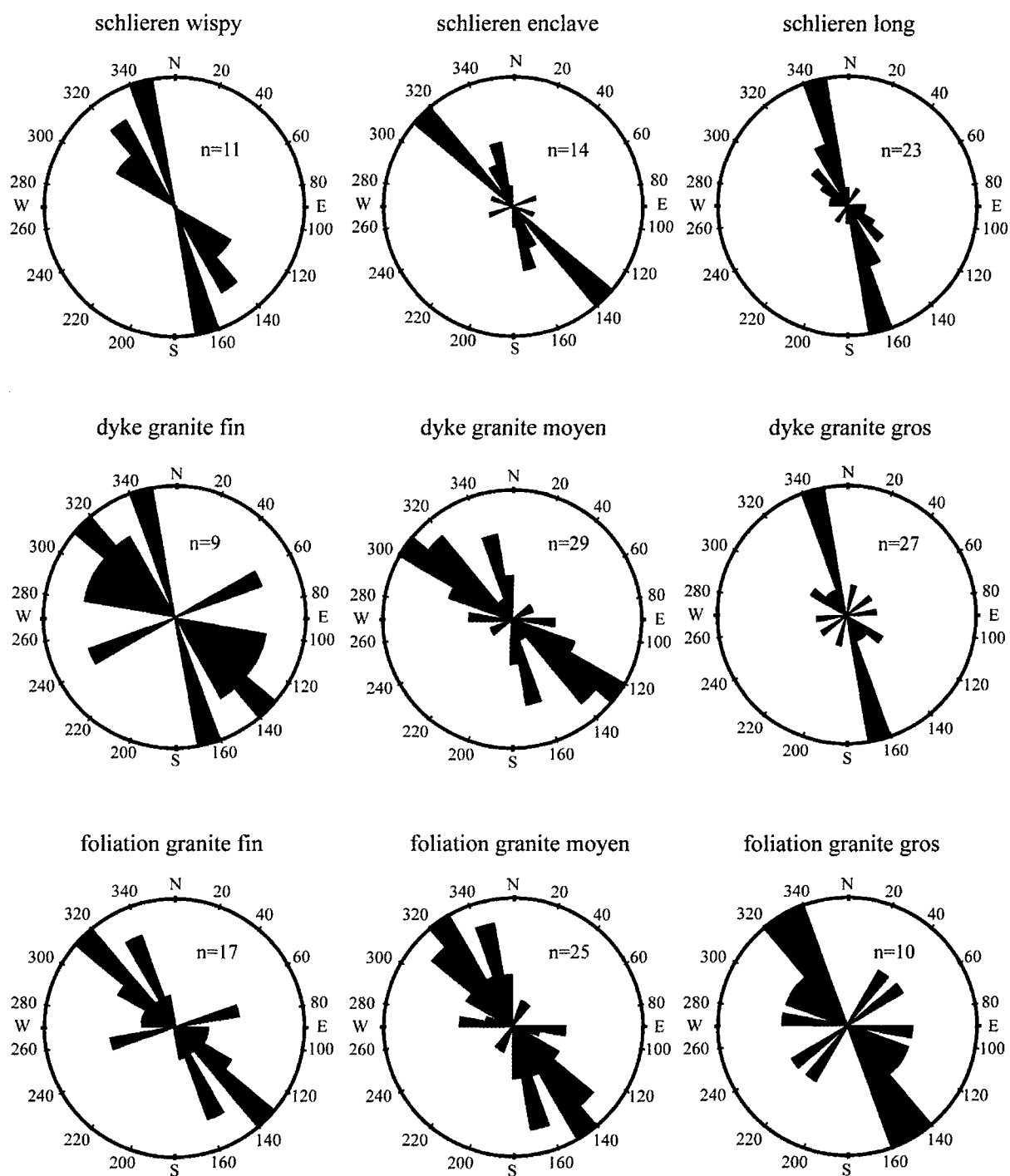


Figure 2.4: Rosace d'orientation des schlieren, dykes et foliations magmatiques dans les roches granitiques de Wuluma

Les orientations pour les schlieren *wispy* ne sont prises, lors de la campagne de terrain, que sur ceux qui montrent une orientation préférentielle. L'orientation des schlieren associés aux enclaves et des schlieren longs sont prises aussi bien dans les dykes que sur les grands affleurements plus homogènes.

2.2.2. Hétérogénéités

Le granite de Wuluma présente de nombreuses hétérogénéités sous différentes formes : enclaves, schlieren, agrégats de biotites (Fig. 2.5, Fig. 3, 4 et 6 Chapitre 3). Ces hétérogénéités peuvent représenter une part importante au niveau de certains affleurements. Une section mesurée à Salt Bush Bore, montre que sur 20m., 49.95% provient de matériel autre que du granite (Fig. 2.6 a). Cette proportion est typique d'une grande partie de la superficie du granite de Wuluma, et plus particulièrement du Nord-Est et du Sud-Ouest du pluton. Au contraire, une bande centrale (NO-SE) présente une proportion plus faible d'hétérogénéités (<10%). Certains affleurements vont présenter jusqu'à 98% de granite et les 2% restant sont représentés par de longs et fins schlieren (Fig. 2.6 b).

2.2.2.1. Les enclaves de roches encaissantes

Les enclaves à Wuluma sont similaires aux roches encaissantes, à la différence qu'une fine ceinture mélanocratique de biotite et quartz délimite la bordure de l'enclave avec le pluton granitique, et que la terminaison des enclaves est généralement marquée par la présence de schlieren (chapitre 3). De plus, des veines de granites sont présentes en plus ou moins grande quantité (section 2.2.5). Les roches dans les enclaves ont une granulométrie fine à moyenne et montrent un litage compositionnel similaire aux roches encaissantes. Ces enclaves sont généralement plus abondantes au Nord-Est et au Sud-Ouest du pluton.

2.2.2.2. Les schlieren

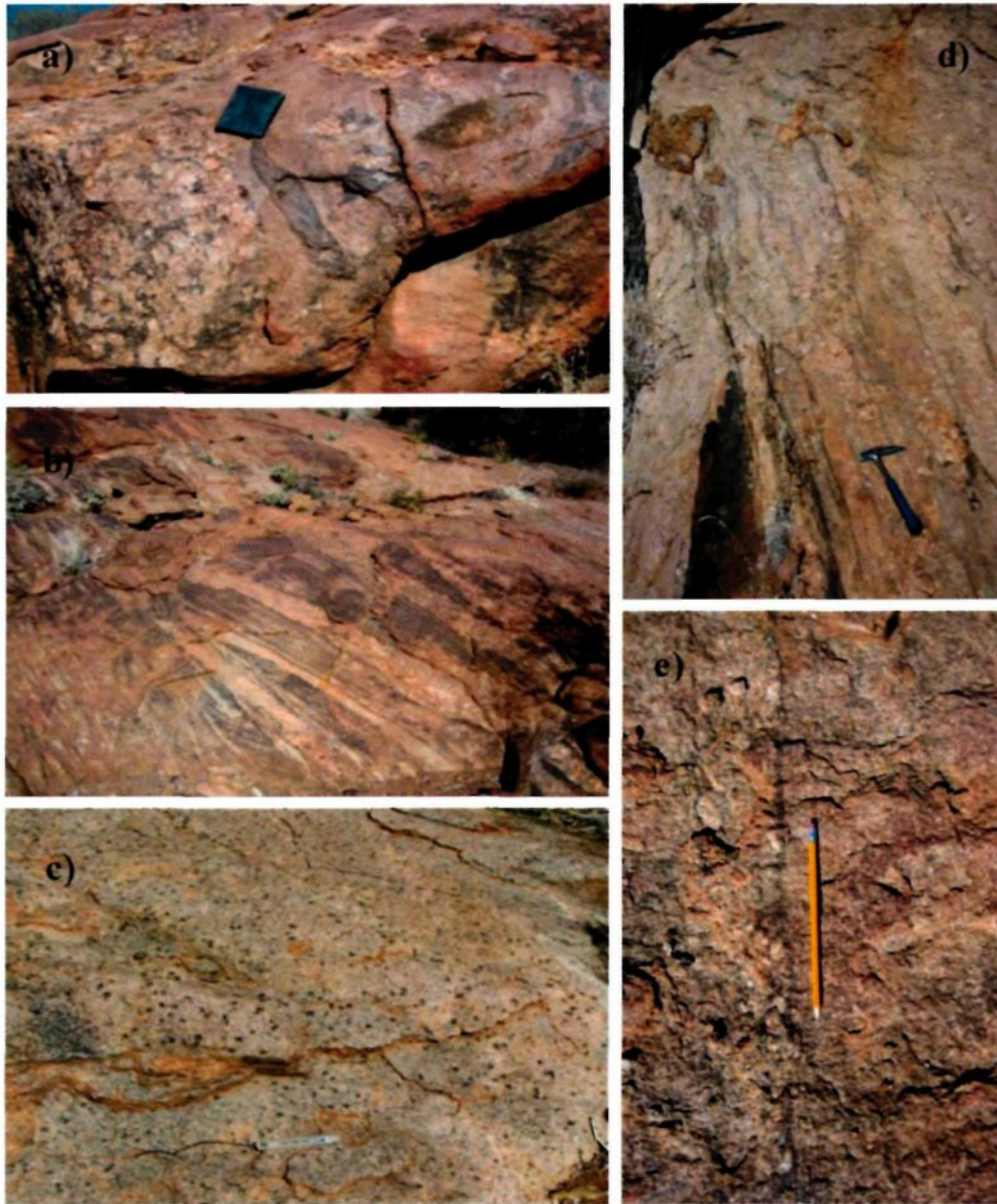


Figure 2.5: *Hétérogénéités présentes dans le granite de Wuluma*

- a) enclave de roche encaissante et poche de granite à grosse granulométrie dans un granite à plus fine granulométrie.
- b) Enclaves et schlieren dans des granites à différentes granulométries.
- c) Agrégats de biotite dans un granite à grains fins.
- d) Schlieren longs dans un granite à moyenne granulométrie.
- e) Schlieren séparant deux dykes de granites de granulométries différentes.

a)



b)

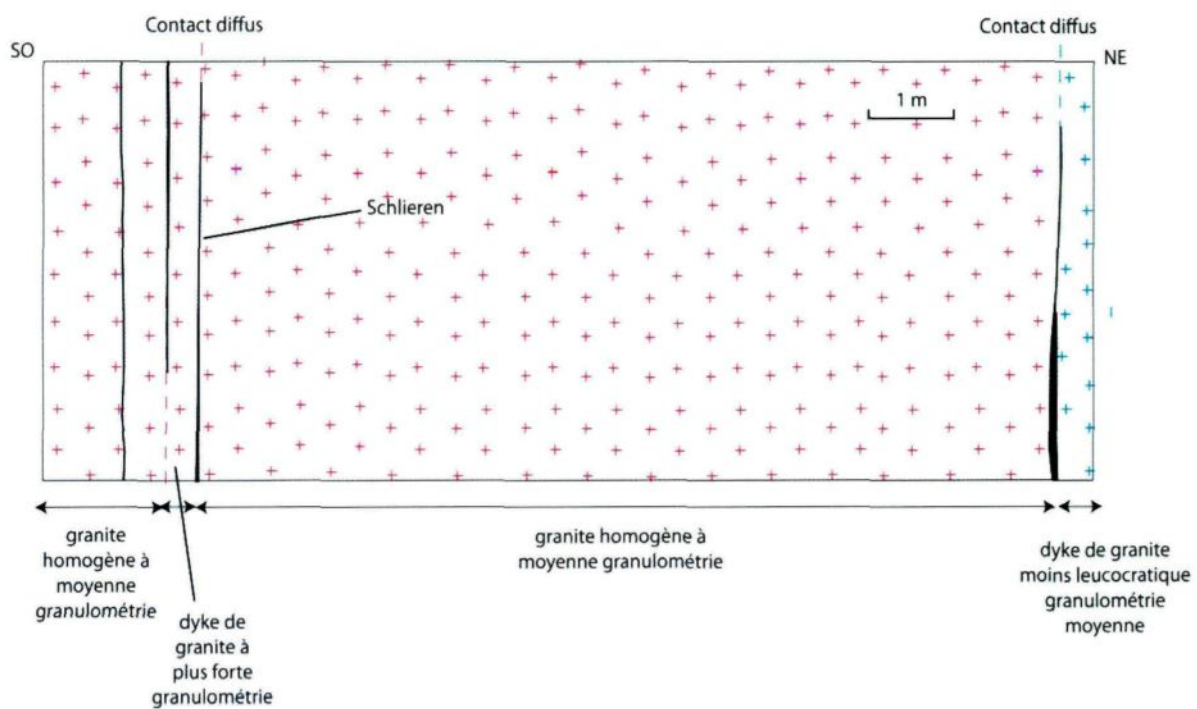


Figure 2.6: Schéma d'affleurement

a) Log de l'affleurement 16.

b) Schéma de l'affleurement 69.

Les schlieren sont très abondant à Wuluma, particulièrement dans la partie Sud du pluton (Fig. 2 chapitre 3). La plupart sont inférieurs à 1 cm. de large, mais certains peuvent atteindre jusqu'à 5 cm. Trois types de schlieren ont été identifiés sur le terrain : les schlieren *wispy*, les schlieren associés aux enclaves, et les schlieren longs.

Les schlieren *wispy* sont courts (inférieurs à 20 cm.) et fins. Ils ont une granulométrie fine, ont généralement des formes incurvées et sont rarement orientés (Fig.6 Chapitre 3). On les retrouve uniquement dans les parties les plus homogènes du granite à granulométrie moyenne. Les schlieren associés aux enclaves se situent généralement au niveau des extrémités des enclaves et prolongent l'enclave (Fig. 6 Chapitre 3). Ils ont une granulométrie fine, sont longs, étroits et sinueux. Ils sont orientés NO – SE (Fig. 2.4). On les retrouve dans tous les types de granites, indépendamment du type de roches enclavées, et sont les plus présents là où le granite est le plus hétérogène (c'est à dire au Nord Est et au Sud Ouest). Les schlieren longs ont des compositions similaires aux schlieren associés aux enclaves mais ne sont pas géographiquement reliés à des enclaves (Fig. 2.5 d et Fig. 6 Chapitre 3). De plus leur structure interne est différente; ils montrent une évolution de leur taille de grains depuis le centre vers le bord (Chapitre 3). Les schlieren longs se retrouvent principalement dans le granite homogène à grains moyens et sont orientés NNO – SSE (Fig. 2.4), parallèlement aux différents dykes (Fig. 2.5 e). Les schlieren longs peuvent parfois être recoupés par des dykes.

Les schlieren longs et les schlieren associés aux enclaves sont orientés parallèlement à la foliation magmatique présente dans leur granite hôte, ce qui indique un lien étroit entre la formation des schlieren et la mise en place du granite.

2.2.2.3. Les agrégats de biotites

Les agrégats de biotites se retrouvent uniquement dans le granite à grains fins (section 2.2.7.1 de ce chapitre). Ces agrégats sont de grosseurs et de formes variables (Fig. 2.5 c et Fig. 4 Chapitre 3). Ils ont généralement une couronne felsique autour et leur forme rappelle celles des minéraux péritectiques tels que grenat et cordiérite.

2.2.3. Foliation

Trois types de foliation ont été observés : une foliation magmatique, une foliation marquée par l'orientation des schlieren et une foliation marquée par l'orientation des enclaves. De plus un litage compositionnel est présent dans la majorité des roches encaissantes. Lorsque la roche n'est pas litée, une foliation peut être présente et est marquée par les biotites. Cette foliation reste faible.

La foliation magmatique, marquée par l'orientation des cristaux de biotite et de feldspath dans la matrice, est présente dans tous les faciès granitiques de Wuluma et est orientée NO – SE (Fig. 2.4). La foliation magmatique dans le granite à grains fins est mesurée dans les dykes (car le granite à grains fins n'est présent que sous forme de dyke). La foliation dans ces dykes est orientée subparallèle aux murs, ce qui laisse penser que le sens de mouvement du magma était parallèle à ceux-ci. La foliation magmatique dans le granite à grains moyen et à gros grains est mesurée dans les dykes ou dans le granite homogène. Le granite homogène s'est mis en place par succession de dykes. Les dernières traces visibles de ces dykes sont les schlieren longs (cf. chapitre 3).

L'orientation des schlieren *wispy* et longs est différente de celles des schlieren associés aux enclaves (Fig. 2.4). Ceci peut s'expliquer par le fait que ces schlieren ne se trouvent pas dans les mêmes zones du granite (chapitre 2 section 2.3.2).

Au niveau de certains affleurements, la foliation magmatique est orientée parallèle aux schlieren, mais sur d'autres les schlieren et la foliation magmatique peuvent se recouper (Fig. 2.7). Dans ce cas, la relation entre l'axe du schlieren (bordure de dykes) et la foliation magmatique laisse penser à une relation de type C-S et est en accord avec un cisaillement dextre lors des injections de magmas (Blumenfeld and Bouchez, 1988).

En général, la foliation dans les dykes de granite à grains fins (<1m.) est orientée subparallèle aux murs des dykes, ce qui laisse penser que le sens de mouvement du magma était parallèle à ceux-ci.

La déformation du granite se poursuit en domaine subsolidus (notamment au niveau des quartzs) avec extinctions roulantes et à certains endroits de la recristallisation (uniquement du quartz). Cette déformation est la continuité de l'épisode de cisaillement dextre qui a permis la mise en place du granite, elle ne changera donc pas l'orientation des foliations magmatiques.

2.2.4. Zones de cisaillement

De nombreux affleurements montrent la présence de zones de cisaillement à moyenne échelle (<1m.) qui recouper la fabrique préexistante (le litage compositionnel dans les roches encaissantes et les enclaves et le sens du flux magmatique défini par les schlieren dans le granite). Le sens de cisaillement dans les plus petites zones est facilement

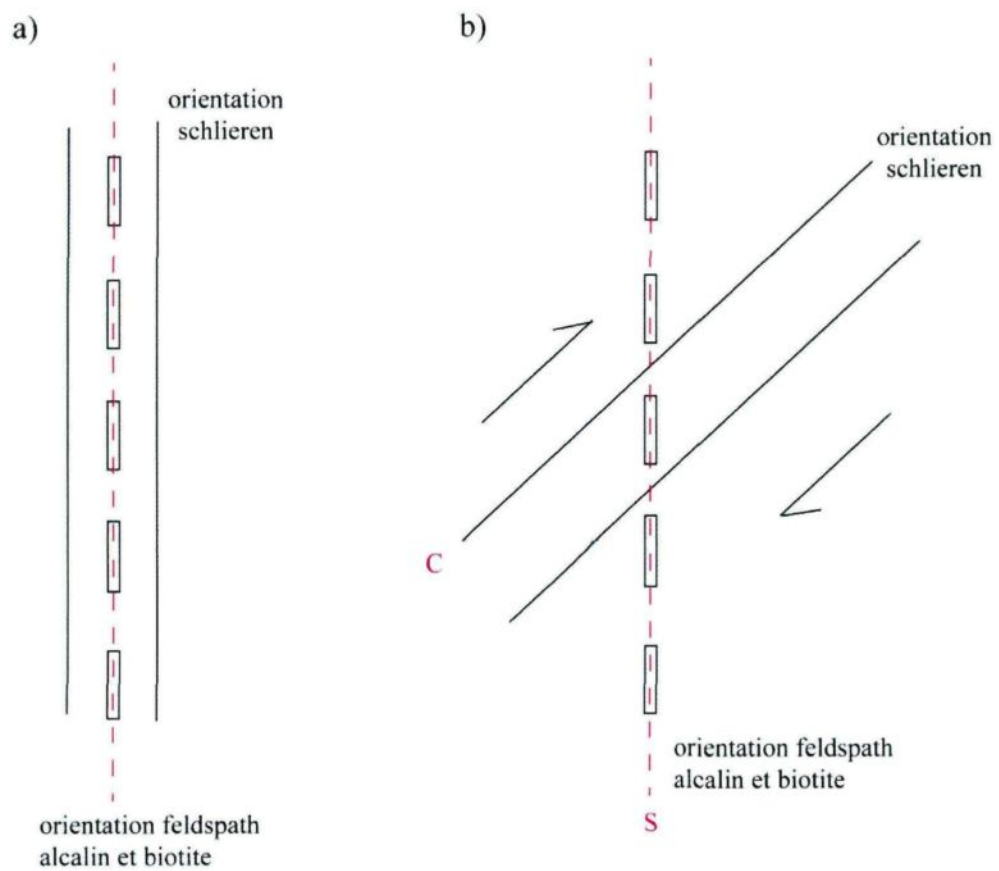


Figure 2.7: Deux types de relation observés entre la foliation magmatique et l'orientation des schlieren

- a) Foliation parallèle
b) Relation de type C-S

déterminé grâce à la forme incurvée de l'ancienne fabrique dans la bande cisillante. Dans les zones de cisaillement à échelle métrique c'est la foliation interne (asymétrie des enclaves) qui permet de déterminer le sens de cisaillement. Ces zones de cisaillement peuvent être dextre ou senestre, néanmoins, les zones majeures montrent systématiquement un cisaillement dextre. Ces zones senestres sont interprétées comme des structures antithétiques de type Reidel (Fig. 2.8).

2.2.5. Structures de dilatation

Dans les enclaves de roches encaissantes, on retrouve parfois des lentilles de granite sigmoïdales (Fig. 2.9). Ces lentilles sont interprétées comme des fentes de tension dans lesquelles le granite s'est introduit en régime généralement dextre et parfois senestre dans un style de type fente de Reidel (Fig. 2.8). Lors du cisaillement l'enclave a tourné entraînant une forme sigmoïdale de la fente de tension.

Un autre type de structure typique que l'on rencontre est la présence de petites veines de granite en association avec des enclaves de formes sigmoïdales (Fig. 2.10). Ces structures sont interprétées comme des fentes de dilatations (remplies par du magma granitique anatectique) créés par l'érosion et la délamination des enclaves lors du passage du magma. Les espaces sont créés au niveau des plans de foliation. Ces structures permettent également de distinguer un sens de cisaillement dextre.

2.2.6. Plis

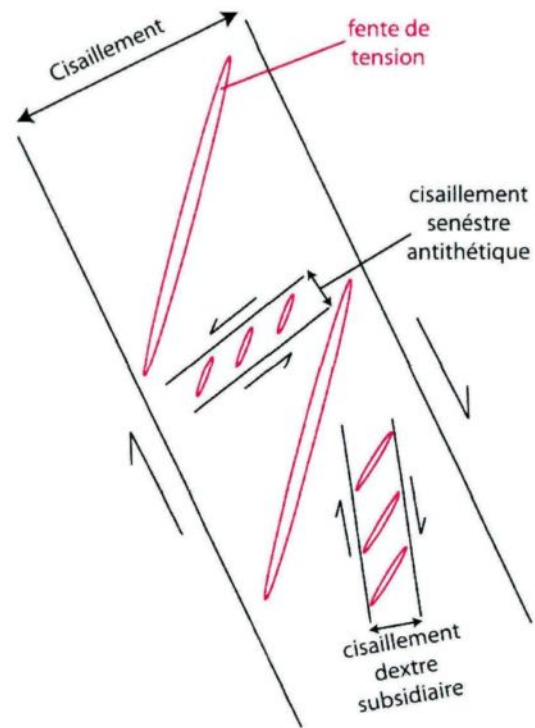


Figure 2.8: *Cisaillement dextre et senestre*

Des fentes de tension s'ouvrent au cours d'un cisaillement majeur dextre. Ce cisaillement entraîne des cisaillements dextres subsidiaires et senestres antithétiques au cours desquels des fentes de tension s'ouvrent également.

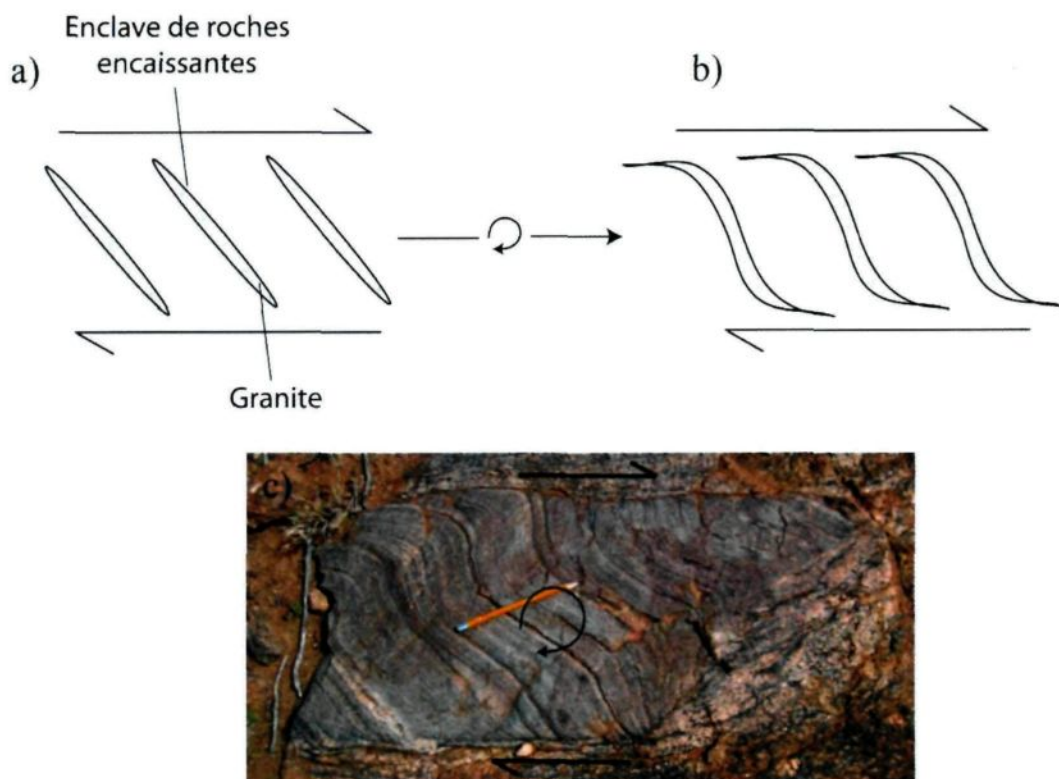


Figure 2.9: Lentilles de granite sigmoïdales dans les enclaves de roche encaissante compétente

a) Ouverture de fente de tension au niveau des plans de faiblesse de la roche encaissante (foliation, litage compositionnel) lors de la déformation en cisaillement dextre. Mise en place de magma granitique anatectique à l'intérieur.

b) Rotation de l'enclave et des lentilles de granites à l'intérieur entraînant une forme sigmoïdale des lentilles lors d'un cisaillement dextre

c) Affleurement sur le terrain illustrant la déformation des petites lentilles de granite dans une enclave.

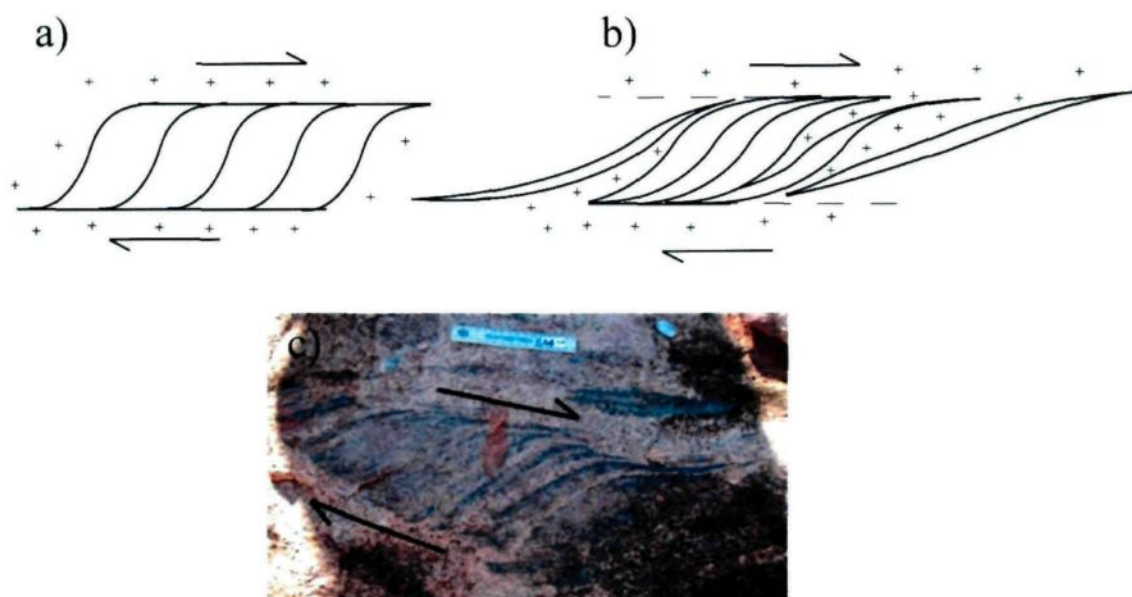


Figure 2.10: Érosion d'une enclave de roche encaissante non compétente par délamination

- a) Début de déformation d'une enclave par un cisaillement dextre. Le granite s'injecte autour de l'enclave (dans les plans C). L'injection du granite va permettre de réchauffer et partiellement fusionner l'enclave. Étant donné que l'enclave à la même composition que la source du granite qui s'injecte on ne fera pas la différence entre le liquide formé par début de fusion partielle et celui qui s'injecte.
- b) Érosion de l'enclave et ouverture d'espace permettant le mélange entre les deux granites.
- c) Affleurement sur le terrain illustrant la structure d'érosion d'une enclave dans un granite à grains moyen.

On observe la présence de plis dans le granite de Wuluma et les enclaves. Ces plis sont généralement asymétriques et déforment les schlieren. Ils se retrouvent particulièrement dans une bande NO-SE à travers le granite de Wuluma. Les plans axiaux de ces plis tendent vers le Nord-Ouest avec un pendage subvertical et leurs charnières plongent légèrement vers le Nord. Leur vergence est donc NNE et indique que la partie Ouest du pluton est passé par dessus la partie Nord.

2.2.7. Structures lobées syn-magmatique

À certains endroits dans le granite de Wuluma on rencontre des structures inusuelles que l'on nommera « structure lobées ». Ces structures sont indiquées par des enclaves en forme d'ellipses qui ont généralement un faible pendage orienté vers le Sud. Ces enclaves sont associées géographiquement avec des petites schlieren plissés, terminés par une zone de cisaillement verticale orientée vers le Nord et avec généralement un sens de cisaillement inverse (Fig. 2.11). Les schlieren autour de ces enclaves ont tendance à être sigmoïdales et cohérents avec un mouvement vers le Nord. Ces structures sont interprétées comme des lobes de magmas en mouvement vers le Nord de Wuluma. Les zones de cisaillement verticales sont les cisaillements de chaque côté du mur ou de la « rampe » latérale.

2.2.8. Faciès

Les roches granitiques à Wuluma ont été subdivisées en plusieurs faciès en fonction de la granulométrie: grains inférieurs à 1 mm. pour la granulométrie fine, entre 1 et 3 mm.

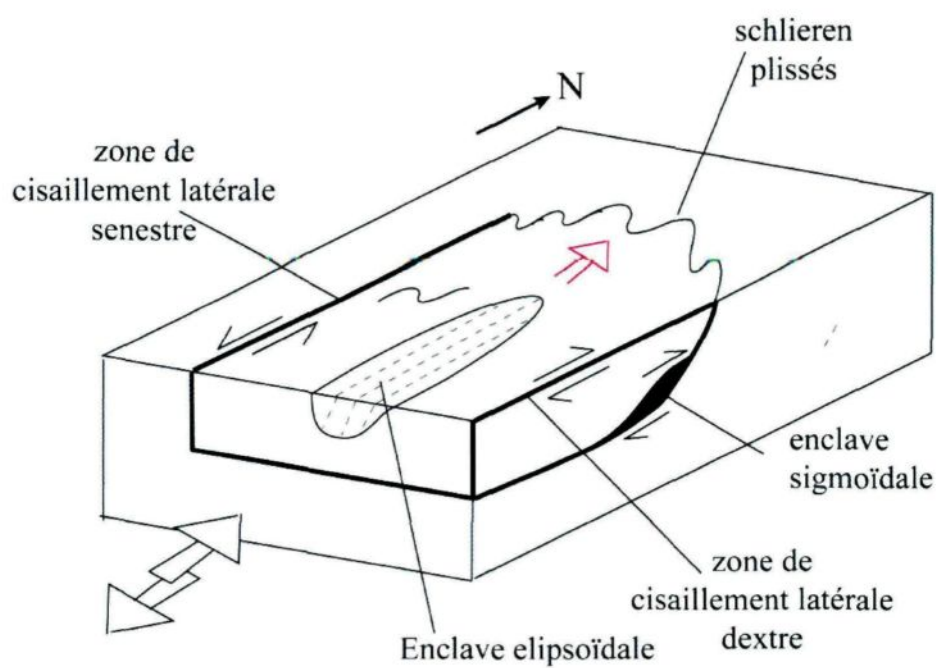


Figure 2.11: structure lobée syn-magmatique dans le granite

Cette structure permet d'expliquer la présence de zone de cisaillement senestre au niveau de Wuluma.

Flèche rouge : direction du flux magmatique, orientation du lobe.

pour la granulométrie moyenne, et plus de 3 mm. pour la granulométrie grossière. Le granite à grains fins est présent uniquement sous forme de veinules et de dykes fins. Les dykes de ce granite sont généralement recoupés par les dykes des autres faciès. Le granite à grains moyen est de loin le plus abondant au niveau de Wuluma et forme les affleurements les plus homogènes. Le granite à gros grains se retrouve sous forme de dyke ou de poches recoupant les autres granites (Fig. 2.5 a et Fig. 4 Chapitre 3). Les granulométries les plus grossières se situent au centre du granite.

2.2.8.1. Granite à grains fins

Les roches granitiques à grains fins se retrouvent sous forme de dykes peu épais dans le pluton de Wuluma mais aussi dans les roches encaissantes. Ces dykes sont orientés NO – SE (Fig. 2.4). Ces roches granitiques sont les seules qui ne contiennent pas de grenat, elles se composent de quartz, feldspath alcalin, plagioclase et biotite. Les biotites sont présentes dans la matrice mais aussi sous forme d'agrégats centimétriques avec une couronne felsique autour.

2.2.8.2. Granite à grains moyens

Les roches à granulométrie moyenne sont les plus abondantes à Wuluma et forment les parties les plus homogènes du pluton. Elles se retrouvent aussi sous forme de dykes de quelques centimètres à plusieurs dizaines de mètres orientés NO – SE (Fig. 2.4). Ces dykes sont parallèles ou recoupent ceux de la granulométrie fine. Les roches granitiques à granulométrie moyenne contiennent du quartz, feldspath alcalin, plagioclase, biotite et

parfois du grenat. Une foliation magmatique est marquée par les grains de feldspath et de biotite, et est orientée NO – SE (Fig. 2.4). Le grenat quand il est présent se retrouve sous forme de porphyroblastes associés au quartz ou sous forme de petits grains arrondis dans la matrice. Dans les deux cas ces grains sont généralement associés à la biotite.

2.2.8.3. Granite à grains gros

Les roches à granulométrie grossière ont le même assemblage minéralogique que les précédentes et se présentent à Wuluma sous forme de dykes de plus de 20 mètres de large, et orientés NNO – SSE (Fig. 2.4). Ces dykes sont parallèles aux dykes de la granulométrie moyenne ou se recoupent entre eux sous des angles très faibles. Une foliation magmatique est également présente et est définie par les cristaux tabulaires de feldspath. Elle est orientée NNO – SSE (Fig. 2.4).

2.3. Mise en place du pluton de Wuluma

2.3.1. Travaux antérieurs

La source de la formation du granite de Wuluma a été observée par Collins et al. (1989) et Lafrance et al. (1995). Ces deux études ont montré que, en général, les contacts du pluton sont conformes aux orientations des structures dans les roches encaissantes.

Collins et al. (1989) interprète le granite de Wuluma comme un granite issu de la fusion partielle *in situ* des roches encaissantes. Cette fusion partielle serait initiée par l'introduction d'un fluide aqueux lors du métamorphisme régional au faciès granulitique.

Nos observations lors de l'étude de terrain nous amène à une autre interprétation: celle de la mise en place du pluton granitique de Wuluma par une succession de dykes. Les contacts diffus qui suggère une formation *in situ* sont rares et se rencontrent seulement dans le Sud-Ouest de l'intrusion entre les dykes de granite et les gneiss felsiques migmatitiques. De plus, nous n'avons pas observé d'évidence de fusion partielle autre que par déshydratation de biotite. Certains minéraux ferromagnésiens, comme le grenat, sont généralement remplacés par la biotite dans le granite de Wuluma, néanmoins, la modélisation pétrogénique des réactions entraînant ce remplacement (chapitre 3, 4 et 5) indiquent que ces réactions ont eu lieu durant la cristallisation et non pas durant la fusion.

Finalement Collins et al. (1989) présente le granite de Wuluma comme relativement homogène et isotropique du point de vue structural. Notre observation de terrain montre que ce pluton granitique est plus complexe et ces structures sont cruciales pour comprendre la formation du granite de Wuluma.

Lafrance et al. (1995) interprète le pluton de Wuluma comme des dykes de granites qui se superposent aux structures du Strangways tardif. Il pense la mise en place du granite comme contrôlée par la rotation et la dilatation des structures anciennes et le litage compositionnel durant l'événement de déformation D3. Notre interprétation est en accord avec cette étude, Néanmoins, la partie centrale du granite à une histoire plus complexe.

2.3.2. Modèle

La forme du pluton de Wuluma a été modifiée par les zones de cisaillement tardives de l'orogénèse d'Alice Springs. La figure 2.1 montre les plus significatives. Le granite de

Wuluma se trouve dans divers sites d'accumulations et différentes structures. Le magma peut se retrouver dans des plans de type S ou de type C, du au fait que le granite de Wuluma se soit mis en place selon plusieurs séries d'injection. Le magma peut se mettre en place dans un plan de type C, puis se comporter comme un plan de type S lorsqu'une série d'injections postérieures se met en place. Enfin, lors de la mise en place, un peu de fusion partielle des roches encaissantes entraîne la formation de magma qui va s'accumuler au niveau des plans de type S. Comme les enclaves de roches encaissantes sont de même composition que la source du granite, il n'y a pas de différence entre le granite injecté et le granite issu de fusion partielle des enclaves.

La figure 2.4 montre que la majorité des dykes à Wuluma ont une orientation similaire à l'orientation de la foliation régionale dans les roches encaissantes ou les recoupent avec un angle très faible. De plus, de nombreuses observations sur le terrain laissent penser que le magma s'est mis en place au cours d'un régime de cisaillement dextre. Durant ce cisaillement, les plans de foliations dans les roches encaissantes ont été dilatés et ont ouvert des espaces pour que le magma anatectique soit ségrégué et injecté, formant les dykes de granites. La déformation progressive à ensuite fait pivoter ces veines en produisant l'éventail d'orientation visible sur la figure 2.4.

La distribution des différentes structures orientées révèlent que le pluton de Wuluma est complexe et peut être divisé en différentes zones (Fig. 2.12):

La zone A: elle représente le domaine Nord-Est du granite. C'est une région où la proportion d'enclave, notamment mafiques et pélitiques, est forte. Dans cette zone, les foliations magmatiques et les schlieren sont orientées NNO (Fig. 2.13 et 2.14). Le sens de

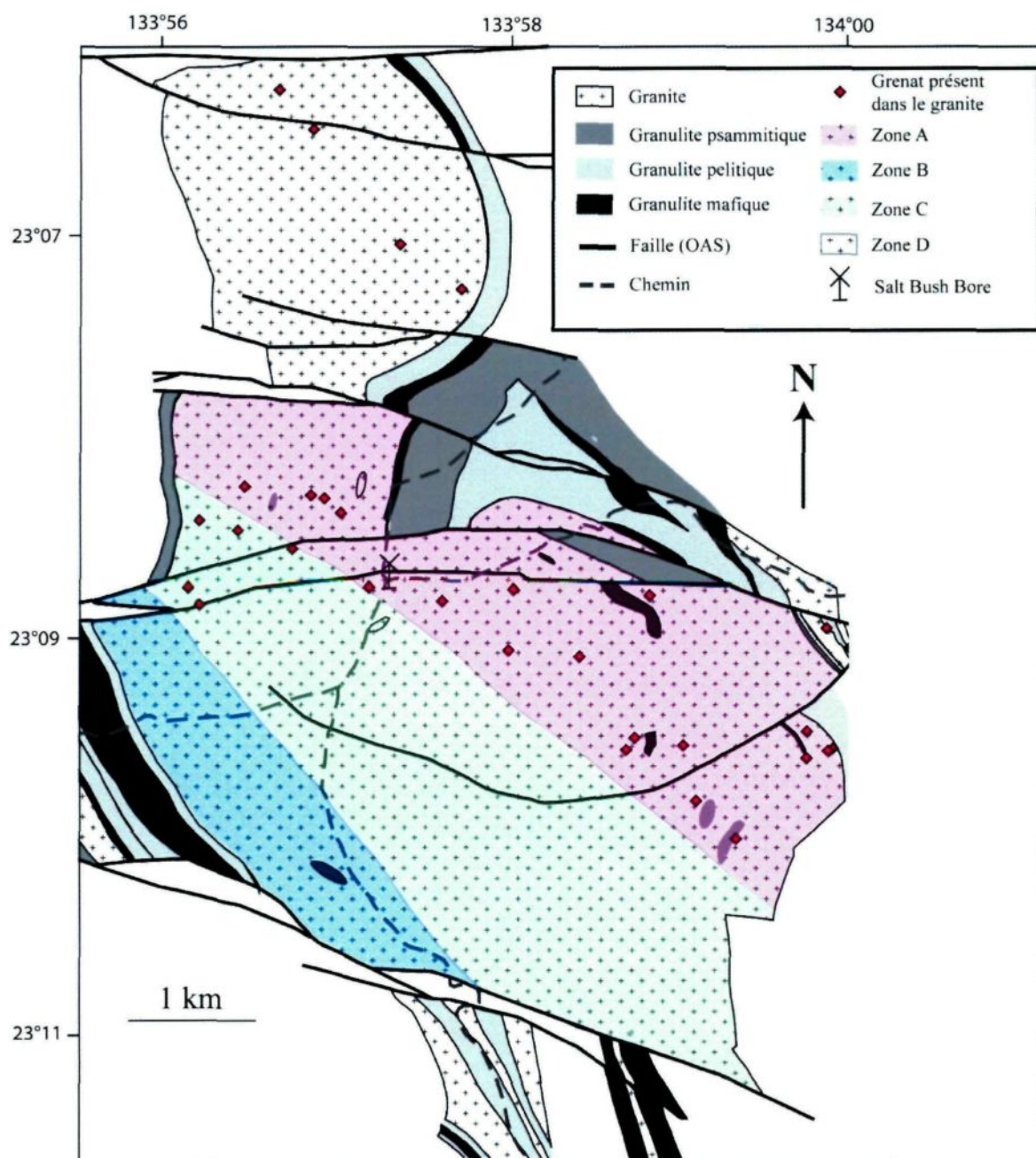


Figure 2.12: Différentes zones du pluton granitique de Wuluma

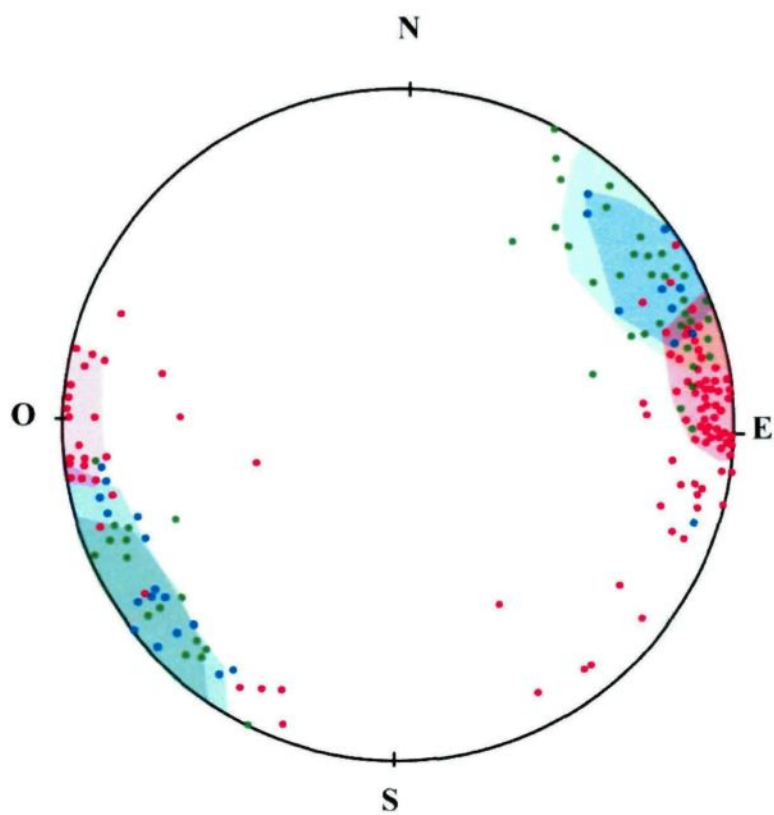


Figure 2.13: *Pole des foliations magmatiques par zone*
Projection stéréographique à angle égal de Wulff. Rouge : zone A ; Bleu :
zone B ; Vert : zone C

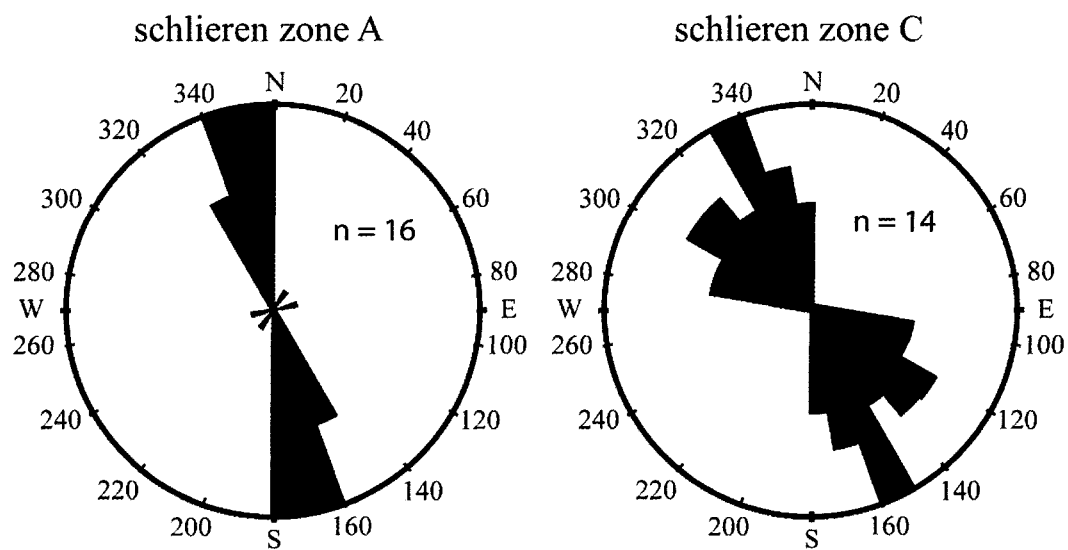


Figure 2.14: Orientation des schlieren dans les zone A et C du granite

cisaillement associé aux foliations magmatiques par rapport aux schlieren (Fig. 2.7) est généralement dextre, néanmoins certains peuvent être senestres. Les zones de cisaillement senestre sont de plus petites tailles et représentent des structures antithétiques au sein des grandes zones de cisaillement dextre. C'est également dans cette zone que l'on observe la présence de grenat.

La zone B elle se situe dans le Sud-Ouest du pluton et est assez similaire à la zone A. La foliation magmatique est plutôt orientée NO (Fig. 2.13). Le sens de cisaillement déterminé par la forme des enclaves (Fig. 2.10) est dextre.

La zone C: Cette zone traverse le pluton granitique du Sud-Est au Nord-Ouest. La proportion de granite dans cette zone est très élevée (>90%) et il y a peu d'enclaves. Néanmoins, c'est la zone où la quantité de schlieren est la plus importante. Les schlieren y sont très longs (>5m.) et très étirés. Les foliations et les schlieren montrent des orientations plus dispersées entre NO et NNO (Fig. 2.13 et 2.14). Localement, les schlieren peuvent être plissés de manière asymétrique (Fig. 2.15). Dans la partie Nord de la limite entre la zone A et la zone C, on retrouve des affleurements avec des structures lobées et des zones de cisaillements magmatiques inversés qui indiquent un transport de magma de cette zone vers la zone A.

La zone D: Cette zone est la moins connue car de nombreuses zones mylonitiques de l'orogénèse Alice Springs ont effacé les structures magmatiques originelles. À sa bordure, le granite alterne avec des lambeaux de roches encaissantes migmatiques de composition pélitique et psammitique.

Les évidences de terrains montrent que le pluton de Wuluma s'est formé par des



Figure 2.15: *Schlieren à plis asymétriques dextres du Nord de la zone A*

injections successives de magma anatectique venant des granulites aux alentours. Le magma a migré dans différents sites de dilatation formés durant un cisaillement dextre à échelle kilométrique. Dans les zones A et B ces structures sont préservées mais pas dans la zone C. Dans les domaines A et B, le granite a migré et s'est accumulé dans les espaces disponibles. Par contre, la zone C est beaucoup plus évoluée. À partir d'une simple zone d'accumulation (du même type que A et B) les enclaves et les schlieren ont été beaucoup plus déformés et atténués dans une zone de haute déformation magmatique, laissant penser qu'une plus grande quantité de magma est passée et a éliminé les enclaves dont les seuls restants sont des schlieren longs. Nous interprétons cette zone comme étant le conduit par lequel le magma est passé avant de monter plus haut dans la croûte.

La figure 2.16 montre l'évolution de la zone où s'est mis en place le pluton granitique de Wuluma.

Les domaines A et B sont ceux où les enclaves sont les plus présentes, alors que le domaine C n'en contient quasiment pas mais par contre, contient beaucoup de schlieren.

Les zones A et B se sont formées de la même manière. Le magma a migré dans les différents sites de dilatation (Fig. 2.16 b) et s'est accumulé dedans sous forme de dykes.

Entre la zone A et la zone B, on observe une légère différence de la composition des enclaves. La zone B contient des enclaves plus felsique alors que la zone A plus psammitiques. Le modèle proposé est qu'au départ la zone se compose de métasédiments pélitiques et psammitiques (Fig. 2.16 a). Lors de la mise en place de zone de cisaillement dextre, des espaces se sont ouverts laissant le magma migré à l'intérieur au fur et à mesure du cisaillement (Fig. 2.16 b). De plus en plus de dykes de magma se sont accumulés

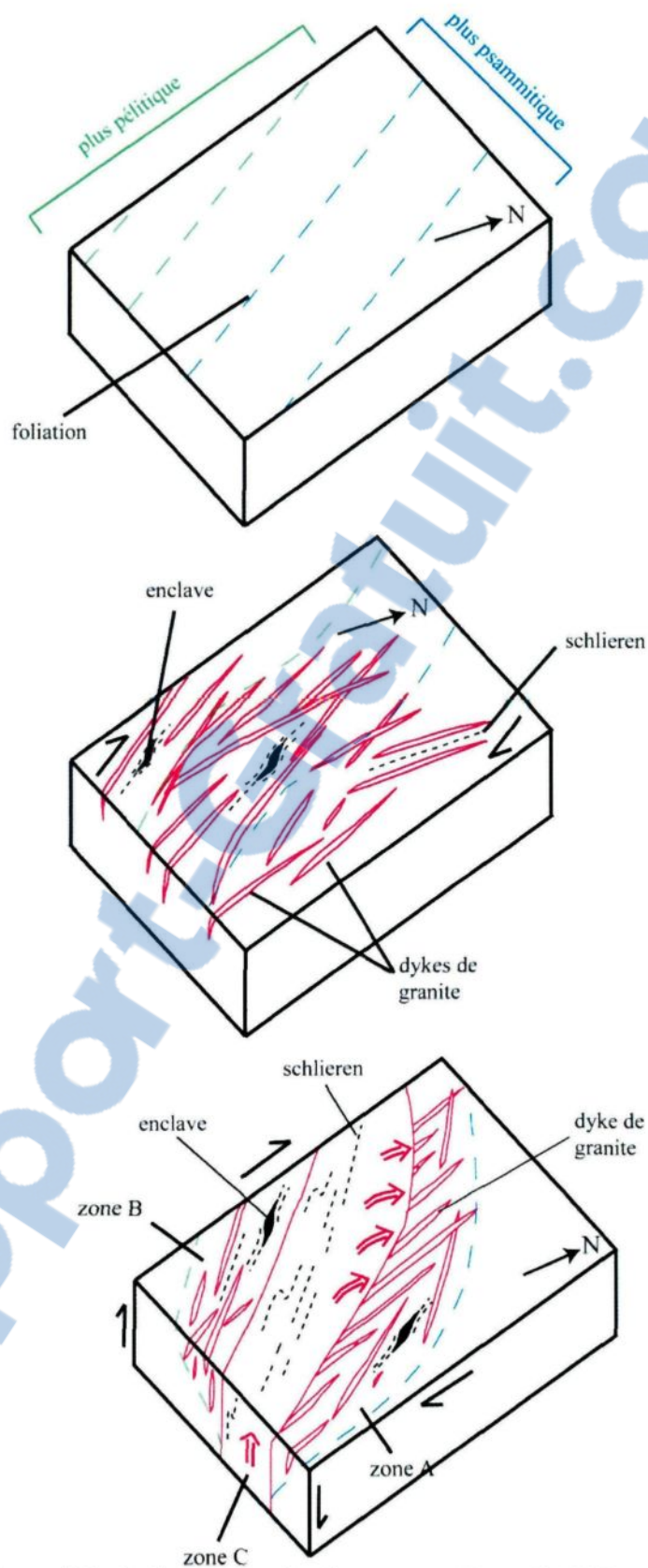


Figure 2.16: modèle de formation du pluton granitique de Wuluma

Zone A et B contiennent plus de 50% d'hétérogénéités (principalement des enclaves) alors que la zone C contient uniquement des schlieren longs.

laissant juste quelques lambeaux de roches encaissantes former des enclaves et s'étirer au fur et à mesure de la déformation et de l'arrivée de magma. La limite lithologique entre roche pélitique et psammitique constituant une zone de faiblesse plus facile à intruder, le magma s'y est accumulé en plus grande quantité jusqu'à former un conduit (Fig. 2.16 c) pour le passage de grande quantité de magma (Zone C). Dans cette zone les enclaves se sont de plus en plus étirées sous l'effet du passage du magma jusqu'à ne devenir plus que des schlieres longs et fins. La déformation régionale en cisaillement dextre fait que le conduit, orienté NO-SE a tendance à se déplacer vers le Nord et le magma à « déborder » vers le Nord (au dessus de la zone A) intrudant au fur et à mesure de nouveaux dykes orientés au Nord dans la zone A et réorientant les schlieres et les foliations (Fig. 2.13).

On retrouve diverses orientations dans les structures allant du NO au NNO (Fig. 2.4 et 2.10). Les dykes à granulométrie la plus fine représentent les magmas ayant cristallisés le plus rapidement et donc où le système est resté ouvert le moins longtemps et/ou les dykes mis en place les premiers, donc dans un système plus froid. Les granites à grains grossiers sont ceux où le système est resté ouvert le plus longtemps, et/ou les dykes sont mis en place les derniers, donc dans un système plus chaud. Les variations d'orientation des structures montrent une évolution de l'orientation du flux magmatique du NO au NNO.

Les conséquences pétrologiques du passage du magma seront discutées plus loin dans les chapitres 4 et 5.

CHAPITRE 3

ÉTUDE PÉTROLOGIQUE ET GÉOCHIMIQUE

Ce chapitre est sous forme d'un article publié dans *Lithos* en 2011 (Vol 125 p. 757-780). L'étude pétrologique y est présentée ainsi que les données des analyses *in situ* faites à la microsonde de l'Université Laval à Québec pour les éléments majeurs et à l'ICP-MS à Ablation Laser de l'Université du Québec à Chicoutimi pour les éléments en trace. Les analyses *in situ* ont été faites sur les grenats, biotites, pyroxènes, cordiérites, amphiboles et feldspaths.

Cet article examine plus particulièrement les différentes origines des biotites présentes dans le granite de Wuluma. Un modèle de formation des trois types de schlieren et des agrégats de biotite à Wuluma, ainsi que des réactions de remplacement des minéraux ferromagnésiens par la biotite est défini. L'effet de ces processus sur la composition modale du granite ainsi que sur la composition en fer et magnésium du magma y est présenté.

Pour cette article, j'ai effectué la carte de terrain, les travaux pétrologiques et les travaux d'analyses, les figures et la rédaction majeure. Edward-W. Sawyer m'a orienté sur les grandes lignes de l'article notamment dans la partie interprétation et a corrigé la rédaction (syntaxe et style).

Résumé

Les verres expérimentaux et les verres naturels retrouvés dans les protolites pélitiques et psammitiques contiennent moins de $(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ que les granites de type S. L'entraînement de phases péritectiques et la contamination par des roches encaissantes sont deux mécanismes généralement proposés pour expliquer ces enrichissements. Cette étude examine l'origine des minéraux ferromagnésiens, et plus spécifiquement les biotites contenues dans le pluton de Wuluma, un corps granitique hétérogène dans le centre de l'Australie mis en place proche de sa source.

Les hétérogénéités sur les bords du pluton proviennent d'innombrables dykes de granite séparés par des lambeaux de roches encaissantes, ou contenant des enclaves de roches encaissantes. Plus au centre, les hétérogénéités proviennent de l'abondance de schlieren et d'agrégats de biotites. Basé sur des observations de terrains, les relations microstructurales entre les minéraux et leurs compositions obtenues à la microsonde et au spectromètre de masse à torche à plasma à ablation laser (LA-ICP-MS), l'origine des trois types de schlieren les plus communs sont déterminés. Les schlieren associés aux enclaves sont les derniers restants des enclaves qui ont réagi avec le granite encaissant; les schlieren longs se développent à partir des lambeaux de roches encaissantes coincés entre les dykes de granites, et les schlieren *wispy* sont dérivés de porphyroblastes de grenat, cordiérite et orthopyroxène dans le granite. Une fois incorporés dans le granite, les enclaves, schlieren et porphyroblastes sont progressivement remplacés par de la biotite. La majorité des biotites nouvellement formées se rééquilibrent avec les biotites magmatiques et ont la même composition chimique. Quelques biotites gardent une signature du minéral qu'elles

ont remplacé. La désagrégation des enclaves et des schlieren qui ont été remplacé par la biotite, ajoute de la biotite dans le granite; ceci constitue la source majeure des biotites de Wuluma, qui peuvent atteindre 15% de la composition modale des roches granitiques.

Source of biotite in the Wuluma Pluton: replacement of peritectic and magmatic phases and disaggregation of enclaves and schlieren.

Stephanie Lavaure* and E. W. Sawyer

Departement des Sciences Appliquees, University du Quebec a Chicoutimi, Chicoutimi, Quebec G7H 2B1 - Canada

*Corresponding Author: stephanie.lavaure@uqac.ca

Abstract

Experimental glasses and naturally quenched melts from pelitic and psammitic protoliths both contain markedly less (FeO* + MgO) than typical S-type granites. The entrainment of residual (peritectic) phases and contamination by country rocks material are two mechanisms commonly proposed to account for their higher abundance in granites. This study examines the origin of the ferromagnesian minerals, more specifically biotites, contained in the Wuluma Pluton, a heterogeneous granite body in central Australia that lies within its granulite facies pelitic and psammitic source rocks.

Heterogeneity at the margins in the Wuluma Pluton arises from innumerable dykes of granite separated by screens of, and containing enclaves of the country rocks. Towards the centre heterogeneity arises from abundant biotite-rich enclaves, schlieren and aggregates. Based on field observations, the microstructural relationships between minerals and the composition of minerals obtained by electron microprobe and LA-ICP-MS analysis, the

origin of three of the most common types of schlieren were determined. Enclave-related schlieren are the remains of isolated enclaves that interacted with the host granite; long schlieren develop from screens of country rocks trapped between sheets of granite, and *wispy* schlieren are derived from porphyroblasts of garnet, cordierite and orthopyroxene in the granite. Once incorporated in the granite, all the enclaves, schlieren, porphyroblasts of garnet and cordierite are progressively replaced by biotite. Most of the newly formed biotite and the magmatic biotite subsequently re-equilibrates with the host granite and acquires the same composition. Very little of the biotite retains the compositional traits of the minerals it has replaced. Disaggregation of the enclaves and schlieren that have been replaced by biotite adds biotite to the granite; this constitutes the major source of biotite in the Wuluma Pluton, which can reach 15 modal %.

Keywords: biotite, replacement, schlieren, enclave, porphyroblast, ferromagnesian minerals, S-type granite.

Research Highlights

- Replacement of ferromagnesian minerals by biotite.
- Different origins of schlieren in granite were determined.
- As much as 90 % of the biotite present in the Wuluma granites is not of magmatic origin.
- Replacement biotite and magmatic biotite re-equilibrates thus the composition of all biotite is essentially the same.

1. Introduction

The majority of the magma-derived rocks in the continental crust are granite. Many different types of granite have been recognized based on their bulk compositions, the mineral assemblages they contain, and even the tectonic setting in which they occur (Barbarin, 1999; Chappell, 1984; Patiño Douce, 1999; Streckeisen, 1974). One of these types of granite, the peraluminous S-type, are believed to be derived from pelitic rocks by the incongruent melting of muscovite and biotite in a process called hydrate-breakdown melting (Stevens et al., 1997; Taylor and Stevens, 2010; Waters, 2001; Watt and Harley, 1993). The incongruent melting of biotite produces solid phases called peritectic phases, such as garnet and cordierite, and in some cases orthopyroxene, together with melt of broadly leucogranite composition. The fate of these peritectic phases is of considerable importance for understanding the wide range of composition, especially the Fe, Mg and Ti (also Cr, Sc, Co, V) content, found in granites.

Numerous experimental studies have examined the partial melting of pelitic and psammitic rocks under a range of pressure and temperature conditions representative of the granulite facies at which large volume of granitic melt are thought to form (Castro et al., 1999; Clemens and Vielzeuf, 1988; Montel and Vielzeuf, 1997; Patiño Douce and Beard, 1995; Patiño Douce and Harris, 1998; Patiño Douce and Johnston, 1991; Stevens et al., 1997; Vielzeuf and Montel, 1994). A common feature of all the experimental studies is the remarkable uniformity of the bulk composition of the quenched melt that has been produced. However, the composition of these experimental glasses produced from hydrate-breakdown reactions (i.e. $T < 925^{\circ}\text{C}$) is significantly different from that of most S-type

granites. In particular, the experimental glasses have lower FeO and MgO contents, but there is some debate over whether the low FeO content arises from the loss of Fe to the capsule. This characteristic of low FeO and MgO is also found in studies of small volumes of naturally quenched felsic melts that have been found as inclusions of glass (diameter 5 to 100 μm) in various metamorphic minerals from several localities (e.g. El Hoyazo Acosta Vigil et al., 2007; Acosta Vigil et al., 2010; Álvarez-Valero et al., 2007; Cesare et al., 2007). The discrepancy between the composition of small volumes of anatectic melt, whether of natural or of experimental origin, and that of granites suggests that the compositional differences are the result of processes other than melting and, that these processes occurred at a scale larger than an experiment, or a melt inclusion. Thus, larger-scale processes which occur during the segregation of anatectic melt from its source, during transport of the magma, or during magma storage may be responsible. Several different explanations for the compositional difference between initial felsic melt and granites have been proposed and include; i) the restite unmixing hypothesis of granites (Chappell and White, 1987), ii) the magma mixing or mingling of one, or more, magmas with the felsic one (Castro et al., 2003; Collins, 1996), iii) assimilation of the country rocks into a felsic melt during ascent of the magma in dykes (Clarke and Carruzo, 2007; Erdmann and Clarke, 2007; Erdmann et al., 2007), iv) the entrainment of peritectic phases into the felsic melt as it segregates from its source during extraction (Dorais et al., 2009; Erdmann et al., 2009; Miller et al., 1988; Sawyer, 1996; Stevens et al., 2007; Taylor and Stevens, 2010; Villaros et al., 2009), and v) augmentation of the proportion of

ferromagnesian minerals (garnet, cordierite and biotite) in various parts of the granite body through fractionation of the magma (Erdmann et al., 2009).

In migmatites, the garnet and cordierite that are produced by the incongruent breakdown of biotite show some degree of reaction with the anatectic melt, or other solid phases (e.g. peritectic K-feldspar) and are partially replaced by biotite (Kriegsman and Hensen, 1998). Migmatites that retained a high proportion of anatectic melt as they solidified show significant, or even complete, replacement of garnet, cordierite, or orthopyroxene (Kriegsman and Hensen, 1998). In contrast, migmatites which have had virtually all of the anatectic melt extracted, show very little, or even no, replacement of these minerals by biotite (Guernina and Sawyer, 2003; Powell, 1983). Replacement of the peritectic phases by biotite may begin at temperatures above the solidus, but it can continue to high subsolidus temperatures (Waters, 2001).

The purpose of this study is to examine why some granites contain significantly higher amounts of FeO and MgO compared to natural anatectic glasses and experimental melts by investigating the source of ferromagnesian minerals they contain. Previous studies (Erdmann et al., 2009; Stevens et al., 2007) have examined S-type granites that were emplaced into the upper crust. The magma in such plutons has moved far from its source resulting in a comparatively homogeneous magma in which entrained peritectic phases have been widely dispersed (Erdmann et al., 2009; Villaros et al., 2009), or converted to biotite by reaction with the enclosing anatectic melt. In contrast, granite that lies within its granulite facies source rocks has not migrated far, and is generally far more heterogeneous (Sawyer, 1998). Much of the heterogeneity is due to the variation in grain size,

microstructure and mineral proportions between different parts of the granite body, and may arise because the pluton was constructed from numerous small batches of magma, each derived from a different source rock, that have not become homogenized, either by mingling or mixing (Vigneresse, 2006). Further heterogeneity results from the presence of abundant schlieren of biotite, enclaves, screens of country rock, elevated quantity of porphyroblastic minerals and smaller aggregates of biotite in some outcrops (Collins et al., 1989; Lafrance et al., 1995). Deep level granites, such as the Wuluma Pluton (Clarke et al., 2007) in central Australia, may be where the source of ferromagnesian material, how it is incorporated into granite magma and what happened to it after incorporation, can be discerned. The Wuluma Pluton contains abundant enclaves of the country rocks at its borders, but the enclaves become progressively modified farther into the pluton and schlieren become more abundant. Thus, combining field observations, and the textural relationship between minerals with mineral compositions determined by electron microprobe and LA-ICP-MS, three key points will be addressed:

- 1) What the origin of the schlieren in the granite is.
- 2) Examine whether the porphyroblastic minerals have reacted with the enclosing granitic magma, and in the case that they have, determine what, if any, distinctive compositional, or morphological features enable these to be distinguished from minerals that grew from the magma.
- 3) Examine how the schlieren and reactions between porphyroblasts and granitic magma affect the ferromagnesian composition of the granite.

To answer this question this study will examine: i) which rocks are the protoliths of the schlieren, ii) how did the schlieren form and, iii) what happens to the residual phases from the country rocks after they are incorporated in the granite. Then the general petrogenetic question of why some granites contain more FeO and MgO than experimental melts, or natural anatectic melts that have been quenched to glass, will be examined.

2. Geological setting

2.1. Regional Geology

The Wuluma Pluton is located (Fig. 1) in the south of the Strangways Metamorphic Complex (SMC), which is part of the Aileron province at the southern edge of the North Australian Craton (Claoué-Long et al., 2008; Collins et al., 1989; Lafrance et al., 1995; Scrimgeour, 2004). The SMC is composed of Proterozoic sedimentary and igneous rocks that were metamorphosed to granulite facies conditions between 1.78 and 1.69 Ga. Most workers consider that there were two episodes in the formation of the SMC (Arnold et al., 1995; Clarke et al., 2007; Collins and Shaw, 1995; Foden et al., 1995; Lafrance et al., 1995; Maidment et al., 2005). The Early Strangways Event, also called the “Yambah Event” by Claoué-Long et al., (2008) took place between 1.78 and 1.75 Ga; the peak metamorphic conditions during this event are estimated at $P = 5.5 \pm 1.2$ kbars and $T > 750^\circ\text{C}$ (Maidment et al., 2005; Norman and Clarke, 1990) and produced granulite facies gneiss (Goscombe, 1991; Lafrance et al., 1995).

The Late Strangways Event, (also called the “Pfizer Tectonic Phase” (Collins and Shaw, 1995) took place between 1.73 and 1.69 Ga. This contractional event formed granulite

facies metamorphic rocks with the emplacement of granitic rocks, such as Wuluma pluton, into the SMC (Claoué-Long et al., 2008; Clarke et al., 2007; Collins and Shaw, 1995; Lafrance et al., 1995; Maidment et al., 2005). Conditions at its metamorphic peak were estimated to have been $P = 6-6.5$ kbar and $T = 850-900^{\circ}\text{C}$ in the country rocks east of the Wuluma Pluton which is considered to have been emplaced during this event (Clarke et al., 2007; Collins and Shaw, 1995; Lafrance et al., 1995; Sawyer et al., 1999).

The last penetrative tectonic and metamorphic event recorded in the area is the Alice Springs Orogeny at 300-400 Ma. Peak pressure and temperature for this event are estimated to be about $P = 6-7$ kbar and $T = 600-700^{\circ}\text{C}$ in the rocks of Harts Range Area (Hand et al., 1999, Wade et al., 2008). This event produced kyanite-bearing shear zones and ultramylonites (Collins and Shaw, 1995). In the Wuluma area, faults and zones of mylonite belonging to this event are common and oriented E-W (Collins et al., 1989; Collins and Shaw, 1995). Retrogression of the granulite facies rocks is generally restricted to less than ten meters from the faults and mylonites and is marked by the development of muscovite and kyanite in appropriate rock types (Collins et al., 1989). Undulose extinction in quartz and feldspar is common in the Wuluma area, and may be an expression of a weak, penetrative deformation associated with the Alice Springs Orogeny.

2.2. *Wuluma Pluton*

The Wuluma Pluton (Fig. 2) is an elongate body of granite hosted by granulite facies migmatites derived from pelitic, psammitic and metamafic protoliths (Collins et al., 1989). Most of the contacts between granite and its host rocks are intrusive (Fig. 3a). The pluton

is believed to have been intruded in the SMC in the end of the Late Strangways Event (Collins and Shaw, 1995). The granite consists of a multitude of subparallel sheets (Fig. 3b) and cross-cutting dykes, each of different grain size, microstructure and mineral proportions.

The earliest phases are fine-grained, whereas the last phase is very leucocratic and coarse-grained, but it does not have a pegmatite microstructure. Generally, the granite contains a magmatic foliation, typically oriented 130N (Collins et al., 1989; Lafrance et al., 1995). There are abundant screens of country rock within the granite, and most are pelitic granulites that contain leucosome and melanosome structures similar to those found in the country rocks to the granite (Collins et al., 1989). The granite at Wuluma contains abundant schlieren (Collins et al., 1989). The granite adjacent to the enclaves typically contains schlieren that are rich in biotite (enclave-related schlieren). Other types of schlieren also occur in the granite, two common forms are *wispy* schlieren (short, thin schlieren present in the matrix of granite) and long schlieren, which are not specifically associated with enclaves. The schlieren will be described in detail in a later section.

Previous authors describe the host rocks of the Wuluma Pluton as granulite facies pelitic and psammitic rocks (Clarke et al., 2007; Collins et al., 1989; Lafrance et al., 1995). Pelitic rocks are formed of equant garnet, cordierite, feldspar, quartz, biotite, magnetite and ilmenite, whereas the psammitic rocks contain some equant orthopyroxene, feldspar, quartz, biotite, magnetite and ilmenite (Clarke et al., 2007). Clarke et al., (2007) describe leucosome in the metapelitic and metapsammitic rocks as having a granitic texture in which biotite is rare. Mesocratic rocks are finer-grained and contain feldspar, biotite and

cordierite with or without, orthopyroxene and garnet. Narrow mafic selvages, less than 1cm in thickness, occur along the edges of leucosomes (Clarke et al., 2007). This melanocratic selvage is composed of cordierite and biotite and rarely orthopyroxene, and oriented retrograde biotite occurs at the edges of some leucosomes (Clarke et al., 2007). Garnet is almandine-rich and has a Mg# between 0.15 and 0.36, and the garnets have homogeneous trace element contents showing a depletion in LREE and enrichment in HREE with a strong negative Eu anomaly (Clarke et al., 2007). Orthopyroxene is hypersthene in composition and shows a distinctive MREE and HREE pattern irrespective of whether they come from leucosome or mesocratic host. Biotite displays a large range of compositions with Mg# ranging from 0.45 to 0.64, but they have concentrations of the LREE that are below the detection limit, display a weak positive Eu anomaly and a progressive increase in the HREE. Plagioclase is oligoclase to andesine and the K-feldspar is microcline (Clarke et al., 2007; Collins et al., 1989).

3. Petrology

3.1. Analytical methods

Ninety samples taken from different places throughout the pluton have been studied. The compositions of pyroxene, cordierite, amphibole, garnet, biotite, feldspar and Fe-Ti oxide from 15 samples have been determined with the CAMECA SX100 electron probe micro-analyzer (EMPA) at Laval University using Wavelength Dispersive Spectrometry (WDS). The accelerating voltage used was 15.0 kv with a counting time of 20 seconds.

The analytical precision is between 0.01 to 0.1 wt. %, depending on the element and mineral. The most significant results (for biotite and garnet) are presented in Table 2.

3.2. The Country Rocks

All the country rocks around the Wuluma Pluton are granulite facies. Most of them are derived from siliciclastic metasedimentary protoliths (pelite and psammite). However, mafic layers (the mafic granulite), which may have been either basaltic sills or flows, are widespread in the metasedimentary rocks.

3.2.1. Mafic Granulite

The mafic granulites are generally granoblastic and occur as thin layers in the metasedimentary rocks around the Wuluma Pluton (Fig. 2). They also occur widely as enclaves within the pluton (Fig. 3c). Mafic granulites have the paragenesis quartz + plagioclase + orthopyroxene + clinopyroxene + amphibole + Fe-Ti oxide. A few samples, lack pyroxene and appear to have been retrogressed to hornblende + plagioclase, and rarely biotite. All have a very uniform grain size and polygonal grains with straight, or slightly curved boundaries, that indicate a well-equilibrated microstructure, thus they have a weak foliation. However, many mafic granulites contain a compositional banding that is oriented parallel to the foliation, and consists of alternate plagioclase + hornblende and hornblende + pyroxene-rich layers. Quartz is present in both layers and is anhedral and, in a few samples, it is embayed. Plagioclase grains are polygonal with dihedral angles close to 120°. Compositions range from labradorite to anorthite, and in some rocks the cores are more

sodic than the rims. There are two forms of orthopyroxene; 1) poikilolithic crystals with inclusions of plagioclase and quartz occur in rocks lacking amphibole, and 2) interstitial, xenoblastic crystals of orthopyroxene that have narrow borders of plagioclase and occur with amphibole, clinopyroxene, plagioclase and Fe-Ti oxide minerals. Both types have similar compositions in terms of end members ($En_{0.51}, Fs_{0.48}$) and have low Al_2O_3 (0.7 wt. %), but high CaO (0.5 wt. %) and MnO (0.9 wt. %) contents. Clinopyroxene is diopside and occurs as xenoblastic grains of uniform composition ($En_{0.36}, Fs_{0.18}, Wo_{0.46}$). Diopside occurs with plagioclase, amphibole, orthopyroxene and Fe-Ti oxides. Two kinds of calcic amphiboles occur in the mafic granulites; 1) xenoblastic, polygonal crystals of brown hornblende which have a shape-preferred orientation and occur in rocks that contain orthopyroxene and plagioclase. 2) Green, xenoblastic hornblende that replaces the diopside. Both types of amphibole contain about 2 wt. % TiO_2 and 10 wt. % Al_2O_3 . Recalculating the amphibole compositions to the 13 CNK model of Robinson et al. (1981) indicates that the Fe^{3+}/Fe^{2+} ratio lies between 0.19 and 0.37. Both ilmenite and magnetite are present. Ilmenite contains 0.5 wt. % MnO and 0.8 wt. % MgO and occurs only as inclusion in pyroxene. Magnetite contains 0.8 wt. % TiO_2 , ~67 wt. % Fe_2O_3 and 0.75 wt. % Al_2O_3 ; it occurs only in the matrix of rocks with orthopyroxene and plagioclase, not with amphibole.

3.2.2. *Psammitic Granulite*

These grey rocks occur in layers up to 4 meters wide in the country rocks and they also occur as large enclaves within the Wuluma Pluton (Fig. 2 & 3d). Psammitic granulites

are fine to medium-grained rocks and contain the assemblage quartz + plagioclase + biotite + orthopyroxene + K-feldspar + cordierite \pm Fe-Ti oxides. Virtually all of the psammitic granulites contain evidence that they partially melted and are, therefore, migmatites (the definition and terminology used for migmatites are those of Sawyer, 2008). Most are stromatic migmatites and contain neosome consisting of leucocratic, quartzo-feldspathic layers of quartz + K-feldspar + cordierite \pm biotite that alternate with melanocratic layers of biotite + quartz + orthopyroxene + plagioclase. These are interpreted as leucosome and melanosome respectively. The regionally consistent orientation of compositional layering and pre-anatectic foliation in these rocks indicates they are metatexite migmatites. Quartz occurs as xenoblastic grains in the matrix and as inclusion in feldspars, orthopyroxene and cordierite. K-feldspar is either microcline or orthoclase, and in some rocks shows minor replacement by biotite, or by oxide. Cordierite is xenoblastic and polygonal in shape indicating an equilibrated microstructure and is interstitial to quartz and plagioclase. The *magnesium number* ($Mg\# = [100 * Mg / (Mg + Fe)]$) of cordierite is about 77. Plagioclase occurs as equant, xenoblastic to subidioblastic grains that have compositions between oligoclase and andesine, but are not zoned. Orthopyroxene forms porphyroblast that can reach 3cm across (Fig. 4a) and is generally surrounded by a rim of cordierite and quartz; it contains round inclusions of quartz and cordierite. Some crystals of orthopyroxene are replaced either by biotite or by Fe-Ti oxide. The orthopyroxene ($En_{0.53-0.57}, Fs_{0.42-0.46}$) contains from 4 to 7 wt. % Al_2O_3 . Orthopyroxene with the highest Al_2O_3 content and $Mg\#$ occurs in rocks with the highest biotite contents (including biotite which replaces cordierite). Biotite is oriented, and defines a foliation, however, crystals of biotite are not

highly elongate, thus the foliation is not conspicuous. Biotite that occurs in the matrix of the psammites is subidioblastic and embayed in form, and oriented parallel to the banding in the rocks. In some rocks biotite is partially replaced by Fe-Ti oxide. Biotite has a Mg# between 65 and 70 and contains between 2 and 3 wt. % TiO_2 . Biotite that occurs as small, rounded inclusions in orthopyroxene and cordierite has slightly higher TiO_2 contents (3.3 wt. %). However, inclusions of angular biotite in the orthopyroxene are different; they have very low TiO_2 (0.3 wt. %) contents and are considerably less magnesian (Mg# 51). Ilmenite is found as inclusions in orthopyroxene, biotite and cordierite and contains 0.5 wt. % MgO. Magnetite occurs as inclusions in biotite and orthopyroxene, but not cordierite, and contains 75 wt. % Fe_2O_3 and 0.5 wt. % Al_2O_3 .

In some psammitic granulites, neosome occurs as small, but distinctive, patches consisting of an idoblastic orthopyroxene crystal surrounded by a leucocratic halo (Fig. 4a).

3.2.3. Pelitic Granulite

Pelitic granulites occurs as layers up to several meters thick and contain a prominent foliation due to the orientation of biotite. Large enclaves of pelite up to tens of meters across occur in the Wuluma Pluton (Fig. 2 & 3e). Most of the pelitic granulites are generally medium to coarse-grained rocks and contain stromatic leucosomes that have the assemblage quartz + K-feldspar + plagioclase \pm cordierite alternating with melanosomes containing biotite + garnet + quartz + K-feldspar, hence they represent segregated neosome. Many of the pelitic rocks also contain large (up to 5 cm) porphyroblasts of garnet

that are surrounded by equant moats consisting of quartz + K-feldspar + plagioclase ± cordierite; these are interpreted to be in-situ patches of unsegregated neosome. Quartz forms xenoblastic grains in the matrix and smaller inclusions in feldspar, garnet and cordierite. K-feldspar is microcline, or orthoclase, and occurs as equant xenoblastic grains containing about 0.5 wt. % BaO, but their SrO content is below detection level. Plagioclase is xenoblastic and ranges in composition from oligoclase to andesine. Garnet occurs in two forms; 1) subidioblastic crystals with a few inclusion of quartz (Fig. 5a) and, 2) corroded, xenoblastic crystals with abundant inclusions of quartz and embayments filled with cordierite (Fig. 5b). These two forms of garnet occur also in the granitic rocks (see section 4.2.1). Both kinds of garnet in the pelitic granulite are similar in composition; $Alm_{0.68-0.70}$, $Pyr_{0.26-0.27}$, with very low (< 1 wt. %) CaO and MnO contents. Some garnets are associated with biotite (Fig. 5b and c) and show textures very similar to those described by Waters (2001). Waters (2001) interpreted these textures as replacement of garnet by biotite. Garnets that show some degree of replacement by biotite have higher Fe contents (Mg# 19 cf 26). Cordierite grains are polygonal, indicating textural equilibrium and have a Mg# of 73 and very low CaO and Na₂O contents (each < 0.05 wt. %). Two types of biotite are present. 1) Biotite in the matrix; subhedral, commonly embayed and oriented so as to define the foliation, in some cases this matrix biotite is partially replaced by oxide. This biotite contains 3 to 4 wt. % TiO₂ and has a Mg# of about 54. 2) Biotite that partially replaces garnet; (Fig. 5b and c) this randomly oriented and has a higher Mg# (64). Some ilmenite and magnetite are also present and occur as inclusions in biotite and cordierite.

Ilmenite contains 0.5 wt. % MgO and the magnetite contains about 75 wt. % Fe₂O₃ and 0.5 wt. % Al₂O₃.

3.3. Granitic rocks of the Wuluma Pluton

The Wuluma Pluton is a complex body. It occurs as subparallel sheets (Fig. 3f) and cross cutting dykes of different grain size, mineral assemblage and modal abundance. Moreover, it contains several different types of granite which enclose screens of country rock, biotite-rich aggregates and schlieren (Fig. 3f). In many cases, the rocks that comprise the screens and enclaves are clearly identifiable as unchanged country rocks. However, in many cases the enclosed rocks have been modified by interaction with the enclosed granitic melts, and this commonly results in a decrease in the modal quartz and feldspar contents, but an increase in modal biotite. The variation within the various granitic rocks of the Wuluma Pluton will be considered first. The different facies within the granite are defined by a simple grain size subdivision: fine-grained (<1 mm), medium-grained (1-3 mm) and coarse-grained (>3 mm).

3.3.1. Fine-grained granites

Fine-grained granite forms the thinnest dykes in the Wuluma Pluton and it also occurs as dykes in the country rocks; the dykes are typically oriented E-W to NW-SE. This facies is composed of quartz + feldspar + biotite ± Fe-Ti oxide, and is the only type of granite in the Wuluma Pluton that systematically lacks garnet. Anhedral quartz occurs in the matrix and also as inclusions in the feldspars. Quartz that occurs as inclusions generally does not

display undulose extinction. K-feldspar is microcline and commonly has undulose extinction, but no preferred orientation. In some rocks, microcline is partially replaced by biotite. K-feldspar contains 2 wt. % BaO and 63 wt. % SiO₂. K-feldspar close to the enclave-related schlieren has systematically slightly higher SiO₂ contents (64 wt. %). Plagioclase ranges in composition from oligoclase to andesine. Macroscopically, biotite is distributed throughout the matrix and as aggregates that have felsic coronas, or moats, around them (Fig. 4b). In some case, the shape and distribution of the biotite in the aggregates is very similar to that of cordierite (Fig. 4c). Three kinds of biotite can be distinguished in thin section. Biotite in the matrix is subhedral, commonly embayed, and locally aligned so as to define the flow foliation. Matrix biotite is brown in color with strong pleochroism and locally has undulose extinction. The second type of biotite is closely associated with K-feldspar; either as inclusions, or as a partial replacement. This biotite is anhedral in form and not embayed. The third form of biotite forms aggregates with quartz in the matrix. A typical aggregate is composed of 68% biotite and 32% quartz with trace amount of feldspar and Fe-Ti oxide (Table 1). There are some compositional differences between the different types of biotite. All contain 3 to 4 wt. % TiO₂ and 9 wt. % K₂O, but biotites in the aggregates have a Mg# of around 27, whereas biotite in the matrix has a Mg# between 30 and 33 (Fig. 7a). Only the matrix biotite is replaced by an Fe-Ti oxide mineral; these are either ilmenite with 1.4 wt. % MnO, or magnetite with 80 wt. % Fe₂O₃.

3.3.2. *Medium-grained granites*

The medium-grained facies is the most common and occurs as equant-shaped bodies of homogeneous granite up to a hundred metres across in addition to dykes ranging in thickness from a few centimeters to tens of metres that are oriented between NW-SE. In places dykes of medium-grained granite transect those of fine-grained granite. A magmatic foliation oriented NNW-SSE occurs throughout the medium-grained granite and is defined principally by oriented crystals of feldspar. Medium-grained granites are composed of quartz + plagioclase + K-feldspar + garnet + biotite ± oxide, and are generally rich in K-feldspar. Many samples show an incipient mortar texture with a rim of fine-grained, recrystallized quartz around larger crystals of microcline. Many large crystals of the original quartz remain, and exhibit undulose extinction. Microcline is, in places, replaced by biotite and Fe-Ti oxides. Microcline contains 64 wt. % SiO₂, 13 wt. % K₂O, 1.5 wt. % Na₂O and less than 1 wt. % BaO. Plagioclase is generally fractured and displays undulose extinction, but shows no preferred orientation. The composition of plagioclase ranges from An₁₂ to An₃₅. The biotite content of the matrix is highest in the rocks that contain the most calcic plagioclase. Garnet, where present, occurs either as irregular-shaped poikiloblasts intergrown with quartz (Fig. 4d and 5d); morphologically similar garnets are found in pelitic granulite, medium-grained granite and coarse-grained granite. Smaller matrix garnets associated with biotite (Fig. 4e) are also present, but these are subhedral and contain far fewer inclusions (Fig. 5a) than the poikiloblastic garnet. However, both forms have similar compositions; Alm_{0.73}, Pyr_{0.21}, Grs_{0.07} and Sps_{0.018}. Garnet is partially replaced by biotite in some rocks, and the remaining garnet has a lower (17 c.f. 21) Mg# (Fig. 7b). There are two kinds of biotite: 1) matrix biotite and, 2) biotite that has replaced garnet.

Matrix biotite is subhedral, interstitial and weakly oriented; it is brown in color with a strong pleochroism and contains about 4 wt. % TiO_2 , 9 wt. % K_2O and has a Mg# of 40. Some matrix biotite is partially replaced by Fe-Ti oxide. The biotite that replaces garnet (Fig. 5d) is greener in color and although it has a similar Ti and K content to the matrix biotite, it has a significantly higher Mg# of about 55 (Fig. 7a).

3.3.3. Coarse-grained granites

The coarse-grained facies has the same mineral assemblage as the medium-grained and occurs as wide dykes (>20 m) principally oriented NNW-SSE, in the Wuluma Pluton. In places, the dykes are parallel to those of medium-grained granite, but generally they cross-cut them at a very small angle. A magmatic foliation in the coarse-grained facies is also defined by oriented, tabular crystal of feldspar. Quartz in many rocks occurs as large grains that exhibit undulose extinction, but show no reduction in size. In some rocks the grain size has been reduced, and rims comprising small equant, recrystallized grains of quartz surround porphyroclasts of quartz and feldspar. The K-feldspar is microcline and occurs as large subhedral crystals, some of which are partially replaced by biotite. Plagioclase occurs as unoriented subhedral crystals that range in composition from An_{16} to An_{28} . Garnet is only present in coarse-grained granite located in the north and the center of the Wuluma Pluton (Fig. 2). It is absent in the southern part, where the granite contains a higher proportion of biotite schlieren (described section 3.2.5) than elsewhere. The coarse-grained granite in the north contains two kinds of garnets; both are embayed with quartz and feldspar and are locally replaced by biotite. However, one is subhedral and contains

inclusions of quartz, whereas the other is anhedral without inclusions. Both types of garnet have similar compositions; $\text{Alm}_{0.75}$, $\text{Pyr}_{0.18}$, $\text{Grs}_{0.08}$ and $\text{Sps}_{0.04}$. The Mg# is about 19, but decreases to 16 for garnets that are partially replaced by biotite (Fig. 7b). The biotite that replaces garnet is anhedral in form, brown-green in color and contains 3 wt. % TiO_2 , 8 wt. % K_2O and has an Mg# of 60. In contrast the biotite in the matrix is subhedral and oriented so as to define the foliation in the rock, is brown in color and strongly pleochroic. Although the matrix biotite has the same Ti content, it contains distinctly more K_2O (9 wt %) and is considerably richer in Fe with a Mg# of 35 (Fig. 7a). The matrix biotite in some rocks is partly replaced by magnetite containing 72 wt % Fe_2O_3 .

3.3.4. Enclaves of country rock

Most of the large screens and the enclaves in the Wuluma Pluton are of pelitic granulite. They are fine to medium-grained and show a stromatic layering consisting of leucocratic layers, composed of quartz + cordierite + K-feldspar + plagioclase and melanocratic layers of oxide + biotite + sillimanite. Thus, these screens and enclaves of pelitic rock closely resemble, and are interpreted to be derived from, the pelitic migmatites in the country rocks. However, the contacts between the pelitic enclaves and the granites of the pluton are commonly marked by a thin melanocratic selvage of biotite and quartz (Fig. 6a). Enclaves thin towards their ends and in many cases pass laterally into a schlieren (schlieren is the plural; Fig. 6a & b). Typically, enclaves are accompanied by many schlieren in the adjacent granite, and these are interpreted to be relics of former, nearby enclaves.

3.3.5. Schlieren

The Wuluma Pluton contains abundant schlieren, i.e. highly elongate domains (aspect ratio $\gg 10$) that are richer in biotite than the adjacent granite. Most of these are very thin (< 10 mm) layers or folia, but some are 10 to 50 mm wide. All the schlieren are oriented subparallel to the magmatic foliation of the host granite. They outline asymmetric folds which indicate the local flow sense in the magma as the Wuluma Pluton formed. The granite immediately adjacent to the schlieren is commonly very leucocratic and contains less than 1% biotite. These domains display a considerable variation in their internal microstructure and modal mineral proportions and, consequently, three broad types of schlieren can be identified in the granites at Wuluma. Modes for the schlieren have been calculated from image analysis using Image J software and are given in Table 1.

Wispy schlieren are very short (< 20 cm) and thin ($\ll 10$ mm) schlieren. They are fine-grained, banded and non-oriented and commonly have recurved shapes. They contain more than 60 to 70% biotite and quartz is the only other abundant phase present (Table 1). Quartz is anhedral and equant in shape. In contrast, biotite forms elongate subhedral grains that are oriented parallel to the length of each schliere. The biotite contains 4 wt. % TiO_2 and has a Mg# of about 40 (Fig. 7a), a composition that is similar to the matrix biotite in the host granite. The granite around the schlieren is pale-colored and has a mineral assemblage of feldspar + quartz (Fig. 5e). These schlieren are only present in the most homogenous parts of the medium-grained granite, and they occur most abundantly where

garnet is present in the granite (Fig. 2). They define a flow banding in the granite that is locally irregular, convoluted or disharmonic (Fig. 6d).

Enclave-related schlieren are schlieren associated with the enclaves (Fig. 5g and 6b) in the field. In places they are observed to begin at the termination of an enclave. These are fine-grained, long and narrow schlieren and contain less biotite (45 to 53%), more quartz (46 to 52%) and some plagioclase, or K-feldspar (1 or 2%), compared to wispy schlieren (Table 1). Some can contain as much as 2 % Fe-Ti oxide minerals. Quartz is anhedral, with undulose extinction, but not oriented. Subhedral, embayed grains of biotite are preferentially oriented parallel to the margins of the schliere. Biotite in the schlieren contains 2.7 wt. % TiO_2 and has a Mg# of 33 (Fig. 7a), thus they contain slightly less TiO_2 than the matrix biotite of the host granite, but are slightly more magnesian. Some biotites in the schlieren are partially replaced by magnetite which contains 1 to 4 wt. % Al_2O_3 . The plagioclase forms subhedral, oriented and embayed crystals that are oligoclase in composition, similar to plagioclase in the matrix of adjacent granite. An assemblage consisting principally of K-feldspar + quartz, with in some cases minor plagioclase, is observed around the schlieren. These schlieren are sinuous in form, generally oriented NW-SE, occur in all of the granite types and, not surprisingly, are commonest in the most heterogeneous parts of the Wuluma Pluton.

Long schlieren are isolated, laterally-persistent schlieren that are not spatially associated with enclaves and contain 73 to 79 % quartz, only 21 to 28 % biotite and trace amounts of plagioclase with, rarely, Fe-Ti oxide minerals (Table 1). Although, long schlieren have compositions somewhat similar to the enclave-related schlieren, their

internal structure is different and they show a gradation in grain size towards the edge (Fig. 5h). Quartz is anhedral with undulose extinction and is elongated parallel to the margins of the schliere. Biotite grains are subhedral with undulose extinction, and are strongly oriented parallel to the length of each schliere. The margins of the schlieren are generally richer in biotite than the interior, in some cases form a conspicuous biotite-rich selvage. Biotite in these schlieren contains 3 wt. % TiO_2 and has a Mg# of 39 (Fig. 7a). Some biotite is partially replaced by ilmenite that contains 51% TiO_2 , or by magnetite. The plagioclase is oligoclase and has the same composition as that in the adjacent granite. These schlieren are oriented between NW-SE and NNW-SSE and occur principally in the medium-grained granites, parallel to the boundaries of successive dykes (Fig. 6e). In places long schlieren are truncated by subsequent dykes (Fig. 3f) and are most common in the southern part of the Wuluma Pluton (Fig. 2).

3.4. General trends of garnet and biotite compositions

Optical microscopy shows different degrees of replacement of garnet by biotite in both pelitic granulite, medium and coarse-grained granite (Fig. 5). At the beginning of replacement, biotite seems to be located in microcracks in the garnets that are in contact with K-feldspar (Fig. 5c). As the replacement advances, biotite partially pseudomorphs the garnet, but acquires its own crystal shapes (Fig. 5d). In the most advanced degree of replacement of the garnet porphyroblast, biotite retains the ghost shape of the replaced minerals, but develops into a typical decussate aggregate of subhedral biotite grains (Fig. 5e).

Major element compositions show that: i) Garnets in the granite have an essentially unchanged calcium (grossular component) content from the rim to the core. In contrast, garnets from some of the pelitic granulites, have rims that are richer in calcium, but in other rocks the rims of garnet are less calcic relative to the cores. The garnets in the granite are systematically more calcic and richer in Fe than the garnets in the pelitic granulites. There is no change of composition between the rim and core for garnets that are not replaced by biotite; except for two garnets in coarse-grained granite. The rims of the garnets that are partially replaced by biotite are richer in Fe (increase of 2-3%) and poorer in Mg (decrease of about 2%) than the cores (Fig. 7b). ii) Biotite has a distribution of iron and magnesium that is generally the opposite of garnet (Fig. 7a). Biotite that replaces garnet has a higher Mg# (about 5% more Mg and 5% less Fe) than biotite in the matrix of the granite, but the Ti content is the same. In general, biotite in the granulite facies country rocks has a higher Mg# than biotite in the granites (about 6-9% more Mg and 8-12% less Fe), except for one pelitic granulite that contains a large leucosome component. Unusually low Ti contents are found in biotite which occurs as inclusions in orthopyroxene in one psammitic granulite; these are also less magnesian. Biotites from the enclave-related schlieren are generally a little more magnesian and less iron-rich than the matrix biotite in their host granite. Biotites in long schlieren are similar in composition to the matrix biotite, whereas, biotites from the wispy schlieren are slightly richer in Mg and poorer in Ti than the biotite in the matrix of their host granite.

4. Trace elements in minerals

Trace elements have been determined for garnet, biotite, pyroxene and feldspar from 15 samples by ICP-MS (THERMOS Model X7) combined with a laser ablation (NEW WAVE Model UP213) at University of Quebec at Chicoutimi. The laser wavelength is 213nm, with a frequency of 10Hz and a fluency of 0.36mJ/pulse for a spot diameter of 55µm. The collected data were treated by PlasmaLab software. Calibration was made using NIST 610 and NIST 612 references materials. The internal calibration standard used was silica. Inclusions are common in metamorphic minerals. In order to identify and to exclude the effects of an inclusion, each spectrum was subject to a time resolved analysis (TRA). Segments of the spectrum which contained a contribution from an inclusion were excluded. Specifically, Ti was monitored for inclusions of titanite and rutile, P for apatite, Zr for zircon, REE for monazite and Y for xenotime. Moreover, ATHO-G was used as external standard and the values obtained for ATHO-G display a RSD of less than 10% (1σ) for the element used in this study (except for Ni and Ce). The most significant results (for garnet and biotite) are presented in Table 2.

4.1. Rare Earth Elements

Biotite: The patterns for rare earth element (REE) show little fractionation of light REE (LREE) from the heavy REE (HREE) in the biotite from either the pelitic and psammitic granulite, or the matrix of the Wuluma granites (Fig. 8). However, three biotite grains from aggregates in the fine-grained granite show a significant enrichment in LREE relative to the HREE (i.e. negative La/Yb_N) (Fig. 8e). Almost all of the biotites show a strong positive Eu anomaly, exceptions are from a biotite inclusion in an orthopyroxene

(Fig. 8a) and biotite in the aggregates (Fig. 8e) that tend to have a weaker Eu anomaly (either positive or negative). Biotites from wispy schlieren have REE patterns that, overall, are similar to those of matrix biotite in the host granite (Fig. 8d & f). Biotite from enclave-related schlieren also have REE patterns that are similar to those of biotite from the biotite aggregates (Fig. 8e), they show a weak Eu anomaly (positive or negative), whereas matrix biotites have a strong positive one. A biotite from a long schlieren has a smooth, LREE-enriched pattern which is in sharp contrast to the much lower one with a prominent positive Eu anomaly shown by the matrix biotite in its host granite (Fig. 8c & d). However, another biotite, but which is smaller in size, from a long schlieren is closer to the composition of matrix biotites.

The REE pattern of biotite included in orthopyroxene is virtually identical to that of the host orthopyroxene, and is markedly different from that in matrix biotite outside the orthopyroxene (compare Figs. 8a & 9a).

Replacive biotite: Biotite that partially replaces garnet in coarse-grained granite has a REE pattern that is distinct from the matrix biotite (Fig. 8f); it is slightly depleted in LREE, but shows a progressive enrichment of HREE from Gd to Lu.

Orthopyroxene: In general the REE patterns from orthopyroxene are enriched in the HREE (Fig. 9a). Orthopyroxenes from a psammitic granulite have the largest negative Eu anomalies and highest HREE contents.

Garnet: The REE patterns for all the garnets are very similar (Fig. 9) with 4 to 5 orders of magnitude more HREE than LREE, and a prominent negative anomaly in Eu. However, garnets from coarse-grained granite show a steady increase in HREE from Gd to

Lu, whereas, the garnets from pelitic granulites and medium-grained granite have an essentially flat HREE pattern from Dy to Lu. Garnet that is partially replaced by biotite shows no difference in its REE pattern compared to intact garnet.

K-feldspar: Overall, K-feldspar (Fig. 10) shows a LREE-enriched, concave pattern with a strong positive Eu anomaly. The coarse-grained granite has the most fractionated pattern (highest La/Lu_N) and medium grained granite the strongest Eu anomaly.

Plagioclase: All the REE patterns from plagioclase are strongly fractionated (La/Yb_N about 100) with positive Eu anomalies. The patterns for plagioclase from the pelitic granulites, medium and coarse-grained granites and from the schlieren are all very similar in shape, slope and level (Fig. 11), although the Eu anomaly is much reduced in the long schlieren and enclave-related schlieren. The REE patterns for plagioclase from the aggregates of biotite in fine-grained granites display greater ranges, in which negative Eu anomalies diminish as the total REE content rises.

Clinopyroxene: Very flat REE patterns at ten times chondrite characterize clinopyroxene from uniform mafic granulites. However, clinopyroxene from the melanosome layers in compositionally banded mafic granulites have patterns strongly enriched in HREE (Fig. 12) that develop convex shapes and negative Eu anomalies as the total REE content increases.

4.2. Other trace elements

Biotite: The trace element contents for almost all the matrix biotites are similar irrespective of which granite they came from. Biotite from the wispy schlieren, are also

very similar to matrix biotite in the granites. The Cr contents of biotite from an enclave-related schlieren are very similar to the Cr contents of clinopyroxene from the mafic granulite (Fig. 13a). Furthermore, the biotites from a biotite-rich (melanocratic), medium-grained granite are noticeably richer in Cr (Fig. 13b) compared to biotite from other granites. Lastly, biotite from psammitic granulites is also enriched in Cr relative to the matrix biotite in the granites.

Feldspar: The content of trace elements in matrix K-feldspar from all the different rocks and the schlieren are similar. Trace element contents of all the plagioclases are similar, irrespective of rock type.

Garnet: Garnet from coarse-grained granite (that was richer in HREE) is richer in Y relative to garnets from the medium-grained granites. The garnets that are partially replaced by biotite in the coarse-grained granite are richer in Rb close to the replacing biotite compared to farther from the biotite.

Clinopyroxene: The concentration of Y is higher, but Zr, and Cr are lower, in clinopyroxene from the banded mafic granulites compared to clinopyroxene from the more uniform mafic granulites.

To conclude, the differences in the trace and REE element contents exist between examples of a same mineral from the different facies of granite are relatively small. Despite the petrological variation observed in thin sections for the different forms of garnet, they all tend to have broadly similar REE spectra. Biotite is the only mineral to show some differences from one rock type to another, most notably in their REE patterns and in their Cr contents from one rock type to another. It is also the mineral that shows the

greatest variation in microstructure and Mg# between the extremes of the biotite in the granite matrix and the replacive biotite. Some differences in the HREE content between these two kinds of biotite remain distinguishable. Furthermore, the Cr content in biotite is characteristic and indicates that some of the biotite that came from enclave-related schlieren was probably derived from clinopyroxene.

5. Interpretation and discussion

The Wuluma Pluton is a granite with a high proportion of biotite. The presence of biotite schlieren and the replacement of garnet by biotite clearly shows that all of the biotite in it cannot be of magmatic origin. To understand the origin of biotite we need first to understand the origin of all the schlieren and, second to look at which reaction could be responsible for the replacement of garnet by biotite.

5.1. Sources of the enclaves

The source of pelitic and psammitic enclaves in the Wuluma granites is easily identified as the country rocks because they contain stromatic and patch migmatite structures identical to those in the country rocks (Collins et al., 1989; Sawyer et al., 1999). Similarly, enclaves derived from the mafic granulite in the country rocks are identified near the margins of the pluton by the similarity of mineral assemblages and microstructures they contain. The origin of enclaves in the centre and south of the Wuluma Pluton, is less clear because biotite replaces the residual ferromagnesian minerals and eventually even the robust migmatite structures are erased.

5.2. Origin of the schlieren

Schlieren are found widely in granites (Clarke, 1992) and many mechanisms have been proposed to explain their formation such as; infiltration-filter mechanism (García-Arias et al., 2010; Weinberg et al., 2001), trains of residual minerals (Milord and Sawyer, 2003), or disaggregation of enclaves and migmatite melanosome (Barbey, 2009; Weinberg et al., 2001). The infiltration mechanism is unlikely at Wuluma considering the size of biotite in long schlieren (see section 5.2.2.). The size and geometry of the wispy schlieren at Wuluma, when compared to the schlieren of the St Malo migmatites, suggest that an origin as trains of residual minerals is not applicable to Wuluma (see section 5.2.3). The hypothesis that schlieren form by the disaggregation of enclaves entails that a progressive transfer of the quartzo-feldspathic component from an enclave out into the host granite leaves the least mobile components (ferromagnesian minerals and accessory phases) behind forming a schliere. A complementary leucocratic rim therefore forms around the schliere as the granitic host is diluted by the quartzo-feldspathic material added to it from the shrinking enclave. Field observations in the Wuluma granites are broadly consistent with such a progressive schliere-forming sequence.

In such a sequence, the long schlieren (75 % quartz, 25 % biotite; Table 1) would be the least modified from an initial psammitic or pelitic country rock protolith by virtue of their low biotite/quartz ratio. Enclave-related schlieren would represent an intermediate stage as they have a higher biotite/quartz ratio (50 % biotite, 47 % quartz) implying a greater loss of the quartzo-feldspathic component. Lastly, the wispy schlieren, which have

the highest biotite/quartz ratio (Table 1), would represent the remains of enclaves from which virtually all the quartzo-feldspathic component has been removed. However, the mineral compositions indicate that the schlieren formed by processes that were more complex.

5.2.1. Enclave-related schlieren

The major oxide compositions of biotite show that none of the schlieren contain biotite that has a composition directly comparable to that of the residual biotite in the granulite facies country rocks (see position of the pelitic and psammitic granulite fields on Fig. 7). Rather, the biotites in the schlieren are closer in composition to biotite in the matrix of the granite enclosing the respective schlieren. However, the trace element contents of the biotite are more informative. For example, the high Cr contents of biotite from some enclave-related schlieren exclude a derivation just from either the psammitic or pelitic granulites. The high Cr contents are comparable to those in clinopyroxene, hence these schlieren were likely derived from enclaves of mafic granulite. Furthermore, biotites in enclave-related schlieren tend to have a REE pattern that is different to those from the matrix and to have a weak Eu anomaly which could be similar to the weak anomaly in clinopyroxene from the mafic granulite, or plagioclase from the same enclave-related schlieren. Since these enclaves no longer contain pyroxene or amphibole, the implication is that an additional process, or processes, operated to convert clinopyroxene to biotite at some stage prior to development of the schlieren. Beard et al. (2004) suggest, for the gabbro-norites where they observe biotite and amphibole, a back-reaction, or a reaction of

“rehydration crystallization” from pyroxene to biotite and amphibole. This reaction also consumes calcic plagioclase to form sodic plagioclase. In this study, plagioclase in mafic granulite has a labradorite to anorthite composition, but in the enclave-related schlieren it is oligoclase. This could be the effect of a replacement of pyroxene by biotite that consumed the calcic plagioclase component and resulted in a more sodic plagioclase.

The compositional evidence indicates that this specific enclave-related schliere is derived from an enclave of mafic granulite. In the field, the presence of enclave-related schlieren is spatially associated with the presence of enclaves of pelitic and psammitic country rocks. In summary, the field evidence and certain compositional features of minerals indicates that this type of schlieren was derived from enclaves of the pelitic, psammitic or mafic country rocks.

5.2.2. Long schlieren

Long schlieren occur between and within dykes of Wuluma granite. Schlieren located between granites that have slight textural or compositional differences have been noted in many plutons. Weinberg et al. (2001) suggested that schlieren can be formed by the infiltration of a melt carrying small crystals through a porous, partially crystallized matrix. Biotite, and any other crystals, in the migrating melt accumulate at the edge of the porous matrix to form a biotite-rich schlieren there. García-Arias et al. (2010) used an experiment to simulate the formation of a schliere by this infiltration mechanism, and produced a layer of essentially pure biotite, which then recrystallized to a larger grain size. Although biotite in long schlieren has a similar composition to the biotite in the adjacent granites, the biotite

crystals are much smaller than those in granite. Furthermore, the concentration of biotite in long schlieren is far lower than achieved in the schlieren made by García-Arias et al. (2010). Consequently, the long schlieren are not considered to have formed by a porous flow/accumulation mechanism.

Narrow screens of wall rocks are commonly reported between different phases of many intrusions, such as the Donegal (Pitcher, 1970) and Connemara granites (Crowley and Feely, 1997). The screens are formed in plutons created by multiple injections of magma where the new dykes develop in the wall rocks. Long schlieren have microstructures and biotite/quartz ratios very similar to the pelitic and psammitic country rocks. Moreover, some contain meter-scale folds of similar size, orientation and geometry to those in the nearby wall rocks; these folds are much larger than the folds found in some wispy schlieren (compare Fig. 6d and 6e). Another point is that, in contrast to the wispy schlieren, there is more plagioclase in, or around, the long schlieren, and enclave-related schlieren (Fig. 5g).

Together, these features suggest that long schlieren are simply highly modified screens and detached pieces of country rock between successive injections of granite. However, the REE pattern of biotite in some long schlieren is LREE-enriched (higher La_N/Lu_N) with a weak Eu anomaly, that is more similar to biotite in enclave-related schlieren, or aggregates of biotite and unlike biotite from the pelitic or psammitic granulite. Thus, although these schlieren are derived from screens of country rock and still preserve textural and morphological evidence of this, the composition of the minerals within them has changed almost completely (see section 5.3).

5.2.3. *Wispy schlieren*

Wispy schlieren have the highest biotite/quartz ratios. Schlieren with similar, or higher, biotite/quartz ratios in the St. Malo migmatite terrain were interpreted as trains of residual minerals collected in the centre of small magmatic shear zones (Milord and Sawyer, 2003). In contrast, the wispy schlieren in the Wuluma granites are much shorter, rarely exceeding 15 cm in length, and this suggests they have a different origin.

Some granites at Wuluma contain large mafic “spots” (Fig. 4d) that consist of garnet, or rarely cordierite. More commonly, the garnet in the Wuluma granite is partially replaced by biotite (Fig. 4d, 5d, f & g). Thus, the aggregates of biotite, that occur widely in the central and southern parts of the Wuluma granite (Fig. 4b & c) are interpreted to be where garnet (or cordierite) has been completely replaced by biotite. The modal proportions in these biotite aggregates matches those in the wispy schlieren. In the places where magmatic strain was comparatively low the biotite aggregates retain the equant form (pseudomorph) of garnet or cordierite (Fig. 5f), but where the strain was higher, they were attenuated and became the high aspect-ratio wispy schlieren (Fig. 5e). The observation in thin section of a moat with the assemblage K-feldspar + quartz around the wispy schlieren, can be interpreted as the same moat seen around garnet and orthopyroxene in the granulites, and is another indication that the wispy schlieren develop by elongation of aggregates of biotite that replaced garnet or cordierite. Biotite in the wispy schlieren has essentially the same compositions as the biotite in the enclosing granite. Thus, the wispy

schlieren also had their compositions modified as a consequence of being enclosed in granite.

5.3. Modification of schlieren and minerals

The pelitic and psammitic granulites and the mafic granulites in the country rocks contain residual garnet, cordierite, orthopyroxene, clinopyroxene and hornblende (Clarke et al., 2007; Sawyer et al., 1999). We observed these minerals preserved in appropriate enclaves near (< 200 m) the margins of the Wuluma granite. However, farther into (>500 m) the granite none of these minerals remain in either the enclaves, or the Wuluma granite; they are all replaced by biotite. Thus, biotite is the only ferromagnesian silicate mineral in much of the central and southern part of the Wuluma granite. This section examines the mineralogical and compositional modification that affects not only the enclaves, but also garnet and cordierite in the Wuluma granite itself.

5.3.1. Peritectic garnet

The entrainment of peritectic minerals during extraction of melt has been proposed as one process by which granitic magmas are enriched in ferromagnesian minerals (Erdmann et al., 2009; Sawyer, 1996; Stevens et al., 2007; Taylor and Stevens, 2010; Villaros et al., 2009). Unfortunately, distinguishing entrained peritectic minerals from those that grew from the granite magma is commonly not straight forward and, at Wuluma, the fact that the present composition of the minerals shows little variation does not allow us to

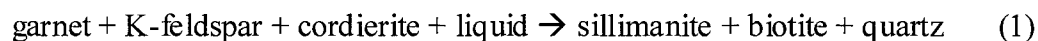
unequivocally differentiate the peritectic minerals (principally garnet) from magmatic ones in the Wuluma granite.

The similarity of compositions may be explained in two ways. First, there are no peritectic garnets and all the garnets crystallized from granite magma. Secondly, the peritectic garnets have chemically re-equilibrated with the host granite magma and their composition changed to resemble the magmatic garnets (Erdmann et al., 2009; Villaros et al., 2009). Thirdly, all the magmatic and peritectic garnet had similar compositions from the beginning and formed at similar pressure and temperature conditions (Taylor et al., 2010; Whitney et al., 2008; Whitney and Seaton, 2010). The first hypothesis is highly improbable because of abundant field evidence for the incorporation of country rock material into the outer parts of the Wuluma granite.

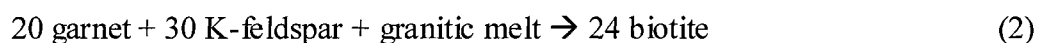
5.3.2. Replacement by biotite

Despite the fact we are not able to distinguish peritectic from magmatic minerals, we clearly see that minerals are replaced by biotite. Although all the ferromagnesian phases are replaced by biotite, only the garnet will be considered here because it also the most widespread magmatic phase that is replaced. Replacement of garnet occurs first at its rim, notably at contacts with K-feldspar (Fig. 5c). The biotite that replaces garnet has a higher Mg# than the garnet, consequently, the garnet adjacent to the replacing biotite becomes richer in Fe (Fig. 7). Furthermore, the biotite that replaces the garnet has a higher total REE content than biotite in the granite (Fig. 8). The presence of both biotite and ilmenite resembles microstructures described in a gabbro-norite by Beard et al. (2004) and

interpreted as resulting from "hydration crystallization". That is, crystallization in which pyroxene back-reacts with the remaining hydrous magma to produce biotite, or amphibole, during which calcic plagioclase is consumed and sodic plagioclase formed. Other "back reaction" textures have been described. Kriegsman and Hensen (1998) studied the "back reaction" of spinel with melt to form cordierite + sillimanite or garnet + sillimanite + K-feldspar and observed a rim of cordierite and sillimanite around spinel. However, in our case, we do not observe a rim of biotite around the garnet; replacement seems to take place as the development of biotite grains inside the garnet, like the textures described by Waters (2001), but without sillimanite in this case. Waters (2001) interpreted this texture such as replacement of garnet by biotite via the reaction:



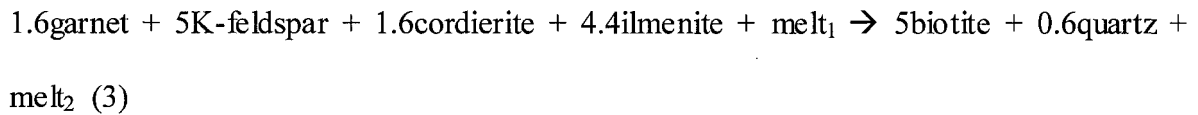
Since neither sillimanite nor cordierite are present with the garnet in the Wuluma granites, a possible reaction to produce biotite from garnet is:



The biotite has a higher Mg# than garnet, thus in order to balance magnesium and make the quantity of biotite observed, 1 wt % MgO has to be taken from all the garnet, which reduces the Mg# of the remaining garnet. This is possible because of the rapid diffusion of magnesium in garnet at temperature > 700°C (Chakraborty, 2006; Spear, 1991).

However, the microstructures of biotite, garnet and ilmenite suggest that ilmenite is involved in the garnet-consuming reaction (Beard et al., 2004), thus reaction 2 is not

applicable for these. Cordierite is present elsewhere in the thin section, so assuming that cordierite was also a reactant, a mass and volume balance indicates the reaction could be:



In this case, volume is balanced and aluminium, silica and sodium are conserved. The H₂O and some potassium and magnesium come from the melt (melt₁). The balance of K comes from reactant K-feldspar and Mg and Fe from garnet and cordierite using the same solution as in reaction 2. Ilmenite is a reactant phase supplying Ti for biotite.

5.3.3. *Biotite in the Wuluma granite*

The biotite in the matrix of the granites at Wuluma is commonly aligned and defines the magmatic flow foliation, hence it either grew from, or equilibrated with, granitic melt. Most biotite in the schlieren has a composition very similar to the biotite in the host granite. This suggests that diffusion occurred between biotite in the schlieren and the biotite in the much larger volume of enclosing granite, and the biotite in the schlieren was able to equilibrate with the granitic magma for most elements. Erdmann et al. (2009) also found that xenocrystic biotite in the South Mountain Batholith of Nova Scotia has a similar composition to the magmatic biotite, and since the intrusion is a high level one that cooled quickly, concluded that biotite re-equilibrates rapidly with the host granitic magma.

Not all the biotite in the schlieren at Wuluma completely re-equilibrated with the granite. Some biotite, plagioclase and K-feldspar retained compositional traits acquired earlier in their history, but their occurrence is limited to embayments in partially replaced

crystals. Re-equilibration for these minerals may have been prevented by crystallization of the magma, or because local, short-range activity gradients dominated.

Replacement of garnet, cordierite, orthopyroxene, clinopyroxene and amphibole by biotite requires considerable local-scale mass transfer, notably of H₂O and K₂O. The preservation of intact peritectic phases in the strongly melt-depleted country rocks is readily explained by the loss of virtually all their H₂O with the extracted melt, thus inhibiting rehydration reactions during cooling. Replacement of garnet by biotite is complete in the central and southern parts of the Wuluma Pluton. This region of complete replacement coincides with where the granite is most homogeneous, the largest bodies of medium-grained granite occur and large-scale magmatic flow structures are common, features which indicate that a large volume of anatectic melt accumulated there. The volume of H₂O available during crystallization of the magma in this part of the pluton was probably sufficient to replace all the peritectic phases in the enclaves, schlieren and granite together with all magmatic garnet and cordierite, by biotite. There were also differences between the three granite types at Wuluma. Fresh garnet occurs in the medium- and coarse-grained granite; the fine-grained granite only contains aggregates of biotite that pseudomorph garnet. The fine-grained granites may thus, have had higher initial water contents.

Figure 14 is a schematic representation of how the modal quantity of biotite in the magma may have been changed during these processes. An estimate of how much the modal amount of biotite was increased in the Wuluma granites, by these processes, can be made assuming that the initial granite contained about 1 modal % biotite, 2-3 % garnet and

2-3 % cordierite (as in the matrix of granite in the north of the Wuluma Pluton where garnet is not replaced). Using reaction 3, the replacement of peritectic minerals by biotite in the granite could increase the modal proportion of biotite to 10 % (assuming 3% garnet and cordierite in the granite). Although this process significantly increases the modal proportion of biotite in the magma, it will not change the $\text{FeO}^{*+} \text{MgO}$ content of the magma + peritectic phases much (less than 0.6%), due to the fact that this biotite is secondary. The process that will increase the $\text{FeO}^{*+} \text{MgO}$ content of the Wuluma granite is the addition of peritectic phases to the magma, as has been demonstrated elsewhere (e.g. Erdmann et al., 2009; Sawyer, 1996; Stevens et al., 2007; Villaros et al., 2009)

An additional amount of biotite, either original residual biotite, or biotite that has replaced other residual phases, has also been added to the granite magma in the form of crystals liberated from enclaves and schlieren as they are reduced by magmatic erosion (Fig. 14). This second process increases both the modal proportion of biotite in the magma and its $\text{FeO}^{*+} \text{MgO}$ content. Assuming, based on field observations at Wuluma, that, on average, the wispy schlieren represent 2 % of the granite, long schlieren 10 % and the enclave-related schlieren 5 % and using the modal composition of the different schlieren (Table 1), they could together contribute, if completely disaggregated, a maximum of about 5 to 6 modal % biotite to the granite magma that comprises the Wuluma Pluton and will add about 1.5 to 2 wt % to its whole rock $\text{FeO}^{*+} \text{MgO}$ content.

In total, the modal proportion of biotite in the granite at Wuluma, could be increased to about 15 % (Fig. 15a) by these two processes. Thus, only a small proportion (< 10 % of the total) of the biotite in the Wuluma Pluton may actually be of direct magmatic origin.

Figure 15b shows that the compositional field of S-type granites extends to far higher (FeO* + MgO) contents than the fields of either the experimental quenched anatectic melts obtained from hydrate-breakdown melting ($T < 925^{\circ}\text{C}$) of pelitic, greywacke and psammitic bulk compositions, or natural anatectic glasses melts derived from similar rock types. If we consider the addition of peritectic phases that have been subsequently replaced by secondary biotite, we can calculate the effect that the addition of 5, 10 and 15 modal % biotite to a typical natural anatectic glass has to its composition. The calculation shows that the addition of biotite results in (FeO* + MgO) contents that are comparable to typical S-type granites found around the world (Fig. 15b).

Another point to address is to what extent the magmatic biotite can buffer the composition of the biotite added in the granite. If we consider replacive biotite, which may represent 60% of all the biotite in the granite, these are magnesium-rich and iron-poor only when they begin to replace garnet. As the process of replacement progresses towards completion the Mg# of the secondary biotite approaches that of garnet. Due to the very fast diffusion of elements in biotite (Chakraborty, 2006), there is no detectable zonation in the composition of biotite at the different stages of garnet replacement.

In addition, some of the biotite analyzed and defined as “matrix biotite” may not in fact be originally magmatic, but have come from the dispersal of non-magmatic biotite in the magma. In this case, we can infer that at low degrees of contamination the composition of biotite was largely buffered by the magmatic biotite; it became slightly more magnesian and the xenocrystic biotite more Fe-rich. As contamination progressed, the composition of the magmatic biotite is expected to become progressively more magnesian and the

xenocrystic biotite slightly more Fe-rich. The presence of melt between the biotite may have ensured that equilibration of compositions occurred, but the composition of the system may have changed as progressively more biotite was added to the magma.

6. Conclusions

Three principal types of schlieren are identified in the Wuluma Pluton. 1) Enclave-related schlieren are derived from the destruction of enclaves of country rock (principally pelitic, psammitic and mafic granulite) dispersed in the granite. 2) Long schlieren are derived from screens of wall rocks trapped between successive intrusions of magma which form sheeted dykes in parts of the pluton. 3) Wispy schlieren that result from the complete replacement of garnet, cordierite and possibly orthopyroxene in the granite by biotite followed by subsequent elongation and flattening of the biotite aggregates during flow of the magma.

After incorporation into the granite, the enclaves were extensively modified by several concomitant processes. The residual phases in the enclaves and schlieren are systematically replaced by biotite. Crystals of peritectic and magmatic garnet and cordierite in the adjacent Wuluma granites undergo a parallel, progressive replacement by biotite. Enclaves undergo a progressive loss of the quartzo-feldspathic component to the adjacent granite which results in an increase in the biotite/quartz ratio. Long schlieren lost less of their quartzo-feldspathic component than the enclave-related schlieren. The borders of biotite-rich enclaves and schlieren are continuously eroded away which reduces their size and adds biotite to the host granite. As little as 10% of the biotite in the Wuluma granite may

have crystallized from the granite magma, the rest has been added from various sources. This processes can change significantly the (FeO*+ MgO) contents of the magma and can, in part, explain the large variation in the (FeO*+ MgO) contents of S-type granites.

New biotite inherits some compositional features from the minerals it replaces, but all the biotite readily re-equilibrates towards more uniform composition, thus virtually all the biotite reaches the same composition irrespective of its origin. The composition of biotite is an unreliable discriminator for its origin.

The widespread replacement of anhydrous ferromagnesian silicate minerals in the Wuluma granite by biotite demonstrates that hydration reactions can take place before granitic magmas ascend from their granulite facies source regions.

Acknowledgements

We would like to thanks reviewers Saskia Erdmann and Arnaud Villaros and co-editor Ian Buick for their constructive comments and suggestions which have substantially improved this paper. This work represents part of the doctoral research of the first author and was funded by a Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada Discovery Grant to Sawyer.

References

- Acosta Vigil, A., Buick, I.S., Hermann, J., Cesare, B., Rubatto, D., London, D., Morgan VI, G.B., 2010. Mechanisms of crustal anatexis: a geochemical study of partially melted metapelitic enclaves and host dacite, SE Spain. *Journal of Petrology* 51, 785-821.
- Acosta Vigil, A., Cesare, B., London, D., Morgan VI, G.B., 2007. Microstructures and composition of melt inclusions in a crustal anatectic environment, represented by metapelitic enclaves within El Hoyazo dacites, SE Spain. *Chemical Geology* 237, 450-465.
- Albuquerque, C.A.R., 1971. Petrochemistry of a series of granitic rocks from northern Portugal. *Geological Society of America Bulletin* 82, 2783-2793.
- Albuquerque, C.A.R., 1979. Rare earth elements in 'younger' granites, northern Portugal. *Lithos* 11, 219-229.
- Álvarez-Valero, A.M., Cesare, B., Kriegsman, L.M., 2007. Formation of spinel-cordierite-feldspar-glass coronas after garnet in metapelitic xenoliths: reaction modelling and geodynamic implications. *Journal of Metamorphic Geology* 25, 305-320.
- Arnold, J., Sandiford, M., Wetherley, S., 1995. Metamorphic events in the eastern Arunta Inlier, Part 1. Metamorphic petrology. *Precambrian Research* 71, 183-205.
- Arth, A.G., Hanson, G.N., 1975. Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 39, 197-241.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46, 605-626.

- Barbero, L., Villaseca, A., 1992. The Layos Granite, Hercynian Complex of Toledo (Spain): an example of parautochthonous restite-rich granite in a granulitic area. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83, 127-138.
- Barbey, P., 2009. Layering and schlieren in granitoids: a record of interaction between magma emplacement, crystallization and deformation growing plutons. *Geologica Belgica* 12, 109-133.
- Barker, F., Farmer, G.L., Ayuso, R.A., Plafker, G., Lull, J.S., 1992. The 50 Ma granodiorite of the eastern Gulf of Alaska: melting in an accretionary prism in the forearc. *Journal of Geophysical Research* 97, 6757-6778.
- Beard, J.S., Ragland, P.C., Rushmer, T., 2004. Hydration crystallization reactions between anhydrous minerals and hydrous melt to yield amphibole and biotite in igneous rocks: Description and Implications. *Journal of Geology* 112, 617-621.
- Castro, A., Corretge, L.G., De la Rosa, J.D., Fernandes, L.A.D., Lopez, S., Garcia-Moreno, O., Chacon, H., 2003. The appenite - migmatite Complex of Sanabria, NW Iberian Massif, Spain. *Journal of Petrology* 44, 1309-1344.
- Castro, A., Patiño Douce, A.E., Corretge, L.G., De la rosa, J.D., El-Biad, M., El-Hmidi, H., 1999. Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: an experimental test of granite petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135, 255-276.
- Cesare, B., Maineri, C., Baron Toaldo, A., Pedron, D., Acosta Vigil, A., 2007. Immiscibility between carbonic fluids and granitic melts during crustal anatexis: A

- fluid and melt inclusion study in the enclaves of the Neogene Volcanic Province of SE Spain. *Chemical Geology* 237, 433-449.
- Chakraborty, S., 2006. Diffusion modelling as a tool for constraining timescales of evolution of metamorphic rocks. *Mineralogy and Petrology* 88, 7-27.
- Chappell, B.W., 1984. Source rocks of I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Transactions of the Royal Society of London* 310, 693-707.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *Journal of Petrology* 28, 111-1138.
- Claoué-Long, J., Maidment, D., Hussey, K., Huston, D., 2008. The duration of the Strangways Event in central Australia: Evidence for prolonged deep crust processes. *Precambrian Research* 166, 246-262.
- Clarke, D.B., 1992. *Granitoid Rocks*, Chapman and Hall, London, 283 pp.
- Clarke, D.B., Carruzo, S., 2007. Assimilation of country-rock ilmenite and rutile in the South Mountain Batholith, Nova Scotia, Canada. *The Canadian Mineralogist* 45, 31-42.
- Clarke, D.B., Muecke, G.K., 1985. Review of the petrochemistry and origin of the South Mountain Batholith and associated plutons, Nova Scotia, Canada. In: *High Heat Production (HHP) Granites, Hydrothermal Circulation and Ore Genesis*, The Institution of Mining and Metallurgy, pp 41-54.
- Clarke, G.L., White, R.W., Lui, S., Fitzherbert, J.A., Pearson, N.J., 2007. Contrasting behaviour of rare earth and major elements during partial melting in granulite facies

- migmatites, Wuluma Hills, Arunta Block, Australia. *Journal of Metamorphic Geology* 25, 1-18.
- Clemens, J.D., Vielzeuf, D., 1988. Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth and Planetary Science Letters* 86, 287-306.
- Collins, W.J., 1996. Lachlan Fold Belt granitoids: Products of three-component mixing. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 87, 171-181.
- Collins, W.J., Flood, R.H., Vernon, R.H., Shaw, S.E., 1989. The Wuluma granite, Arunta Block, central Australia : An example of in situ, near-isochemical granite formation in a granulite-facies terrane. *Lithos* 23, 63-83.
- Collins, W.J., Shaw, S.E., 1995. Geochronological constraints on orogenic events in the Arunta Inlier : a review. *Precambrian Research* 71, 315-346.
- Crawford, M.B., Windley, B.F., 1990. Leucogranites of the Himalaya/Karakoram: implications for magmatic evolution within collision belts and the study of collision related leucogranite genesis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 44, 1-99.
- Crisci, G.M., Maccarrone, E., Rottura, A., 1979. Citanova peraluminous granites (Calabri, southern Italy). *Miner. Petrogr. Acta* 23, 279-302.
- Crowley, Q., Feely, M., 1997. New perspectives on the order and style of granite emplacement in the Galway Batholith, Western Ireland. *Geological Magazine* 134, 539-548.

- Dorais, M., Pett, T.K., Tubrett, M., 2009. Garnetites of the Cardigan pluton, New Hampshire: evidence for peritectic garnet entrainment and implications for source rock composition. *Journal of Petrology* 50, 1992-2016.
- Erdmann, S., Clarke, D.B., 2007. Biotite, cordierite, and garnet-rich zones in the South Mountain Batholith, Nova Scotia : are they the product of country-rock assimilation or fractional crystallization?, *The Sixth International Hutton Symposium on the origin of granite and related rocks. Abstract programs*, pp. 82-83.
- Erdmann, S., Jamieson, R.A., MacDonald, M.A., 2009. Evaluating the origin of garnet, cordierite, and biotite in granitic rocks: a case study from the South Mountain Batholith, Nova Scotia. *Journal of Petrology* 50, 1477-1503.
- Erdmann, S., London, D., Morgan VI, G.B., 2007. The contamination of granitic magma by metasedimentary country-rock material: An experimental study. *The Canadian Mineralogist* 45, 43-61.
- Foden, J., Mawby, J., Kelley, S., Turner, S., Bruce, D., 1995. Metamorphic events in the eastern Arunta Inlier, Part 2. Nd-Sr-Ar isotopic constraints. *Precambrian Research* 71, 207-227.
- García-Arias, M., Corretgé, L.G., Castro, A., 2010. Experimental simulation of melt migration in stromatic metatexite migmatites. *Mineralogy and Petrology* 99, 153-164.
- Gardien, V., Thompson, A. B., Grujic, D., Ulmer, P., 1995. Experimental melting of biotite + plagioclase + quartz \pm muscovite assemblages and implications for crustal melting. *Journal of Geophysical Research* 100, 15581-15591.

- Goscombe, B., 1991. Intense non-coaxial shear and the development of mega-scale sheath folds in the Arunta Block, Central Australia. *Journal of Structural Geology* 13, 299-318.
- Grant, J.A., 2004. Liquid compositions from low-pressure experimental melting of pelitic rock from the Morton Pass, Wyoming, USA. *Journal of Metamorphic Geology* 22, 65-78.
- Guernina, S., Sawyer, E.W., 2003. Large-scale melt-depletion in granulite terranes: an example from the Archean Ashuanipi Subprovince of Quebec. *Journal of Metamorphic Geology* 21, 181-201.
- Hand, M., Mawby, J., Kinny, P., Foden, J., 1999. U-Pb ages from the Harts Range, central Australia: evidence for early Ordovician extension and constraints on Carboniferous metamorphism. *Journal of the Geological Society of London* 156, 715-730.
- Kriegsman, L.M., Hensen, B.J., 1998. Back reaction between restite and melt; Implications for geothermobarometry. *Geology* 26, 1111-1114.
- Lafrance, B., Clarke, G.L., Collins, W.J., Williams, I.S., 1995. The emplacement of the Wuluma granite: melt generation and migration along steeply dipping extensional fractures at the close of the Late Strangways orogenic event, Arunta Block, Central Australia. *Precambrian Research* 72, 43-67.
- Lodders, K., 2003. Solar system abundances and condensation temperatures of the elements. *Astrophysical Journal* 591, 1220-1247.

- Maidment, D.W., Hand, M., Williams, I.S., 2005. Tectonic cycles in the Strangways Metamorphic Complex, Arunta Inlier, Central Australia : Geochronological evidence for exhumation and basin formation between two high-grade metamorphic events. *Australian Journal of Earth Sciences* 52, 205-215.
- McKenzie, C.B., Clarke, D.B., 1975. Petrology of the South Mountain Batholith, Nova Scotia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 12, 1209-1218.
- Miller, C.F., Watson, E.B., Harrison, T.M., 1988. Perspectives on the source, segregation and transport of granitoid magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 79, 135-156.
- Milord, I., Sawyer, E.W., 2003. Schlieren formation in diatexite migmatite: examples from the St Malo migmatite terrane, France. *Journal of Metamorphic Geology* 21, 347-362.
- Montel, J.M., Vielzeuf, D., 1997. Partial melting of metagreywackes, Part II. Compositions of minerals and melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 128, 176-196.
- Neiva, A.M.R., 1981. Geochemistry of hybrid granitoid rocks and their biotites from central northern Portugal and their petrogenesis. *Lithos* 14, 149-169.
- Nockolds, S.R., 1954. Average chemical composition of some igneous rocks. *Geological Society of America Bulletin* 65, 1007-1032.
- Norman, A.R., Clarke, G.L., 1990. A barometric response to late compression in the Strangways Metamorphic Complex, Arunta Block, Central Australia. *Journal of Structural Geology* 12, 667-684.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., 2000. Age and origin of coeval TTG, I-

- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 91, 151-168.
- Patiño Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas. Geological Society of London Special Publication 168, 55-75.
- Patiño Douce, A.E., Beard, J.S., 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. Journal of Petrology 36, 707-738.
- Patiño Douce, A.E., Beard, J.S., 1996. Effects of P, $f(\text{O}_2)$ and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metagreywackes. Journal of Petrology 37, 999-1024.
- Patiño Douce, A.E., Harris, N., 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. Journal of Petrology 39, 689-710.
- Patiño Douce, A.E., Johnston, A.D., 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system : implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. Contributions to Mineralogy and Petrology 107, 202-218.
- Pitcher, W.S., 1970. Ghost stratigraphy in granites. In: G. Rast, and N. Newall, (Editors), Mechanisms of Igneous Intrusion. Geological Journal pp. 123-140.
- Pickering, J.M., Johnston, A.D., 1998. Fluid-absent melting behavior of a two mica metapelite: experimental constraints on the origin of Black Hills granite. Journal of Petrology 39, 1787-1804.
- Powell, R., 1983. Fluids and melting under upper amphibolite facies conditions. Journal of the Geological Society 140, 629-633.

- Robinson, P., Spear, F.S., Schumacher, J.C., Laird, J., Klein, C., Evans, B.W., Doolan, B.L., 1981. Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. In: D.R. Veblen and P.H. Ribbe (Editors), *Amphiboles: Petrology and experimental phase relations*. Mineralogical Society of America, Washington D. C., pp. 1-227.
- Sawyer, E.W., 1987. The role of partial melting and fractional crystallization in determining discordant migmatite leucosome compositions. *Journal of Petrology* 28, 445-473.
- Sawyer, E.W., 1996. Melt segregation and magma flow in migmatites : implications for the generation of granite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Science* 87, 85-94.
- Sawyer, E.W., 1998. Formation and evolution of granitic magmas during crustal reworking: the significance of diatexites. *Journal of Petrology* 39, 1147-1167
- Sawyer, E.W., Dombrowski, C., Collins, W.J., 1999. Movement of melt during synchronous regional deformation and granulite-facies anatexis, an example from the Wuluma Hills, Central Australia. *Geological Society of London Special Publication* 168, 221-237.
- Sawyer, E.W. 2008. *Atlas of Migmatites*, The Canadian Mineralogist, Special Publication 9. NRC Research Press, Ottawa, Ontario Canada, 371p.
- Scrimgeour, I.R., 2004. A revised province definition and Palaeoproterozoic framework for the Arunta Region, central Australia. *Geological Society of Australia* 73 (Abstracts), 185.

- Spear, F.S., 1991. On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. *Journal of Metamorphic Geology* 9, 379-388.
- Stevens, G., Clemens, J.D., Droop, G.T.R., 1997. Melt production during granulite-facies anatexis : experimental data from "primitive" metasedimentary protoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 128, 352-370.
- Stevens, G., Villaros, A., Moyen, J.-F., 2007. Selective peritectic garnet entrainment as the origin of geochemical diversity in S-type granites. *Geology* 35, 9-12.
- Streckeisen, A.L., 1974. Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau* 63, 773-785.
- Taylor, J., Stevens, G., 2010. Selective entrainment of peritectic garnet into S-type granitic magmas: Evidence from Archaean mid-crustal anatexites. *Lithos* 120, 277-292.
- Taylor, J., Stevens, G., Armstrong, R., Kisters, A.F.M., 2010. Granulite facies anatexis in the ancient gneiss complex, Swaziland, at 2.73 Ga: mid-crustal metamorphic evidence for mantle heating of the Kaapvaal craton during Ventersdorp magmatism. *Precambrian Research* 177, 88-102.
- Vielzeuf, D., Holloway, J.R., 1988. Experimental determination of the fluid absent melting relations in the pelitic system: consequences for crustal differentiation. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, 257-276.
- Vielzeuf, D., Montel, J.M., 1994. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 117, 375-303.

- Vigneresse, J.L., 2006. Granitic batholiths: from pervasive and continuous melting in the lower crust to discontinuous and spaced plutonism in the upper crust. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 97, 311-324.
- Villaros, A., Stevens, G., Buick, I.S., 2009. Tracking S-type granite from source to emplacement: Clues from garnet in the Cape Granite Suite. *Lithos* 112, 217-235.
- Wade, B.P., Hand, M., Maidment, D.W., Close, D.F., Scrimgeour, I.R., 2008. Origin of metasedimentary and igneous rocks from the Entia Dome, eastern Arunta region, central Australia: a U-Pb LA-ICPMS, SHRIMP and Sm-Nd isotope study. *Australian Journal of Earth Sciences* 55, 703-719.
- Waters, D., 2001. The significance of prograde and retrograde quartz-bearing intergrowth microstructures in partially melted granulite-facies rocks. *Lithos* 56, 97-110.
- Watt, G.R., Harley, S.L., 1993. Accessory phase controls in the geochemistry of crustal melts and restites produced during water-undersaturated partial melting. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 114, 550-566.
- Weinberg, R.F., Sial, A.N., Pessoa, R.R., 2001. Magma flow within the Tavares pluton, northeastern Brazil: compositional and thermal convection. *Geological Society of America* 113, 508-520.
- Whitney, D.L., Goergen, E.T., Ketcham, R.A., Kunze, K., 2008. Formation of garnet polycrystals during metamorphic crystallization. *Journal of Metamorphic Geology* 26, 365-383.
- Whitney, D.L., Seaton, N.C.A., 2010. Garnet polycrystals and the significance of clustered crystallization. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160, 591-607.

FIGURE CAPTIONS

Figure 1: Location of the Wuluma Pluton in central Australia. Modified from Lafrance et al. (1995).

Figure 2: Mapped parts of the Wuluma Pluton and adjacent country rocks.

Red hachured zone: part of the pluton with abundant sheeted dykes. Blue hachured zone: portion where the granite is largely homogeneous and has a particularly strong magmatic flow foliation oriented N-S.

Figure 3: Field photographs of the main characteristics of the Wuluma Pluton.

a) Dykes of coarse-grained granite cutting the compositional banding in a pelitic granulite and other granitic veins. b) Series of light-coloured dykes of medium-grained granite intruded in to fine-grained granite that is richer in ferromagnesian minerals. c) Enclave of mafic granulite in a medium-grained granite. d) Enclave of psammitic granulite rich in orthopyroxene in fine-grained granite. e) Enclaves of pelitic granulite with dark-colored selvages developed at their borders, in medium-grained granite. f) Dykes of coarse-grained granite in fine-grained granite. Some pelitic enclaves that are stretched and elongated are present on the right side of the image.

Figure 4: Examples of microstructures involving ferromagnesian minerals in the Wuluma granite and its country rocks. a) Patch migmatite structure in psammitic granulite

consisting of orthopyroxene surrounded by a rim or moat consisting principally of K-feldspar and quartz. b) Leucocratic moats composed of K-feldspar and quartz around aggregates of biotite in fine-grained granite. c) Large aggregates of biotite possibly replacing cordierite in fine-grained granite. d) Garnet with inclusions of quartz (grey) and partially replaced by biotite (black) in a medium-grained granite. e) Crystals of garnet containing inclusion of quartz in very leucocratic medium-grained granite. Note the presence of some biotite (black) within the garnet.

Figure 5: Photomicrographs showing the microstructures associated with ferromagnesian minerals in rocks from the Wuluma Hills area. a) Euhedral to subhedral garnet with a few inclusions of quartz in a leucocratic medium-grained granite. b) Euhedral to subhedral garnet in a pelitic granulite. c) Biotite partially replacing an irregular shaped aggregate of garnet in a pelitic granulite. d) Partial replacement by biotite leaving an irregular shaped garnet; from a coarse-grained granite. Note that replacement is more advanced than in c) and biotites are greener. e) Wispy schlieren in a medium-grained granite. Biotites are subhedral and oriented along the schlieren. f) Aggregates of biotite in a fine-grained granite. g) Enclave-related schlieren in a medium-grained granite. Biotites are euhedral and oriented in the direction of the schlieren. Note that some monazite is present too. h) Long schlieren in a medium-grained granite. Biotites show a gradation with smaller biotite in the rim of the schlieren. Note that biotite is smaller than in e) and i) and that accessory minerals are not present.

Figure 6: Field photographs showing some of the types of heterogeneity within the Wuluma Pluton. a) Enclave with a prominent melanocratic selvage around it accompanied by a few scattered wispy schlieren hosted by medium-grained granite. The pencil rests on a more leucocratic and coarse-grained granite. b) Schlieren associated with, and attached to, an enclave in medium-grained granite. c) Short, biotite-rich wispy schlieren in medium-grained granite. d) Biotite-rich schlieren deformed during magmatic flow of the host medium-grained granite. e) Long schlieren between dykes of medium-grained granite. Note that these particular long schlieren have very high aspect ratios.

Figure 7: Composition of minerals from the Wuluma Hills area. a) Plot of Mg# vs. Ti for biotite. The encircled points are for biotite that replaces garnet and the dashed arrow shows the difference in composition between biotite that replaces garnet and other (matrix) biotite in the sample. b) Plot of Mg# vs Ca for garnet. For both diagrams the encircled points are rim compositions of garnet immediately adjacent to the replacement biotite; open symbols are the core compositions of garnet; filled symbols are garnet rim compositions adjacent to feldspar; grey points are garnet rim composition near to cordierite.

Figure 8: Chondrite-normalised REE patterns for biotite from the major rock types. a) Psammitic granulite, b) pelitic granulite, c) schlieren in medium-grained granite, d) medium-grained granite; solid lines are matrix biotite, dashed line biotite inclusion in garnet, e) fine-grained granite; black lines are matrix biotite, green lines enclave-related schlieren; grey lines are biotite aggregates, f) coarse-grained granite; solid lines are matrix

biotite, dashed lines biotite replacing garnet. Abbreviations: opx; orthopyroxene, grt; garnet, bt; biotite, plag, plagioclase.

Figure 9: Chondrite-normalised REE patterns for orthopyroxene and garnet. a) Orthopyroxene from psammitic granulites, b) garnet from pelitic granulites, c) garnet from medium-grained granite and, d) garnet from coarse-grained granite. Abbreviations: opx; orthopyroxene, grt; garnet.

Figure 10: Chondrite-normalised REE patterns for K-feldspar from different rock types.

Figure 11: Chondrite-normalised REE patterns for plagioclase from different rock types. a) Pelitic granulites, b) fine-grained granite; black lines are plagioclase from matrix; green lines from enclave-related schlieren and the grey line from a biotite aggregate, c) schlieren in the medium-grained granite; red lines are for plagioclase from wispy schlieren and blue lines from long schlieren, d) matrix of medium-grained granite and, e) coarse-grained granite.

Figure 12: Chondrite-normalised REE patterns for clinopyroxene from the homogeneous mafic granulites (black lines) and banded mafic granulites (blue lines).

Figure 13: a) Plot for Cr vs Ni in biotite compared to the fields of Cr and Ni contents of other minerals. b) Shows an enlarged part of a) to better separate the garnet and

orthopyroxene fields. Legend: open triangle; biotite in fine-grained granite, filled triangle; biotite in enclave-related schlieren, open square; biotite in medium-grained granite, filled square; biotite in wispy schlieren, grey square; biotite in long schlieren, grey circle; biotite in psammitic granulite, star; biotite in pelitic granulite. For visibility the error bar for Ni is not shown, but note that it is high because of the proximity to the detection limit. Cr error bar is shown down to 20 ppm on a) and 10 ppm on b), below that concentration the size of the point is bigger than the error. Abbreviations: cpx; clinopyroxene, grt; garnet, opx; orthopyroxene.

Figure 14: Schema of the evolution of the modal proportion of biotite in the granite.

a) Granite matrix at an early stage with biotite and a garnet, and a containing sheet-like enclave of country rock that will become a schlieren. b) Beginning of replacement of the garnet by biotite. The quartzo-feldspathic minerals of the enclave, begins to be incorporated in the granite, forming a leucocratic rim around the enclave. Ferromagnesian minerals, such as biotite, remain in the enclave. c) Further replacement of garnet by biotite. Some biotite begins to be recrystallise to a euhedral form. The quartzo-feldspathic component of the enclave continues to be incorporated in the granite resulting in the concentration of biotite in the remaining material and the beginning of a schlieren. d) The garnet is completely replaced by biotite, forming a biotite aggregate. In the enclave, the majority of feldspar and quartz has been now removed to form a biotite schlieren. The leucocratic rim begins to be eroded by the magma. e) The aggregate of biotite starts to become elongated in the flowing magma. The enclave-related schlieren is magmatically

eroded and some material is detached from the schlieren. f) The aggregate of biotite is now elongated and forms a wispy schlieren. The enclave-related schlieren continues to be eroded by the magma which releases more biotite that is added to the granite magma. A chemical exchange between biotite in the matrix granite and the biotite newly incorporated into the magma takes place and all the biotites re-equilibrate to one composition. Note that this scheme represents the formation of a wispy schlieren and an enclave-related schlieren. The formation of long schlieren is essentially the same as the enclave-related schlieren, except that the material at the beginning is a sheet of country rock, and the quartzo-feldspathic component is not lost to the adjacent magma.

Figure 15: Role of biotite in determining the composition of S-type granites. a) Estimated increase in the modal proportion of biotite in the Wuluma granite resulting from the addition of biotite derived from the replacement of ferromagnesian porphyroblasts and from the disaggregation of the enclaves and schlieren entrained within it. b) Plot of SiO_2 vs $(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ showing the compositional fields for S-type granite, quenched melts (experimental glasses) and for naturally quenched anatectic melts. Horizontal lines show the change in $(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ content by adding 5, 10 and 15 modal % biotite to the average natural anatectic glass composition, i.e. the average anatectic melt composition. The composition of biotite used is the average composition of biotite in the Wuluma granites (this study). All iron treated as FeO^* . Data for granites: Albuquerque (1971; 1979), Arth and Hanson (1975), Barbero and Villaseca (1992), Barker et al. (1992), Chappell and White (1992), Clarke and Muecke (1985), Collins et al. (1989), Crawford and Windley

(1990), Crisci et al. (1979), McKenzie and Clarke (1975), Neiva (1981), Nockolds (1954), Pankhurst et al. (1992), Sawyer (1987). Sources for experimental glass from pelitic, greywacke and psammitic protoliths ($T < 925^{\circ}\text{C}$): Gardien et al. (1995), Grant (2004), Montel and Vielzeuf (1997), Patiño Douce and Beard (1995; 1996), Patiño Douce and Harris (1998), Patiño Douce and Johnston (1991), Pickering and Johnston (1998), Stevens et al. (1997), Vielzeuf and Holloway (1988). Sources for natural glasses: Acosta-Vigil et al. (2007), Cesare et al. (2007), Sawyer (unpublished data).

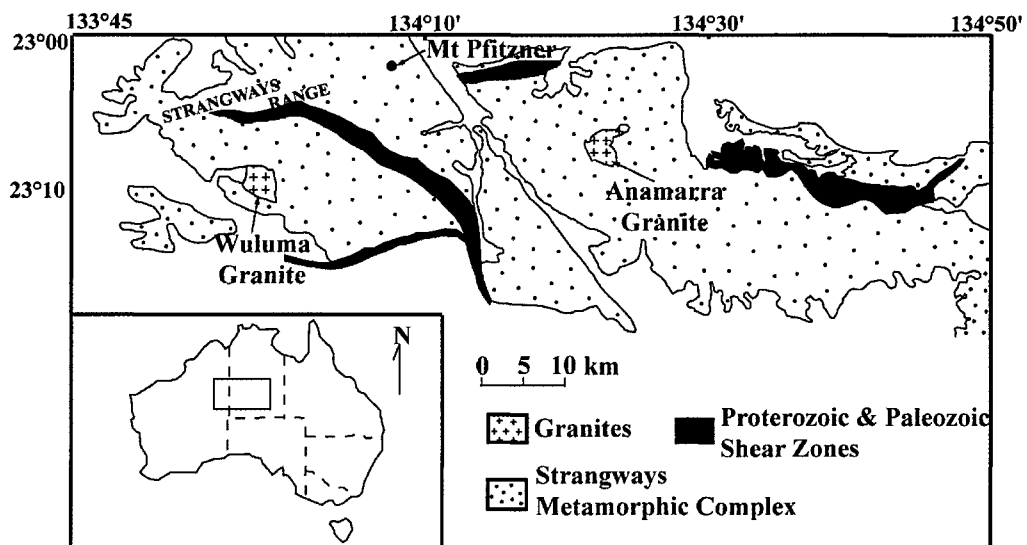


Figure 1: Location of Wuluma Pluton in central Australia.

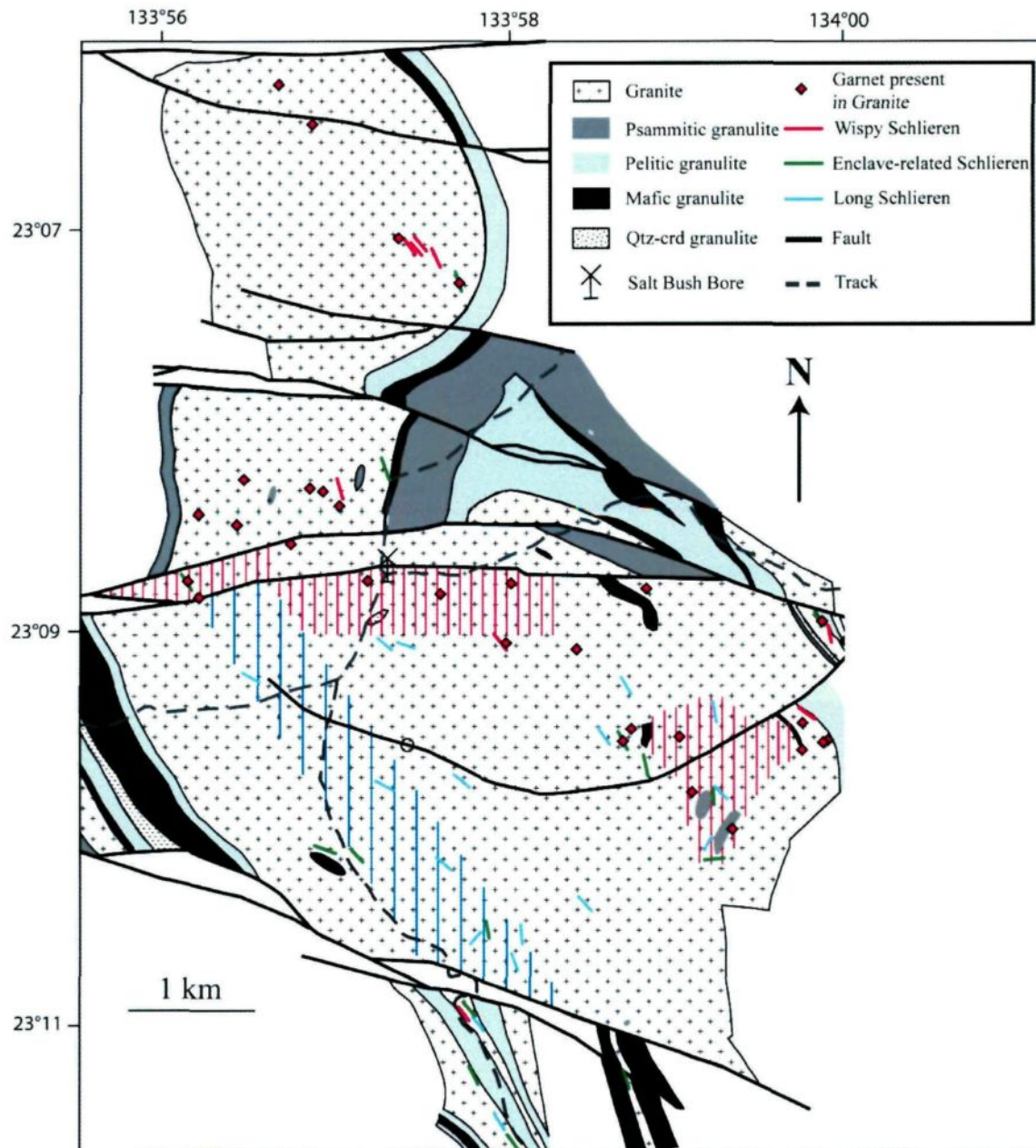


Figure 2: Mapped parts of the Wuluma Pluton and adjacent country rocks.

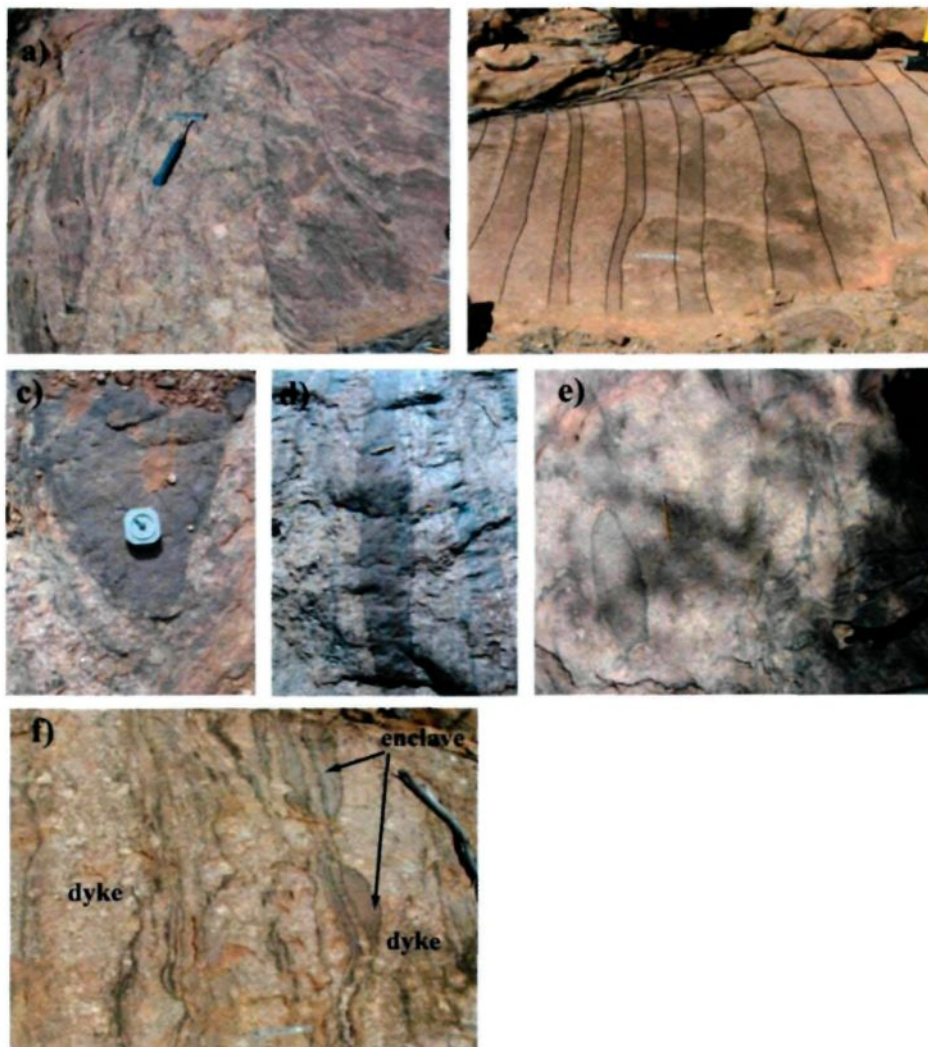


Figure 3: Field photographs of the main characteristics of the Wuluma Pluton

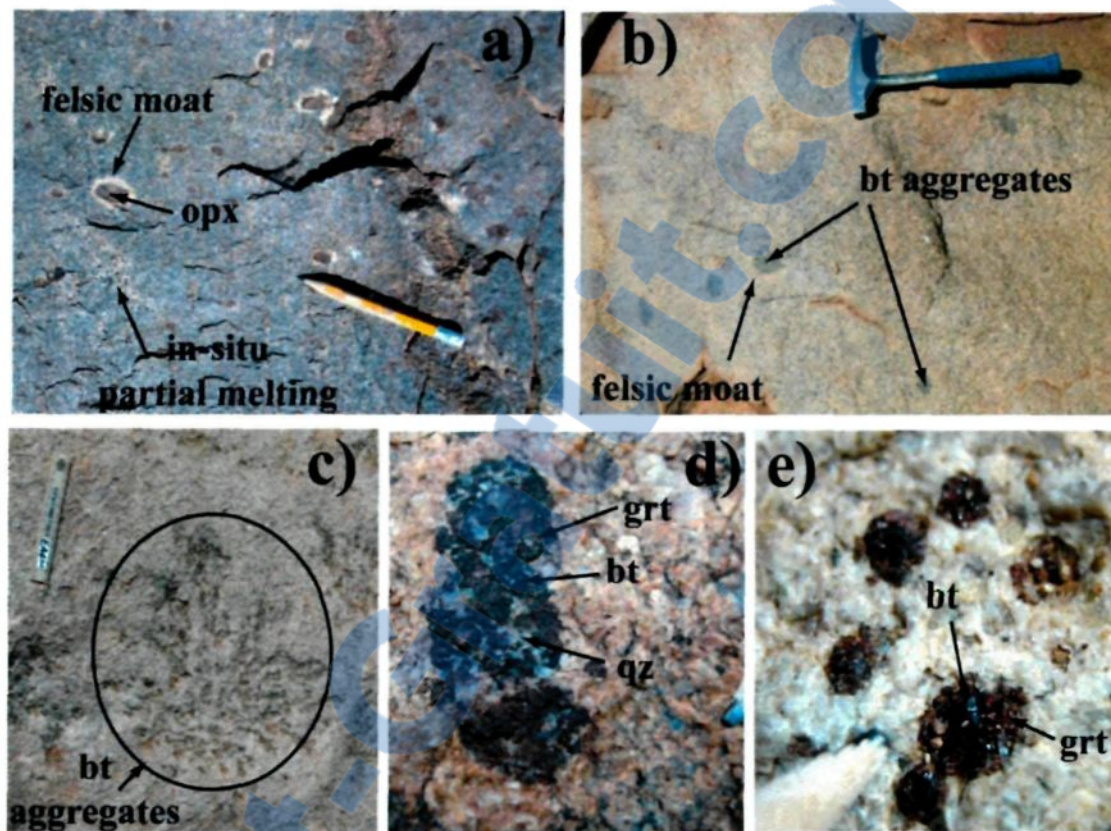


Figure 4: Examples of microstructures involving ferromagnesian minerals in the Wuluma granite and its country rocks.

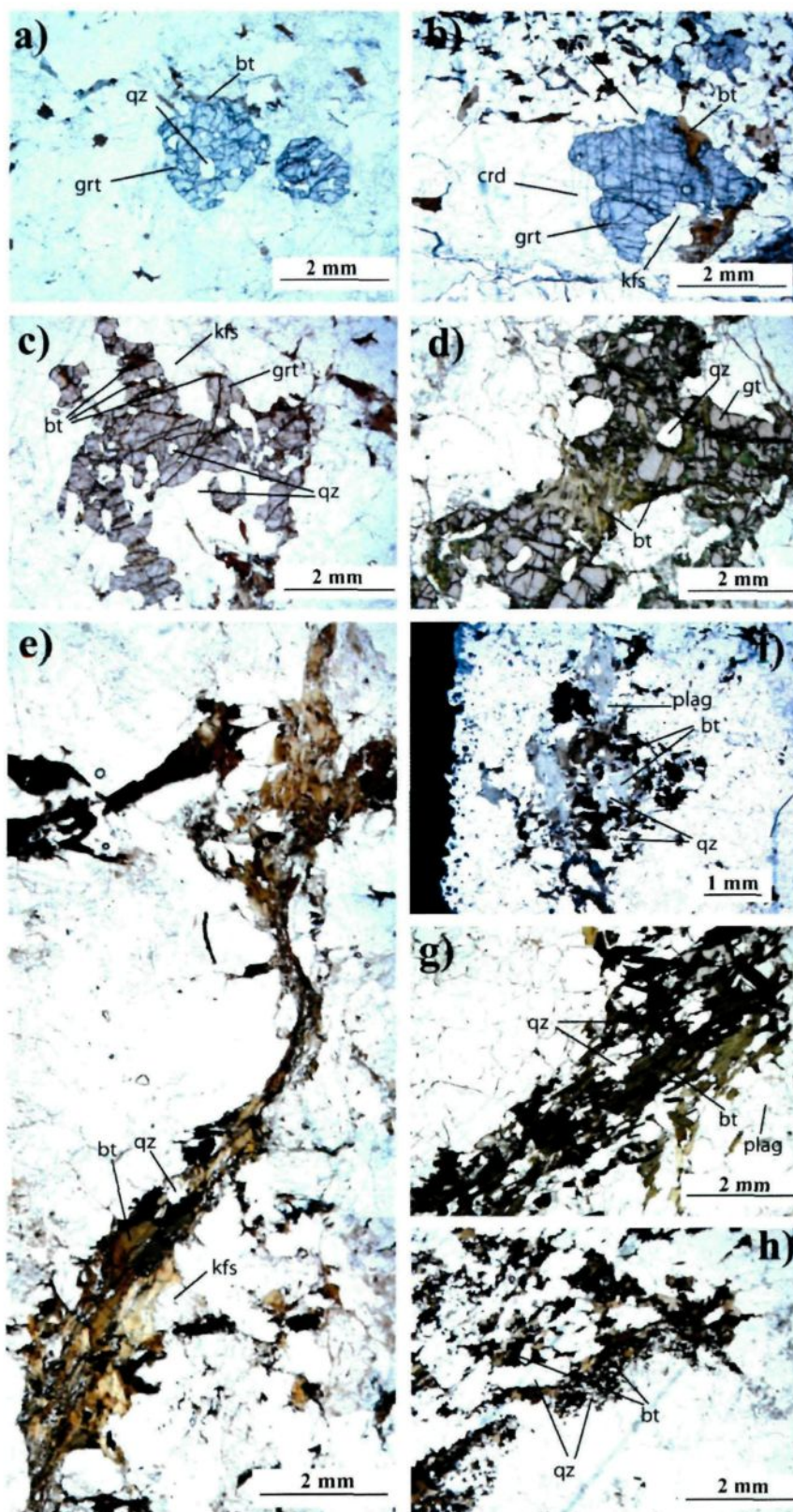


Figure 5: Photomicrographs showing the microstructures associated with ferromagnesian minerals in rocks from the Wuluma Hills area.

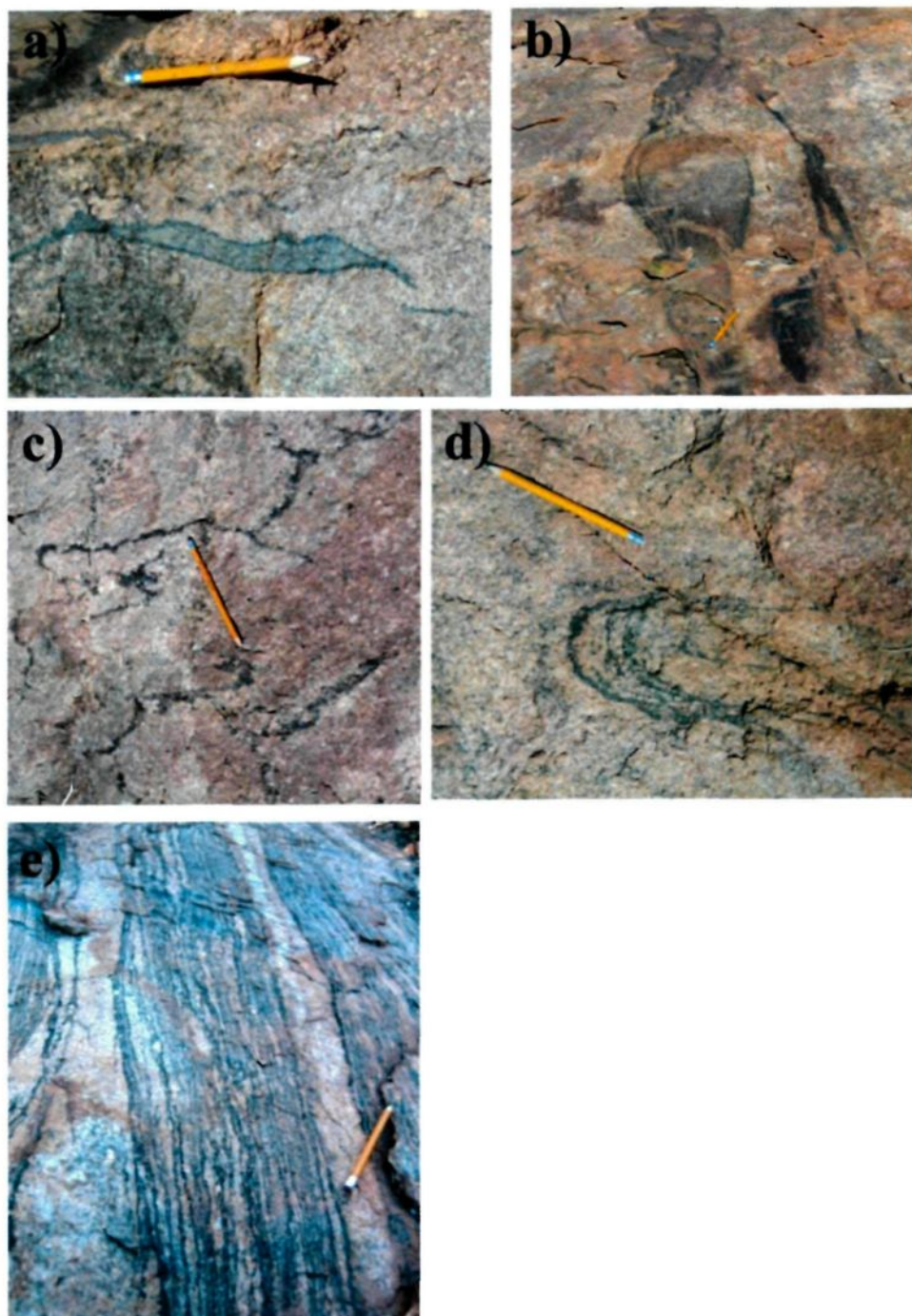


Figure 6: Field photographs showing some of the types of heterogeneity within the Wuluma Pluton.



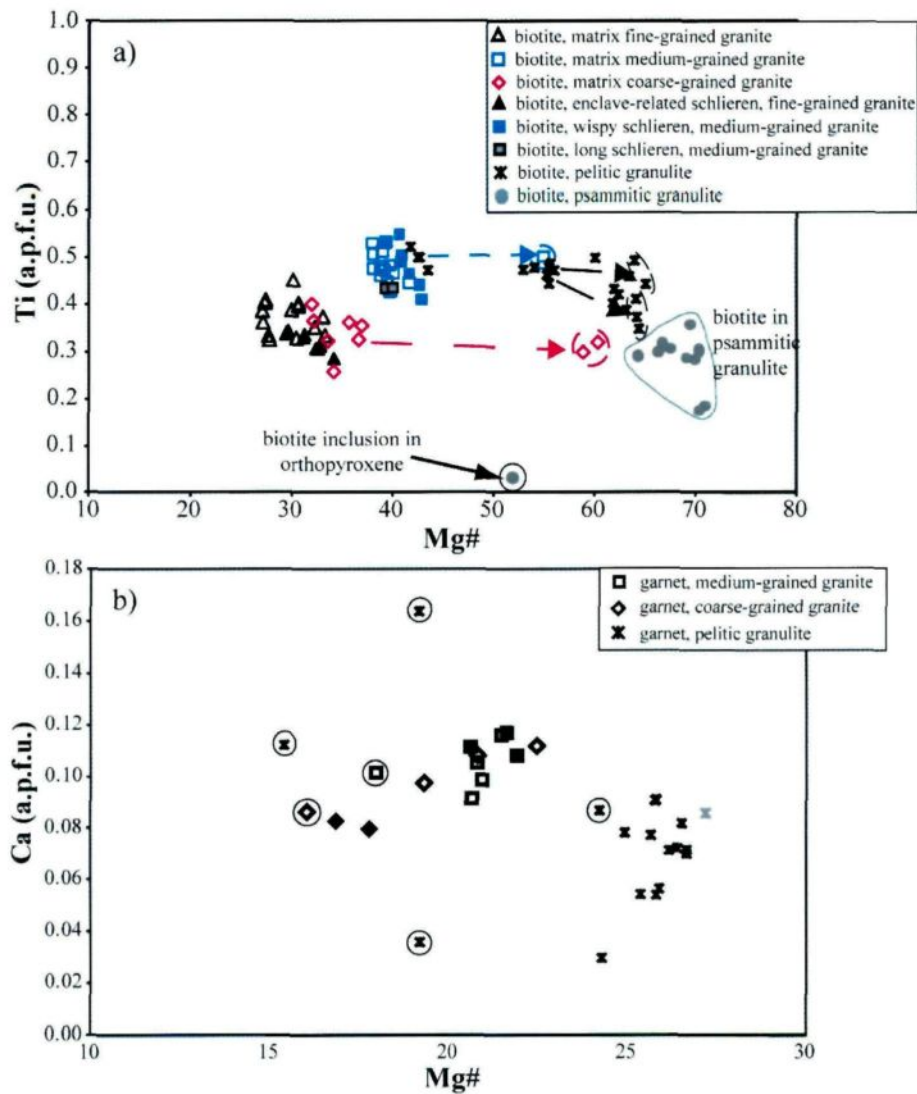


Figure 7: Composition of minerals from the Wuluma Hills area. a) Plot of Mg# vs. Ti for biotite.

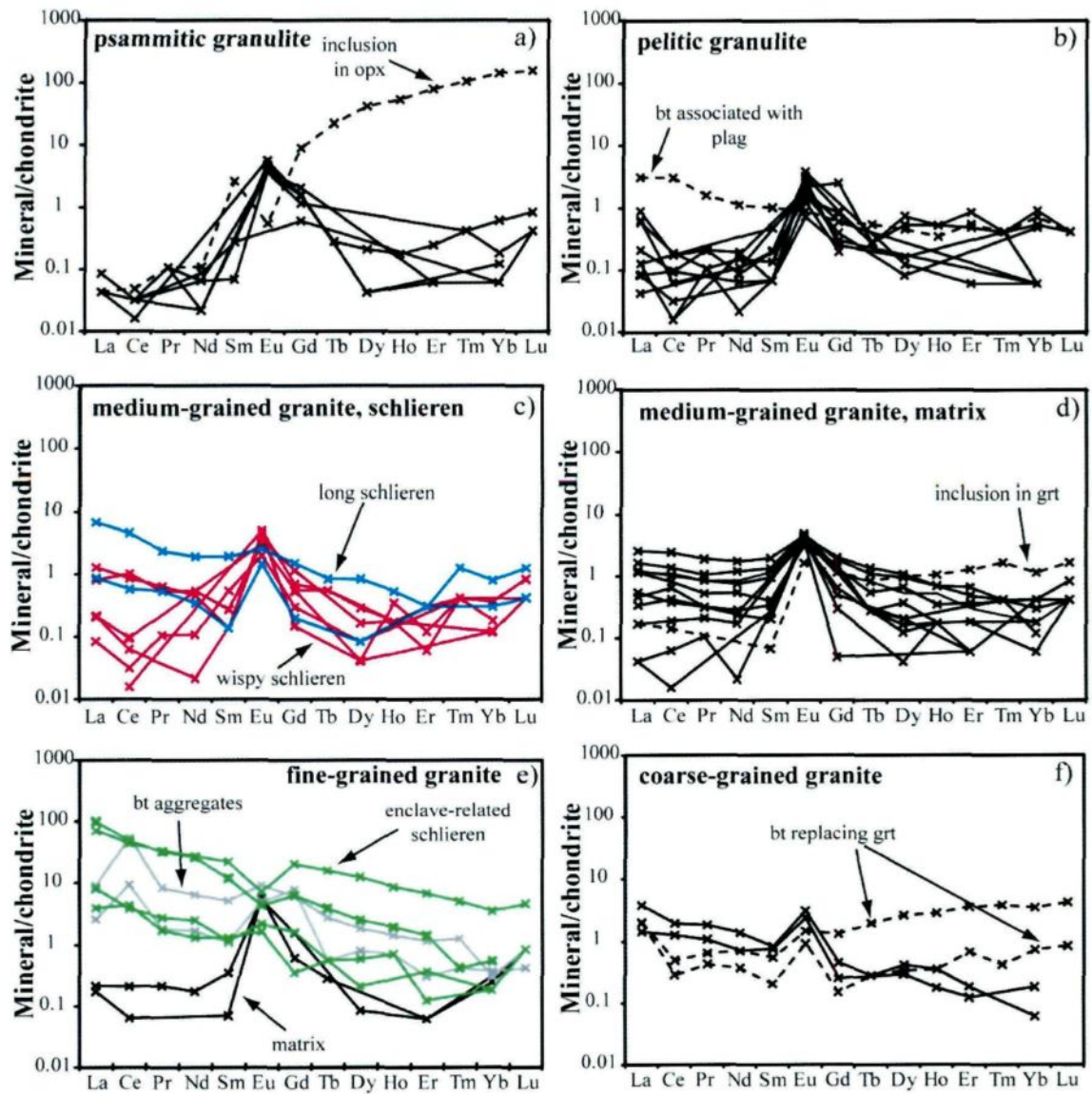


Figure 8: Chondrite-normalised REE patterns for biotite from the major rock types.

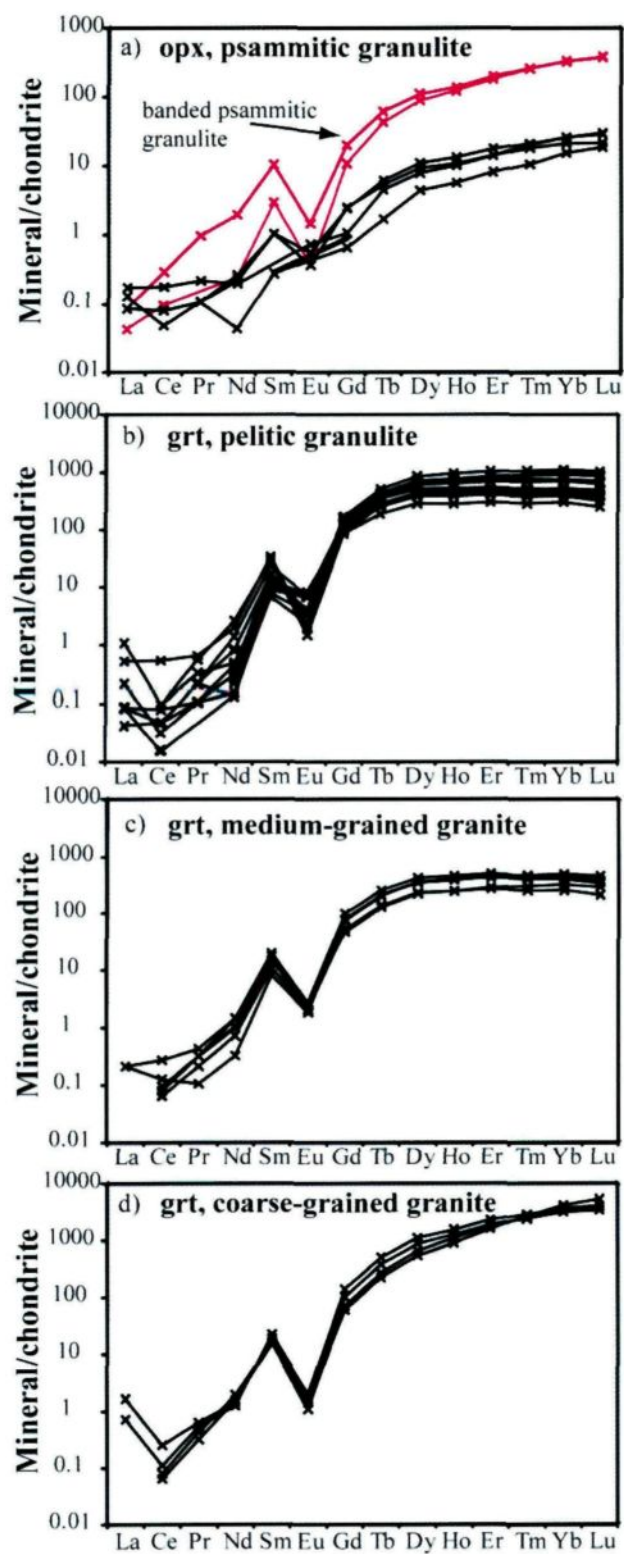


Figure 9: Chondrite-normalised REE patterns for orthopyroxene and garnet.

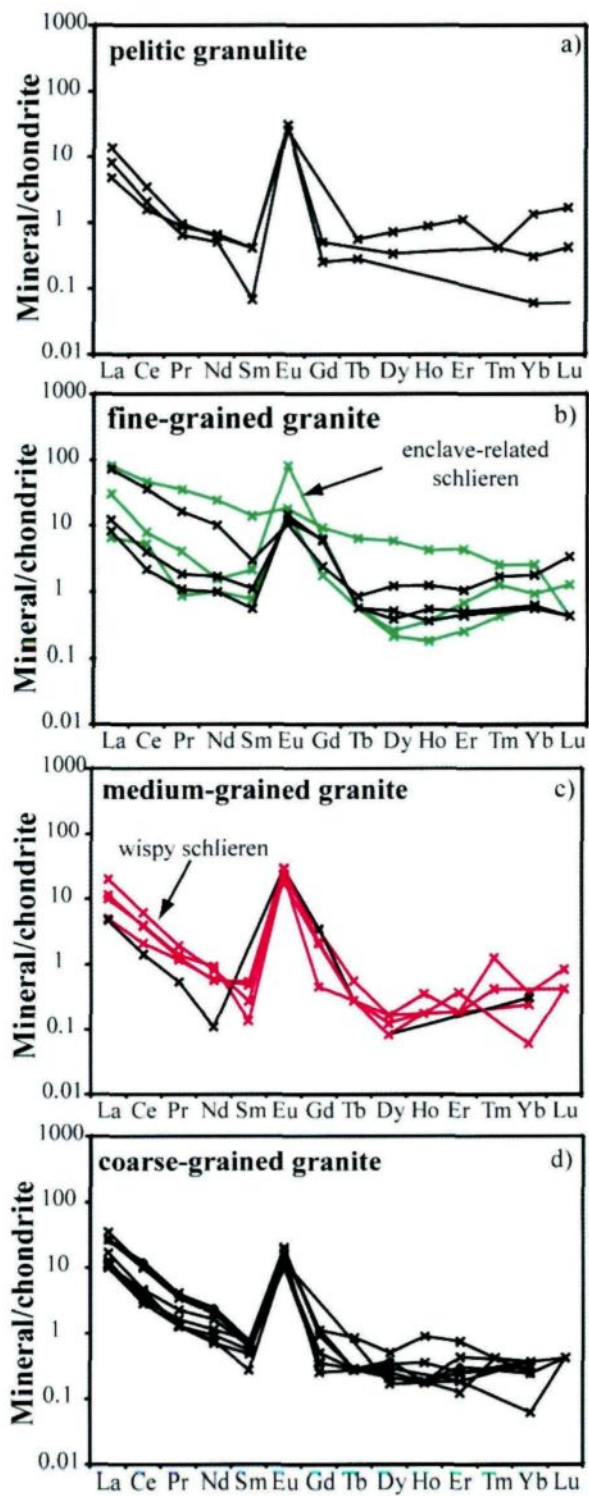


Figure 10: Chondrite-normalised REE patterns for K-feldspar from different rock types.

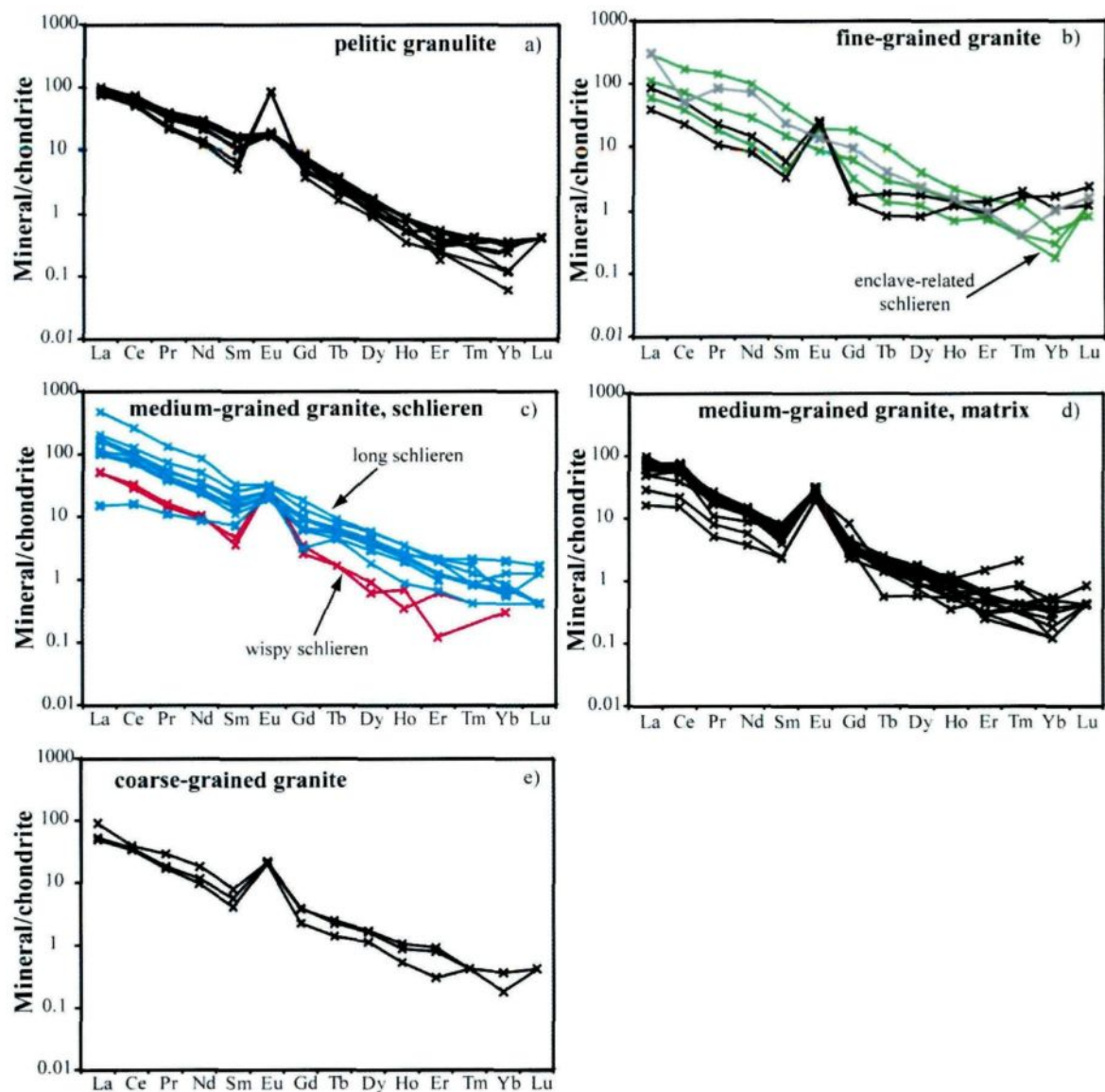


Figure 11: Chondrite-normalised REE patterns for plagioclase from different rock types.

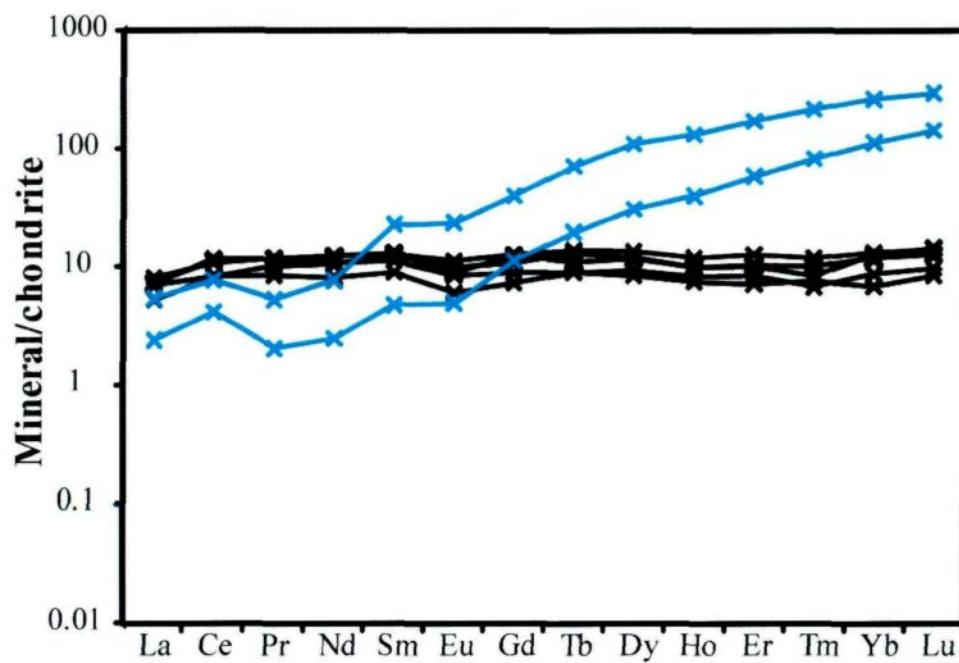


Figure 12: Chondrite-normalised REE patterns for clinopyroxene from the homogeneous mafic granulites (black lines) and banded mafic granulites (blue lines).

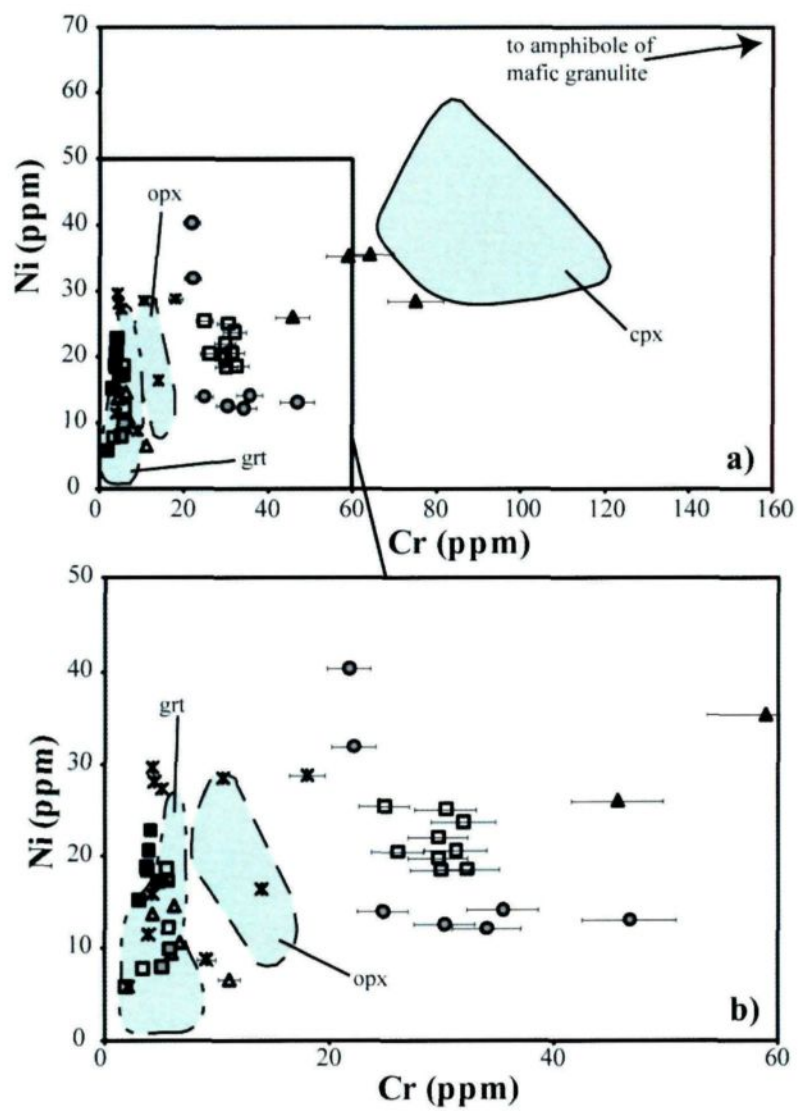


Figure 13: Plot for Cr vs Ni in biotite compared to the fields of Cr and Ni contents of other minerals.

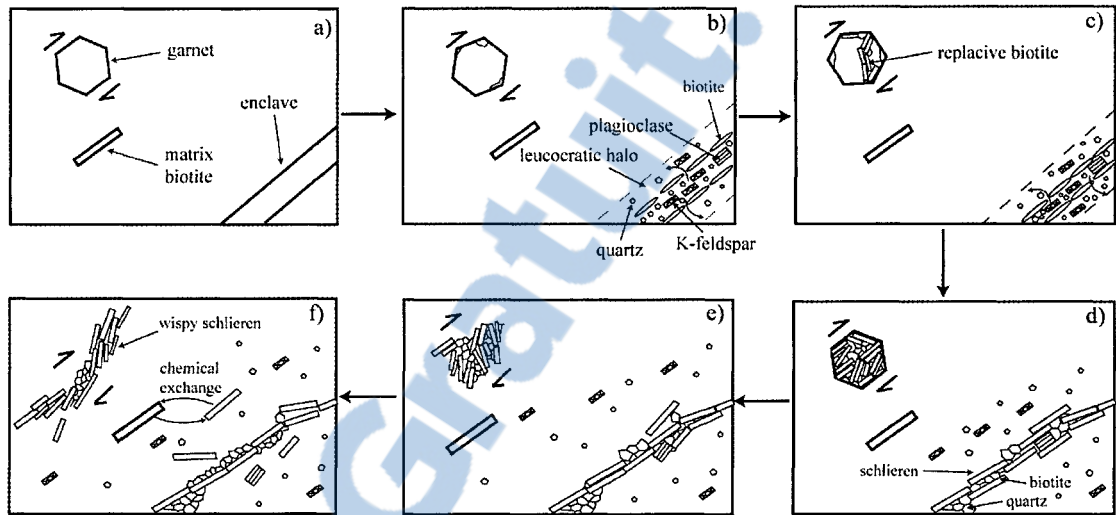


Figure 14: Schema of the evolution of modal proportion of biotite in the granite

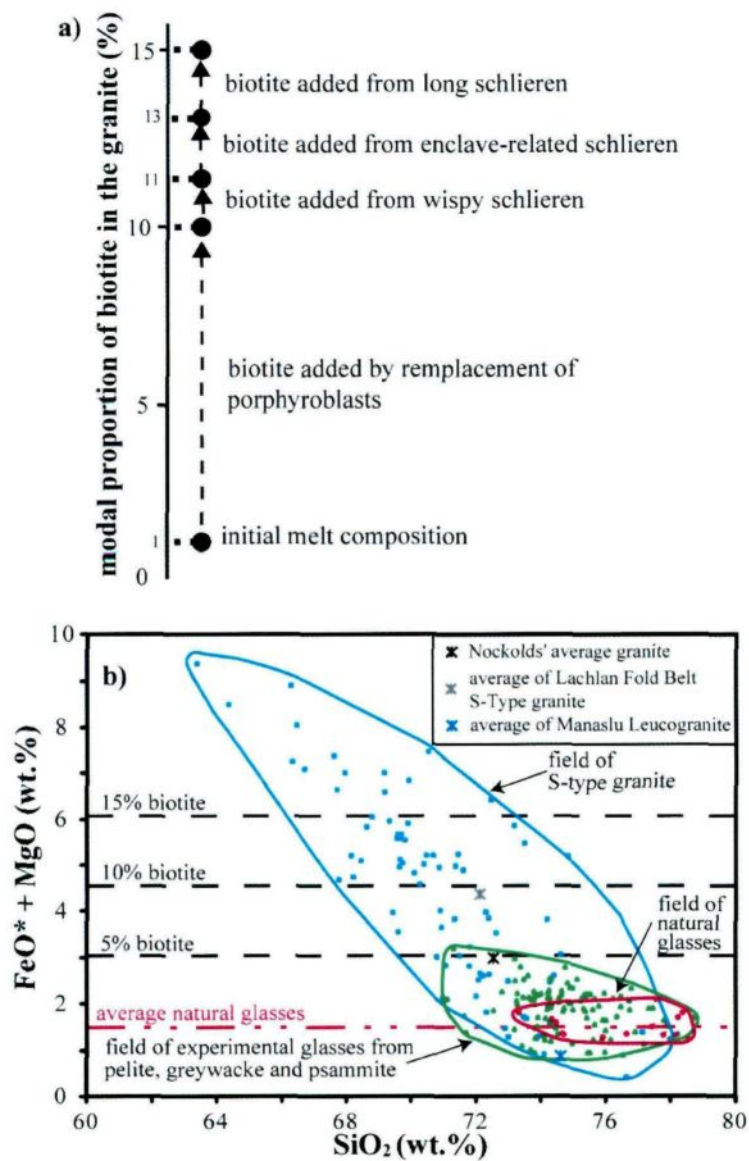


Figure 15: Role of biotite in determining the composition of S-type granites

Table 1
Modes for the schlieren and biotite aggregates.

	Sample	Biotite	Quartz	Plagioclase	K-feldspar	Fe-Ti Oxide
Wispy schlieren	SL-78	58.1	41.9	-	trace	-
	SL-65	69.5	30.5	trace	trace	-
	SL-66	60.1	39.9	trace	trace	trace
Enclave-related schlieren	SL-59	54.7	43.3	2	trace	-
	SL-60	46.6	52.4	-	trace	trace
	SL-61	53.1	43.9	trace	trace	2
	SL-58	51.8	46.2	1	1	1
	SL-57	51.7	47.8	trace	trace	0.5
Long schlieren	SL-17	27.7	72.3	trace	-	trace
	SL-52	36.1	63.9	trace	-	-
	SL-81	20.8	79.2	-	-	-
Biotites aggregates	SL-25	68.4	31.6	trace	trace	trace

Modes were obtained by analysis of digitalized image of thinsection using Image J software

Table 2
Representative compositions of harts and garnet

	pelitic granulite										medium-grained granulite					coarse-grained granulite					
	SI-10					SI-85					SI-72					SI-49			SI-75		
	grt.4c	grt.4b	grt.1c	pr.1b	pr.2c	grt.2b	grt.4c	grt.4b	grt.1c	grt.1b	pr.1	grt.4c	grt.4b	grt.1c	grt.1b	pr.1c	grt.1c	grt.1b			
SiO ₂ (wt. %)	36.55	36.90	36.79	35.84	36.45	36.33	35.91	36.38	35.71	35.68	36.29	36.19	36.32	35.46	35.38	35.46	35.38	35.38			
TiO ₂	0.02	0.05	0.07	0.00	0.03	0.05	0	0.01	0.05	0.05	0.05	0.02	0.02	0.08	0.02	0.08	0.02	0.02			
ZrO ₂	0.05	0.05	0.06	0.05	0.02	0.04	0.01	0.04	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Al ₂ O ₃	21.92	21.53	21.68	21.94	21.66	21.62	21.76	21.77	21.56	21.22	21.39	21.74	21.67	21.62	21.52	21.62	21.52	21.52			
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00			
MgO	6.26	4.69	6.32	6.34	6.61	6.40	6.01	6.22	4.46	3.62	5.10	5.39	4.37	4.92	4.19	4.92	4.19	4.19			
CaO	0.91	0.40	0.63	0.63	0.96	1.06	1.01	0.92	1.83	1.29	1.15	1.23	1.18	1.25	0.91	1.25	0.91	0.91			
MnO	1.46	1.33	1.66	1.62	0.52	0.50	0.5	0.5	1.66	1.53	0.79	0.78	0.83	1.80	1.80	1.80	1.80	1.80			
FeO	32.89	35.61	33.14	33.19	33.58	33.74	34.35	34.16	34.53	36.22	35.15	35.41	36.19	34.16	35.33	34.16	35.33	35.33			
Na ₂ O	0.03	0.01	0.04	0.05	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	0.01			
Total	100.07	100.76	100.35	99.65	99.65	99.75	99.57	100.02	99.18	99.63	99.95	100.48	100.65	99.36	99.13	99.36	99.13	99.13			
Mg#	35.66	19.19	25.80	25.90	26.50	25.79	24.23	24.93	19.18	15.40	20.92	20.79	17.96	20.81	17.79	20.81	17.79	17.79			
Si	2.90	2.94	2.92	2.87	2.93	2.90	2.88	2.90	2.85	2.91	2.91	2.89	2.91	2.87	2.89	2.87	2.89	2.89			
Al ^{IV}	0.11	0.07	0.09	0.15	0.12	0.12	0.14	0.12	0.18	0.11	0.10	0.13	0.10	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15			
Al ^{VI}	1.95	1.96	1.93	1.92	1.92	1.91	1.92	1.92	1.90	1.92	1.93	1.92	1.95	1.92	1.92	1.92	1.92	1.92			
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Fe ²⁺	0.06	0.05	0.07	0.08	0.09	0.09	0.09	0.08	0.12	0.08	0.08	0.08	0.06	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09			
Fe ³⁺	2.13	2.32	2.14	2.14	2.14	2.16	2.22	2.19	2.23	2.38	2.28	2.28	2.36	2.22	2.33	2.22	2.33	2.33			
Mn	0.10	0.10	0.11	0.11	0.03	0.03	0.03	0.03	0.11	0.11	0.05	0.05	0.06	0.12	0.14	0.12	0.14	0.14			
Ca	0.08	0.03	0.05	0.06	0.08	0.09	0.09	0.08	0.16	0.11	0.10	0.10	0.10	0.11	0.08	0.11	0.08	0.08			
Mg	0.74	0.56	0.75	0.76	0.78	0.76	0.72	0.74	0.54	0.44	0.61	0.61	0.52	0.59	0.51	0.59	0.51	0.51			
X-Alm/(Fe+Mg+Mn+Ca)	0.690	0.770	0.700	0.698	0.704	0.709	0.725	0.720	0.731	0.784	0.750	0.749	0.777	0.739	0.762	0.739	0.762	0.762			
X-Grs/(Mg+Fe+Mn+Ca)	0.025	0.011	0.018	0.018	0.027	0.030	0.028	0.026	0.054	0.057	0.032	0.035	0.033	0.036	0.026	0.036	0.026	0.026			
X-Sps/(Ca+Fe+Mg+Mn+Ca)	0.052	0.094	0.037	0.036	0.011	0.013	0.011	0.011	0.011	0.018	0.018	0.017	0.019	0.020	0.044	0.020	0.044	0.044			
X-Ann/(Mg+Fe+Mn+Ca)	0.244	0.185	0.246	0.248	0.257	0.230	0.235	0.249	0.177	0.144	0.200	0.199	0.171	0.195	0.167	0.195	0.167	0.167			
Cr (ppm)	0.0011	0.0025	0.0024	0.0018	0.0018	0.0010	0.0007	0.0008	0.00125	0.0008	0.0011	0.0011	0.0011	0.0013	0.0011	0.0013	0.0011	0.0011			
Ni (ppm)	0.0016	0.0025	0.0024	0.0018	0.0018	0.0010	0.0007	0.0008	0.00125	0.0008	0.0011	0.0011	0.0011	0.0013	0.0011	0.0013	0.0011	0.0011			
Rb (ppm)	911	1058	467	508	467	508	505	481	410	352	289	289	289	914	1689	914	1689	1689			
Y (ppm)	12.2	2.8	2.1	2.2	2.1	2.2	2.1	1.9	1.9	0.7	1.1	1.1	1.1	1.7	1.8	1.7	1.8	1.8			
Zr (ppm)	dl	dl	dl	dl	0.086	0.086	0.216	0.086	0.517	dl	dl	dl	dl	dl	0.733	dl	0.733	0.733			
La (ppm)	dl	dl	dl	dl	0.032	0.032	0.032	0.032	0.531	0.057	0.057	0.057	0.057	0.057	0.113	0.057	0.113	0.113			
Ce (ppm)	0.216	dl	dl	dl	0.108	0.108	0.108	0.108	0.647	0.539	0.323	0.323	0.323	0.431	0.539	0.431	0.539	0.539			
Pr (ppm)	0.810	0.572	0.263	0.263	0.438	0.438	0.438	0.438	0.219	2.626	0.685	0.685	0.685	1.947	1.269	1.947	1.269	1.269			
Sr (ppm)	16.8	17.0	12.8	12.8	12.6	13.2	13.2	13.2	34.8	30.3	10.9	10.9	10.9	16.6	22.6	16.6	22.6	22.6			
Ba (ppm)	4.93	5.30	7.14	7.14	7.33	7.33	7.33	6.96	2.01	1.47	2.38	2.38	2.38	1.47	2.01	1.47	2.01	2.01			
Gd (ppm)	169	175	186	186	99	106	106	89	132	87	47	47	47	61	139	61	139	139			
Tb (ppm)	431	511	278	278	279	285	285	253	267	188	128	128	128	223	507	223	507	507			
Dy (ppm)	789	855	424	445	445	436	436	387	387	287	223	223	223	530	1120	530	1120	1120			
Hf (ppm)	770	965	430	475	438	438	438	438	388	282	246	246	246	895	1555	895	1555	1555			
Er (ppm)	834	1043	438	503	449	449	449	424	410	305	291	291	291	1032	2301	1032	2301	2301			
Tm (ppm)	881	1072	434	507	455	455	455	426	381	287	305	305	305	1032	2386	1032	2386	2386			
Yb (ppm)	934	1109	445	531	479	479	479	448	392	303	325	325	325	1032	2386	1032	2386	2386			
Lu (ppm)	866	1056	389	487	421	421	421	398	320	250	292	292	292	1032	2386	1032	2386	2386			

CHAPITRE 4
MODÉLISATION

4.1. Méthodologie

Le logiciel THERMOCALC est un logiciel qui peut, grâce aux propriétés thermodynamiques des minéraux, calculer la stabilité des assemblages dans des diagrammes de phase pression-température (P-T), pression-composition (P-X) ou température-composition (T-X) d'une roche à partir de sa composition roche totale en éléments majeurs (Holland and Powell, 1998; Powell et al., 1998). Ces diagrammes de phases sont appelés pseudosections.

La modélisation est utilisée ici, dans un premier temps pour vérifier que les conditions de pression et de température, dans les roches encaissantes et le granite, correspondent à celles retrouvées dans la littérature (Clarke et al., 2007) et dans un deuxième temps pour observer l'évolution des assemblages en équilibre lorsque l'on augmente la quantité de H₂O dans le magma (processus de cristallisation). Un troisième objectif est de tenter de modéliser la réaction de remplacement des phases péritectiques par la biotite en calculant des pseudosections T-X dans lesquelles la composition varie en H₂O ou en K₂O. En effet, le grenat étant un minéral anhydre et la biotite un minéral hydraté, il y a de forte probabilité que la réaction de remplacement du grenat par la biotite soit entraînée par une augmentation de la quantité de H₂O dans le magma. Nous cherchons à modéliser la réaction de remplacement des minéraux ferromagnésiens par la biotite lors de la cristallisation de minéraux principalement anhydres (formation de feldspath alcalins, quartz et plagioclase), ce qui va entraîner une forte augmentation de H₂O au niveau local pendant la cristallisation. La variation en K₂O dans le magma permet de représenter le

mélange de magma plus ou moins riche en K_2O et donc plus ou moins fractionné (ou ayant cristallisé une plus ou moins grande quantité de feldspaths alcalins). De plus la variation en K_2O peut impliquer un mélange entre des magmas plus ou moins riches en minéraux péritectiques (par dilution de FeO et MgO par rapport à K_2O).

Les pseudosections ont été calculées en utilisant la version 3.33 de THERMOCALC (Powell and Holland, 1988) utilisant la version de la base de donnée tc-ds55 (Holland and Powell, 1998) mis à jour en janvier 2008.

4.1.1. Système utilisé et base de données

Lors du calcul de pseudosections, la première chose est de déterminer le système compositionnel dans lequel va être calculée la pseudosection. Le choix du système dépend des minéraux observés lors de l'étude pétrologique et de l'information recherchée par la modélisation.

Dans notre cas, nous cherchons dans un premier temps à vérifier les conditions de pression et de température dans les roches encaissantes et ensuite observer l'évolution des assemblages en équilibre avec la biotite lors de la variation en H_2O et K_2O . Étant donné que les minéraux majeurs présents sont quartz, feldspath et minéraux ferromagnésiens, le système doit donc tenir compte de SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , CaO , FeO , MgO . Comme nous construisons des pseudosections faisant varier la quantité de H_2O présente dans le magma, H_2O doit également être présent dans le système. De plus, la biotite est un minéral important que nous voulons observer or, le titane joue un rôle prépondérant dans la stabilité et la température d'équilibre d'une biotite. Nous avons donc décidé de rajouter le

titane dans le système. Étant donné que des oxydes sont présents sous forme de magnétite et d'ilménite, nous avons également décidé de rajouter Fe_2O_3 dans le système. Les calculs de pseudosections seront donc effectués dans le système NCKFMASHTO. Le système le plus récent dans lequel des pseudosections peuvent être calculées est Mn-NCKFMASHTO, néanmoins, contenu de la quantité en MnO des roches totales (en dessous de la limite de quantification), il n'est pas utile d'utiliser ce système.

Les modèles d'activité en fonction de la composition (a-x) utilisés pour les phases considérées dans la modélisation sont biotite, grenat et liquide silicaté de White et al. (2007), feldspath alcalin et plagioclase de Holland et Powell (2003), cordiérite de Holland et Powell (1998), orthopyroxène et magnétite de White et al (2002), muscovite de Coggon et Holland (2002), ilménite de White et al (2000), hornblende de Diener et al (2007).

Le tableau 4.1 présente la liste des abréviations minérales utilisée par THERMOCALC.

4.1.2. Composition roche totale

Cinq roches ont été utilisées lors de la modélisation: deux granulites et trois granites. La composition roche totale en éléments majeurs a été obtenue par analyse fluorescence X (XRF) effectuée par GEOLABS de Sudbury, Ontario. Ces cinq roches ont été choisies de manière à représenter les différents faciès présents à Wuluma et car des analyses roche totale était disponible.

symbole	minéral
bi	biotite
g	grenat
crd	cordiérite
opx	orthopyroxène
hb	hornblende
Ksp	feldspath K.
pl	plagioclase
sill	sillimanite
mt	magnétite
ilm	ilménite

Tableau 4.1: Abréviations minérales utilisées dans le logiciel THERMOCALC

Une granulite pélitique (SL-83), une granulite psammitique (SL-33) et une roche granitique (SL-75) sont utilisées pour les pseudosections P-T. La granulite psammitique utilisée présente beaucoup d'orthopyroxène, de cordiérite et d'oxyde de fer à l'intérieur, d'où une quantité en silice relativement faible, mais des quantités en fer et magnésium très élevées. La granulite pélitique est riche en quartz et en biotite. La roche granitique est un granite à gros grains avec du grenat à l'intérieur.

Pour les pseudosections T-X, sont utilisées une roche granitique à gros grains (SL-75) dans laquelle des porphyroblastes de grenat sont présents et partiellement remplacés par la biotite, une roche granitique à grains moyens (SL-64) dans laquelle le grenat n'est pas présent (la roche est donc moins riche en fer et magnésium que la précédente mais plus riche en potassium), une roche granitique à grains fins (SL-25) qui est plus riche en silice et plus pauvre en aluminium et potassium que les précédentes. Cette dernière roche ne présente pas de grenat. Les compositions chimiques sont entrées dans THERMOCALC sous forme de pourcentage moléculaire (Tableau 4.2).

Pour les pseudosections P-T, la quantité de H₂O est donnée par la perte au feu. Il est vrai que la perte au feu inclue également les éléments volatils tels que CO₂, donc H₂O est sur-estimé. Mais d'un autre côté, une partie de la perte au feu est sous-estimé due à l'oxydation du fer ferreux en fer ferrique. De plus, au niveau des trois roches qui sont utilisées pour les pseudosections P-T, on retrouve des minéraux anhydres tels que le grenat. La perte au feu représente donc probablement la quantité maximum de H₂O que l'on peut retrouver dans la roche.

	granulite pélitique	granulite psammitique	granite à grains gros	granite à grains moyens	granite à grains fins
	SL-83	SL-33	SL-75	SL-64	SL-25
SiO ₂	77.29	60.17	79.64	78.53	78.45
TiO ₂	0.7	1.12	0.1	0.1	0.2
Al ₂ O ₃	6.85	8.34	8.77	9.31	8.95
MgO	3.97	15.5	0.61	0.6	0.66
O	0.446	1.07	0.14	0.12	0.24
FeO	4.97	11.91	1.1	0.99	1.89
CaO	0.81	0.44	1.54	1.44	1.66
K ₂ O	1.12	0.13	3.2	4.51	3.74
Na ₂ O	1.84	0.21	3.68	2.88	3.1
H ₂ O	1.38	1.11	1.21	1.49	1.08
Mg#	44.41	56.55	35.67	37.74	25.88

Tableau 4.2: Composition chimique roche totale en pourcentage moléculaire des échantillons utilisés pour la modélisation

Pour les deux types de pseudosections, le degré d'oxydation des roches est une donnée difficilement quantifiable. Pour cette étude un degré d'oxydation « classique », c'est à dire un rapport $\text{FeO}/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ de 0.8 pour les granulites et de 0.75 pour les granites (un peu plus de magnétite est généralement présente dans les granites) est utilisé.

Dans THERMOCALC, une mole de Fe_2O_3 n'est pas présentée sous la forme d'une mole de Fe_2O_3 mais sous la forme d'une mole de O et de deux moles de FeO. Ces deux moles sont ajoutées aux nombres de moles de FeO déjà calculées dans la roche. Ces compositions sont entrées dans un script. Le script est un fichier texte qui contient les paramètres imposés au modèle, à savoir le système chimique (ici NCKFMASHTO), les compositions, les fenêtres de pression et température. Les scripts utilisés pour ce projet sont en annexe 5.

4.1.3. Fiabilité du modèle

Le logiciel THERMOCALC est reconnu par la communauté scientifique. La base de données thermodynamiques est régulièrement mise à jour. Aucun problème majeur n'apparaît pour les modèles du feldspath alcalin, plagioclase, quartz, grenat, cordiérite, orthopyroxène, aluminosilicate, ilménite, magnétite et spinelle. L'amphibole et la biotite sont deux minéraux, dont l'activité en fonction de la composition est beaucoup plus difficile à déterminer, notamment en raison du nombre de substitutions et du nombre de solutions solides existants entre différentes compositions. Au cours des dernières années les modèles de ces minéraux ont constamment été améliorés (Diener et al., 2008; White et al., 2007). Néanmoins, une partie de la communauté scientifique considère que le modèle

de biotite de THERMOCALC sous-estimerait la composition en titane des biotites car ce modèle met le titane dans le site octaédrique M1 (Tajcmanova et al., 2009) de la biotite. Néanmoins, les quantités de titane présent dans les biotites de cette modélisation ont été vérifiées et donnent des valeurs proches de celles analysées à la microsonde dans les roches de Wuluma (0.26 à 0.32 avec THERMOCALC et 0.3 avec la microsonde).

Un autre problème inhérent aux modélisations à l'aide de ce logiciel est le fait qu'il ne considère que les éléments majeurs, hors, des éléments tels que le lithium, chlore ou fluor jouent un rôle important dans la stabilité de la biotite. Les quantités de fluor dans la biotite vont être fortement dépendantes de la concentration en magnésium à l'opposé du chlore, ce qui va avoir des implications sur les champs de stabilité de la biotite (Icenhower and London, 1997; Kullerud, 1995). Le chlore n'est généralement présent dans la biotite (en quantités significatives) que dans le cas de circulation de fluides tardifs hydrothermaux (Boomeri et al., 2006). La quantité de fluorine dans les magmas granitiques anatectiques est contrôlée par les micas à la source, puis, l'activité de la fluorine dans les minéraux hydratés est fortement dépendante de l'état d'oxydation du magma (Ekstrom, 1972; London, 1997). Étant donné que dans le cas des roches granulitiques et granitiques nous sommes dans le cas d'un magma à degré d'oxydation faible, probablement que peu de fluor va être incorporé dans la biotite. Néanmoins, ce problème ramène au problème de définition de la quantité de fer ferrique présente dans les modèles.

Un autre problème majeur du logiciel THERMOCALC est que celui-ci se sert des données de compositions en roche totale, donc une roche en équilibre et en système fermé. Dans notre cas, le modèle de formation du granite de Wuluma par arrivées successives de

dykes est en système ouvert, néanmoins, les pseudosections T-X vont nous permettre de modéliser des processus de cristallisation et leur effet local, et donc de nous affranchir du problème de l'équilibre au niveau de toute la roche pour ce qui est de la stabilité de la biotite. Pour ce qui est de la composition des biotites, THERMOCALC permettra de regarder les compositions des biotites une fois rééquilibrées avec le magma et non pas celle qui sont encore en déséquilibre (signature de grenat).

4.3. Résultats: Pseudosections P-T

Les compositions chimiques sont entrées dans THERMOCALC sous forme moléculaire. Une pseudosection P-T est calculée pour une composition unique.

4.3.1. Granulite pélitique résiduelle

La granulite pélitique utilisée pour la modélisation est SL-83, elle correspond à une des granulites analysées à la microsonde et l'ICP-MS à ablation laser.

La figure 4.1 montre la pseudosection calculée avec le logiciel THERMOCALC. Dans cette roche le solidus se situe entre 800 et 850 °C pour une pression entre 3 et 10 kbar. Nous pouvons observer qu'à basse pression les minéraux ferromagnésiens présents sont la cordiérite et l'orthopyroxène, alors qu'à plus haute pression seul le grenat est présent. La biotite, elle n'est présente que dans les assemblages à moins de 850 °C. Une autre délimitation présente dans cette pseudosection est la présence de magnétite dans l'assemblage ($P < 6.5$ kbar) ou non ($P > 6.5$ kbar). On peut également remarquer dans la

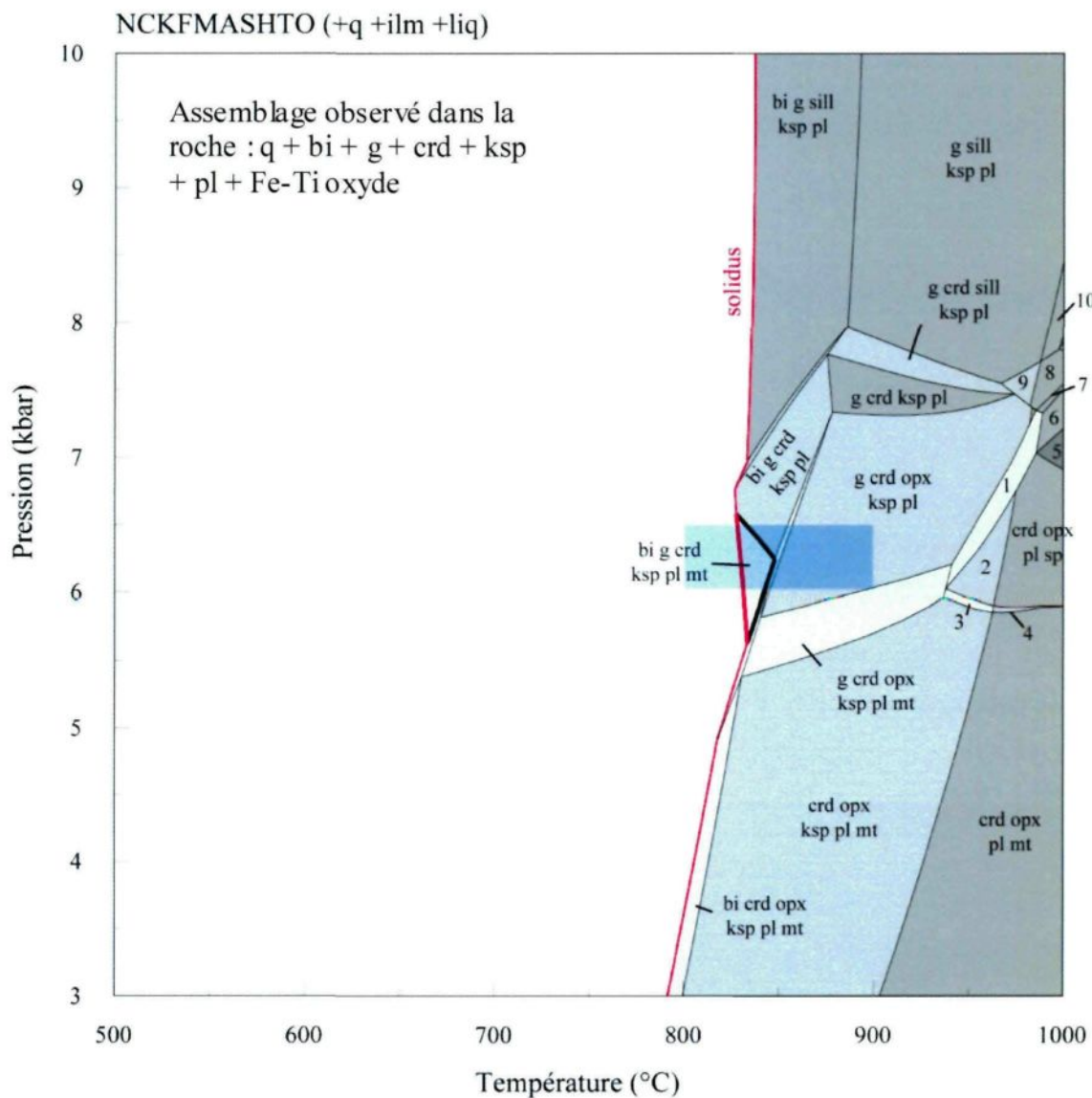


Figure 4.1: Pseudosection P-T de SL-83

Ligne rouge: solidus; champ gras: assemblage observé lors de l'étude pétrologique; champ bleu: pression et température estimées par Clarke et al. (2007).

Champ 1: g crd opx ksp pl sp; 2: crd opx ksp pl sp; 3: crd opx ksp pl sp mt; 4: crd opx pl sp mt; 5: opx pl sp; 6: g opx pl sp; 7: g opx sill pl sp; 8: g opx sill pl; 9: g opx sill ksp pl; 10: g sill pl.

pseudosection la présence d'orthopyroxène au niveau des basses pressions. Le fait de ne pas observer d'orthopyroxène dans l'assemblage de la roche laisse penser que les conditions pour obtenir de l'orthopyroxène n'ont jamais été atteintes.

Le champ d'équilibre de l'assemblage biotite – grenat – cordiérite – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane + liquide tel qu'observé lors de l'analyse pétrologique (la biotite observée lors de l'étude pétrologique est prograde), se situe entre 6 et 8 kbar et entre 830 et 870 °C. Ceci est en accord avec les conditions de pression et température estimées par Clarke et al. (2007) (champ en bleu sur la figure 4.1) dans des migmatites de Bruno's Gorges (environ 10 km à l'Est de Wuluma). Clarke et al. (2007) ont estimé ces conditions à l'aide du logiciel THERMOCALC.

De plus, cette roche a été passée dans un géobaromètre (Hoisch, 1990) et un géothermomètre (Ferry and Spear, 1978) plus classique. Les résultats sont en accord avec la modélisation THERMOCALC. Le géobaromètre donne $6,13 \pm 0,3$ kbar à 825 °C et $6,46 \pm 0,3$ kbar à 850 °C. Le géothermomètre donne 803 ± 50 °C à 6,5 kbar. La température est légèrement plus basse que celle de la modélisation du fait que Ferry et Spear (1978) ne tiennent pas compte de la quantité de Fe^{3+} présente dans la biotite. Ceci a tendance à baisser la température de stabilité de la biotite.

4.3.2 Granulite psammitique résiduelle

La granulite psammitique utilisée pour la modélisation est SL-33, elle correspond à une des granulites analysées à la microsonde et l'ICP-MS à ablation laser.

La figure 4.2 montre la pseudosection calculée avec le logiciel THERMOCALC. Dans

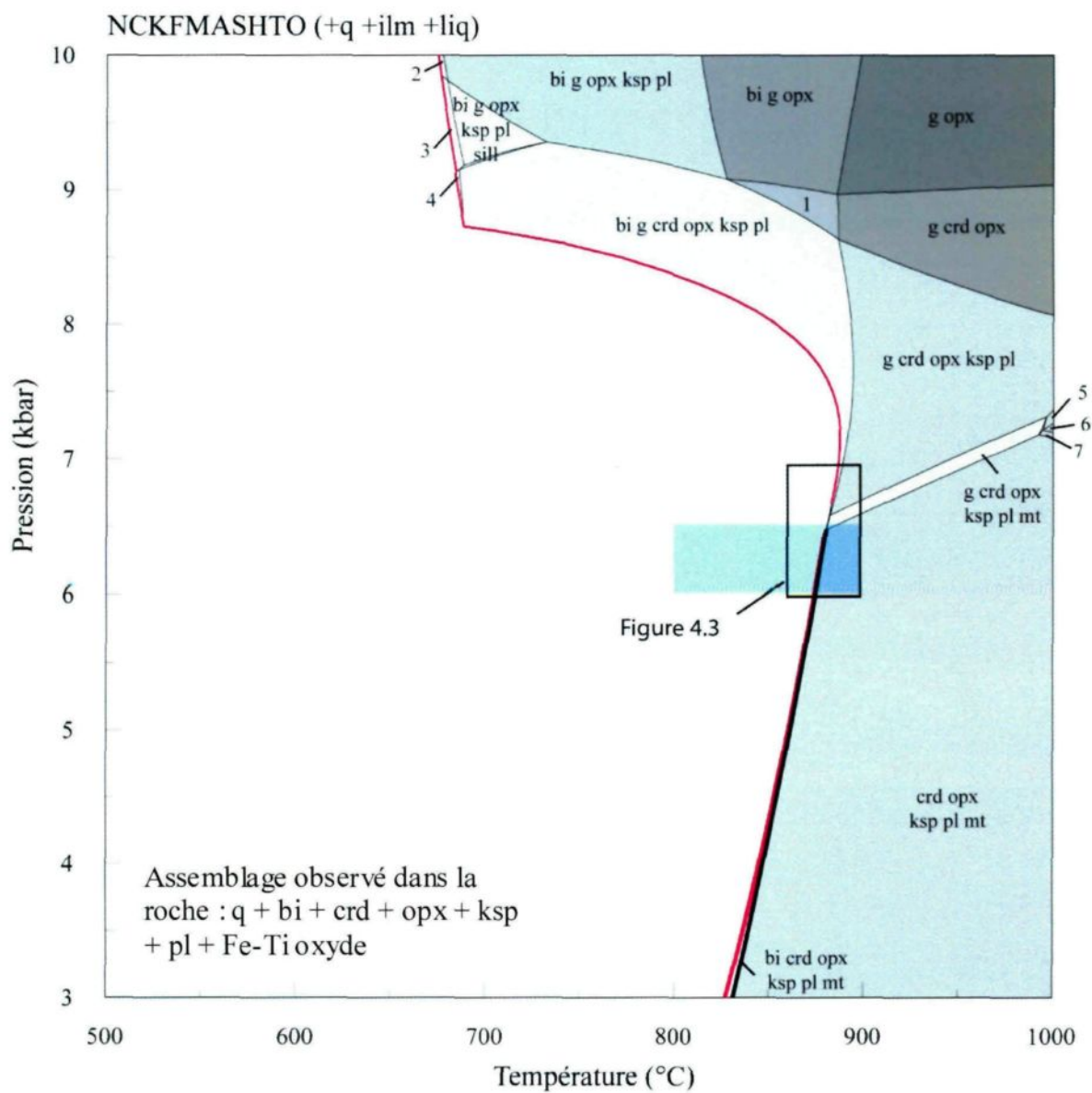


Figure 4.2: Pseudosection P-T de SL-33

Ligne rouge: solidus; champ gras: assemblage observé lors de l'étude pétrologique; champ bleu: pression et température estimées par Clarke et al. (2007).

Champ 1: bi g crd opx; 2: bi g opx ksp pl H₂O; 3: bi g opx sill ksp pl H₂O; 4: bi g crd opx ksp pl H₂O; 5: g crd opx ksp pl sp; 6: cd opx ksp pl sp; 7: crd opx ksp pl mt sp.

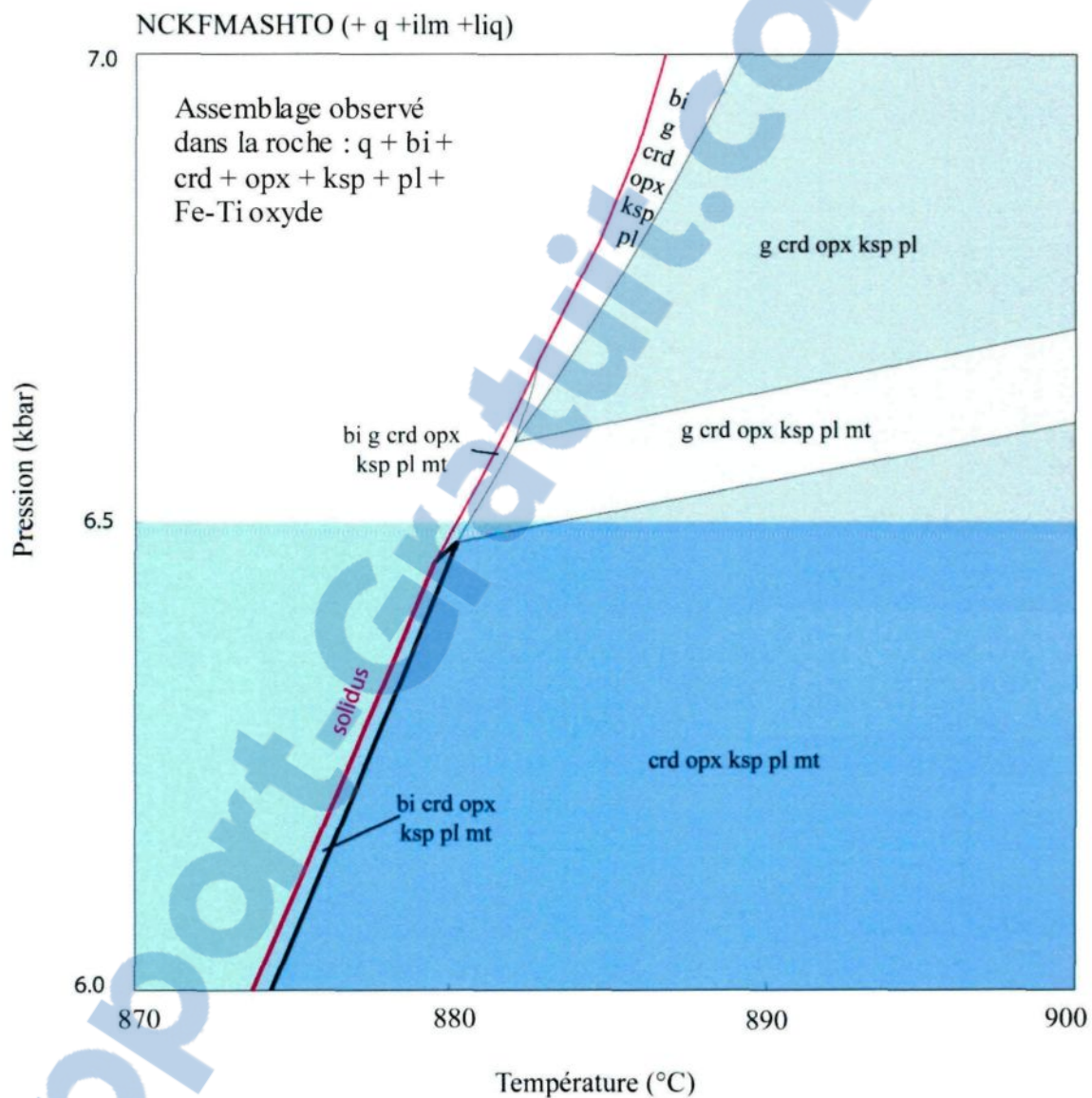


Figure 4.3: Pseudosection P - T rapprochée de SL-33

Ligne rouge: solidus; champ gras: assemblage observé lors de l'étude pétrologique.
 Champ bleu: pression et température estimées par Clarke et al. (2007).

cette roche le solidus se situe entre 830 et 850 °C jusqu'à 8 kbar. À plus haute pression une phase aqueuse apparait et le solidus se situe à une température plus basse (environ 700 °C). Encore une fois le minéral ferromagnésien présent à basse pression est la cordiérite alors que le grenat est présent à plus haute pression uniquement. La biotite n'est présente que dans les assemblages des plus basses températures. Par contre, l'orthopyroxène est présent dans tous les assemblages de cette roche.

Le champ d'équilibre de l'assemblage biotite – cordiérite – orthopyroxène – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane, tel qu'observé lors de l'analyse pétrologique (la biotite observée est prograde) se situe en dessous de 6.5 kbar et à environ 875 °C. Ceci est encore une fois en accord avec les conditions de pression et température estimées par Clarke et al. (2007) (champ en bleu sur la figure 4.2).

4.3.3 Granite

Le granite utilisé pour la modélisation P-T est SL-75. C'est un granite à gros grains analysée à la microsonde et l'ICP-MS à ablation laser. C'est ce même granite qui sera utilisé ensuite pour la modélisation T-X.

La figure 4.4 montre la pseudosection calculée avec le logiciel THERMOCALC.

Dans cette roche le solidus se situe à environ 650 °C. Il est à noter qu'une phase H₂O apparait juste avant la disparition du liquide. La limite du champ d'apparition de H₂O se confond avec le solidus sur la figure 4.4. Dans cette pseudosection, nous voyons que l'orthopyroxène n'est présent qu'aux plus hautes températures. La biotite apparait entre 800 et 850 °C et le grenat disparaît à environ 750 °C. Aux plus basses températures la

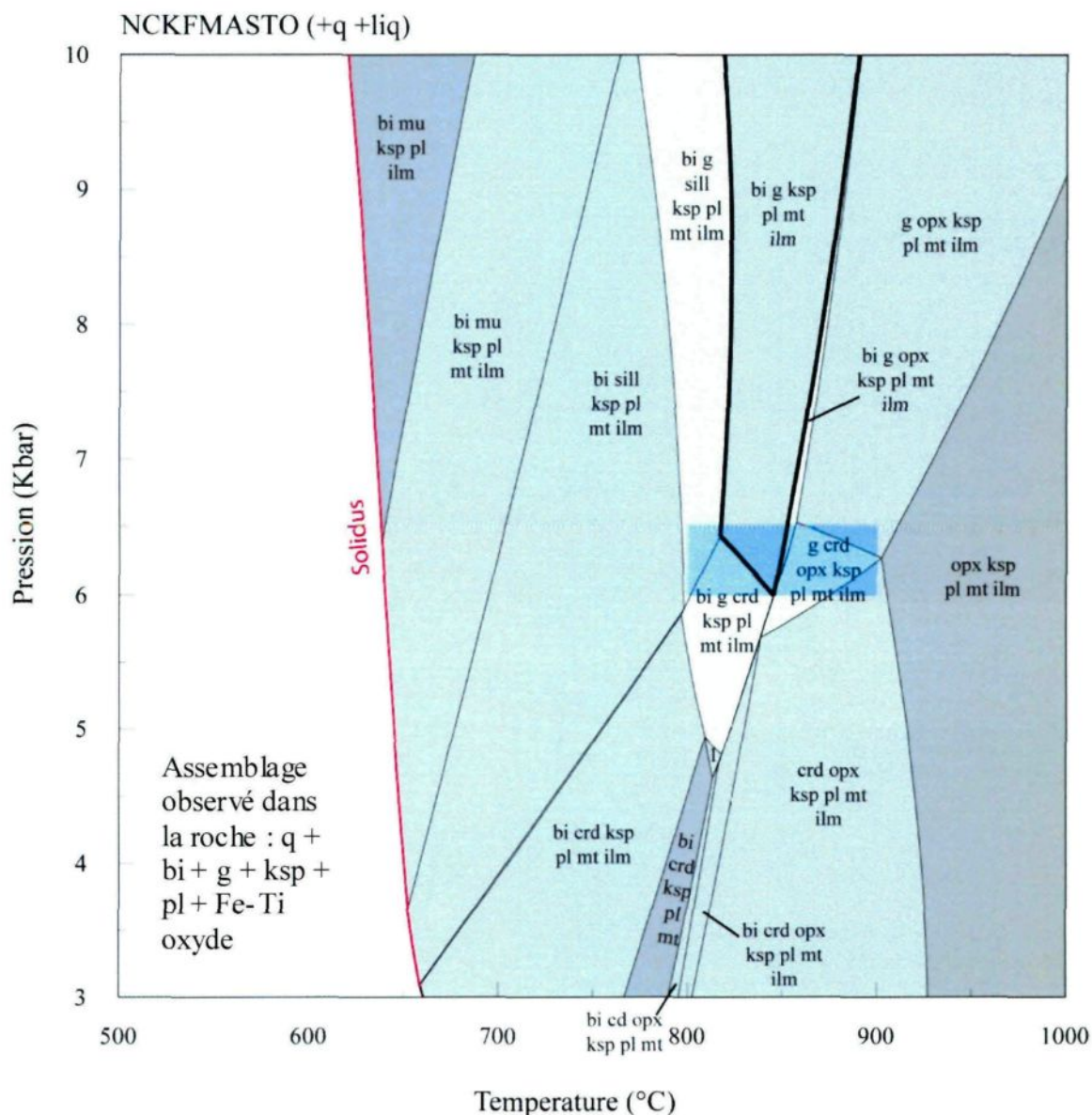


Figure 4.4: Pseudosection P-T de SL-75

Ligne rouge: solidus; champ gras: assemblage observé lors de l'étude pétrologique; champ bleu: pression et température estimées par Clarke et al. (2007).

Champ 1: bi crd ksp pl mt ilm.

muscovite apparaît. Lors de l'analyse pétrographique nous n'avons observée ni orthopyroxène, ni sillimanite, ni cordiérite, ni muscovite dans la roche. La pseudosection montre donc que ce granite s'est formé entre 800 et 850 °C et à une pression au dessus de 6 kbar. Ceci est encore une fois en accord avec les conditions de pression et température estimées par Clarke et al. (2007) (champ en bleu sur la figure 4.4).

4.4. Résultats : Pseudosections T-X

Les pseudosections P-T ont montré que les conditions à Wuluma sont en accord avec les résultats de Clarke et al (2007) obtenus à partir de roche de Bruno's Gorges à environ 10 km à l'Est de Wuluma.

Les pseudosections T-X vont permettre de modéliser les assemblages et les réactions qui ont eu lieu à Wuluma durant la cristallisation du granite. Le but de cette modélisation est de déterminer pourquoi les grenats sont complètement remplacés par la biotite dans certains échantillons et pas dans d'autres. Il sera notamment investigué le rôle des variations en H₂O et en K₂O du magma sur ces réactions.

Pour chaque roche, quatre pseudosections T-X sont construites pour modéliser la cristallisation de magma anatectique représenté par les trois compositions utilisées: une pseudosection faisant varier la composition en H₂O, et trois pseudosections faisant varier la composition en K₂O pour H₂O fixé à 1, 3 et 5 mol.% respectivement. Les compositions utilisées sont calculées à partir de la composition moléculaire en roches totales de chacun des échantillons de granites. Ces compositions sont présentées dans le tableau 4.3.

	X	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	O	FeO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	
SL-75	Figure 4.5	0	80.61	0.11	8.88	0.62	0.14	1.12	1.56	3.24	3.73	0.00
	Figure 4.5	1	72.55	0.10	7.99	0.56	0.13	1.00	1.41	2.91	3.35	10.00
	Figure 4.6	0	82.48	0.11	9.08	0.63	0.14	1.14	1.60	0.00	3.81	1.00
	Figure 4.6	0.4	79.15	0.10	8.72	0.61	0.14	1.10	1.54	4.00	3.66	1.00
	Figure 4.7	0	80.81	0.11	8.90	0.62	0.14	1.12	1.57	0.00	3.74	3.00
	Figure 4.7	0.4	77.48	0.10	8.53	0.59	0.13	1.07	1.50	4.00	3.58	3.00
	Figure 4.8	0	79.15	0.10	8.72	0.61	0.14	1.10	1.54	0.00	3.66	5.00
	Figure 4.8	0.4	75.81	0.10	8.35	0.58	0.13	1.05	1.47	4.00	3.51	5.00
SL-64	Figure 4.9	0	79.72	0.10	9.45	0.61	0.13	1.01	1.47	4.59	2.93	0.00
	Figure 4.9	1	71.75	0.09	8.50	0.55	0.11	0.91	1.32	4.13	2.64	10.00
	Figure 4.10	0	82.72	0.10	9.80	0.63	0.13	1.05	1.53	0.00	3.04	1.00
	Figure 4.10	0.5	78.54	0.10	9.31	0.60	0.12	0.99	1.45	5.00	2.88	1.00
	Figure 4.11	0	81.05	0.10	9.61	0.62	0.13	1.03	1.49	0.00	2.98	3.00
	Figure 4.11	0.5	76.87	0.10	9.11	0.59	0.12	0.97	1.42	5.00	2.82	3.00
	Figure 4.12	0	79.38	0.10	9.41	0.61	0.12	1.00	1.46	0.00	2.92	5.00
	Figure 4.12	0.5	75.20	0.09	8.91	0.58	0.12	0.95	1.39	5.00	2.76	5.00
SL-25	Figure 4.13	0	79.31	0.21	9.05	0.67	0.24	1.91	1.69	3.78	3.14	0.00
	Figure 4.13	1	71.38	0.19	8.14	0.60	0.21	1.72	1.52	3.40	2.83	10.00
	Figure 4.14	0	81.61	0.21	9.31	0.69	0.25	1.97	1.74	0.00	3.23	1.00
	Figure 4.14	0.45	77.90	0.20	8.89	0.66	0.23	1.88	1.66	4.50	3.08	1.00
	Figure 4.15	0	79.96	0.21	9.12	0.67	0.24	1.93	1.70	0.00	3.17	3.00
	Figure 4.15	0.45	76.25	0.20	8.70	0.64	0.23	1.84	1.62	4.50	3.02	3.00
	Figure 4.16	0	78.31	0.20	8.93	0.66	0.24	1.89	1.67	0.00	3.10	5.00
	Figure 4.16	0.45	74.60	0.19	8.51	0.63	0.22	1.80	1.59	4.50	2.95	5.00

Tableau 4.3: Compositions chimiques utilisées pour construire les pseudosections T-X.

X représente la composition dans le script de THERMOCALC (Annexe 5). X=0 correspond à H₂O = 0 mol.%, X=1 correspond à H₂O = 10 mol.%. Les compositions sont données en pourcentages moléculaires.

4.4.1. SL-75

La figure 4.5 représente la pseudosection construite pour une variation de H₂O entre 0 et 10 mol.%, pour un granite à grosse granulométrie contenant du grenat partiellement remplacé par la biotite. Cette roche a été analysée à la microsonde et à l'ICP-MS à ablation laser. La biotite est présente pour des températures en dessous de 850 °C. A partir du moment où la biotite apparait, la cordiérite et le grenat commence à disparaître. C'est à dire que pendant la cristallisation du magma la biotite apparait en dessous de 850 °C. Nous pouvons observer qu'avec l'augmentation de la quantité de H₂O dans la roche l'assemblage biotite – grenat – cordiérite – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane disparaît au profit de l'assemblage biotite – grenat – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane puis de l'assemblage biotite – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane à partir de 2 mol.% de H₂O pour les températures les plus basses (Fig. 4.5 flèche a). Aux températures plus basses que 800 °C et à faible pourcentage de H₂O la sillimanite est aussi présente dans l'assemblage (Fig. 4.5 flèche b). À partir de 700 °C, la muscovite apparait dans l'assemblage.

En bleu et en orange sur la figure 4.5, nous observons les isoplètes pour Mg# dans les biotites et les grenats. Pour la biotite, ces isoplètes varient entre 0.5 et 0.7 dans le champ de l'assemblage biotite – feldspath alcalins – plagioclase – oxyde de fer/titane, et semble fortement liés à la variation de cristallisation (825 °C) de la biotite. Pour le grenat, les isoplètes varient entre 0.25 et 0.35 dans le champ d'équilibre de l'assemblage biotite – grenat – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane.

Si nous tenons compte de la réaction de remplacement du grenat par la biotite lors de la cristallisation (Fig. 4.5 flèche c), le Mg# de la biotite va avoir tendance à diminuer. Néanmoins, le Mg# des grenats à l'équilibre diminue aussi pour arriver à 0.25 (microsonde donne Mg# du grenat dans cette roche à 0.23 et pour la biotite à 0.35). Néanmoins, il est important de se rappeler que les compositions du grenat et de la biotite dans la modélisation ne reflètent que les compositions à l'équilibre avec le magma. Le remplacement total du grenat par la biotite est représenté par la limite inférieure du champ de l'assemblage biotite – grenat – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer.

Les figures 4.6, 4.7 et 4.8 représentent les pseudosections construites pour une variation de K₂O entre 0 et 4 mol.%, pour ce même granite avec une quantité de H₂O fixée à 1, 3, 5 mol.% respectivement (Fig. 4.5). Ces figures permettent d'examiner l'effet de la variation de composition du magma, à différentes quantités de H₂O, sur la formation de biotite et la stabilité du grenat. Les variations de K₂O représentent des magmas plus ou moins riches en minéraux ferromagnésiens (dilution de FeO et MgO par rapport à K₂O) ou plus ou moins fractionnés (cristallisation de feldspaths).

Dans les trois cas la biotite y est présente à partir de 850 °C pour les parties les plus riches en K₂O.

Pour la figure 4.6, nous pouvons observer que jusqu'à 3 mol.% K₂O, la sillimanite est présente dans les assemblages avec la biotite. L'assemblage biotite – grenat – cordiérite – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane est présent à partir de 2.7 mol.% de K₂O, puis disparaît au profit de l'assemblage biotite – grenat – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane à partir de 3 mol.% de K₂O, qui lui même disparaît au

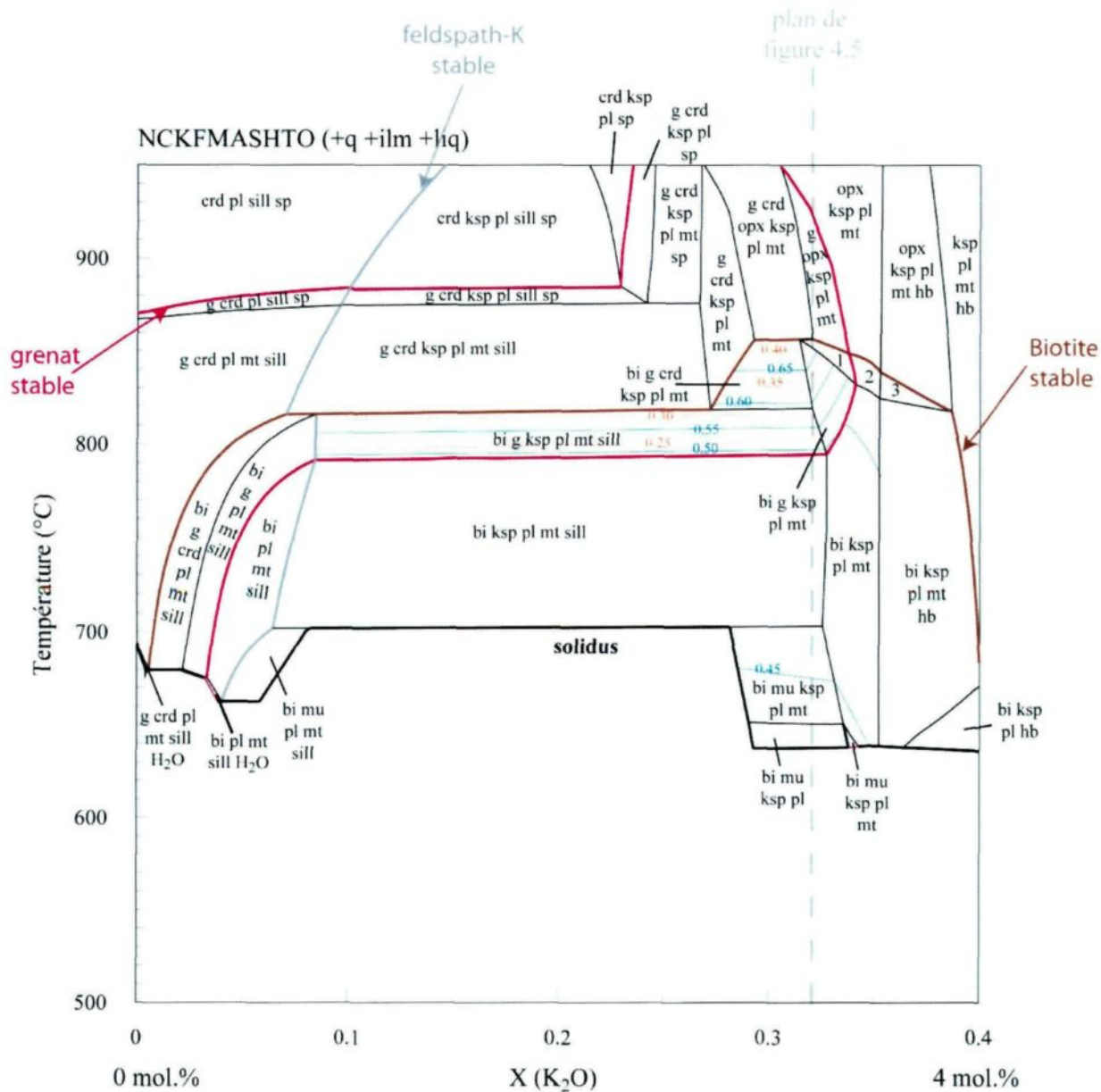


Figure 4.6: Diagramme T-X pour SL-75 à 1 mol.% H₂O à 6.5 kbar

X: variation en K₂O; Ligne en gras: solidus; lignes bleues: isoplètes de Mg# des biotites; lignes oranges: isoplètes de Mg# des grenats.

Champ 1: bi g opx ksp pl mt; 2: bi opx ksp pl mt; 3: bi opx ksp pl mt hb.

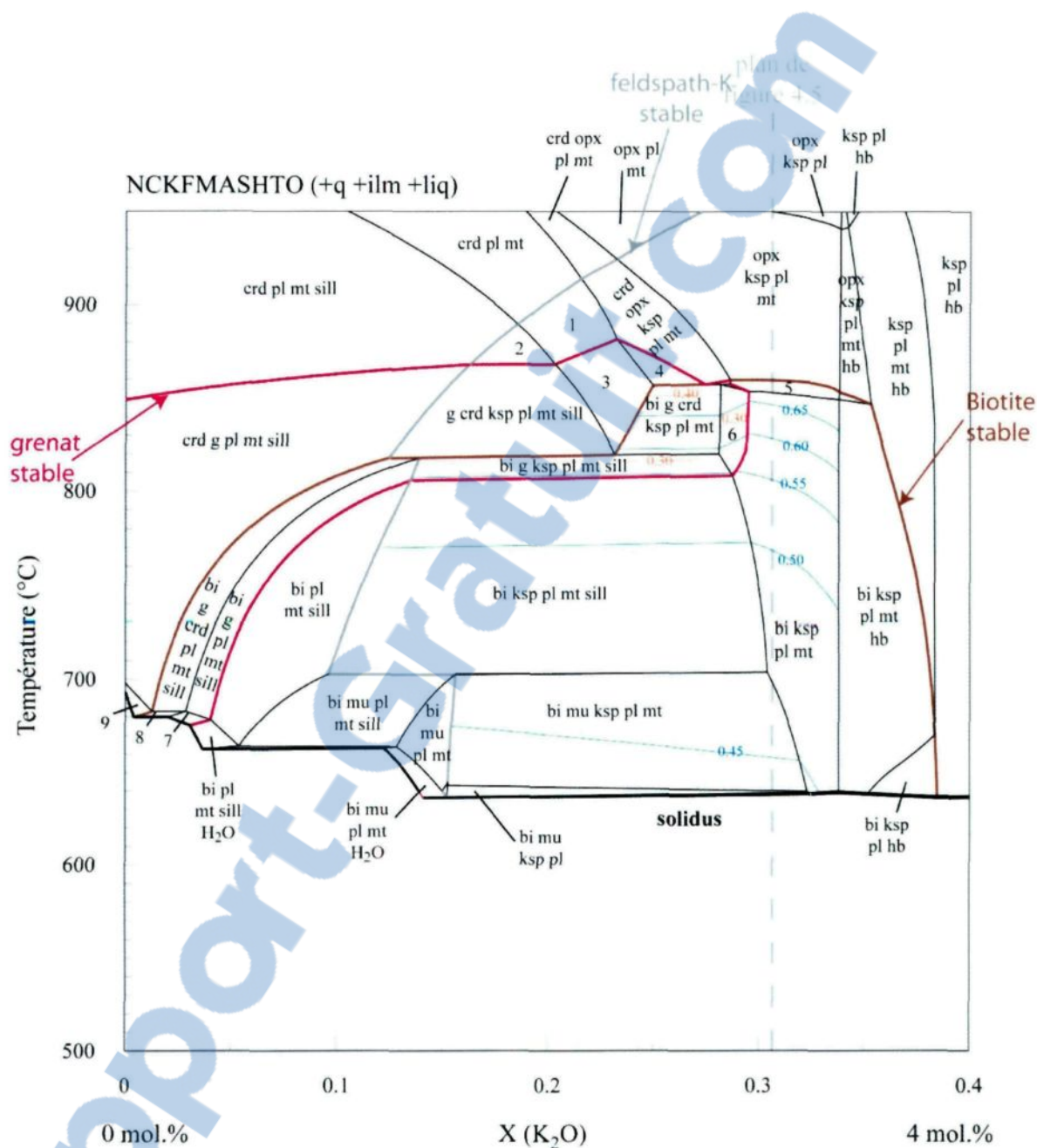


Figure 4.8: Diagramme T-X pour SL-75 à 5 mol.% H₂O à 6.5 kbar

X: variation en K₂O; Ligne en gras: solidus; lignes bleues: isoplètes de Mg# des biotites; lignes oranges: isoplètes de Mg# des grenats.

Champ 1: crd ksp pl mt; 2: crd ksp pl mt sill; 3: crd g ksp pl mt; 4: g crd opx ksp pl mt; 5: bi opx ksp pl mt; 6: bi g ksp pl mt; 7: bi g pl mt sill H₂O; 8: bi g crd pl mt sill H₂O; 9: g crd pl mt sill H₂O.

profit de l'assemblage biotite – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane en augmentant K_2O ou en baissant la température. À partir de 3.5 mol.% K_2O , la hornblende apparait dans l'assemblage, en même temps que la quantité de feldspaths alcalins augmente et la quantité de plagioclases diminue.

Les isoplètes du Mg# de la biotite (en bleu) montrent une variation de 0.45 à 0.65 dans les différents assemblages. Les isoplètes du Mg# du grenat (en orange) montrent une variation de 0.4 à 0.25 dans les différents assemblages. Néanmoins, encore une fois, les compositions du grenat et de la biotite ne reflètent que les compositions à l'équilibre avec le magma.

Les figures 4.7 et 4.8 sont assez similaires à 4.6, néanmoins le champ d'équilibre biotite – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer – sillimanite est réduit dans les diagrammes avec plus de H_2O du coté gauche (disparition feldspath alcalin) et du coté droit (disparition sillimanite). Ceci pourrait être due au fait que lorsque l'on augmente le pourcentage de H_2O dans le magma, par dilution on diminue le pourcentage des autres éléments tels que Al_2O_3 ou SiO_2 . De plus, les champs d'équilibre des assemblages biotite – grenat – cordiérite – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane, biotite – grenat – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane et biotite – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane se décale un peu vers la gauche en augmentant la quantité de H_2O présente dans la roche (figure 4.9). Le champ d'équilibre de l'assemblage biotite – grenat – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane diminue nettement de largeur en augmentant H_2O , alors que les champs d'équilibre des assemblages biotite – grenat –

cordiérite – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane et biotite – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane restent de même largeur. Pour résumé, plus la quantité de H₂O augmente moins il y a besoin de K₂O dans la roche pour que ces assemblages soit en équilibre, mais surtout, plus il y a de H₂O dans la roche, plus les variations de quantité de K₂O vont être limitées.

4.4.2. SL-64

La figure 4.10 représente la pseudosection construite pour une variation de H₂O entre 0 et 10 mol.%, pour un granite à moyenne granulométrie ne présentant pas de grenat à l'intérieur. Ce granite est plus riche en Al₂O₃ et en K₂O et plus pauvre en Na₂O que les granites précédents. Toutefois il a sensiblement les mêmes quantités de fer et de magnésium. Les résultats sont assez similaires à ceux de la section précédente. Là encore, la biotite est présente pour des températures en dessous de 850 °C. Nous pouvons également observer que l'assemblage biotite – grenat – cordiérite – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane disparaît au profit de l'assemblage biotite – grenat – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane puis de l'assemblage biotite – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane avec l'augmentation de H₂O et à température plus ou moins constante. Le grenat disparaît à partir de 3.5 mol.% de H₂O pour les températures les plus basses. Aux températures plus basses que 800 °C et à faible pourcentage de H₂O, la sillimanite est aussi présente dans l'assemblage. À partir de 700 °C, la muscovite apparaît dans l'assemblage. Par comparaison avec l'échantillon précédent, nous pouvons observer que la sillimanite continue d'être présente même avec des

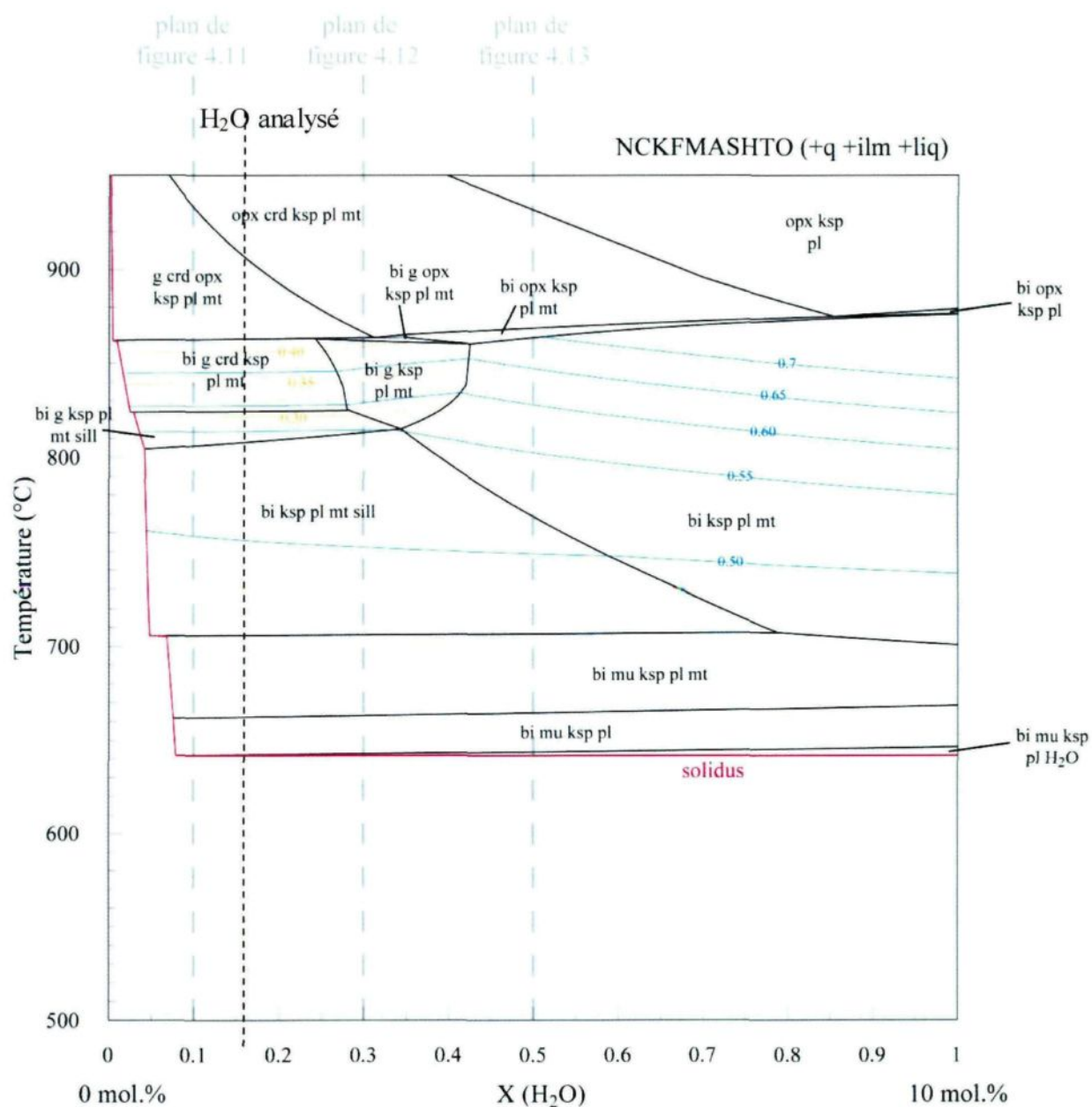


Figure 4.10: Diagramme T-X pour SL-64 à 6.5 kbar

X: variation en H₂O; Ligne rouge: solidus; lignes bleues: isoplètes de Mg# des biotites; lignes oranges: isoplètes de Mg# des grenats.

fortes quantités de H_2O (probablement due à la quantité en Al_2O_3 plus importante dans la roche). L'assemblage biotite – grenat – cordiérite – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane est présent jusqu'à 2.5 mol.% d' H_2O alors que dans l'échantillon précédent cet assemblage disparaissait avant 1 mol.% d' H_2O .

En bleu et en orange sur la figure 4.10, nous observons les isoplètes pour le Mg# dans les biotites et les grenats. Pour la biotite, ces isoplètes varient entre 0.5 et 0.7 dans le champ de l'assemblage biotite – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane, tout comme pour l'échantillon précédent. Pour le grenat, isoplètes varient entre 0.3 et 0.4 dans le champ de l'assemblage biotite – grenat – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane. Encore une fois, la Mg# du grenat est plus haut que dans la réalité (analyse microsonde donne Mg# à 0.23) tout comme la Mg# de la biotite (microsonde donne Mg# à 0.4). Là encore, les isoplètes sont encore fortement liés à la variation de température. Ceci est du à la disparition du grenat qui permet d'avoir plus de fer que de magnésium disponible dans le système.

De la même manière que précédemment, la réaction de remplacement du grenat par la biotite à une température fixe ne semble pas influencer beaucoup les variations de Mg# dans la biotite et le grenat.

Les figures 4.11, 4.12 et 4.13 représentent les pseudosections construites pour une variation de K_2O entre 0 et 5 mol.%, pour ce même granite avec une quantité de H_2O fixée à 1, 3 et 5 mol.% respectivement (Fig. 4.10). Dans les trois cas la biotite y est présente à partir de 850 °C. Pour la figure 4.11, nous pouvons observer que jusqu'à 4 mol.% K_2O , voir 4.5 mol.% pour les plus basses températures, la sillimanite est présente dans les

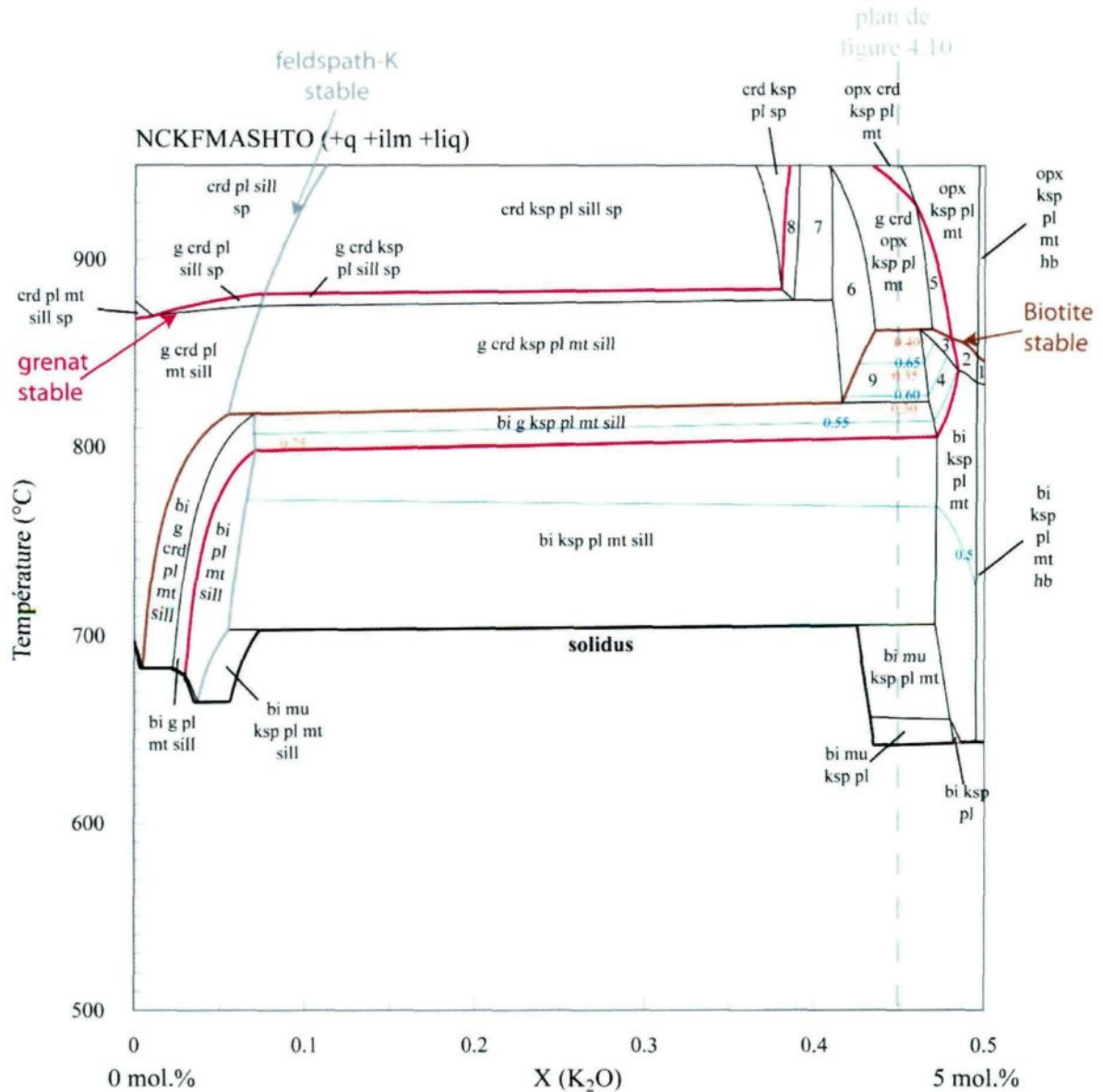


Figure 4.11: Diagramme T-X pour SL-64 à 1 mol.% H₂O à 6.5 kbar

X: variation en K₂O; Ligne en gras: solidus; lignes bleues: isoplètes de Mg# des biotites; lignes oranges: isoplètes de Mg# des grenats.

Champ 1 : bi opx ksp pl mt hb; 2: bi opx ksp pl mt; 3: bi g opx ksp pl mt; 4: bi g ksp pl mt; 5: g opx ksp pl mt; 6: g crd ksp pl mt; 7: g crd ksp pl mt sp; 8: g crd ksp pl sp; 9: bi g crd ksp pl mt.

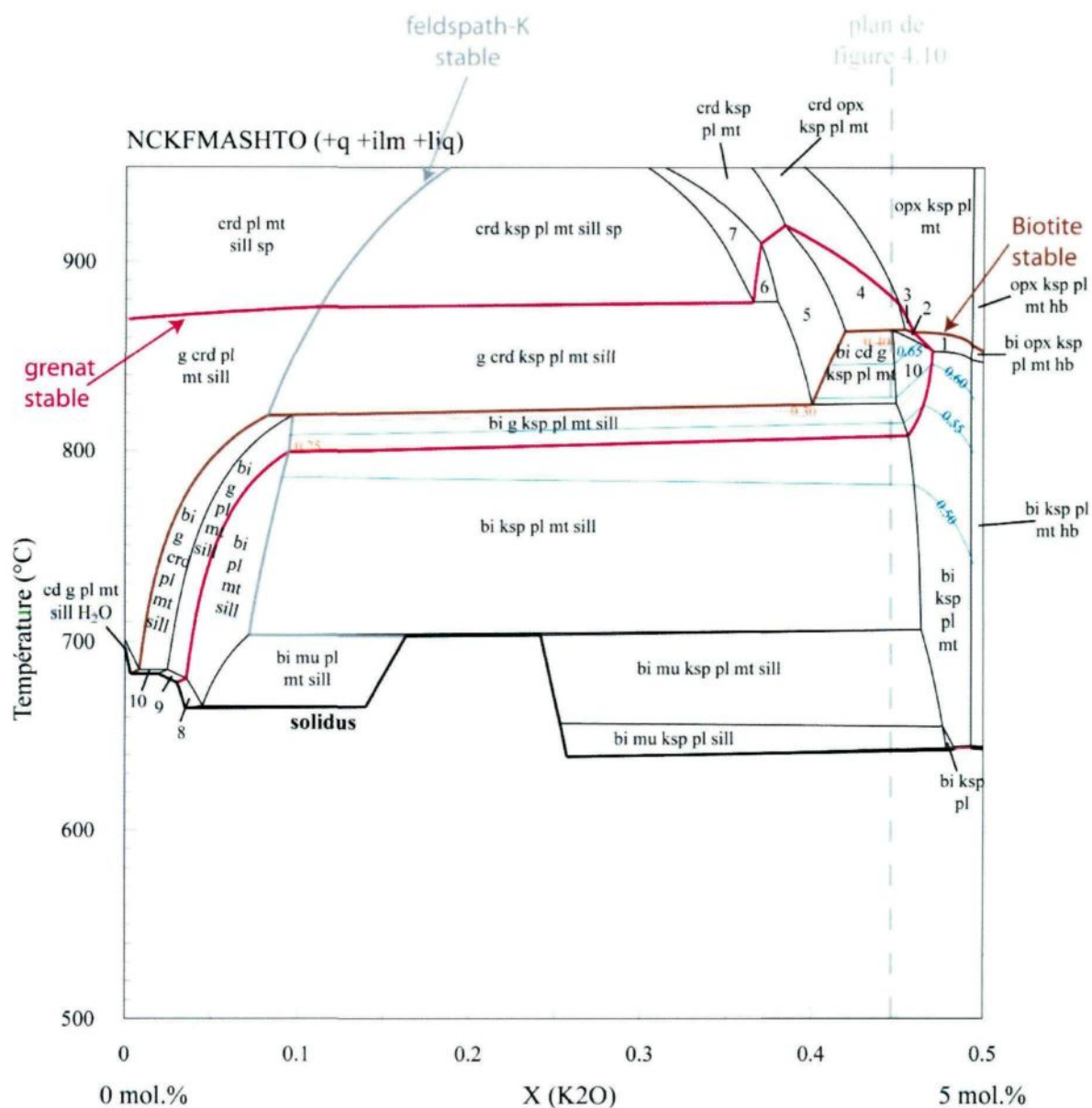


Figure 4.12: Diagramme T-X pour SL-64 à 3 mol.% H₂O à 6.5 kbar

X: variation en K₂O; Ligne en gras: solidus; lignes bleues: isoplètes de Mg# des biotites; lignes oranges: isoplètes de Mg# des grenats.

Champ 1: bi opx ksp pl mt hb; 2: bi g opx ksp pl mt; 3: g opx ksp pl mt; 4: g crd opx ksp pl mt; 5: crd g ksp pl mt; 6: crd g ksp pl mt sp; 7: crd ksp pl mt sp.

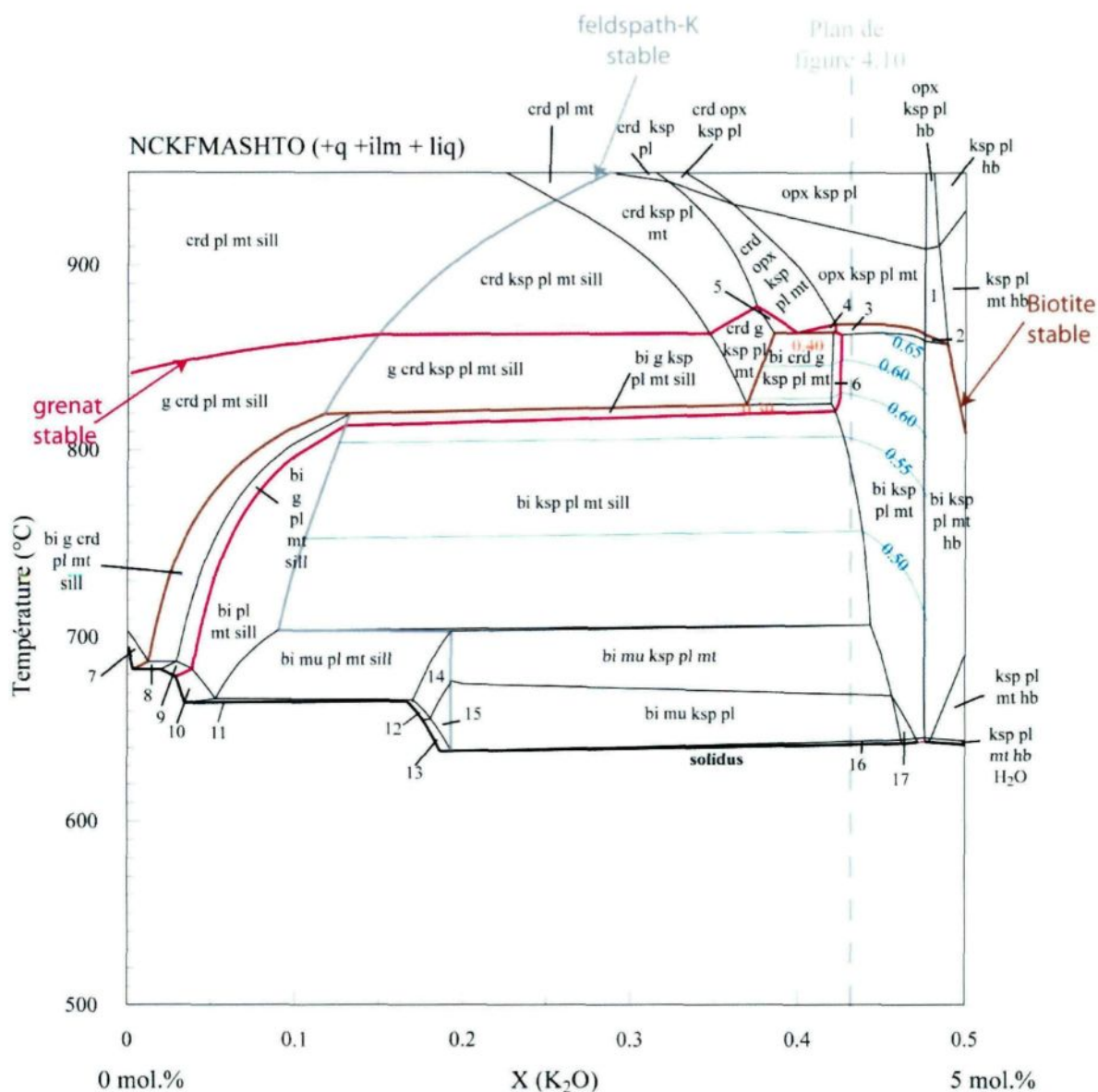


Figure 4.13: Diagramme T-X pour SL-64 à 5 mol.% H₂O à 6.5 kbar

X: variation en K₂O; Ligne en gras: solidus; lignes bleues: isoplètes de Mg# des biotites; lignes oranges: isoplètes de Mg# des grenats.

Champ 1: opx ksp pl mt hb ; 2: bi opx ksp pl mt hb; 3: bi opx ksp pl mt; 4: bi crd opx ksp pl mt ; 5: g crd opx ksp pl mt ; 6: bi g ksp pl mt ; 7: g crd pl mt sill H₂O; 8: bi g crd pl mt H₂O; 9: bi g pl mt sill H₂O; 10 : bi pl mt sill H₂O; 11 : bi mu pl mt sill H₂O; 12 : bi mu pl mt H₂O; 13 : bi mu pl H₂O; 14 : bi mu pl mt; 15 : bi mu pl.

assemblages contenant de la biotite. L'assemblage biotite – grenat – cordiérite – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane (champ numéro 9 sur la figure 4.11) est présent à partir de 4 mol.% de K_2O , puis disparaît au profit de l'assemblage biotite – grenat – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane (champ numéro 4) à partir de 4.5 mol.% de K_2O , qui lui-même disparaît au profit de l'assemblage biotite – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane en augmentant K_2O . À partir de 4.9 mol.% K_2O , la hornblende apparaît dans l'assemblage.

Les isoplètes du Mg# de la biotite (en bleu) montrent une variation de 0.5 à 0.65 dans les différents assemblages. Les isoplètes du Mg# du grenat (en orange) montrent une variation de 0.3 à 0.4 dans les différents assemblages.

Les figures 4.12 et 4.13 sont assez similaires à 4.11. Le champ d'équilibre de l'assemblage biotite – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane s'agrandit vers la gauche lorsque la quantité de H_2O est plus élevée dans la roche. Le champ d'équilibre de l'assemblage biotite – grenat – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane devient de plus en plus petit et, tout comme le champ d'équilibre de l'assemblage biotite – grenat – cordiérite – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane, il se décale vers la gauche (moins de K_2O) lorsque la quantité de H_2O augmente.

Les variations des isoplètes de Mg# dans la biotite et les grenats entre les pseudosections avec différentes quantités de H_2O sont similaires aux variations observées dans la roche précédente.

4.4.3. SL-25

La figure 4.14 représente la pseudosection construite pour une variation de H₂O entre 0 et 10 mol.%, pour un granite à fine granulométrie. Cette roche a été analysée à la microsonde et l'ICP-MS à ablation laser. Ce granite est plus riche en TiO₂, FeO et MgO que les deux précédents. Il a également un Mg# plus bas (25.9 contre 35.7 et 37.7 respectivement dans les roches précédentes). De même que précédemment, la biotite est présente pour des températures en dessous de 850 °C. Néanmoins, nous ne retrouvons pas d'assemblage avec de la cordiérite dans cette roche (du au Mg# beaucoup plus faible que pour les deux échantillons précédents). Le champ d'équilibre de l'assemblage biotite – grenat – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane est beaucoup plus étendu vers les fortes quantités de H₂O. Au dessus de 800 °C, il est nécessaire d'atteindre 6.5 mol.% de H₂O pour que cet assemblage disparaisse au profit de l'assemblage biotite – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane. En dessous de 800 °C, la quantité de H₂O nécessaire à la disparition de l'assemblage biotite – grenat – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane au profit de l'assemblage biotite – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane est dépendant de la température (limite entre les deux champs quasiment horizontale). Une autre grosse différence, par rapport aux deux roches précédentes, est la forte diminution du champ d'équilibre de la sillimanite. Celui-ci disparaît à plus de 1.5 mol.% de H₂O. En dessous de 700 °C, la muscovite apparaît dans la roche.

En bleu et en orange sur la figure 4.14, nous observons les isoplètes pour Mg# dans les biotites et les grenats. Pour la biotite, ces isoplètes varient entre 0.35 et 0.65 dans le champ de l'assemblage biotite – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane. Ces isoplètes

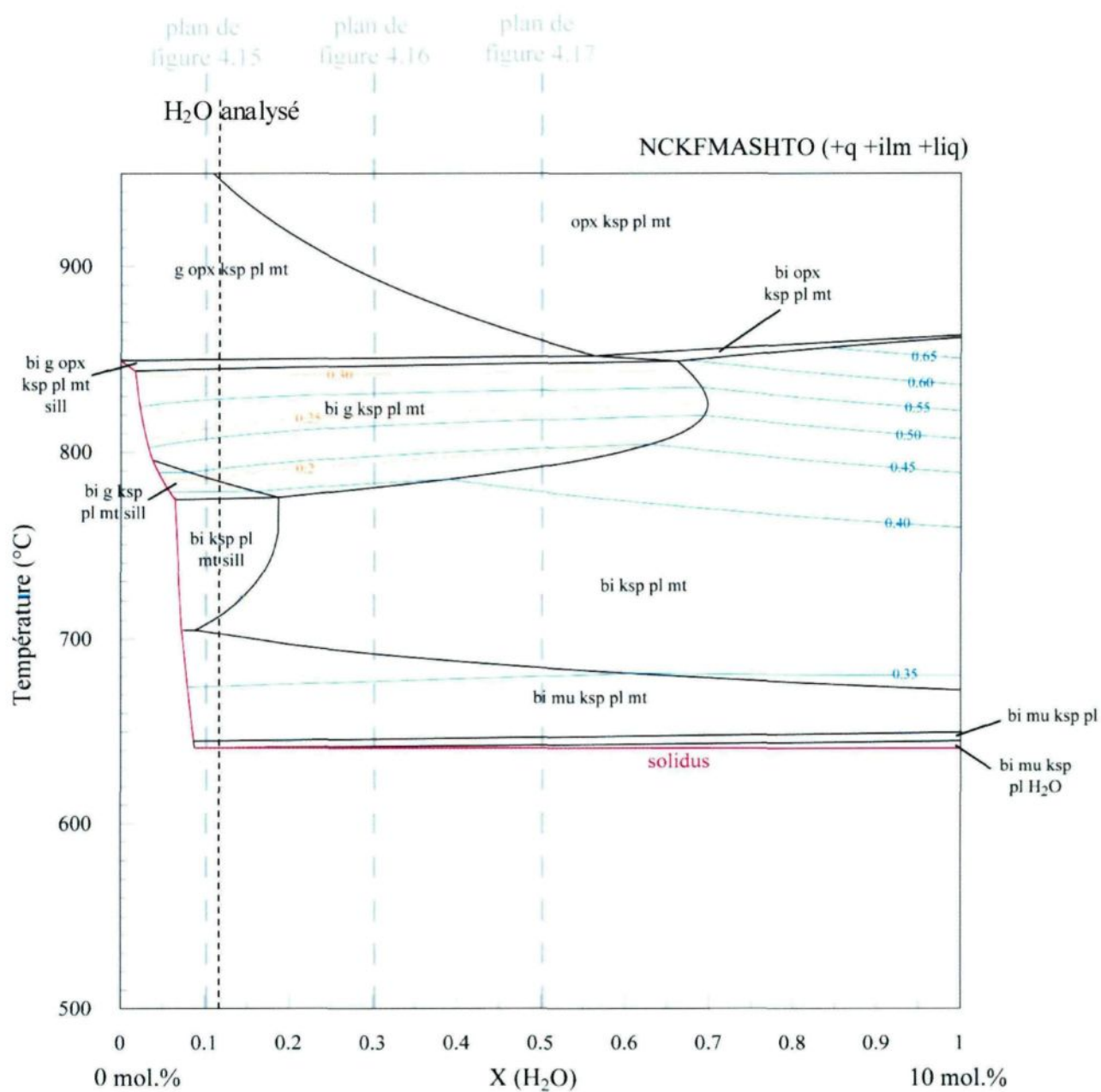


Figure 4.14: Diagramme T-X pour SL-25 à 6.5 kbar

X: variation en H₂O; Ligne rouge: solidus; lignes bleues: isoplètes de Mg# des biotites; lignes oranges: isoplètes de Mg# des grenats.

sont alors uniquement liés à la variation de température de cristallisation des biotites (seule phase ferromagnésienne présente). Pour le grenat, ces isoplètes varient entre 0.2 et 0.3 dans le champ de l'assemblage biotite – grenat – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane. De la même manière que précédemment, la réaction de remplacement du grenat par la biotite à une température fixe ne semble pas influencer fortement les variations de Mg# dans la biotite et le grenat.

Les figures 4.15, 4.16 et 4.17 représentent les pseudosections construites pour une variation de K_2O entre 0 et 4.5 mol.%, pour ce même granite, avec une quantité de H_2O fixée à 1, 3 et 5 mol.% respectivement (figure 4.14). Dans les trois cas, la biotite est présente à partir de 850 °C quand la sillimanite n'est pas présente et à partir de 820 °C quand la sillimanite est présente (c'est à dire pour $X(K_2O)$ plus petit).

Pour la figure 4.15, nous pouvons observer que jusqu'à 3.3 mol.% K_2O , voir 3.7 mol.% pour les plus basses températures, la sillimanite est présente dans les assemblages contenant de la biotite. L'assemblage biotite – grenat – cordiérite – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane (champ numéro 3) est beaucoup plus petit (moins large principalement) que dans les deux roches précédentes avec la même quantité de H_2O (Fig. 4.6 et 4.11). Cet assemblage est exclusivement présent dans cette roche entre 3.2 et 3.5 mol.% de K_2O , puis disparaît au profit de l'assemblage biotite – grenat – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane, qui lui même disparaît au profit de l'assemblage biotite – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane en augmentant K_2O . À partir de 4.2 mol.% de K_2O , la hornblende apparaît dans l'assemblage.

Les figures 4.16 et 4.17 sont similaires à 4.15. Cependant, le champ d'équilibre de

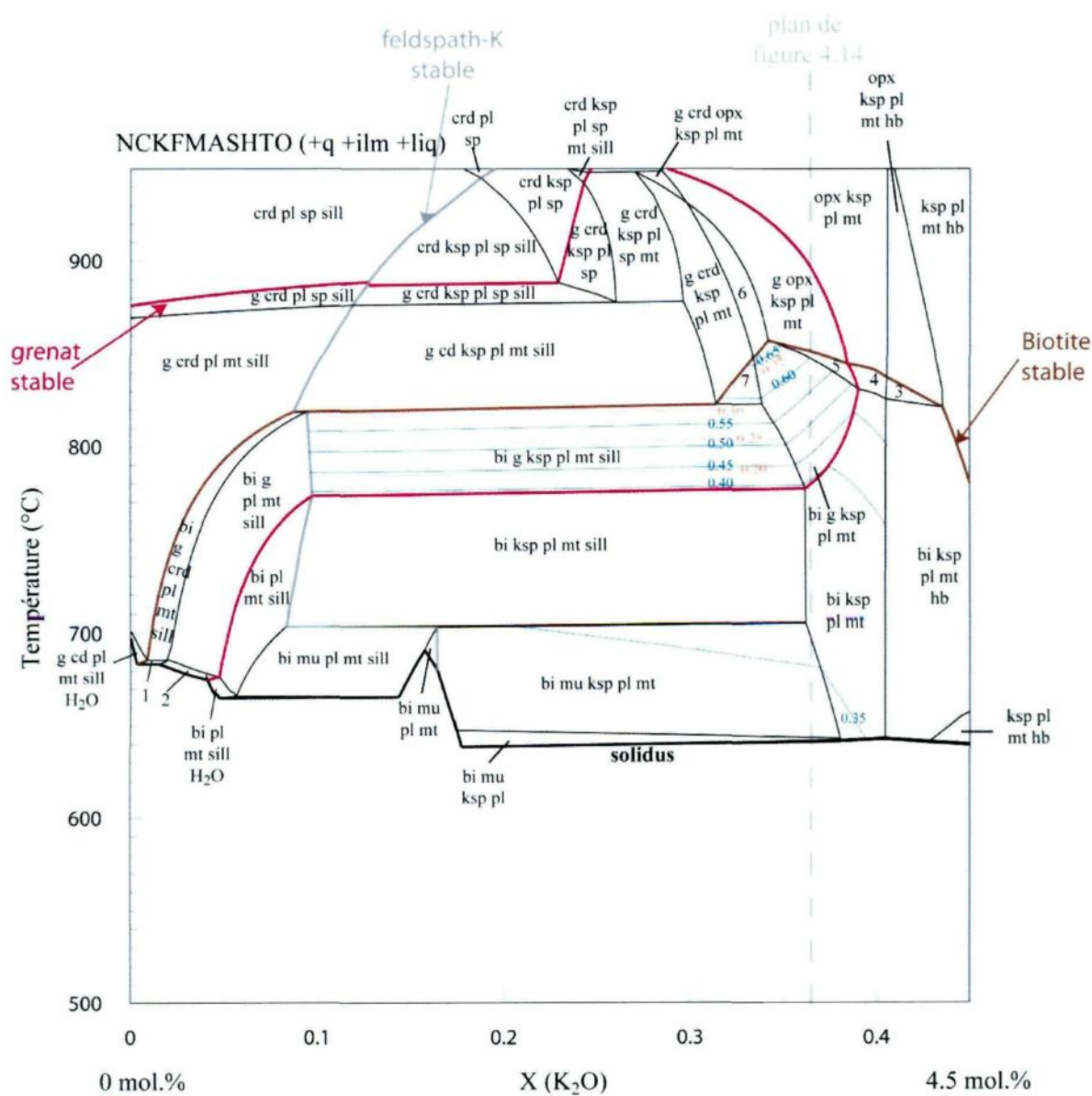


Figure 4.16: Diagramme T-X pour SL-25 à 3 mol.% H₂O à 6.5 kbar

X: variation en K₂O; Ligne en gras: solidus; lignes bleues: isoplètes de Mg# des biotites; lignes oranges: isoplètes de Mg# des grenats.

Champ 1: bi g crd pl mt sill H₂O; 2: bi g pl mt sill H₂O; 3: bi opx ksp pl mt hb; 4: bi opx ksp pl mt; 5: bi g opx ksp pl mt; 6: g ksp pl mt; 7: crd bi g ksp pl mt.

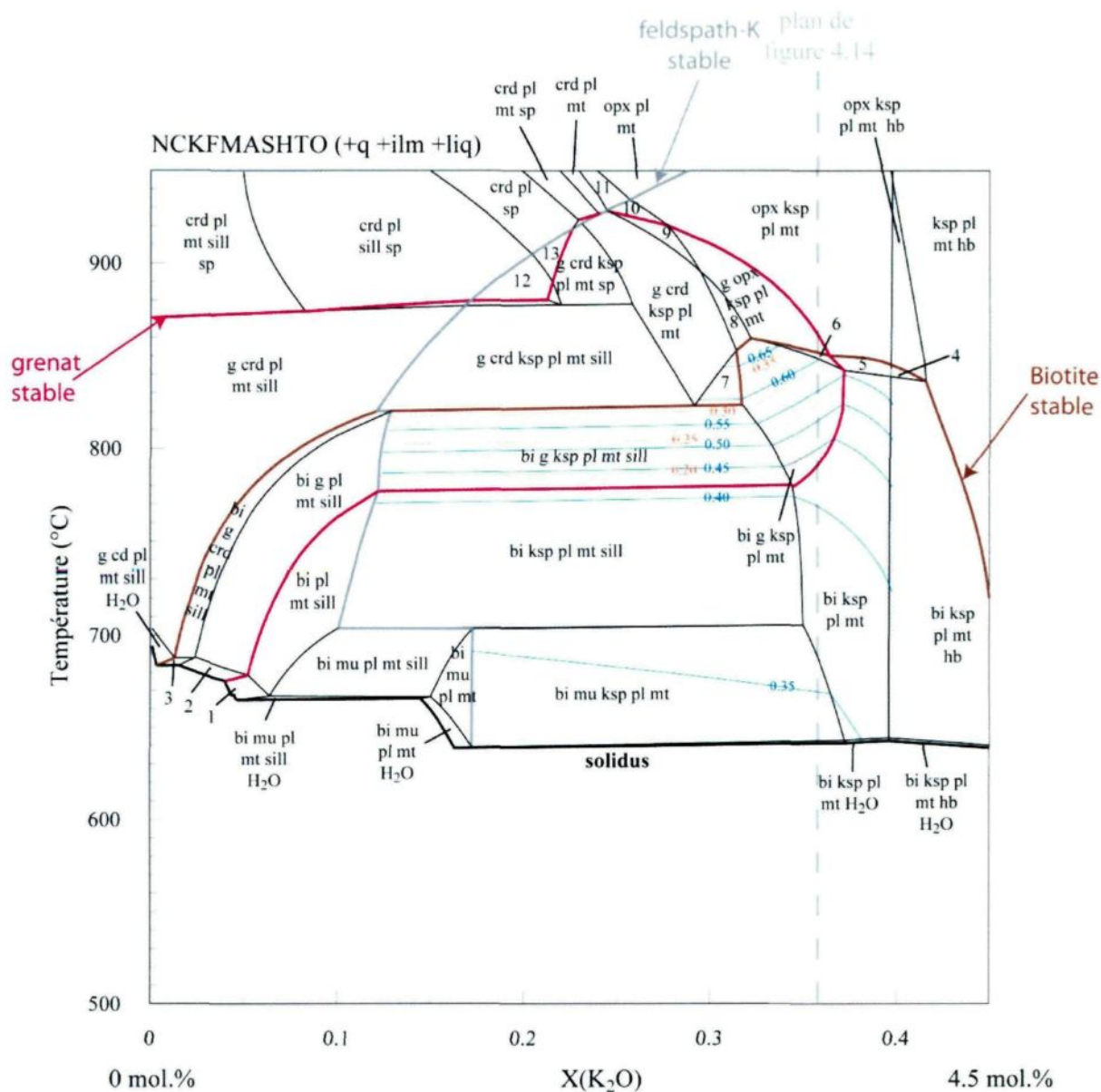


Figure 4.17: Diagramme T-X pour SL-25 à 5 mol.% H₂O à 6.5 kbar

X: variation en K₂O; Ligne en gras: solidus; lignes bleues: isoplètes de Mg# des biotites; lignes oranges: isoplètes de Mg# des grenats.

Champ 1: bi pl mt sill H₂O; 2: bi g pl mt sill H₂O; 3: bi g crd pl mt sill H₂O; 4: bi opx ksp pl mt hb; 5: bi opx ksp pl mt; 6: bi opxg ksp pl mt; 7: crd bi g ksp pl mt; 8: g ksp pl mt; 9: crd opxg ksp pl mt; 10: crd opx ksp pl mt; 11: crd opx pl mt; 12: crd ksp pl sp.

l'assemblage biotite – grenat – feldspath K. – plagioclase – oxyde de fer/titane s'agrandi et se décale vers la gauche. Les pseudosections des deux échantillons précédents montraient le champ de l'assemblage biotite – grenat – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer/titane qui diminuait lorsque l'on augmentait la température.

Les variations des isoplètes de Mg# dans la biotite (lignes bleus) entre les pseudosections avec différentes quantités de H₂O semble être similaires aux variations observées dans les roches précédentes, sauf que ces variations vont de 0.35 à 0.6 au lieu de 0.5 et 0.65 pour les deux autres roches (Mg# de la roche plus faible). Les variations des isoplètes de Mg# dans le grenat (lignes oranges) entre les pseudosections avec différentes quantités de H₂O semble être similaires aux variations observées dans les roches précédentes, sauf que ces variations vont de 0.2 à 0.3 au lieu de 0.3 et 0.4 pour les deux autres roches (Mg# de la roche plus faible).

4.5. Problème du fer

Les biotites et les grenat dans la modélisation ont un Mg# toujours plus élevé que celui que l'on retrouve dans les roches naturelles de Wuluma.

Une hypothèse est que l'analyse microsonde considère que tout le fer présent dans la biotite est du Fe²⁺ hors, la présence de magnétite dans le granite nous a fait considérer dans la modélisation une partie du fer comme étant Fe³⁺. Si nous recalculons la composition chimique des biotites en prenant en compte le rapport Fe³⁺/Fe²⁺ utilisé pour la modélisation, nous observons les même Mg# dans la réalité que dans la modélisation (35 à

50). Cette hypothèse explique la différence de Mg# rencontrée, dans les biotites, entre la modélisation et la réalité. Néanmoins, le grenat montre également un Mg# plus faible dans la réalité que dans les modélisations, hors c'est une minéral qui a tendance à prendre moins le Fe³⁺ que la biotite.

Une autre hypothèse est que lors de la modélisation nous avons sur-estimé le degré d'oxydation du magma. Dans la réalité les magmas étaient donc plus riches en Fe²⁺ et avaient donc un Mg# plus faible que ceux que nous avons utilisés lors de la modélisation. Comme le Mg# dans les grenats et les biotites est fortement dépendant du Mg# dans le magma, dans ce cas le Mg# des minéraux ferromagnésiens dans la modélisation est un peu sous-estimé. Cette hypothèse semble la plus probable.

Une troisième hypothèse alternative serait que la modélisation cristallise trop d'oxyde de fer et donc une partie du fer disponible pour la biotite dans la nature, ne l'est pas lors de la modélisation. Cependant, cette hypothèse est peu probable car les quantités d'ilménite et de magnétite cristallisées restent toujours très faibles (de quelques traces à seulement 0.01 mol.% maximum) et similaires aux quantités observées lors de l'étude pétrologique.

4.6. Réactions de remplacement pendant la cristallisation du magma

4.6.1 Réactions

Les réactions proposées de remplacement du grenat par la biotite lors de la cristallisation du magma déterminées dans le chapitre 3 sont :

grenat + feldspath K + liquide granitique → biotite (1)

grenat + feldspath K + cordiérite + ilménite + liquide granitique 1 \rightarrow biotite + quartz +
liquide granitique 2 (2)

Grace à THERMOCALC, nous pouvons observer ces réactions par le biais des pseudosections. Dans toutes les pseudosections, les champs d'équilibre des assemblages biotite – grenat – cordiérite – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer (Assemblage 1) disparaissent au profit des assemblages biotite – grenat – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer (Assemblage 2), qui eux mêmes disparaissent au profit des assemblages biotite – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer (Assemblage 3). A l'intérieur de ces champs on peut observer la diminution de la quantité de cordiérite et de grenat et l'augmentation de la quantité de biotite présente, jusqu'à disparition totale de la cordiérite d'abord (limite assemblage 1 et 2), et du grenat ensuite (limite assemblage 2 et 3). L'évolution des assemblages 1 et 2 modélise les réactions de remplacement par la biotite lors de la cristallisation du magma. Ces réactions peuvent se faire en faisant varier la quantité de H₂O ou la quantité de K₂O ou la température, ou les trois. Pour les trois roches utilisées les résultats sont assez similaires du point de vue réactionnel.

Réaction 1: Dans tous les cas (variation de X(H₂O), X(K₂O) et baisse de la température) observons au cours de la réaction 1 la diminution de la quantité de feldspath alcalin (ce qui semble confirmé les réactions observées) mais aussi une diminution significative de la quantité d'ilménite s'accompagnant d'une augmentation de la quantité de magnétite dans des proportions moindre (1.5:1 à 2:1). Ceci laisse supposer que la réaction 1 serait plutôt:

grenat + feldspath K + ilménite + liquide granitique 1 \rightarrow biotite + magnétite + liq granitique 2 (3)

De plus, le champ de l'assemblage biotite – grenat – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer, dans lequel a lieu la réaction, se situant pour toutes les roches entre 800 et 860 °C, nous pouvons estimer qu'à 6.5 kbar, la réaction de remplacement du grenat par la biotite a lieu à ces températures, c'est donc une réaction magmatique.

Réaction 2: Tout comme pour la réaction 1, à chaque fois qu'une réaction de remplacement de la cordiérite et du grenat par la biotite est présente, que ce soit en faisant varier X(H₂O) ou X(K₂O), la diminution de cordiérite et de grenat s'accompagne d'une diminution de la quantité de feldspath alcalin et d'une diminution de la quantité d'ilménite ainsi que d'une augmentation de la quantité de magnétite dans les mêmes proportions que précédemment. Néanmoins, contrairement à la réaction 2, on n'observe pas de variation significative de la quantité de quartz. La réaction 2 serait plutôt du type:

grenat + feldspath K + cordiérite + ilménite + liquide granitique 1 \rightarrow biotite + magnétite + liquide granitique 2 (4)

Dans ce cas, le quartz que nous avons observé pétrologiquement dans les agrégats de biotite serait déjà présent avant la réaction de remplacement comme inclusion dans les grenats.

De plus, le champ de l'assemblage biotite – cordiérite – grenat – feldspath alcalin – plagioclase – oxyde de fer, dans lequel a lieu la réaction, se situant pour toutes les roches entre 820 et 860 °C, nous pouvons estimer qu'à 6.5 kbar, la réaction 4 a lieu à ces

températures. Il est également à noter que la réaction 4 nécessite des quantités de H₂O moins importantes que la réaction 3 (Fig. 4.5 et 4.10). Dans le cas de ces deux réactions, le volume de magma diminue, due à la cristallisation de phases anhydres, mais la quantité de H₂O à l'intérieur augmente. Lorsque l'on augmente la quantité de H₂O dans le système on démarre les réactions de remplacement de la cordiérite et du grenat par la biotite. Ceci laisse supposer que les réactions vont commencer à la frontière entre les grains ou au niveau des cracks dans le grenat comme observé pétrologiquement (Fig. 4.18), puis s'étendre au fur et à mesure jusqu'au remplacement complet. Le seul minéral ferromagnésien à l'équilibre est alors la biotite.

4.6.2 Variations de Mg#

Les variations de Mg# de la biotite et du grenat sont visibles lors de la modélisation par les isoplètes des pseudosections. Dans le cas où la réaction de remplacement du grenat par la biotite est due une augmentation de H₂O dans le magma granitique (Fig. 4.5, 4.10 et 4.14), la quantité de fer présente dans les biotites cristallisées et dans le grenat restant ne changera pas beaucoup au cours de la réaction (isoplètes horizontales).

Néanmoins, THERMOCALC modélise la formation des roches avec une approche d'équilibre, c'est à dire que le logiciel considère qu'en un point donné du graphique, la composition de la biotite et du grenat est en équilibre avec tout le volume de la roche. Lors de l'étude géochimique, nous avons montré qu'il existe des variations de composition entre les biotites qui remplacent le grenat et les biotites dans la matrice (pour le grenat également). Au dessus de 600 °C, la diffusion des éléments dans la biotite se fait tellement

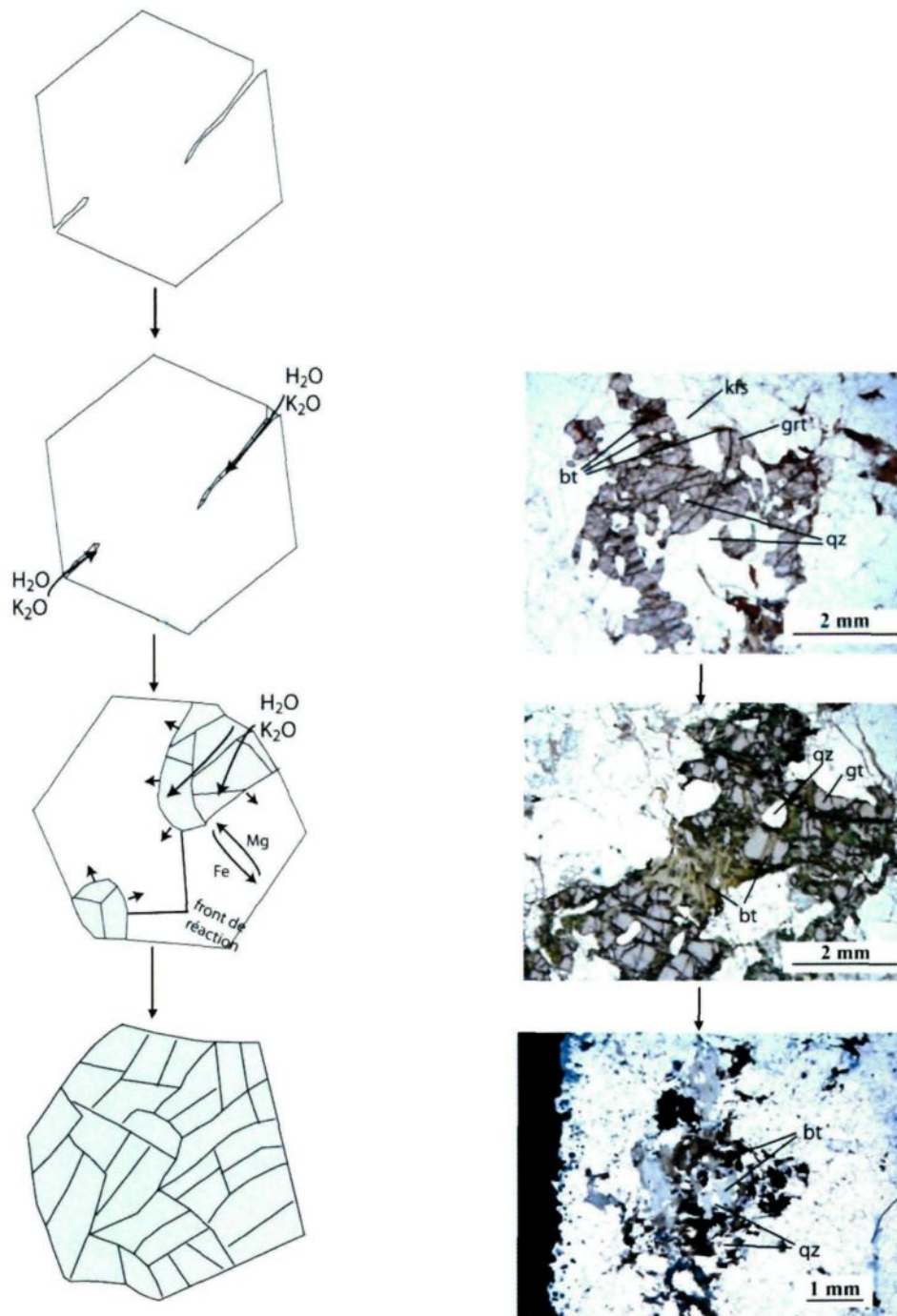


Figure 4.18: Mécanisme du remplacement du grenat par la biotite

Un grenat au départ présente des microcracks. Le liquide s'introduit dans ces microcracks et apporte le H_2O et K_2O nécessaire pour démarrer la réaction. Ensuite le front de la réaction va s'étendre grâce à l'apport en H_2O et K_2O du liquide toujours plus important pour arriver jusqu'au remplacement complet par la biotite. On a alors un agrégat de biotite gardant en fantôme la forme du minéral qu'il a remplacé.

rapidement qu'elle peut être considérée comme instantanée (Chakraborty, 2006), c'est pourquoi la biotite est un minéral qui se rééquilibre très rapidement avec le reste de la roche (Erdmann et al., 2009). Les compositions données par THERMOCALC ne correspondent pas aux compositions des biotites et des grenats au cours de la réaction, mais à l'évolution générale de la composition des biotites et des grenats avec le magma présent lors de la cristallisation, d'où le fait que les résultats de compositions données par THERMOCALC évoluent principalement avec la variation de température. Cependant, le fait que la quantité de fer présente dans les biotites cristallisées ne change pas au cours de la réaction est en continuité par rapport aux travaux de Johnson et al. (2011) qui ont montré que la quantité de H₂O présente dans des xénolites de métapélites influe peu sur la composition des phases présentes telle que la biotite.

Dans le deuxième cas, variation de X(K₂O) dans le magma granitique (Fig. 4.6 à 4.8, 4.11 à 4.13 et 4.15 à 4.17), la quantité de fer présente dans les biotites cristallisées change au cours de la réaction (isoplètes non horizontales). Plus la réaction avancera, plus le Mg# des biotites baissera. Le Mg# des grenats va baisser également au cours de la réaction. Une fois la cordiérite disparut, les variations de Mg# dans les grenats et les biotites semblent liées uniquement à la réaction de remplacement. Néanmoins, lorsque la cordiérite est encore présente, la variation de Mg# dans les grenats et les biotites ne semblent lié qu'à la température. La variation en K₂O du magma peut être due soit à un mélange entre deux magmas de compositions différentes en K₂O à l'origine, soit à la cristallisation de feldspaths alcalins. Néanmoins, comme spécifié section 4.6.1, la fenêtre de variation de

K_2O semble assez réduite. Il est donc fort probable que les réactions de remplacement par la biotite soient conduites uniquement avec la variation de la quantité de H_2O .

4.7. Autres implications de la modélisation

Lors de l'étude pétrologique nous n'avons pas observé de sillimanite hors, la modélisation montre que lorsque K_2O baisse dans le magma, la sillimanite apparaît dans le système. Nous pourrions conclure que les magmas à Wuluma reste peu fractionnée et donc riche en K_2O . Néanmoins, certains auteurs ont observé que la phase sillimanite pouvait ne pas être présente dans le cas où la biotite est riche Al^{VI} alors que le grenat est enrichi en fer (Otamendi et al., 1999; Patiño Douce, 1993). Si nous comparons les compositions de biotite à Wuluma avec celle de l'étude d'Otamendi et al. (1999), les biotites de Wuluma devraient être deux fois plus riches en Al^{VI} pour pouvoir contenir la « phase alumineuse » de la sillimanite. Il en résulte donc que le granite de Wuluma est issu de la mise en place de granite avec des compositions riches en K_2O .

Lors de la modélisation, nous avons également observé, à fort K_2O , la présence de hornblende dans les assemblages, hors non seulement nous n'avons pas observé de hornblende lors de l'étude pétrologique, mais il est aussi très rare d'observer de la hornblende dans le cas des granites de type S (Chappell, 2011). La présence de hornblende dans notre modélisation est due au fait que lorsque l'on augmente K_2O , par effet de dilution on diminue Al_2O_3 , donc on diminue A/CNK et on se retrouve dans le cas d'un magma péralumineux où la hornblende est stable.

Dans nos pseudosections, la stabilité de la sillimanite et de la hornblende va permettre de définir une fenêtre de variation limitée de K_2O dans laquelle a pu varier la composition granitique à Wuluma.

Enfin, la présence de muscovite n'a pas été observée lors de l'analyse pétrologique. La modélisation montre qu'aux températures plus basses que $700\text{ }^{\circ}\text{C}$, la muscovite apparaît. Le fait que nous n'observons pas de muscovite lors de l'étude pétrologique montre que H_2O n'a pas circulé en temps que fluide tardif mais en temps que phase dans le magma. La réaction de remplacement des minéraux ferromagnésiens a donc bien lieu lors de la cristallisation.

4.8. Trois différents types de granites

Au cours de l'étude nous avons observé trois différents types de faciès granitiques à Wuluma: le granite à grains fins, le granite à grains moyens et le granite à gros grains. Nous observons les remplacements de grenat par la biotite, uniquement dans les deux derniers faciès. Pour la suite de cette section les faciès granitiques à grains moyens et gros grains vont être joints et re-séparés en deux nouveaux faciès : granite à grenat (A) et granite sans grenat (B). Dans cette section nous parlerons donc de trois types de granites présents à Wuluma, à savoir : granite à grains fins, le granite à grenat (A) et le granite sans grenat (B).

Le remplacement des grenats par la biotite a déjà été observé au cours de divers travaux antérieurs (Beard et al., 2004; El-Shalzi et al., 2011; Waters, 2001). Néanmoins,

ces observations ont été faites en majorité dans des granulites et donc pas dans la cadre de la cristallisation du magma. Bien qu'à Wuluma la forme des agrégats de biotites laisse penser qu'elles ont remplacé des pyroxènes, cordiérites ou grenats (chapitre 3), seul le remplacement de grenat a été observé à différents stades au cours de l'étude pétrologique. C'est pourquoi lors de la modélisation THERMOCALC, nous nous sommes principalement concentrés sur l'influence des variations de $X(\text{H}_2\text{O})$ sur la réaction de remplacement du grenat.

La modélisation THERMOCALC a été faite sur ces trois types de granites et elle montre dans les trois cas la présence d'assemblage stable avec le grenat au dessus de 800 °C, ainsi qu'une réaction de remplacement lorsque l'on augmente $X(\text{H}_2\text{O})$. Les paramètres qui semblent contrôler la modélisation sont:

- 1) La microstructure pendant la cristallisation (liquide au niveau des joints de grains)
- 2) La cinétique de la réaction
- 3) La variation de quantité de H_2O

Le premier type de granite est le granite à grains fins. Dans ce cas la granulométrie fine permet à la réaction de se faire plus rapidement (trajet de la diffusion plus court à travers les petits grains que les gros). Le grenat a alors le temps d'être totalement remplacé par la biotite dans ce faciès.

Dans le cas des granites A et B, on retrouve aussi bien des granites à granulométrie moyenne ou grosse. La première raison pourrait être que certains porphyroblastes de grenats sont plus petits que d'autres. Néanmoins, on retrouve des agrégats de biotites de

même taille voir parfois plus gros que d'autres grenats dont la réaction n'est pas complétée.

Une deuxième possibilité est que le magma et donc H₂O ait été extrait du système. En effet, la présence de muscovite n'a pas été observée lors de l'analyse pétrologique. La modélisation THERMOCALC montre qu'aux températures plus basses que 700 °C, la muscovite apparaît. Le fait que nous n'observons pas de muscovite lors de l'étude pétrologique montre que le magma et H₂O ont été extraits du système avant la cristallisation de muscovite. Dans ce cas, le magma et H₂O aurait été extraits du système avant que la réaction de remplacement ne soit complétée dans le cas du granite A, et après que la réaction soit complétée mais avant l'apparition de la muscovite dans le cas du granite B. Néanmoins cette hypothèse semble trop compliquée dans le sens où l'extraction du magma du système doit se faire exactement au bon moment.

Une troisième possibilité est une variation de la quantité de H₂O dès le départ. Une quantité de H₂O plus importante dans le magma a pour effet d'augmenter la vitesse de la réaction (Holness, 2011). De plus, la modélisation a montré que plus on augmente la quantité de H₂O dans la roche, plus on cristallise de la biotite au dépend du grenat jusqu'à arriver à un point (environ 4 mol.% de H₂O) où le grenat disparaît. Une hypothèse serait que la composition du granite B soit plus riche en H₂O à l'origine et donc la réaction peut être complétée. Cette hypothèse semblent être la plus probable.

CHAPITRE 5

DISCUSSION ET CONCLUSION

5.1. Mise en place du pluton

5.1.1 Conditions Pression – Température

Les pseudosections P-T faites avec THERMOCALC sur les roches encaissantes et sur le granite (Fig. 4.1 à 4.3) indiquent, non seulement que les conditions de pression et de température de formation des roches encaissantes sont $P \approx 6 - 6.5$ kbar et $T \approx 850 - 870$ °C et sont en accord avec celles rapportées par Clarke et al. (2007), mais également que le pluton granitique de Wuluma s'est bien mis en place aux mêmes conditions de pression et de température que les roches encaissantes. Ceci indique donc que le pluton granitique s'est très probablement intrudé au cours de la même phase orogénique. Cela réfute aussi la théorie de Collins et al. (1989) selon laquelle la formation de Wuluma est due à la circulation de fluides aqueux entraînant la fusion partielle des roches de la région. Dans ce cas, la fusion aurait eu lieu à beaucoup plus basse température (≈ 700 °C). Les datations, Rb/Sr sur roches totales et U-Pb sur zircon, effectuées par Collins et al. (1989) et Lafrance et al. (1995) montrent que le pluton granitique de Wuluma s'est mis en place à la fin de l'orogénèse tardive du Strangways. C'est un pluton de croûte profonde encore en place dans sa source.

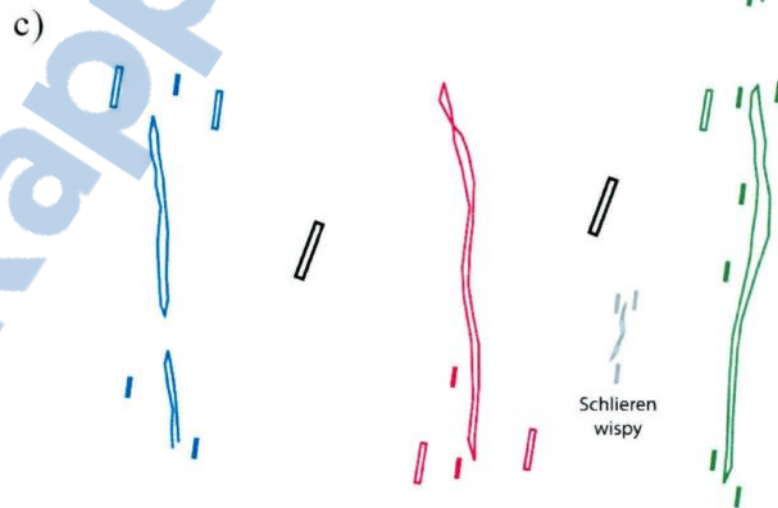
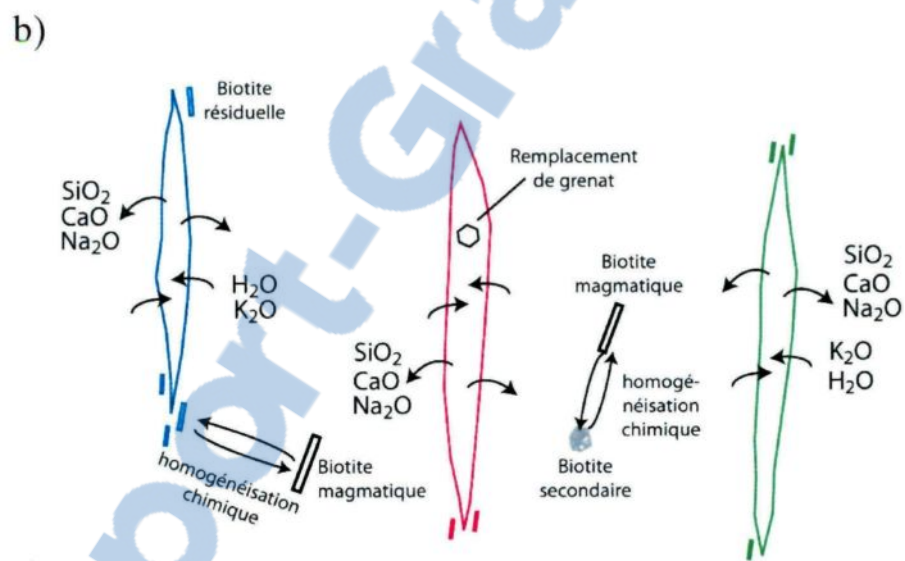
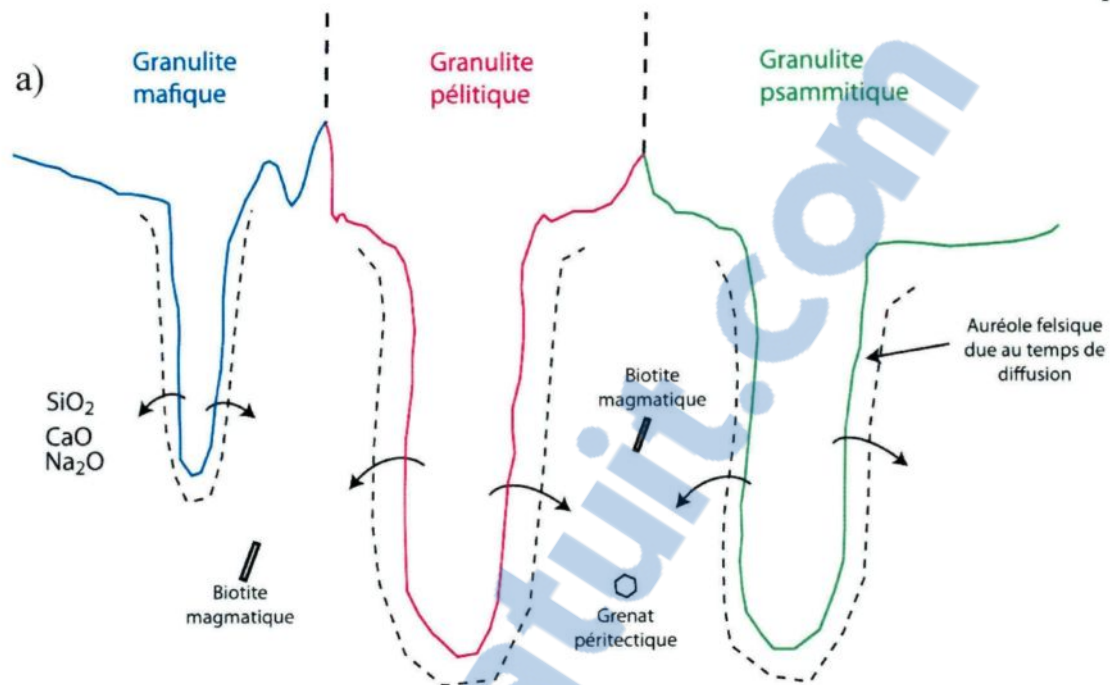
5.1.2 Modèle de formation du pluton

Trois types de schlieren ont été observés à Wuluma. Les schlieren sont une structure largement étudiée au sein des granites et pouvant avoir de nombreuses origines (Barbey et al., 2008; García-Arias et al., 2010; Milord and Sawyer, 2003; Weinberg et al., 2001). La

formation des schlieren de Wuluma est discutée dans le chapitre 3 à partir de l'étude pétrologique et géochimique et montrent que les schlieren se sont formés au moment de la mise en place de Wuluma. Les schlieren longs sont les dernières reliques des lambeaux de roches encaissantes présent entre les différents dykes de granite (Fig. 5.1 b). Ce modèle est en accord avec le modèle de mise en place du granite discuté dans le chapitre 2 à partir de l'étude de terrain. En effet, le modèle de formation du granite de Wuluma que nous proposons (quasiment en accord avec le modèle proposé par Lafrance et al. (1995)) est celui de zones de cisaillement (telle que celles formées lors de l'orogénèse tardive du Strangways) qui permettraient l'ouverture d'espace pour mettre en place des dykes dans les métasédiments métamorphisés (Fig. 2.16) lors de l'orogénèse du Strangways (Lafrance et al., 1995). La bande centrale SE-NO du pluton de Wuluma (zone C dans la figure 2.7) en est le parfait exemple en ayant une quantité de schlieren plus élevée que dans les zones A et B où les enclaves sont plus présentes. Ces enclaves sont de la même nature que les roches granulitiques dans lesquelles le pluton est encaissé (Collins et al., 1989; Sawyer et al., 1999) et auraient été incorporées au pluton également lors de sa mise en place. Au fur et

Figure 5.1: modèle de formation du pluton granitique de Wuluma

- a) Des dykes de granites s'intrudent dans les roches encaissantes au niveau des contacts lithologiques. Ce magma contient des biotites magmatiques et des minéraux péritectiques. Les réactions de ces minéraux péritectiques avec le magma entraînent le remplacement par de la biotite.
- b) De plus en plus de magma est injecté entraînant la formation d'enclaves qui s'étirent et ce délaminent. Des minéraux résiduels, dont les biotites, tombent dans le magma. Le magma réchauffe les roches des enclaves entraînant un peu de fusion partielle de celles-ci. Des minéraux péritectiques et du magma leucocratique se forme et se mélange avec le magma. Les échanges chimiques entre le magma et les enclaves entraînent le remplacement des minéraux ferromagnésiens par de la biotite.
- c) On injecte encore plus de magma, les enclaves sont complètement étirées et déformées au profit de schlieren longs. Ces schlieren sont délaminés par le magma et des biotites secondaires et résiduelles tombent dans le magma. Les agrégats de biotite sont déformés et étirés formant des schlieren wispy.



à mesure de la mise en place du pluton et de sa déformation, les enclaves se sont étirées et les minéraux ferromagnésiens ont été remplacés par la biotite pour former les schlieren associés aux enclaves.

Le modèle proposé est qu'au départ la zone se compose de métasédiments pélitiques et psammitiques (Fig. 5.1). Lors de la mise en place de zone de cisaillement dextre, des espaces se sont ouverts laissant le magma migré à l'intérieur au fur et à mesure du cisaillement (Fig. 2.16). De plus en plus de dykes de magma se sont accumulés laissant juste quelques lambeaux de roches encaissantes former des enclaves (Fig. 5.1 b) et s'étirer au fur et à mesure de la déformation et de l'arrivée de magma, jusqu'à arriver à la déformation complète des enclaves dont les derniers témoins sont les schlieren longs présents dans la zone C (Fig. 5.1 c). Lors de l'introduction de magma, celui-ci va réchauffer les roches encaissantes entraînant un peu de fusion partielle de celle-ci et formant des minéraux péritectiques qui seront ensuite remplacé par de la biotite lors des réactions entre ces enclaves et le magma (Fig. 5.1 b).

5.2. Origine des biotites à Wuluma

Les enrichissements en $\text{FeO}^* + \text{MgO}$ à Wuluma se présentent principalement comme des enrichissements en biotites. Ces biotites peuvent être magmatiques, résiduelles ou secondaires (remplacement de minéraux ferromagnésiens). De nombreuses études ont montrées qu'à une température élevée, peu importe l'origine des biotites, elles se rééquilibrent chimiquement. Considérant cela, il devient impossible d'identifier les biotites

une fois homogénéisées chimiquement et dispersées dans le pluton granitique (Chakraborty, 2006; Erdmann et al., 2009). Les biotites magmatiques proviennent de la cristallisation du magma et, « normalement », représente moins de 5% du granite au niveau modal (Crawford and Windley, 1990; Johansson, 1932). Le pluton de Wuluma est un pluton de croûte profonde (Clarke et al., 2007) et, est très hétérogène. La majorité des biotites, à Wuluma, ne sont pas dispersées dans le pluton mais au contraire, regroupées sous forme d'agrégats et de schlieren. Les biotites résiduelles proviennent des biotites préexistantes dans les métasédiments granulitiques et se trouvent dans les schlieren ou distribuées dans le granite (Fig. 5.1). Les biotites secondaires proviennent du remplacement de porphyroblastes tels que pyroxènes, cordiérites, grenats (Fig. 5.1 et chapitre 3). Ces porphyroblastes peuvent être résiduelles ou périclétiques. L'origine des porphyroblastes présents dans le granite de Wuluma n'est pas discutée dans cette étude, néanmoins de nombreuses études ont montré que ces porphyroblastes pouvaient être d'origine périclétique (Erdmann et al., 2009; Stevens et al., 2007; Taylor and Stevens, 2010; Villaros et al., 2009).

5.3. Modélisation

La présence de muscovite n'a pas été observée lors de l'analyse pétrologique. La modélisation montre qu'aux températures plus basses que 700 °C, la muscovite apparaît. Le fait que nous n'observons pas de muscovite lors de l'étude pétrologique montre que le système à Wuluma est ouvert et que le liquide a été retiré du système avant l'apparition de

la muscovite. Certaines pseudosections montrent des assemblages minéralogiques sans muscovite en dessous de 700 °C, néanmoins, ces zones contiennent toujours de la sillimanite qui n'est pas présente non plus dans les roches naturelles de Wuluma.

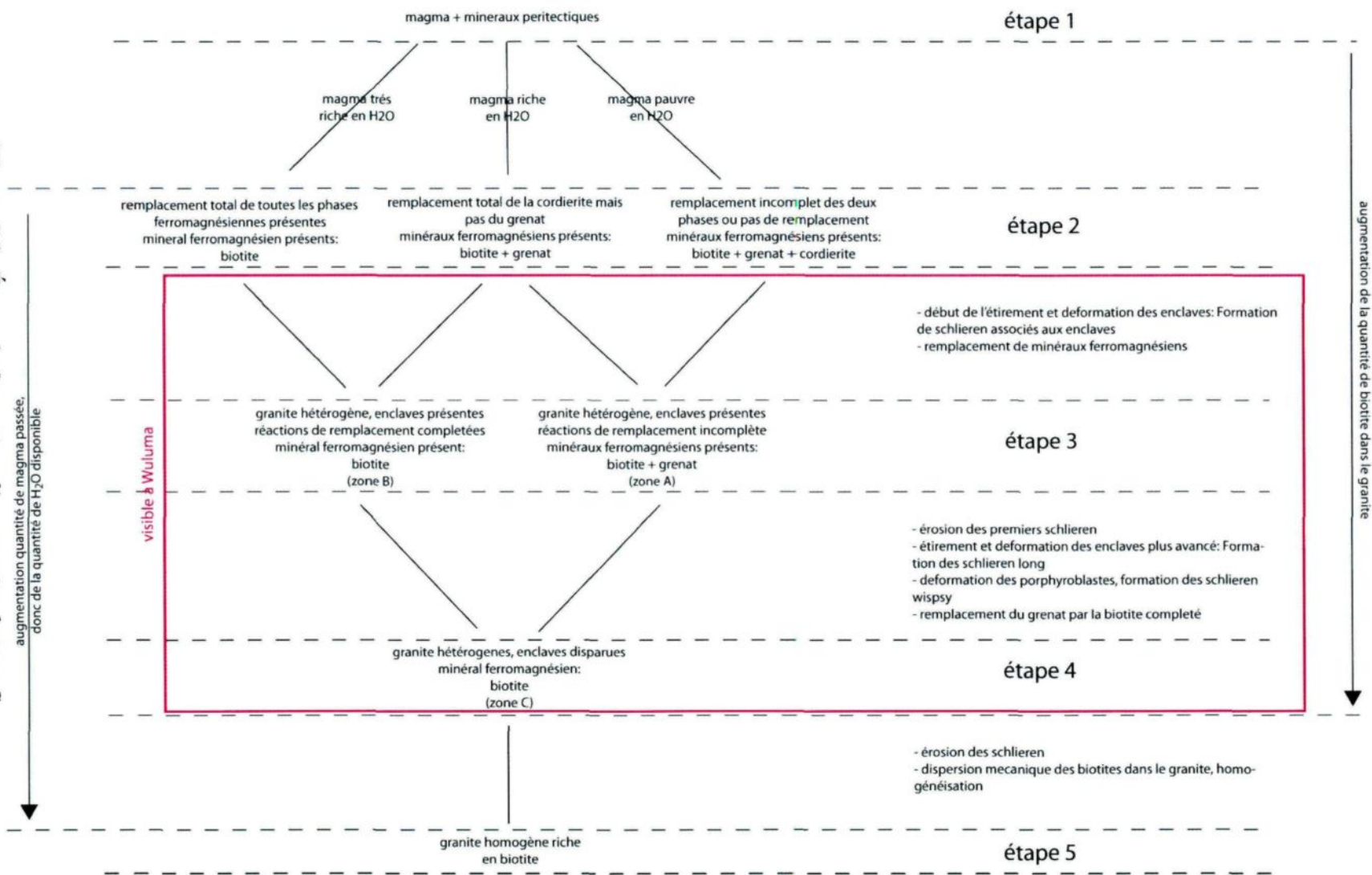
En accord avec le modèle proposé à la section 5.1 du chapitre 5, le pluton de Wuluma s'est formé par l'arrivée successive de magma sous forme de dykes. Les variations en K_2O et H_2O modélise l'arrivée de différentes « batch » de magma et la cristallisation de celui-ci. Le fait que l'on ne retrouve pas de sillimanite ou de hornblende limite ces variations à 1 mol.% de K_2O (plus de 3 mol. % et moins de 4 mol.% de K_2O).

La modélisation a montré qu'en augmentant H_2O dans le magma, on remplace la cordiérite et le grenat par la biotite. La modélisation a aussi montré que la phase H_2O ne se sépare du magma qu'à basse température (magma sous-saturé en H_2O jusqu'à 650 °C) et après l'apparition supposée de la muscovite. Ceci implique que les réactions de remplacement des minéraux ferromagnésiens par la biotite ce font lors de la cristallisation. La réaction de remplacement de la cordiérite se termine avant la réaction de remplacement du grenat (chapitre 4) et peu de H_2O dans le magma est nécessaire pour totalement remplacer la cordiérite. Lors de la baisse de température, et donc de la cristallisation, le magma va s'enrichir en H_2O , ce qui va permettre de progressivement remplacer toutes les phases ferromagnésiennes.

Le modèle proposé ici est que les différentes arrivées de magma apportent des quantités de H_2O suffisantes pour remplacer toutes les cordiérites et les grenats présents dans la roche.

La figure 5.2 montre les différentes étapes de l'évolution d'un magma tel qu'à

Figure 5.2: Étape de formation d'un granite de type S



Wuluma. Au départ, on a un magma avec des minéraux péritectiques. La zone B montre des enclaves plus psammitiques et la zone A plus pélitiques, le magma venant de la zone B contient probablement un peu plus de H₂O (tout en restant sous-saturé) d'où la présence de grenat uniquement dans la zone A. La zone A et la zone B correspondent à l'étape 3 de la figure 5.2.

L'étape 4 de la figure 5.2 correspond à la zone C. Peu importe la quantité de H₂O à l'origine dans le magma, la zone C a laissé passer beaucoup de magma, permettant donc un apport régulier et durable de H₂O pour effectuer le remplacement total des minéraux ferromagnésiens, même dans les granulométries les plus grosses.

5.4. Implications globales pour la pétrologie et la géochimie des granites de type S

Deux processus sont traités au cours de ce doctorat. Le processus de formation des schlieren a un impact direct sur la composition en fer et en magnésium du magma (chapitre 3). Au contraire, le processus de remplacement des phases ferromagnésiennes par la biotite ne va pas beaucoup influencer les variations en fer et en magnésium. La biotite étant secondaire, c'est l'incorporation de matériel péritectique, beaucoup discuté ces dernières années (Clemens et al., 2010; Stevens et al., 2007; Taylor and Stevens, 2010; Villaros et al., 2009), qui va influencer la composition du magma.

Les granites de type S purs sont très rares dans la nature. Un certain nombre de processus les contaminent depuis leur extraction, leur ascension jusqu'à la cristallisation dans la croûte supérieure. Néanmoins, une grande partie de la contamination intervient à la

source, dès l'extraction. Clemens (2010) estime que jusqu'à 20% de minéraux péritectiques tel que les grenats peuvent être entraînés lors de l'extraction du magma. Seulement, ces minéraux vont ensuite subir diverses évolutions. Le problème traité au cours de ce doctorat est le stade qui vient immédiatement après. White et Powell (2002) ont démontré que les assemblages dans les granulites, et plus particulièrement les minéraux péritectiques sont préservés grâce à l'extraction de magma. L'extraction de magma permet de retirer du système la quantité d'eau produite lors de la fusion par déshydratation. Le problème traité ici est exactement l'inverse, soit comment les minéraux péritectiques et résiduels qui sont entraînés par le magma (contenant H₂O libéré lors de la fusion par déshydratation) vont réagir avec celui-ci. Une fois incorporés, une partie de ces minéraux péritectiques va être remplacée par des minéraux hydratés tels que la biotite, jusqu'à ce que la quantité de H₂O présente dans le magma ne soit plus suffisante pour faire la réaction. Ceci explique pourquoi on ne retrouve pas systématiquement des phases péritectiques telles que le grenat ou les cordiérites dans les granites de type S riches en minéraux ferromagnésiens, mais beaucoup plus souvent de la biotite.

De plus, si l'on regarde la figure 5.3 - qui reprend la figure 1.2 mais en y rajoutant les données de Wuluma et les courbes d'entraînement des différents minéraux péritectiques et de la biotite - on peut voir que les compositions de Wuluma se situe toute sur la partie gauche du champ des granites de type S (moins de silice). Les variations en FeO* + MgO et en SiO₂ semblent correspondent à la droite d'entraînement de la cordiérite. Ceci laissent supposer qu'une bonne partie des enrichissements en FeO* + MgO à Wuluma serait due à l'incorporation de cordiérite dans le magma granitique. Cependant la cordiérite n'a été

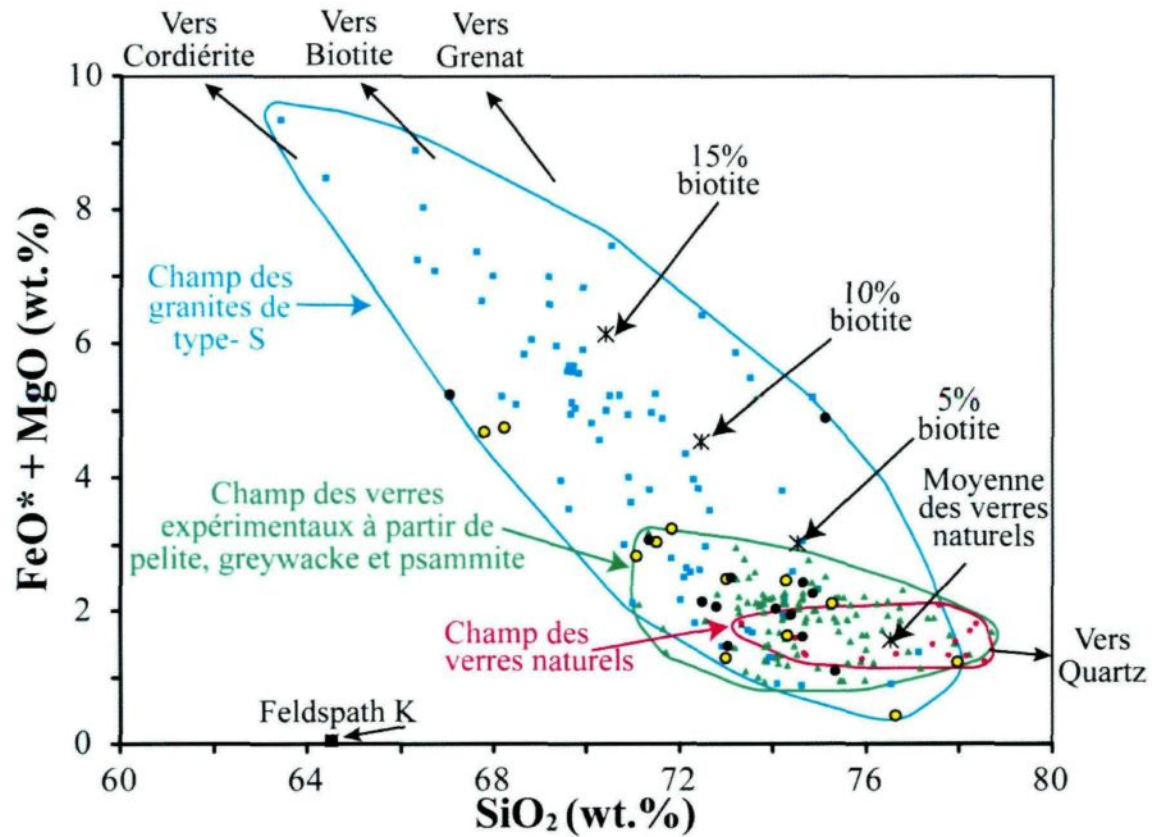


Figure 5.3: Diagramme SiO₂ vs FeO* + MgO

FeO* : tout le fer est considéré comme étant du Fe²⁺

Sources des données de granitoïdes : Idem que pour figure 1.2.

Ronds jaunes : Données de Wuluma analysés par Collins et al. (1989). Ronds noirs : Données roches totales des échantillons de granites de cette étude.

observée nulle part au niveau du granite de Wuluma car elle a totalement été remplacées par la biotite. En effet, des agrégats de biotite à forme de cordiérite ont souvent été observés à Wuluma.

Le processus de remplacement par la biotite va donc très fortement influencer la composition modale et permet d'expliquer les grandes quantités de biotite parfois présentes dans les magmas de type S. Wuluma étant un pluton de croûte profonde, le magma n'a pas beaucoup circulé et n'a pas vu passer un immense volume de magma. Il n'a donc pas été beaucoup homogénéisé mécaniquement. Un stade plus avancé entraînerait l'érosion complète des schlieren à l'intérieur du magma, et la dispersion des grains de biotites dans le granite (Fig. 5.2). La contamination du magma par les schlieren ne serait alors plus visible et le pluton granitique serait homogène et anormalement enrichi en biotite.

Pour finir, il est possible que le processus de remplacement des minéraux péritectiques par des phases hydratées ne se limite pas aux granites de type S et aux biotites. Il a été récemment, discuté l'entraînement des phases péritectiques tel que les clinopyroxènes et orthopyroxènes dans les granites de type I venant de la déshydratation de hornblende et de biotite (Stevens et al, 2011). Ces magmas contiennent donc H₂O en quantité non négligeable (tout en restant sous-saturés). Une fois ces minéraux incorporés dans le magma, le même type de processus que ceux décrits ici pourraient avoir lieu. Les minéraux hydratés formés pourraient alors être la hornblende ou la biotite selon la composition du magma et/ou du minéral qui est remplacé.

5.5. Conclusion

Ce doctorat a permis grâce à une étude de terrain, pétrologique et géochimique associée à une modélisation thermodynamique de déterminer l'origine des biotites dans les granites de type S. Trois types de biotites peuvent être observées à Wuluma: les biotites sous forme de schlieren, d'agrégats, et dans la matrice.

Un modèle de mise en place du granite de Wuluma est proposé. La plus grosse partie du pluton se divise en trois zones principales. A et B sont les zones latérales où moins de magma a circulé. La quantité d'enclaves y est plus importante. La composition des enclaves est plus felsique dans la zone B que dans la zone A, ce qui explique la non-présence de grenat dans la zone B. Le magma est plus riche en H₂O et a permis de remplacer totalement les minéraux ferromagnésiens par la biotite. Au contraire de la zone A, où le magma qui y a circulé est moins riche en H₂O, la réaction de remplacement du grenat par la biotite n'a donc pas pu y être complétée. La zone C représente la partie centrale du pluton. C'est le conduit pour le passage d'une grosse quantité de magma. On ne retrouve quasiment plus d'enclaves dans cette partie, seulement de très longs schlieren étirés. C'est la zone où on retrouve les granulométries les plus grosses, néanmoins, comme la quantité de magma qui a circulé est importante, les réactions de remplacement par la biotite sont complètes, et on ne retrouve plus d'autres ferromagnésiens tels que la cordiérite ou le grenat notamment.

La formation de schlieren et le remplacement des minéraux ferromagnésiens par la biotite sont deux processus importants pour expliquer l'enrichissement en fer et en magnésium des magmas de type S, et les plutons granitiques riches en biotite.

Les biotites présentes dans la matrice de Wuluma peuvent être d'origine magmatique, mais aussi provenir de l'érosion magmatique des schlieren et des agrégats par le magma lors de son passage. À un niveau supérieur, ou avec une plus grande quantité de magma ayant circulé, les schlieren et les agrégats de biotite aurait totalement été érodés et dispersés dans le granite. Étant donné que la biotite se rééquilibre rapidement avec le magma, il serait alors impossible de différencier les biotites de différentes origines.

Les réactions de remplacement sont communément décrites dans les granulites (Waters, 2001). La différence à Wuluma est que ces réactions de remplacement ont lieu pendant la cristallisation du magma. Cette étude montre que ces réactions sont principalement contrôlées par la cristallisation qui entraîne une variation de la quantité de H₂O présente dans le magma granitique. Le temps durant lequel le système reste ouvert et la quantité de magma qui circule est aussi un facteur déterminant pour laisser le temps à la réaction de se compléter.

Cette étude permet de mieux définir ce qu'il advient des minéraux péritectiques après avoir été entraînés dans le magma anatectique, mais aussi des xénocristaux incorporer lors de la mise en place du magma. Elle permet d'expliquer les enrichissements en biotite dans les granites de type S.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Acosta Vigil, A., Buick, I.S., Hermann, J., Cesare, B., Rubatto, D., London, D. and Morgan VI, G.B., 2010. Mechanisms of crustal anatexis: a geochemical study of partially melted metapelitic enclaves and host dacite, SE Spain. *Journal of Petrology* 51, 785-821.
- Acosta Vigil, A., Cesare, B., London, D. and Morgan VI, G.B., 2007. Microstructures and composition of melt inclusions in a crustal anatectic environment, represented by metapelitic enclaves within El Hoyazo dacites, SE Spain. *Chemical Geology* 237(450-465).
- Albuquerque, C.A.R., 1971. Petrochemistry of a series of granitic rocks from northern Portugal. *Geological Society of America Bulletin* 82, 2783-2793.
- Albuquerque, C.A.R., 1979. Rare earth elements in 'younger' granites, northern Portugal. *Lithos* 11, 219-229.
- Álvarez-Valero, A.M., Cesare, B. and Kriegsman, L.M., 2007. Formation of spinel-cordierite-feldspar-glass coronas after garnet in metapelitic xenoliths: reaction modelling and geodynamic implications. *Journal of Metamorphic Geology* 25, 305-320.
- Arnold, J., Sandiford, M. and Wetherley, S., 1995. Metamorphic events in the eastern Arunta Inlier, Part 1. Metamorphic petrology. *Precambrian Research* 71, 183-205.

- Arth, A.G., Hanson, G.N., 1975. Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 39, 197-241.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46, 605-626.
- Barbero, L., Villaseca, A., 1992. The Layos Granite, Hercynian Complex of Toledo (Spain): an example of parautochthonous restite-rich granite in a granulitic area. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83, 127-138.
- Barbey, P., 2009. Layering and schlieren in granitoids: a record of interaction between magma emplacement, crystallization and deformation growing plutons. *Geologica Belgica* 12, 109-133.
- Barbey, P., Gasquet, D., Pin, C. and Bourgeix, A.L., 2008. Igneous banding, schlieren and mafic enclaves in calc-alkaline granites: The Budduso pluton (Sardinia). *Lithos* 104, 147-163.
- Barker, F., Farmer, G.L., Ayuso, R.A., Plafker, G., Lull, J.S., 1992. The 50 Ma granodiorite of the eastern Gulf of Alaska: melting in an accretionary prism in the forearc. *Journal of Geophysical Research* 97, 6757-6778.
- Barnes, C.G., Yoshinobu, A.S., Prestvik, T., Nordgulen, O., Karlsson, H.R. and Sundvoll, B., 2002. Mafic Magma Intraplating: Anatexis and Hybridization in Arc Crust, Bindal Batholith, Norway. *Journal of Petrology* 43, 2171-2190.
- Beard, J.S., Ragland, P.C. and Rushmer, T., 2004. Hydration crystallization reactions between anhydrous minerals and hydrous melt to yield amphibole and biotite in igneous rocks: Description and Implications. *Journal of Geology* 112, 617-621.

- Blumenfeld, P. and Bouchez, J.L., 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid state. *Journal of Structural Geology* 10, 361-372.
- Boomeri, M., Mizuta, T., Ishiyama, D. and Nakashima, K., 2006. Fluorine and chlorine in biotite from the Sarnwosar granitic rocks, Northeastern Iran. *Transaction of Iranian Journal of Science and Technology* 30, 111-125.
- Castro, A., Corretge, L.G., De la Rosa, J.D., Fernandes, L.A.D., Lopez, S., Garcia-Moreno, O. and Chacon, H., 2003. The appenite - migmatite Complex of Sanabria, NW Iberian Massif, Spain. *Journal of Petrology* 44, 1309-1344.
- Castro, A., Corretge, L.G., El-Biad, M., El-Hmidi, H., Fernandes, L.A.D. and Patiño Douce, A.E., 2000. Experimental constraints on hercynian anatexis in the Iberian Massif, Spain. *Journal of Petrology* 41, 1471-1488.
- Castro, A., Patiño Douce, A.E., Corretge, L.G., De la rosa, J.D., El-Biad, M., El-Hmidi, H., 1999. Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: an experimental test of granite petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135, 255-276.
- Cesare, B., Maineri, C., Baron Toaldo, A., Pedron, D. and Acosta Vigil, A., 2007. Immiscibility between carbonic fluids and granitic melts during crustal anatexis: A fluid and melt inclusion study in the enclaves of the Neogene Volcanic Province of SE Spain. *Chemical Geology* 237, 433-449.
- Chakraborty, S., 2006. Diffusion modelling as a tool for constraining timescales of evolution of metamorphic rocks. *Mineralogy and Petrology* 88, 7-27.

- Chappell, B.W., 1984. Source of I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Transactions of the Royal Society of London* 310, 693-707.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *Journal of Petrology* 28, 111-1138.
- Claoué-Long, J., Maidment, D., Hussey, K. and Huston, D., 2008. The duration of the Strangways Event in central Australia: Evidence for prolonged deep crust processes. *Precambrian Research* 166, 246-262.
- Clarke, D.B. and Carruzo, S., 2007. Assimilation of country-rock ilmenite and rutile in the South Mountain Batholith, Nova Scotia, Canada. *The Canadian Mineralogist* 45, 31-42.
- Clarke, D.B., 1992. *Granitoid Rocks*, Chapman and Hall, London, 283 pp.
- Clarke, D.B., Carruzo, S., 2007. Assimilation of country-rock ilmenite and rutile in the South Mountain Batholith, Nova Scotia, Canada. *The Canadian Mineralogist* 45, 31-42.
- Clarke, D.B., Muecke, G.K., 1985. Review of the petrochemistry and origin of the South Mountain Batholith and associated plutons, Nova Scotia, Canada. In: *High Heat Production (HHP) Granites, Hydrothermal Circulation and Ore Genesis*, The Institution of Mining and Metallurgy, pp 41-54.
- Clarke, D.B., MacDonald, M.A. and Erdmann, S., 2004. Chemical variation in Al_2O_3 - CaO - Na_2O - K_2O space : controls on the peraluminosity of the South Mountain Batholith. *Canadian Journal of Earth Sciences* 41, 785-798.

- Clarke, G.L., White, R.W., Lui, S., Fitzherbert, J.A. and Pearson, N.J., 2007. Contrasting behaviour of rare earth and major elements during partial melting in granulite facies migmatites, Wuluma Hills, Arunta Block, Australia. *Journal of Metamorphic Geology* 25, 1-18.
- Clemens, J.D., 2002. S-type granitic magmas - petrogenetic issues, models and evidence. *Earth Science Reviews* 61, 1-18.
- Clemens, J.D., Vielzeuf, D., 1988. Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth and Planetary Science Letters* 86, 287-306.
- Clemens, J.D., Helps, P.A. and Stevens, G., 2010. Chemical structure in granitic magmas - a signal from the source? *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 100, 159-172.
- Coggon, R. and Holland, T.J.B., 2002. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology* 20, 683-696.
- Collins, W.J., 1996. Lachlan Fold Belt granitoids: Products of three-component mixing. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 87, 171-181.
- Collins, W.J., Flood, R.H., Vernon, R.H. and Shaw, S.E., 1989. The Wuluma granite, Arunta Block, central Australia: An example of in situ, near-isochemical granite formation in a granulite-facies terrane. *Lithos* 23, 63-83.
- Collins, W.J. and Sawyer, E.D., 1996. Pervasive granitoid magma transfer through the lower-middle crust during non-coaxial compressional deformation. *Journal of metamorphic Geology* 14, 565-579.

- Collins, W.J. and Shaw, S.E., 1995. Geochronological constraints on orogenic events in the Arunta Inlier: a review. *Precambrian Research* 71, 315-346.
- Crawford, M.L. and Windley, F., 1990. Leucogranites of the Himalaya/Karakoram: implications for magmatic evolution within collisional belts and the study of collisional belts and the study of collision-related leucogranite petrogenesis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 44, 1-19.
- Crisci, G.M., Maccarrone, E., Rottura, A., 1979. Cittanova peraluminous granites (Calabri, southern Italy). *Miner. Petrogr. Acta* 23, 279-302.
- Crowley, Q., Feely, M., 1997. New perspectives on the order and style of granite emplacement in the Galway Batholith, Western Ireland. *Geological Magazine* 134, 539-548.
- Diener, J.F.A., Powel, R. and White, W., 2008. Quantitative phase petrology of cordierite–orthoamphibole gneisses and related rocks. *Journal of metamorphic geology* 26, 795-814.
- Diener, J.F.A., Powell, R., White, R.W. and Holland, T.J.B., 2007. A new thermo-dynamic model for clino- and orthoamphiboles in $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{O}$. *Journal of Metamorphic Geology* 25, 631-656.
- Dombrowski, C., 1997. Développement et migration du magma granitique, Wuluma Hills, Australie Centrale, Université du Québec à Chicoutimi.
- Dorais, M., Pett, T.K. and Tubrett, M., 2009. Garnetites of the Cardigan pluton, New Hampshire: evidence for peritectic garnet entrainment and implications for source rock composition. *Journal of Petrology* 50, 1992-2016.

- Ekstrom, T.K., 1972. The distribution of fluorine among some coexisting minerals. *Contribution to mineralogy and petrology* 34, 192-200.
- El-Shalzi, A.K., Loehn, C. and Tracy, J., 2011. P-T-t evolution of granulite facies metamorphism and partial melting in the Winding Stair Gap, Central Blue Ridge, North Carolina, USA. *Journal of Metamorphic Geology* 29: no. doi: 10.1111/j.1525-1314.2011.00940.x.
- Erdmann, S. and Clarke, D.B., 2007. Biotite-, Cordierite, and Garnet-rich Zones in the South Mountain Batholith, Nova Scotia : are they the product of country-rock assimilation or fractional crystallization?, The sixth International Hutton Symposium on the origin of granite and related rocks. Abstract programs, pp. 82-83.
- Erdmann, S., Jamieson, R.A. and MacDonald, M.A., 2009. Evaluating the origin of garnet, cordierite, and biotite in granitic rocks: a case study from the South Mountain Batholith, Nova Scotia. *Journal of Petrology* 50, 1477-1503.
- Erdmann, S., London, D., Morgan VI, G.B., 2007. The contamination of granitic magma by metasedimentary country-rock material: An experimental study. *The Canadian Mineralogist* 45, 43-61.
- Ferry, J.M. and Spear, F.S., 1978. Experimental calibration of partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contribution to mineralogy and petrology* 66, 113-117.
- Foden, J., Mawby, J., Kelley, S., Turner, S. and Bruce, D., 1995. Metamorphic events in the eastern Arunta Inlier, Part 2. Nd-Sr-Ar isotopic constraints. *Precambrian Research* 71, 207-227.

- García-Arias, M., Corretgé, L.G. and Castro, A., 2010. Experimental simulation of melt migration in stromatic metatexite migmatites. *Mineralogy and Petrology* 99, 153-164.
- García-Moreno, O., Corretgé, L.G. and Castro, A., 2007. Processes of assimilation in the genesis of cordierite leucomonzogranites from the Iberian massif: a short review. *The Canadian Mineralogist* 45, 71-85.
- Gardien, V., Thompson, A. B., Grujic, D., Ulmer, P., 1995. Experimental melting of biotite + plagioclase + quartz \pm muscovite assemblages and implications for crustal melting. *Journal of Geophysical Research* 100, 15581-15591.
- Goscombe, B., 1991. Intense non-coaxial shear and the development of mega-scale sheath folds in the Arunta Block, Central Australia. *Journal of Structural Geology* 13, 299-318.
- Grant, J.A., 2004. Liquid compositions from low-pressure experimental melting of pelitic rock from the Morton Pass, Wyoming, USA. *Journal of Metamorphic Geology* 22, 65-78.
- Guernina, S. and Sawyer, E.W., 2003. Large-scale melt-depletion in granulite terranes : an example from the archean Ashuanipi Subprovince of Quebec. *Journal of Metamorphic Geology* 21, 181-201.
- 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.

- Holland, T.J.B. and Powel, R., 2003. Activity–composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145, 492-501.
- Holland, T.J.B. and Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology* 16, 309-343.
- Holness, M.B., 2011. Melted Rocks under the Microscope: Microstructures and their interpretation. *Elements* 7, 247-252.
- Icenhower, J.P. and London, D., 1997. Partitioning of fluorine and chlorine between biotite and granitic melt: experimental calibration at 200 Mpa H₂O. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 127, 17-29.
- Johannson, A., 1932. A descriptive petrography of the igneous rocks. University of Chicago Press, vol II, pp. 120-124.
- Johnson, T.E., White, R.W. and Brown, M., 2011. A year in the life of an aluminous metapelite xenolith - The role of heating rates reaction overstep, H₂O retention and melt loss. *Lithos* 124, 132-143.
- Johnston, A.D. and Wyllie, P.J., 1988. Constraints in the origin of Archean trondhjemites based on phase relationships of Nûk gneiss with H₂O at 15 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 100, 35-46.
- Johnston, A.D. and Wyllie, P.J., 1998. Constraints in the origin of Archean trondhjemites based on phase relationships of Nûk gneiss with H₂O at 15 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 100, 35-46.

- Kullerud, K., 1995. Chlorine, titanium and barium-rich biotites: factors controlling biotite composition and the implications for garnet-biotite geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 120, 42-59.
- Kriegsman, L.M., Hensen, B.J., 1998. Back reaction between restite and melt; Implications for geothermobarometry. *Geology* 26, 1111-1114.
- Lafrance, B., Clarke, G.L., Collins, W.J. and Williams, I.S., 1995. The emplacement of the Wuluma granite : melt generation and migration along steeply dipping extensional fractures at the close of the Late Strangways orogenic event, Arunta Block, Central Australia. *Precambrian Research* 72, 43-67.
- Litvinivsky, B.A., Steele, I.M. and Wickham, S.M., 2000. Silicic magma dormation in Overthickened crust : melting of charnockite and leucogranite at 15, 20 and 25 kbar. *Journal of Petrology* 41, 717-737.
- Lodders, K., 2003. Solar system abundances and condensation temperatures of the elements. *Astrophysical Journal* 591, 1220-1247.
- London, D., 1997. Estimating abundances of volatile and other mobile components in evolved silicic melts through mineral-melt equilibria. *Journal of Petrology* 38, 1691-1706.
- Maidment, D.W., Hand, M. and Williams, I.S., 2005. Tectonic cycles in the Strangways Metamorphic Complex, Arunta Inlier, Central Australia: Geochronological evidence for exhumation and basin formation between two high-grade metamorphic events. *Australian Journal of Earth Sciences* 52, 205-215.

- McKenzie, C.B., Clarke, D.B., 1975. Petrology of the South Mountain Batholith, Nova Scotia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 12, 1209-1218.
- Miller, C.F., Watson, E.B. and Harrison, T.M., 1988. Perspectives on the source, segregation and transport of granitoid magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 79, 135-156.
- Milord, I. and Sawyer, E.D., 2003. Schlieren formation in diatexite migmatite: examples from the St Malo migmatite terrane, France. *Journal of Metamorphic Geology* 21, 347-362.
- Montel, J.M. and Vielzeuf, D., 1997. Partial melting of metagreywackes, Part II. Compositions of minerals and melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 128, 176-196.
- Neiva, A.M.R., 1981. Geochemistry of hybrid granitoid rocks and their biotites from central northern Portugal and their petrogenesis. *Lithos* 14, 149-169.
- Nockolds, S.R., 1954. Average chemical composition of some igneous rocks. *Geological Society of America Bulletin* 65, 1007-1032.
- Norman, A.R. and Clarke, G.L., 1990. A barometric response to late compression in the Strangways Metamorphique Complex, Arunta Block, Central Australia. *Journal of Structural Geology* 12, 667-684.
- Otamendi, J.E., Patiño Douce, A.E. and Demichelis, A.H., 1999. Amphibolite to granulite transition in aluminous greywackes from the Sierra de Comichingones, Cordoba, Argentina. *Journal of Metamorphic Geology* 17, 415-434.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., 2000. Age and origin of coeval TTG, I-

- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 91, 151-168.
- Patiño Douce, A.E., 1993. Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O₂ and H₂O barometries, and consequences for biotite stability. Chemical Geology 108, 133-162.
- Patiño Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas. Geological society of London Special publication, 55-75.
- Patiño Douce, A.E., Beard, J.S., 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. Journal of Petrology 36, 707-738.
- Patiño Douce, A.E., Beard, J.S., 1996. Effects of P, $f(\text{O}_2)$ and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metagreywackes. Journal of Petrology 37, 999-1024.
- Patiño Douce, A.E. and Harris, N., 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. Journal of Petrology 39, 689-710.
- Patiño Douce, A.E., Johnston, A.D., 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system : implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. Contributions to Mineralogy and Petrology 107, 202-218.
- Pitcher, W.S., 1970. Ghost stratigraphy in granites. In: Mechanisms of Igneous Intrusion. Geological Journal pp. 123-140.
- Pickering, J.M., Johnston, A.D., 1998. Fluid-absent melting behavior of a two mica metapelite: experimental constraints on the origin of Black Hills granite. Journal of Petrology 39, 1787-1804.

- Powell, R., 1983. Fluids and melting under upper amphibolite facies conditions. *Journal of the Geological Society* 140, 629-633.
- Powell, R. and Holland, T.J.B., 1988. An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology* 6, 173-204.
- Powell, R., Holland, T.J.B. and Worley, B., 1998. Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC *Journal of Metamorphic Geology* 16, 577-588.
- Robinson, P., Spear, F.S., Schumacher, J.C., Laird, J., Klein, C., Evans, B.W., Doolan, B.L., 1981. Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. In: *Amphiboles: Petrology and experimental phase relations*. Mineralogical Society of America, Washington D. C., pp. 1-227.
- Sawyer, E.W., 1987. The role of partial melting and fractional crystallization in determining discordant migmatite leucosome compositions. *Journal of Petrology* 28, 445-473.
- Sawyer, E.W., 1996. Melt segregation and magma flow in migmatites : implications for the generation of granite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 87, 85-94.
- Sawyer, E.W., 1998. Formation and evolution of granite magmas during crustal reworking: the significance of diatexites. *Journal of Petrology* 39, 1147-1167.
- Sawyer, E.W., Dombrowski, C. and Collins, W.J., 1999. Movement of melt during synchronous regional deformation and granulite-facies anatexis, an example from

- the Wuluma Hills, Central Australia. *Journal of the Geological Society (London)* 168, 221-237.
- Scrimgeour, I.R., 2004. A revised province definition and Palaeoproterozoic framework for the Arunta Region, central Australia. *Geological Society of Australia* 73 (Abstracts), 185.
- Shaw, S.E. and Wells, A.T., 1983. Alice Springs, Northern Territory. In: Bureau of Mineral Resources (Editor), Bureau of Mineral Resources. Australian Government, Canberra.
- Singh, J. and Johannes, W., 1996. Dehydration melting of tonalites. Part II. Composition of melts and solids. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 125, 26-44.
- Skjerlie, K.P., Patiño Douce, A.E. and Johnston, A.D., 1993. Fluid absent melting of a layered crustal protolith : implication for the generation of anatectic granites. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 114, 365-378.
- Spear, F.S., 1991. On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. *Journal of Metamorphic Geology* 9, 379-388.
- Stevens, G., Clemens, J.D. and Droop, G.T.R., 1997. Melt production during granulite-facies anatexis : experimental data from "primitive" metasedimentary protoliths. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 128, 352-370.
- Stevens, G., Villaros, A. and Moyen, J.F., 2007. Selective peritectic garnet entrainment as the origin of geochemical diversity in S-type granites. *Geology* 35, 9-12.

- Streckeisen, A.L., 1974. Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau* 63, 773-785.
- Tajcmanova, L., Connolly, J.A.D. and Cesare, B., 2009. A thermodynamic model for titanium and ferric iron solution in biotite. *Journal of metamorphic geology* 27, 153-165.
- Taylor, J. and Stevens, G., 2010. Selective entrainment of peritectic garnet into S-type granitic magmas: Evidence from archaean mid-crustal anatectites. *Lithos* 120, 277-292.
- Taylor, J., Stevens, G., Armstrong, R., Kisters, A.F.M., 2010. Granulite facies anatexis in the ancient gneiss complex, Swaziland, at 2.73 Ga: mid-crustal metamorphic evidence for mantle heating of the Kaapvaal craton during Ventersdorp magmatism. *Precambrian Research* 177, 88-102.
- Ugidos, J.M. and Recio, C., 1993. Origin of cordierite-bearing granites by assimilation in the Central Iberian Massif (CIM), Spain. *Chemical Geology* 103, 27-43.
- Vielzeuf, D., Holloway, J.R., 1988. Experimental determination of the fluid absent melting relations in the pelitic system: consequences for crustal differentiation. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, 257-276.
- Vielzeuf, D. and Montel, J.M., 1994. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 117, 375-303.

- Vigneresse, J.L., 2006. Granitic batholiths: from pervasive and continuous melting in the lower crust to discontinuous and spaced plutonism in the upper crust. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 97, 311-324.
- Villaros, A., Stevens, G. and Buick, I.S., 2009. Tracking S-type granite from source to emplacement: Clues from garnet in the Cape Granite Suite. *Lithos* 112, 217-235.
- Wade, B.P., Hand, M., Maidment, D.W., Close, D.F., Scrimgeour, I.R., 2008. Origin of metasedimentary and igneous rocks from the Entia Dome, eastern Arunta region, central Australia: a U-Pb LA-ICPMS, SHRIMP and Sm-Nd isotope study. *Australian Journal of Earth Sciences* 55, 703-719.
- Waters, D., 2001. The significance of prograde and retrograde quartz-bearing intergrowth microstructures in partially melted granulite-facies rocks. *Lithos* 56, 97-110.
- Watt, G.R., Harley, S.L., 1993. Accessory phase controls in the geochemistry of crustal melts and restites produced during water-undersaturated partial melting. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 114, 550-566.
- Weinberg, R.F., Sial, A.N. and Pessoa, R.R., 2001. Magma flow within the Tavares pluton, northeastern Brazil: Compositional and thermal evolution. *Geological Society of America* 113, 508-520.
- White, R.W. and Chappell, B.W., 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics* 43, 7-22.
- White, R.W., Powell, R. and Clarke, G.L., 2002. The interpretation of reaction textures in Fe-rich metapelitic granulites of the Musgrave Block, central Australia: constraints

- from mineral equilibria calculations in the system K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - TiO_2 - Fe_2O_3 . *Journal of Metamorphic Geology* 20, 41-55.
- White, R.W. and Powell, R., 2002 Melt loss and the preservation of granulite facies mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology* 20, 4621-632.
- White, R.W., Powell, R. and Holland, T.J.B., 2007. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology* 25, 511-527.
- White, R.W., Powell, R., Holland, T.J.B. and Worley, B.A., 2000. The effect of TiO_2 and Fe_2O_3 on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: mineral equilibria calculations in the system K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - TiO_2 - Fe_2O_3 . *Journal of Metamorphic Geology* 18, 497-511.
- Whitney, D. L., Goergen, E. T., Ketcham, R. A. and Kunze, K., 2008. Formation of garnet polycrystals during metamorphic crystallization. *Journal of Metamorphic Geology* 26, 365-383.
- Whitney, D. L. and Seaton, N. C. A., 2010. Garnet polycrystals and the significance of clustered crystallization. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160, 591-607.

ANNEXE 1

Composition chimique *in situ* des minéraux

Les éléments en trace sont normalisés à Lodders (2003)

Granulite mafique									
SL-39									
	amph c	amph b	amph c	amph c	amph b	amph b	amph c	amph b	amph c
SiO ₂ (%wt.)	42.50	42.88	42.38	41.95	41.69	42.03	42.41	42.21	42.35
TiO ₂	2.56	1.89	2.49	2.41	2.43	2.32	2.30	1.93	2.38
Al ₂ O ₃	10.92	10.14	10.61	10.64	11.07	10.71	11.27	10.64	10.59
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.15	0.05	0.12	0.00	0.07	0.11	0.08
MgO	9.97	10.56	9.70	10.17	10.03	10.10	9.79	10.30	10.06
CaO	11.79	11.87	11.67	11.69	11.94	11.81	11.84	12.08	11.87
MnO	0.18	0.21	0.18	0.17	0.21	0.17	0.16	0.16	0.22
FeO	18.00	18.41	18.33	17.99	17.34	18.22	18.17	17.80	17.83
NiO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.05
Na ₂ O	1.62	1.49	1.64	1.73	1.58	1.57	1.57	1.42	1.59
K ₂ O	1.40	1.29	1.37	1.31	1.50	1.41	1.42	1.52	1.33
H ₂ O	1.74	1.81	1.79	1.73	1.68	1.80	1.64	1.72	1.69
F	0.30	0.18	0.17	0.32	0.37	0.15	0.48	0.31	0.40
Cl	0.46	0.39	0.48	0.43	0.48	0.47	0.51	0.46	0.47
Total	100.67	100.55	100.30	99.87	99.58	100.15	100.63	99.89	100.03
Si	6.324	6.366	6.347	6.291	6.280	6.293	6.306	6.332	6.344
Al ^{IV}	1.676	1.634	1.653	1.709	1.720	1.707	1.694	1.668	1.656
Al ^{VI}	0.239	0.141	0.219	0.171	0.244	0.183	0.281	0.213	0.214
Ti	0.287	0.211	0.281	0.272	0.276	0.261	0.257	0.218	0.268
Cr	0.000	0.000	0.018	0.006	0.015	0.000	0.008	0.013	0.009
Fe ³⁺	0.371	0.622	0.371	0.478	0.308	0.488	0.396	0.420	0.371
Fe ²⁺	1.869	1.664	1.924	1.778	1.876	1.793	1.863	1.813	1.863
Mn	0.022	0.026	0.022	0.021	0.026	0.021	0.021	0.020	0.027
Mg	2.212	2.337	2.165	2.273	2.253	2.253	2.171	2.303	2.247
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.003	0.000	0.000
Ca	1.880	1.888	1.872	1.878	1.927	1.894	1.886	1.941	1.905
Na	0.467	0.430	0.477	0.504	0.461	0.455	0.453	0.414	0.462
K	0.266	0.244	0.263	0.251	0.288	0.270	0.269	0.291	0.254
Mg#	35.65	36.45	34.60	36.11	36.66	35.65	35.02	36.66	36.07

	Granulite pélitique											
	SL-10						SL-72					
	bt 1c	bt 1b	bt 2c	*bt 2b	bt 3c	bt 3b	bt 5b	bt 5c	*bt 5b	bt 1c	bt 1b	bt 2
SiO ₂ (wt.%)	36.97	37.17	37.00	37.36	36.58	36.30	35.88	37.08	37.42	35.60	35.17	35.88
TiO ₂	4.04	3.69	4.22	4.56	4.37	4.28	4.49	3.96	3.58	4.42	4.43	4.63
Al ₂ O ₃	16.49	16.83	16.95	16.72	16.12	16.51	16.73	16.70	17.24	16.24	17.18	17.12
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.03	0.06	0.00	0.01	0.00	0.06	0.00	0.05	0.00	0.06
MgO	14.58	14.05	14.05	14.26	12.06	12.03	13.51	14.17	14.13	9.11	9.12	8.47
CaO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.02	0.04
MnO	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.03	0.03	0.01	0.20	0.17	0.14
FeO	13.95	15.53	14.49	14.36	17.16	17.19	16.04	15.53	14.70	21.97	21.86	21.04
NiO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.11	0.12	0.09	0.09	0.13	0.11	0.08	0.08	0.11	0.03	0.03	0.04
K ₂ O	9.44	9.08	9.20	9.01	9.19	9.42	8.22	9.22	9.06	8.90	9.25	9.11
H ₂ O	3.54	3.52	3.60	3.62	3.64	3.67	3.68	3.62	3.52	3.63	3.70	3.71
Total	99.16	100.02	99.63	100.03	99.24	99.55	98.68	100.47	99.78	100.17	100.92	100.22
Mg#	65.08	61.72	63.34	63.90	55.59	55.51	60.02	61.93	63.14	42.51	42.66	41.77
Si	5.47	5.47	5.45	5.47	5.49	5.44	5.37	5.44	5.49	5.42	5.32	5.43
Al ^{IV}	2.53	2.53	2.55	2.53	2.51	2.56	2.63	2.56	2.51	2.58	2.68	2.57
Al ^{VI}	0.34	0.39	0.39	0.35	0.34	0.36	0.32	0.33	0.47	0.34	0.39	0.49
Ti	0.45	0.41	0.47	0.50	0.49	0.48	0.51	0.44	0.39	0.51	0.50	0.53
Fe total	1.73	1.91	1.79	1.76	2.15	2.16	2.01	1.91	1.80	2.80	2.77	2.66
Mg	3.21	3.08	3.08	3.11	2.70	2.69	3.01	3.10	3.09	2.07	2.06	1.91
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.02
K	1.78	1.70	1.73	1.68	1.76	1.80	1.57	1.73	1.70	1.73	1.79	1.76
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Na	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01
Cr	0.0021				0.0054	0.0035			0.0016		0.0008	
Ni	0.0016				0.0015	0.0008			0.0015		0.0005	
Rb	335				319	326			329		278	
Y	dl				0.013	0.007			0.183		0.366	
Zr	0.111				0.098	0.083			0.091		0.917	
La	0.043				0.086	0.129			0.129		3.147	
Ce	dl				0.097	0.016			dl		3.108	
Pr	dl				0.216	dl			dl		1.616	
Nd	0.109				0.088	dl			dl		1.138	
Sm	dl				0.207	dl			0.483		1.034	
Eu	2.01				1.47	2.01			1.65		0.92	
Gd	0.606				0.859	0.303			0.404		0.606	
Tb	dl				0.281	dl			dl		0.562	
Dy	dl				dl	dl			0.084		0.462	
Ho	dl				dl	dl			dl		0.356	
Er	dl				dl	dl			dl		0.556	
Tm	dl				dl	dl			dl		0.422	
Yb	0.061				dl	0.061			0.491		0.736	
Lu	dl				dl	dl			dl		0.422	

	Granulite pélitique								Granulite psammitique			
	SL-72		SL-83		*bt 2b	bt 3	bt 4	*bt 5	SL-33			
	bt 4	bt 1c	bt 1b	bt 2c					bt 1c	bt 1b	bt 2	bt 6
SiO ₂ (wt.%)	35.35	36.83	36.34	37.89	37.63	36.29	36.44	36.90	38.18	38.40	42.83	36.39
TiO ₂	4.14	4.04	4.24	3.91	3.20	4.26	4.29	3.74	2.71	2.79	0.32	4.25
Al ₂ O ₃	17.04	16.75	16.33	16.81	16.95	16.27	16.40	16.48	16.77	16.25	15.37	16.27
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03
MgO	8.98	12.17	11.97	14.26	14.95	11.63	11.74	14.87	15.85	15.82	13.85	12.46
CaO	0.06	0.01	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.03	0.07	0.04	0.43	0.00
MnO	0.13	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.18	0.01
FeO	20.84	17.45	17.44	15.34	14.77	18.43	17.84	14.88	15.71	14.38	22.84	17.41
NiO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.02	0.05	0.08	0.12	0.11	0.04	0.05	0.09	0.11	0.19	1.67	0.05
K ₂ O	9.26	8.38	8.58	8.74	8.03	9.39	9.28	9.00	5.90	8.15	0.02	9.24
H ₂ O	3.67	3.75	3.53	3.64	3.67	3.49	3.55	3.65	3.64	3.40	4.10	3.59
Total	99.50	99.43	98.52	100.75	99.36	99.81	99.65	99.69	98.94	99.40	101.60	99.70
Mg#	43.44	55.43	55.02	62.36	64.33	52.94	53.97	64.05	64.27	66.24	51.93	56.07
Si	5.40	5.49	5.48	5.51	5.52	5.45	5.46	5.44	5.52	5.60	5.93	5.44
Al ^{IV}	2.60	2.51	2.52	2.49	2.48	2.55	2.54	2.56	2.48	2.40	2.07	2.56
Al ^{VI}	0.47	0.44	0.38	0.40	0.45	0.33	0.36	0.31	0.38	0.40	0.44	0.31
Ti	0.48	0.45	0.48	0.43	0.35	0.48	0.48	0.42	0.29	0.31	0.03	0.48
Fe total	2.66	2.18	2.20	1.87	1.81	2.31	2.24	1.84	1.90	1.75	2.65	2.18
Mg	2.04	2.71	2.69	3.09	3.27	2.60	2.62	3.27	3.42	3.44	2.86	2.78
Mn	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
K	1.81	1.59	1.65	1.62	1.50	1.80	1.77	1.70	1.09	1.52	0.00	1.76
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.06	0.00
Na	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.05	0.45	0.01
Cr	0.0015	0.0020			0.0017			0.0040	0.0085		0.0084	0.0016
Ni	0.0011	0.0007			0.0008			0.0010	0.0030		0.0038	0.0008
Rb	239	249			232			217	186		dl	194
Y	dl	0.065			0.216			0.549	0.046		48.157	dl
Zr	0.045	0.056			0.154			0.144	0.076		0.396	0.061
La	dl	0.216			0.905			0.647	dl		0.043	0.086
Ce	0.016	0.097			0.177			0.064	0.032		0.048	0.032
Pr	0.108	dl			0.216			dl	dl		0.108	dl
Nd	0.022	0.066			0.197			0.109	0.088		0.109	dl
Sm	0.069	0.069			0.069			0.207	0.276		2.621	0.069
Eu	1.28	3.85			0.73			3.30	dl		0.55	2.93
Gd	0.202	dl			0.253			0.909	0.606		8.990	0.253
Tb	dl	dl			dl			0.281	dl		22.191	dl
Dy	dl	0.126			0.168			0.756	dl		42.101	dl
Ho	dl	dl			dl			0.534	dl		53.915	dl
Er	dl	0.062			dl			0.864	dl		79.506	dl
Tm	dl	dl			0.422			0.422	dl		104.641	dl
Yb	dl	0.061			0.061			0.920	0.061		141.227	dl
Lu	dl	dl			dl			0.422	0.422		155.274	dl

	Granulite psammitique												
	SL-33		SL-89										
	*bt 7	bt 4	bt 4	bt 4	bt 4	bt 5	bt 6	bt 7c	bt 7b	bt 8c	bt 8b	bt 9c	bt 9b
SiO ₂ (wt.%)	38.65	39.55	39.55	39.55	39.55	39.039	37.91	38.02	38.03	38.18	38.21	37.91	38.56
TiO ₂	3.46	1.75	1.75	1.75	1.75	1.662	3.31	2.82	2.92	2.79	2.67	2.82	2.65
Al ₂ O ₃	16.25	16.30	16.30	16.30	16.30	16.388	16.13	15.94	15.60	16.62	16.00	15.92	16.07
Cr ₂ O ₃	0.03	0.05	0.05	0.05	0.05	0	0.00	0.09	0.03	0.09	0.04	0.00	0.11
MgO	14.51	17.52	17.52	17.52	17.52	17.536	16.60	16.08	16.02	16.75	16.60	16.71	16.89
CaO	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.049	0.00	0.01	0.03	0.03	0.06	0.03	0.012
MnO	0.04	0.08	0.08	0.08	0.08	0.047	0.08	0.08	0.04	0.04	0.06	0.05	0.041
FeO	14.47	12.84	12.84	12.84	12.84	13.197	13.03	13.82	14.27	12.63	13.28	12.60	12.93
NiO	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0
Na ₂ O	0.08	0.16	0.16	0.16	0.16	0.226	0.21	0.17	0.16	0.15	0.25	0.20	0.235
K ₂ O	8.12	8.29	8.29	8.29	8.29	8.793	8.78	8.16	7.69	8.34	9.38	9.43	9.004
H ₂ O	3.59	3.15	3.15	3.15	3.15	3.523	3.24	3.16	3.36	3.22	3.27	3.22	3.382
Total	99.20	99.74	99.74	99.74	99.74	100.46	99.29	98.35	98.15	98.82	99.82	98.89	99.84
Mg#	64.12	70.86	70.86	70.86	70.86	70.313	69.43	67.48	66.67	70.28	69.03	70.27	69.89
Si	5.66	5.69	5.69	5.69	5.69	5.63	5.53	5.59	5.62	5.56	5.57	5.56	5.60
Al ^{IV}	2.34	2.31	2.31	2.31	2.31	2.37	2.47	2.41	2.38	2.44	2.43	2.44	2.40
Al ^{VI}	0.46	0.45	0.45	0.45	0.45	0.41	0.30	0.36	0.33	0.41	0.32	0.32	0.35
Ti	0.38	0.19	0.19	0.19	0.19	0.18	0.36	0.31	0.32	0.31	0.29	0.31	0.29
Fe total	1.77	1.54	1.54	1.54	1.54	1.59	1.59	1.70	1.76	1.54	1.62	1.55	1.57
Mg	3.16	3.75	3.75	3.75	3.75	3.77	3.61	3.53	3.52	3.63	3.61	3.65	3.64
Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
K	1.52	1.52	1.52	1.52	1.52	1.62	1.63	1.53	1.45	1.55	1.74	1.77	1.67
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na	0.02	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.04	0.07	0.06	0.07
Cr	0.0069						0.0095	0.0137		0.0181	0.0131	0.0117	
Ni	0.0010						0.0012	0.0014		0.0010	0.0011	0.0009	
Rb	212						212	310		286	295	299	
Y	0.536						0.222	0.072		0.007	0.026	0.046	
Zr	0.255						0.081	0.078		0.066	0.101	0.126	
La	0.603						0.043	0.086		0.043	dl	0.000	
Ce	0.193						0.016	0.032		0.032	0.032	0.032	
Pr	0.108						dl	dl		0.108	0.108	dl	
Nd	0.153						dl	0.022		0.066	0.022	0.066	
Sm	0.138						dl	dl		dl	dl	0.069	
Eu	2.20						5.68	4.76		3.66	3.85	3.66	
Gd	2.576						1.515	1.616		1.566	2.071	1.162	
Tb	0.281						0.281	dl		dl	dl	dl	
Dy	0.546						0.210	0.042		0.042	dl	dl	
Ho	0.534						0.178	dl		dl	dl	dl	
Er	0.494						0.247	0.062		dl	0.062	dl	
Tm	0.422						0.422	dl		dl	dl	0.422	
Yb	0.552						0.613	0.061		0.123	0.061	0.184	
Lu	0.422						0.844	0.422		dl	dl	0.422	

	Granite gains fins													
	SL-25													
	bt 1	bt 2	bt 3c	bt 3b	bt 4c	bt 4b	bt 5c	bt 5b	bt 6	bt 7c	bt 7b	bt 8c	bt 8b	bt 9c
SiO ₂ (wt.%)	34.71	34.98	34.11	34.28	34.61	34.41	34.21	34.71	34.85	35.17	34.71	33.85	34.29	34.27
TiO ₂	2.83	3.21	3.78	3.29	3.37	2.77	3.40	2.89	3.00	3.10	3.26	3.40	3.39	2.81
Al ₂ O ₃	16.43	16.16	15.78	16.17	16.28	16.03	16.13	16.04	15.88	16.32	15.77	15.73	15.96	16.17
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
MgO	6.72	7.01	6.14	6.39	6.31	6.33	6.39	6.30	6.88	5.60	5.60	5.65	5.66	5.71
CaO	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.04	0.02	0.04	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02
MnO	0.06	0.07	0.06	0.12	0.09	0.08	0.09	0.08	0.08	0.10	0.12	0.11	0.07	0.12
FeO	24.04	25.30	25.35	26.59	25.47	25.76	25.72	26.85	25.78	26.76	26.82	26.65	26.77	26.56
NiO	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01
Na ₂ O	0.06	0.04	0.05	0.06	0.06	0.07	0.10	0.05	0.08	0.05	0.05	0.05	0.02	0.04
K ₂ O	9.14	9.13	8.99	9.05	9.07	9.12	9.15	9.02	9.04	9.06	9.09	8.88	8.97	9.18
H ₂ O	3.39	3.61	3.36	3.43	3.51	3.41	3.38	3.39	3.50	3.55	3.44	3.39	3.48	3.40
Total	97.40	99.56	97.67	99.39	98.79	97.97	98.60	99.34	99.13	99.73	98.87	97.78	98.61	98.29
Mg#	33.26	33.06	30.15	29.98	30.64	30.45	30.68	29.48	32.24	27.17	27.11	27.43	27.36	27.71
Si	5.50	5.46	5.44	5.39	5.45	5.48	5.41	5.46	5.47	5.51	5.50	5.43	5.45	5.46
Al ^{IV}	2.50	2.54	2.56	2.61	2.55	2.52	2.59	2.54	2.53	2.49	2.50	2.57	2.55	2.54
Al ^{VI}	0.57	0.43	0.40	0.39	0.47	0.48	0.42	0.44	0.41	0.52	0.44	0.40	0.43	0.50
Ti	0.34	0.38	0.45	0.39	0.40	0.33	0.40	0.34	0.35	0.37	0.39	0.41	0.40	0.34
Fe total	3.19	3.30	3.38	3.50	3.35	3.43	3.40	3.53	3.39	3.50	3.55	3.57	3.55	3.54
Mg	1.59	1.63	1.46	1.50	1.48	1.50	1.50	1.48	1.61	1.31	1.32	1.35	1.34	1.36
Mn	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02
K	1.85	1.82	1.83	1.82	1.82	1.85	1.85	1.81	1.81	1.81	1.84	1.82	1.82	1.87
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
Cr				0.0043					0.0023	0.0024			0.0016	
Ni				0.0006					0.0009	0.0014			0.0013	
Rb				236					263	279			265	
Y				0.438					1.216	0.288			0.072	
Zr				0.975					0.154	0.048			0.023	
La				2.629					9.310	0.216			0.172	
Ce				9.549					55.008	0.209			0.064	
Pr				1.832					8.513	0.216			dl	
Nd				1.685					6.586	0.175			dl	
Sm				1.103					5.241	0.345			0.069	
Eu				5.13					9.34	5.49			5.86	
Gd				7.929					6.263	1.566			0.606	
Tb				0.562					2.809	dl			0.281	
Dy				0.798					1.849	0.084			dl	
Ho				0.712					1.423	dl			dl	
Er				0.309					1.173	0.062			0.062	
Tm				0.422					1.266	dl			dl	
Yb				0.368					0.307	0.307			0.245	
Lu				0.422					0.844	dl			0.844	

	Granite à grains fins	Granite grains moyens									
	SL-25	SL-62			SL-62						
	bt 9b	bt 1b	bt 1c	bt 1b	bt 2	bt 3c	bt 3b	bt 4c	bt 4b	bt 5c	bt 5b
SiO ₂ (wt.%)	34.13	35.74	35.14	35.42	35.27	35.45	35.47	35.66	35.29	34.79	35.79
TiO ₂	2.73	4.05	4.12	4.40	4.18	4.06	4.20	3.73	3.89	4.05	3.91
Al ₂ O ₃	16.23	15.32	15.16	15.23	15.26	14.92	15.28	15.08	15.37	15.18	15.69
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00
MgO	5.76	8.54	8.35	8.18	8.51	8.81	8.57	8.78	8.68	8.39	8.95
CaO	0.03	0.00	0.03	0.01	0.07	0.01	0.06	0.00	0.02	0.03	0.10
MnO	0.09	0.09	0.07	0.05	0.10	0.07	0.05	0.08	0.07	0.09	0.06
FeO	26.71	24.01	24.21	23.74	23.94	23.50	23.17	23.70	23.72	23.21	22.34
NiO	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.07	0.07	0.09	0.05	0.13	0.09	0.08	0.08	0.10	0.08	0.05
K ₂ O	9.06	9.64	9.17	9.55	9.14	9.39	9.29	9.54	9.26	9.50	9.53
H ₂ O	3.42	3.60	3.46	3.49	3.49	3.53	3.47	3.47	3.49	3.41	3.49
Total	98.22	101.13	99.84	100.12	100.08	99.86	99.67	100.16	99.87	98.72	99.92
Mg#	27.78	38.80	38.07	38.05	38.78	40.06	39.72	39.76	39.46	39.19	41.66
Si	5.44	5.47	5.44	5.46	5.44	5.48	5.47	5.50	5.45	5.44	5.49
Al ^{IV}	2.56	2.53	2.56	2.54	2.56	2.52	2.53	2.50	2.55	2.56	2.51
Al ^{VI}	0.49	0.23	0.21	0.23	0.22	0.20	0.25	0.23	0.25	0.24	0.32
Ti	0.33	0.47	0.48	0.51	0.48	0.47	0.49	0.43	0.45	0.48	0.45
Fe total	3.56	3.07	3.14	3.06	3.09	3.04	2.99	3.05	3.06	3.04	2.86
Mg	1.37	1.95	1.93	1.88	1.96	2.03	1.97	2.02	2.00	1.96	2.04
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K	1.84	1.88	1.81	1.88	1.80	1.85	1.83	1.87	1.82	1.90	1.86
Ca	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02
Na	0.02	0.02	0.03	0.01	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02
Cr		0.0115	0.0115	0.0115	0.0117			0.0123		0.0121	0.0124
Ni		0.0019	0.0017	0.0021	0.0024			0.0022		0.0019	0.0017
Rb		304	280	278	279			281		257	263
Y		0.118	0.039	0.497	0.176			0.641		0.124	0.222
Zr		0.583	0.058	0.760	0.295			1.639		0.629	0.705
La		0.345	0.172	1.250	0.474			1.681		0.560	1.164
Ce		0.435	0.193	1.047	0.660			1.401		0.386	0.837
Pr		0.323	0.216	0.862	0.323			1.078		0.323	0.539
Nd		0.241	0.175	0.766	0.284			1.204		0.263	0.547
Sm		0.207	dl	0.966	0.345			1.379		dl	0.414
Eu		4.03	4.21	4.95	3.48			4.95		3.48	3.11
Gd		1.162	0.505	1.364	0.657			1.869		1.515	1.515
Tb		0.281	dl	0.562	0.281			1.124		0.281	0.281
Dy		0.210	0.210	0.672	0.378			0.966		0.126	0.168
Ho		dl	dl	0.356	0.178			0.712		0.178	0.178
Er		0.062	dl	0.370	0.185			0.494		0.185	0.185
Tm		dl	0.422	dl	dl			0.422		dl	dl
Yb		0.429	0.123	0.429	0.184			0.429		0.061	dl
Lu		0.422	dl	0.422	dl			0.844		0.422	dl

	Granite grains moyens								Granite à gros grains				
	SL-40								SL-8				
	bt 6c	bt 6b	bt 7c	bt 7b	bt 1	bt 2b	bt 2c	*bt 2b	bt 1	bt 2b	bt 2c	bt 3c	bt 3b
SiO ₂ (wt.%)	35.95	35.07	35.94	35.55	35.08	35.21	34.94	36.55	34.99	34.75	35.45	34.23	34.49
TiO ₂	3.75	4.08	4.22	3.76	4.65	4.44	4.57	4.51	2.78	3.12	3.09	3.41	3.12
Al ₂ O ₃	15.27	15.09	15.11	15.12	15.84	15.57	15.35	15.71	16.96	16.86	17.11	16.60	16.45
Cr ₂ O ₃	0.05	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	8.70	8.43	8.46	8.59	8.44	8.27	8.10	12.25	6.94	7.46	7.55	6.66	6.73
CaO	0.02	0.03	0.00	0.05	0.01	0.03	0.02	0.02	0.05	0.01	0.00	0.03	0.00
MnO	0.07	0.10	0.08	0.07	0.02	0.02	0.03	0.00	0.20	0.21	0.16	0.21	0.15
FeO	23.54	23.53	23.56	23.36	23.23	23.08	23.54	17.91	24.45	23.95	22.96	25.22	25.29
NiO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na ₂ O	0.06	0.05	0.06	0.06	0.08	0.07	0.09	0.10	0.09	0.07	0.06	0.03	0.07
K ₂ O	9.40	9.59	9.60	9.30	9.03	8.77	8.96	9.02	9.30	9.48	9.28	9.14	9.56
H ₂ O	3.49	3.48	3.51	3.45	3.30	3.36	3.39	3.38	3.29	3.38	3.37	3.34	3.33
Total	100.30	99.46	100.52	99.36	99.66	98.80	99.11	99.46	99.05	99.29	99.03	98.87	99.19
Mg#	39.72	38.98	39.03	39.60	39.32	38.96	38.02	54.94	33.58	35.70	36.96	32.01	32.19
Si	5.52	5.45	5.51	5.51	5.40	5.46	5.43	5.48	5.45	5.40	5.48	5.38	5.41
Al ^{IV}	2.48	2.55	2.49	2.49	2.60	2.54	2.57	2.52	2.55	2.60	2.52	2.62	2.59
Al ^{VI}	0.28	0.22	0.24	0.27	0.27	0.30	0.24	0.25	0.57	0.49	0.59	0.45	0.45
Ti	0.43	0.48	0.49	0.44	0.54	0.52	0.53	0.51	0.33	0.37	0.36	0.40	0.37
Fe total	3.02	3.06	3.02	3.03	2.99	2.99	3.06	2.24	3.19	3.12	2.97	3.31	3.32
Mg	1.99	1.95	1.93	1.98	1.94	1.91	1.88	2.74	1.61	1.73	1.74	1.56	1.57
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02
K	1.84	1.90	1.88	1.84	1.77	1.73	1.78	1.72	1.85	1.88	1.83	1.83	1.91
Ca	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02
Cr			0.0096	0.0101	0.0022		0.0022	0.0021			0.0013	0.0007	
Ni			0.0024	0.0019	0.0016		0.0011	0.0018			0.0007	0.0005	
Rb			285	281	287		298	289			419	319	
Y			0.660	0.373	0.013		0.039	1.170			0.235	0.209	
Zr			1.126	0.417	0.109		0.081	0.154			0.013	1.134	
La			2.629	1.164	0.043		0.043	0.172			1.422	3.836	
Ce			2.480	1.127	0.016		0.064	0.145			1.256	1.948	
Pr			1.940	0.862	dl		0.108	dl			1.078	1.832	
Nd			1.772	0.853	dl		0.022	dl			0.700	1.379	
Sm			2.000	1.172	0.276		0.276	0.069			0.759	0.828	
Eu			4.58	4.21	3.85		4.40	1.65			2.38	3.11	
Gd			2.020	1.111	0.051		0.303	dl			0.253	0.455	
Tb			1.404	0.843	dl		dl	0.843			dl	0.281	
Dy			1.092	0.546	dl		0.042	1.008			0.294	0.420	
Ho			0.712	0.534	dl		0.178	1.068			0.178	0.356	
Er			0.679	0.309	0.062		0.062	1.296			0.123	0.185	
Tm			0.422	dl	dl		dl	1.688			dl	dl	
Yb			0.307	0.184	dl		dl	1.166			0.184	0.061	
Lu			0.422	0.422	dl		dl	1.688			dl	dl	

	Granite à gros grains					Schlieren longs dans granite grains moyens			Schlieren associés aux enclaves dans granite grains fins				
	bt 4b	bt 4c	bt 5	SL-75 *bt 1	*bt 2	SL-17 bt 1c	bt 1b	bt 1	SL-59B bt 2c	bt 2b	bt 3c	bt 3b	bt 4c
SiO ₂ (wt.%)	34.66	35.96	35.15	36.18	37.69	34.79	35.48	35.86	35.23	35.14	35.51	35.53	35.37
TiO ₂	2.18	2.86	2.92	2.68	2.91	3.73	3.79	2.96	2.86	2.82	2.70	2.44	2.63
Al ₂ O ₃	16.05	17.19	17.38	16.84	16.16	15.90	16.68	15.58	16.07	16.10	16.10	16.00	16.02
Cr ₂ O ₃	0.03	0.01	0.00	0.03	0.00	0.08	0.07	0.09	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00
MgO	7.27	7.59	7.59	13.99	13.89	8.38	8.16	6.23	6.46	6.55	7.04	7.18	6.99
CaO	0.00	0.01	0.00	0.14	0.00	0.02	0.04	0.01	0.02	0.02	0.00	0.02	0.01
MnO	0.16	0.14	0.18	0.08	0.01	0.08	0.05	0.15	0.16	0.17	0.12	0.14	0.17
FeO	24.97	23.37	23.25	17.43	16.29	23.13	21.82	26.33	25.28	25.74	25.63	24.65	25.95
NiO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01
Na ₂ O	0.03	0.07	0.07	0.11	0.07	0.05	0.07	0.06	0.05	0.08	0.07	0.06	0.06
K ₂ O	8.60	8.66	8.78	7.15	7.86	9.54	9.58	9.11	9.23	9.29	9.37	9.11	9.26
H ₂ O	3.21	3.40	3.33	3.43	3.59	3.47	3.51	3.60	3.52	3.49	3.52	3.61	3.56
Total	97.15	99.28	98.65	98.05	98.48	99.19	99.23	99.96	98.95	99.40	100.05	98.74	100.02
Mg#	34.15	36.65	36.78	58.86	60.32	39.24	39.99	29.67	31.30	31.20	32.86	34.17	32.43
Si	5.51	5.52	5.45	5.41	5.61	5.41	5.46	5.59	5.53	5.50	5.52	5.57	5.51
Al ^{IV}	2.49	2.48	2.55	2.59	2.39	2.59	2.54	2.41	2.47	2.50	2.48	2.43	2.49
Al ^{VI}	0.52	0.64	0.62	0.39	0.45	0.33	0.49	0.45	0.51	0.48	0.46	0.53	0.45
Ti	0.26	0.33	0.34	0.30	0.33	0.44	0.44	0.35	0.34	0.33	0.31	0.29	0.31
Fe total	3.32	3.00	3.01	2.18	2.03	3.01	2.81	3.43	3.32	3.37	3.33	3.23	3.38
Mg	1.72	1.74	1.75	3.12	3.08	1.94	1.87	1.45	1.51	1.53	1.63	1.68	1.62
Mn	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
K	1.74	1.70	1.74	1.37	1.49	1.89	1.88	1.81	1.85	1.86	1.86	1.82	1.84
Ca	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Cr				0.004	0	0.002	0.0020		0.0227	0.0176	0.0290		
Ni				0.000	4	0.0003	9	0.0007	0.0033	0.0024	0.0027		
Rb				342	214	209	209		301	263	265		
Y				3.157	0.516	0.124	0.503		1.444	6.889	0.458		
Zr				1.106	0.088	0.109	0.192		0.258	2.321	2.422		
La				2.026	1.983	0.862	6.810		100.905	71.552	8.190		
Ce				0.499	0.290	0.580	4.638		49.066	44.734	3.897		
Pr				0.647	0.431	0.539	2.371		32.543	34.052	2.802		
Nd				0.700	0.372	0.350	1.926		26.740	27.462	2.538		
Sm				0.552	0.207	0.138	1.931		12.138	22.552	1.172		
Eu				1.47	0.92	1.47	2.56		4.40	7.33	2.20		
Gd				1.313	0.152	0.202	1.515		6.465	20.556	1.616		
Tb				1.966	0.281	dl	0.843		3.933	16.011	0.562		
Dy				2.605	0.336	0.084	0.840		2.521	12.647	0.588		
Ho				2.847	0.356	dl	0.534		1.957	8.719	0.712		
Er				3.580	0.679	0.309	0.309		1.420	6.852	0.123		
Tm				3.797	0.422	dl	1.266		0.422	5.063	dl		
Yb				3.497	0.736	0.307	0.798		0.552	3.558	0.184		
Lu				4.219	0.844	0.422	1.266		dl	4.641	dl		

	Schlieren associés aux enclaves dans granite grains fins		Schlieren wispy dans granite grains moyens						
	bt 4c	bt 4b	SL-66				SL-66		
			bt 1	bt 2	bt 3c	bt 3b	bt 4	bt 5c	bt 5b
SiO ₂ (wt.%)	35.37	34.54	35.72	35.83	36.20	35.45	35.76	35.68	34.76
TiO ₂	2.63	2.57	4.06	4.65	3.86	3.56	4.84	4.27	4.35
Al ₂ O ₃	16.02	15.90	15.03	15.17	14.92	15.22	15.25	14.94	14.92
Cr ₂ O ₃	0.00	0.06	0.00	0.00	0.03	0.05	0.03	0.01	0.03
MgO	6.99	6.94	9.09	8.53	9.28	9.60	8.90	8.89	9.11
CaO	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.05	0.06	0.00
MnO	0.17	0.15	0.08	0.08	0.05	0.06	0.08	0.10	0.12
FeO	25.95	25.50	22.69	23.48	22.26	22.81	23.13	22.98	23.45
NiO	0.01	0.00	0.04	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.06	0.07	0.05	0.04	0.05	0.06	0.09	0.09	0.04
K ₂ O	9.26	9.30	9.43	9.48	9.17	8.73	9.09	9.15	9.10
H ₂ O	3.56	3.54	3.56	3.49	3.49	3.59	3.55	3.51	3.49
Total	100.02	98.58	99.76	100.75	99.32	99.15	100.77	99.69	99.38
Mg#	32.43	32.65	41.65	39.29	42.63	42.85	40.68	40.82	40.91
Si	5.51	5.47	5.50	5.47	5.57	5.48	5.45	5.50	5.40
Al ^{IV}	2.49	2.53	2.50	2.53	2.43	2.52	2.55	2.50	2.60
Al ^{VI}	0.45	0.44	0.23	0.21	0.27	0.25	0.19	0.21	0.13
Ti	0.31	0.31	0.47	0.53	0.45	0.41	0.55	0.50	0.51
Fe total	3.38	3.38	2.92	3.00	2.86	2.95	2.95	2.96	3.05
Mg	1.62	1.64	2.09	1.94	2.13	2.21	2.02	2.04	2.11
Mn	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
K	1.84	1.88	1.85	1.85	1.80	1.72	1.77	1.80	1.80
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Na	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	0.01
Cr		0.0247	0.0015	0.0014	0.0016		0.0018	0.0012	0.0014
Ni		0.0033	0.0019	0.0017	0.0021		0.0016	0.0014	0.0018
Rb		283	252	262	263		280	243	223
Y		0.275	0.059	0.039	0.333		0.059	0.033	0.281
Zr		0.169	0.114	0.465	0.215		0.096	0.093	1.303
La		3.966	dl	0.216	1.293		0.086	0.216	0.819
Ce		4.428	0.016	0.064	0.870		0.032	0.097	1.031
Pr		1.724	dl	dl	0.647		0.108	dl	0.539
Nd		1.313	dl	0.022	0.460		0.109	dl	0.547
Sm		1.310	0.000	0.138	0.138		0.552	dl	0.276
Eu		1.65	5.13	3.66	4.58		2.01	3.11	3.11
Gd		0.354	0.707	1.162	0.152		0.303	0.556	0.556
Tb		0.562	0.562	dl	dl		dl	dl	0.562
Dy		0.210	dl	0.168	0.042		0.084	0.042	0.294
Ho		dl	0.178	0.178	0.356		dl	dl	0.178
Er		0.370	0.062	dl	0.123		dl	dl	0.309
Tm		dl	0.422	dl	0.422		0.422	dl	0.422
Yb		0.184	dl	0.123	0.184		dl	0.123	0.368
Lu		0.844	0.422	0.422	dl		dl	dl	0.844

*biotite en remplacement de grenat

	Granulite psammitique		
	SL-89		
	crd b	crd c	crd b
SiO ₂ (wt. %)	49.70	50.27	49.28
TiO ₂	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	33.64	33.79	34.07
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	-
MgO	11.08	10.85	10.83
CaO	0.01	0.00	0.01
MnO	0.14	0.20	0.10
FeO	5.15	5.26	5.26
NiO	0.01	0.00	-
Na ₂ O	0.06	0.07	0.02
K ₂ O	0.02	0.00	0.03
Total	99.82	100.44	99.68
Mg#	79.31	78.61	78.58
Si	4.97	5.00	4.94
Al ^{IV}	0.03	0.00	0.06
Al ^{VI}	3.94	3.96	3.97
Ti	0.00	0.00	0.00
Fetotal	0.43	0.44	0.44
Mn	0.01	0.02	0.01
Mg	1.65	1.61	1.62
Ca	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.01	0.00
K	0.00	0.00	0.00

	Granulite mafique								
	SL-39					SL-43A			
	cpx 1c	cpx 1b	cpx 2c	cpx 2b	cpx 3c	cpx 3b	cpx 1	cpx 2c	cpx 2b
SiO ₂ (wt. %)	51.20	52.57	51.14	52.26	51.67	51.87	51.75	51.35	51.53
TiO ₂	0.21	0.16	0.27	0.13	0.20	0.20	0.05	0.05	0.07
Al ₂ O ₃	1.57	1.19	1.69	1.15	1.61	1.38	1.41	1.63	1.25
Cr ₂ O ₃	0.05	0.03	0.01	0.08	0.00	0.00	0.00	-	-
MgO	12.19	13.10	12.30	12.93	12.87	12.87	12.61	12.41	12.49
CaO	22.74	22.80	22.78	23.14	22.70	22.11	22.39	22.95	22.90
MnO	0.33	0.33	0.30	0.33	0.35	0.33	0.40	0.43	0.48
FeO	11.80	11.50	12.04	10.57	11.20	11.33	12.15	11.66	11.92
NiO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	-	-
Na ₂ O	0.31	0.31	0.36	0.27	0.32	0.31	0.23	0.30	0.23
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.40	101.98	100.89	100.87	100.92	100.40	101.00	100.78	100.89
Mg#	64.79	66.99	64.53	68.55	67.18	66.93	64.90	65.48	65.13
Si	1.94	1.95	1.93	1.96	1.94	1.95	1.95	1.94	1.94
Al ^{IV}	0.06	0.05	0.07	0.04	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06
Al ^{VI}	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Fe(total)	0.37	0.36	0.38	0.33	0.35	0.36	0.38	0.37	0.38
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Ca	0.92	0.91	0.92	0.93	0.91	0.89	0.90	0.93	0.93
Mg	0.69	0.72	0.69	0.72	0.72	0.72	0.71	0.70	0.70
X-En (100*Fe/(Fe+Ca+Mg))	34.66	36.44	34.70	36.43	36.27	36.64	35.50	34.99	35.05
X-Fs (100*Mg/(Fe+Ca+Mg))	18.84	17.95	19.07	16.71	17.72	18.107	19.20	18.45	18.76
X-Wo (100*Ca/(Fe+Ca+Mg))	46.50	45.61	46.23	46.86	46.01	45.253	45.30	46.55	46.19
Cr	0.0461	0.0341	0.0274	0.0341	0.0324		0.0023		0.0018
Ni	0.0031	0.0028	0.0040	0.0044	0.0054		0.0005		0.0009
Rb	dl	dl	dl	dl	0.0798		0.1221		0.0892
Y	11.27	9.78	9.84	6.77	7.73		137.65		41.91
Zr	6.58	5.05	6.27	3.71	5.62		0.22		0.12
La	8.02	6.98	7.28	5.26	7.11		5.39		2.41
Ce	10.7	8.2	11.1	8.2	11.7		7.7		4.2
Pr	11.6	10.0	11.6	8.4	11.3		5.3		2.0
Nd	12.3	10.5	12.1	8.1	10.8		7.6		2.5
Sm	12.8	12.4	12.9	8.9	11.1		22.7		4.8
Eu	11.2	9.9	9.0	6.0	8.4		23.6		4.9
Gd	12.5	10.8	12.4	7.2	8.8		40.1		11.2
Tb	13.8	12.9	11.0	9.0	9.0		70.8		19.7
Dy	13.3	11.9	11.6	8.3	9.4		109.6		30.7
Ho	11.9	9.8	9.8	7.5	8.2		131.5		39.7
Er	12.6	10.0	10.2	7.2	8.5		172.2		58.5
Tm	11.8	8.4	10.1	7.6	6.8		217.3		82.7
Yb	13.2	12.7	11.8	6.8	8.7		263.4		112.9
Lu	13.9	14.3	12.7	8.4	9.7		297.0		143.5

	Granulite mafique
	SL-43A cpx 3
SiO ₂ (wt. %)	52.20
TiO ₂	0.07
Al ₂ O ₃	0.89
Cr ₂ O ₃	0.00
MgO	12.60
CaO	23.08
MnO	0.42
FeO	11.23
NiO	0.00
Na ₂ O	0.20
K ₂ O	0.00
Total	100.70
Mg#	66.66
Si	1.96
Al ^{IV}	0.04
Al ^{VI}	0.00
Fe(total)	0.35
Mn	0.01
Ca	0.93
Mg	0.71
X-En (100*Fe/(Fe+Ca+Mg))	35.497
X-Fs (100*Mg/(Fe+Ca+Mg))	17.751
X-Wo (100*Ca/(Fe+Ca+Mg))	46.752
Cr	
Ni	
Rb	
Y	
Zr	
La	
Ce	
Pr	
Nd	
Sm	
Eu	
Gd	
Tb	
Dy	
Ho	
Er	
Tm	
Yb	
Lu	

	Granulite pélitique			Granite grains fins			Granite grains moyens	Granite gros grains			
	SL-10			SL-25			SL-40	SL-75			
	Fs 1b	Fs 2c	Fs 2b	Fs 1c	Fs 2c	Fs 2b	Fs 1b	Fs 1c	Fs 1b	Fs 2c	Fs 2b
SiO ₂ (wt. %)	64.68	64.57	64.36	63.39	63.34	63.43	64.28	64.90	64.75	64.84	64.65
TiO ₂	0.08	0.00	0.09	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.01	0.08
Al ₂ O ₃	19.12	19.00	18.77	19.18	19.10	19.08	19.23	18.92	19.07	18.85	18.91
MgO	0.01	0.01	0.16	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00
CaO	0.01	0.02	0.04	0.02	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.03	0.01
MnO	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.05	0.05
FeO	0.47	0.03	0.22	0.12	0.00	0.00	0.17	0.02	0.07	0.02	0.10
SrO	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05	0.00	0.01
BaO	0.57	0.47	0.52	1.98	1.92	1.86	0.90	0.22	0.25	0.35	0.40
Na ₂ O	1.04	1.22	1.34	0.99	0.85	1.08	1.29	1.05	0.94	1.07	1.04
K ₂ O	14.24	14.45	13.97	14.06	14.11	14.06	13.78	14.29	14.78	14.27	14.26
Total	100.27	99.76	99.52	99.75	99.33	99.58	99.71	99.43	99.96	99.50	99.50
Si	2.97	2.98	2.98	2.96	2.96	2.96	2.97	2.99	2.98	2.99	2.99
Al	1.04	1.03	1.02	1.05	1.05	1.05	1.05	1.03	1.03	1.03	1.03
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.09	0.11	0.12	0.09	0.08	0.10	0.12	0.09	0.08	0.10	0.09
K	0.84	0.85	0.82	0.84	0.84	0.84	0.81	0.84	0.87	0.84	0.84
Mg	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.01	0.01	0.01	0.04	0.04	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X-An (Ca/(Ca+Na+K))	0.001	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000
X-Ab (Na/(Ca+Na+K))	0.100	0.114	0.127	0.097	0.084	0.104	0.124	0.100	0.088	0.102	0.100
X-Or (K/(Ca+Na+K))	0.898	0.886	0.873	0.903	0.916	0.896	0.875	0.900	0.910	0.896	0.898
Cr	0.0017	0.0011	0.0015	0.0015	0.0048	0.0049	0.0030	0.0025	0.0027	0.0031	0.0025
Ni	0.0000	dl	dl	0.0009	0.0004	0.0003	dl	0.0001	dl	0.0001	0.0002
Rb	79.8	108.5	102.9	dl	72.2	91.0	91.8	126.1	92.6	132.3	31.0
Y	0.098	0.830	0.131	1.072	0.673	0.575	0.190	0.320	0.778	0.288	38.536
Zr	3.52	6.36	3.14	0.03	8.01	5.20	3.88	2.53	5.34	5.53	6.85
La	8.19	4.83	13.79	72.72	12.20	8.23	20.47	26.85	17.16	26.85	37.03
Ce	2.06	1.58	3.51	36.28	4.01	2.16	6.28	12.40	4.65	9.94	5.17
Pr	0.647	0.862	0.970	16.487	1.832	1.078	1.940	3.987	2.263	3.448	9.591
Nd	0.503	0.656	0.613	10.131	1.685	0.985	0.832	2.451	1.619	2.013	9.650
Sm	0.069	0.414	0.414	2.966	1.103	0.552	0.276	0.759	0.621	0.690	9.586
Eu	30.59	25.27	31.32	10.62	11.90	14.47	24.54	19.05	16.67	19.05	26.01
Gd	0.505	dl	0.253	2.424	6.212	5.909	0.455	1.111	1.111	0.960	15.556
Tb	0.000	0.562	0.281	0.843	0.562	0.562	0.281	0.281	0.843	0.281	18.258
Dy	0.336	0.714	0.000	1.218	0.504	0.378	0.084	0.378	0.504	0.210	24.202
Ho	0.000	0.890	0.000	1.246	0.356	0.534	0.178	0.178	0.890	0.178	27.758
Er	dl	1.111	0.000	1.049	0.432	0.494	0.185	0.309	0.741	0.123	34.568
Tm	0.422	0.422	0.000	1.688	dl	dl	0.422	0.000	0.422	0.422	32.489
Yb	0.307	1.350	0.061	1.779	0.552	0.613	0.000	0.245	0.245	0.368	29.387
Lu	0.422	1.688	0.000	3.376	0.422	0.422	0.422	dl	0.422	0.000	29.536

	Granite gros grains								schlieren wispy dans granite grains moyens			
	SL-75		SL-8				SL-66					
	Fs 3c	Fs 4b	Fs 1	Fs 2	Fs 3c	Fs 3b	Fs 4c	Fs 4b	Fs 1c	Fs 1b	Fs 2c	Fs 2b
SiO ₂ (wt. %)	64.80	64.43	64.48	64.13	64.35	64.47	64.42	64.39	64.85	64.45	64.07	64.04
TiO ₂	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.04
Al ₂ O ₃	19.01	18.90	19.09	18.90	19.13	18.95	18.90	19.06	19.44	19.34	19.07	19.20
MgO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.01
CaO	0.04	0.01	0.03	0.01	0.03	0.00	0.03	0.06	0.08	0.00	0.04	0.01
MnO	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.03	0.00	0.02
FeO	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.14	0.15	0.00	0.01	0.09	0.04	0.19
SrO	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.03	0.01	0.00	0.05	0.00	0.03	0.01
BaO	0.35	0.31	0.61	0.78	0.66	0.65	0.75	0.64	1.07	1.03	1.17	1.35
Na ₂ O	1.39	0.99	0.75	0.87	0.77	0.73	0.68	1.09	2.40	1.55	1.46	1.16
K ₂ O	14.14	14.44	14.82	15.05	15.21	15.39	15.19	14.87	12.25	13.64	14.20	14.66
Total	99.76	99.15	99.82	99.77	100.16	100.38	100.16	100.13	100.17	100.16	100.10	100.68
Si	2.98	2.99	2.98	2.97	2.97	2.97	2.98	2.97	2.97	2.97	2.96	2.96
Al	1.03	1.03	1.04	1.03	1.04	1.03	1.03	1.04	1.05	1.05	1.04	1.05
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.12	0.09	0.07	0.08	0.07	0.07	0.06	0.10	0.21	0.14	0.13	0.10
K	0.83	0.85	0.87	0.89	0.90	0.91	0.90	0.88	0.72	0.80	0.84	0.86
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ba	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X-An (Ca/(Ca+Na+K))	0.002	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.003	0.004	0.000	0.002	0.000
X-Ab (Na/(Ca+Na+K))	0.130	0.094	0.072	0.080	0.072	0.067	0.063	0.100	0.228	0.147	0.135	0.107
X-Or (K/(Ca+Na+K))	0.870	0.905	0.927	0.919	0.928	0.933	0.936	0.899	0.771	0.852	0.865	0.892
Cr	0.0024		0.0018	0.0018	0.0010	0.0015			0.0038	0.0049	0.0030	0.0037
Ni	0.0001		dl	dl	dl	dl			0.0002	dl	dl	0.0003
Rb	115.0		127.9	124.1	184.0	122.3			79.1	92.2	70.3	67.7
Y	0.268		0.333	0.255	0.078	0.235			0.196	0.176	0.170	0.190
Zr	5.77		5.93	5.15	1.75	5.44			3.86	2.20	4.41	4.60
La	35.30		12.76	11.21	10.86	10.09			11.81	4.74	10.22	5.09
Ce	10.71		3.29	3.95	4.51	2.88			3.93	1.42	4.07	2.14
Pr	4.095		1.616	1.293	1.293	1.293			1.293	0.539	1.401	1.185
Nd	2.035		1.138	0.919	0.700	0.766			0.569	0.109	0.941	0.591
Sm	0.759		0.759	0.552	0.483	0.276			0.552	dl	0.138	0.483
Eu	20.51		11.36	10.26	16.30	12.45			30.22	29.49	22.89	19.05
Gd	0.909		0.505	0.354	0.253	dl			2.222	3.485	3.384	2.071
Tb	0.281		0.281	0.281	dl	dl			0.281	0.281	0.562	0.281
Dy	0.252		0.336	0.210	0.294	0.168			0.126	0.084	0.168	0.168
Ho	0.178		0.356	0.178	dl	dl			0.178	dl	0.356	dl
Er	0.432		0.247	0.247	0.185	0.185			0.370	dl	0.185	0.185
Tm	dl		dl	dl	dl	dl			dl	dl	dl	1.266
Yb	0.368		0.368	0.307	0.368	0.061			0.061	0.307	0.245	0.368
Lu	0.422		0.422	dl	dl	0.422			0.422	dl	dl	0.844

	Schlieren associés aux enclaves dans granite grains fins			
	SL-59B			
	Fs 2c	Fs 2b	Fs 1c	Fs 1b
SiO ₂ (wt. %)	64.89	64.79	64.47	64.53
TiO ₂	0.00	0.01	0.00	0.06
Al ₂ O ₃	18.87	18.70	19.06	18.95
MgO	0.01	0.02	0.00	0.01
CaO	0.00	0.02	0.00	0.02
MnO	0.04	0.00	0.00	0.04
FeO	0.02	0.00	0.02	0.00
SrO	0.05	0.00	0.03	0.00
BaO	0.31	0.42	0.51	0.51
Na ₂ O	0.72	0.67	0.70	0.76
K ₂ O	14.83	14.93	14.68	14.81
Total	99.73	99.54	99.47	99.69
Si	2.99	3.00	2.98	2.98
Al	1.03	1.02	1.04	1.03
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.06	0.06	0.06	0.07
K	0.87	0.88	0.87	0.87
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.01	0.01	0.01	0.01
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00
X-An (Ca/(Ca+Na+K))	0.000	0.001	0.000	0.001
X-Ab (Na/(Ca+Na+K))	0.069	0.064	0.068	0.072
X-Or (K/(Ca+Na+K))	0.930	0.936	0.932	0.927
Cr	0.0042	0.0025	0.0022	
Ni	0.0003	0.0002	0.0001	
Rb	83.8	123.5	94.7	
Y	0.575	4.856	0.222	
Zr	10.69	3.44	3.62	
La	30.47	82.07	6.55	
Ce	7.99	46.63	5.35	
Pr	4.095	35.453	0.862	
Nd	1.554	24.267	1.007	
Sm	2.138	14.069	0.759	
Eu	81.68	18.13	15.75	
Gd	dl	9.293	1.768	
Tb	0.562	6.461	0.562	
Dy	0.252	5.882	0.210	
Ho	0.356	4.270	0.178	
Er	0.679	4.383	0.247	
Tm	1.266	2.532	0.422	
Yb	0.920	2.577	0.613	
Lu	1.266	0.422	dl	

	Granulite mafique						Granulite péritique					
	SL-39			SL-43A			SL-83			SL-72		
	P11c	p13	p15	P11c	P14b	P15	P11c	P11b	P13c	P13b	P11c	P11b
SiO ₂ (wt. %)	55.26	55.13	55.29	47.16	47.01	47.68	61.69	61.11	61.66	61.36	60.80	60.31
TiO ₂	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	28.77	28.65	28.35	34.24	33.79	33.78	24.65	24.84	24.66	24.98	25.03	25.10
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
CaO	10.98	10.99	11.03	17.57	16.81	16.74	5.74	5.89	5.67	6.04	6.48	6.73
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
FeO	0.04	0.14	0.08	0.13	0.27	0.10	0.07	0.04	0.02	0.07	0.06	0.05
SrO	0.05	0.00	-	0.00	0.07	0.05	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.03
BaO	0.01	0.00	-	0.01	0.05	0.06	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	5.45	5.47	5.46	1.77	1.92	2.05	8.36	8.38	8.37	8.16	8.01	7.76
K ₂ O	0.19	0.20	0.25	0.03	0.17	0.19	0.36	0.22	0.24	0.32	0.26	0.26
Total	100.75	100.61	100.46	100.91	100.14	100.63	100.87	100.49	100.68	100.98	100.64	100.25
Si	2.47	2.47	2.48	2.15	2.16	2.18	2.72	2.70	2.72	2.70	2.69	2.68
Al	1.52	1.52	1.50	1.84	1.83	1.82	1.28	1.30	1.28	1.30	1.31	1.32
Ca	0.53	0.53	0.53	0.86	0.83	0.82	0.27	0.28	0.27	0.29	0.31	0.32
Na	0.47	0.48	0.48	0.16	0.17	0.18	0.71	0.72	0.72	0.70	0.69	0.67
K	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X-An (Ca/(Ca+Na+K))	0.521	0.520	0.520	0.844	0.820	0.810	0.269	0.276	0.269	0.285	0.304	0.319
X-Ab (Na/(Ca+Na+K))	0.468	0.468	0.466	0.154	0.170	0.179	0.710	0.711	0.718	0.697	0.681	0.666
X-Or (K/(Ca+Na+K))	0.022	0.023	0.030	0.012	0.056	0.057	0.028	0.017	0.019	0.025	0.021	0.022
Cr							0.0011		0.0013		0.0025	0.0028
Ni							dl		dl		dl	0.0004
Rb							dl		2.272		0.061	2.869
Y							0.641		0.412		0.510	0.373
Zr							6.886		0.023		dl	0.245
La							80.9		76.3		90.9	83.1
Ce							53.7		50.5		66.0	62.9
Pr							23.3		21.7		37.1	36.5
Nd							14.0		12.4		29.6	25.8
Sm							6.9		5.4		15.6	16.0
Eu							86.6		84.6		17.0	16.5
Gd							4.85		3.94		8.23	7.42
Tb							2.53		1.69		3.09	2.81
Dy							1.22		0.92		1.68	1.43
Ho							0.534		0.356		0.534	0.712
Er							0.556		0.247		0.247	0.185
Tm							0.422		dl		dl	dl
Yb							0.368		0.061		0.123	dl
Lu							0.422		dl		0.422	dl

	Granulite peltique							Granite grains fins				Granite à grains moyens
	SL-72							SL25				SL40
	P12b	P12c	P13b	P13c	P14 c	P14 b	P16c	P12b	P12c	P13c	P15b	P11b
SiO ₂ (wt. %)	61.22	60.68	60.59	60.71	60.81	61.02	60.81	61.27	61.39	58.93	60.51	63.44
TiO ₂	0.03	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	24.87	24.80	25.43	24.96	25.19	24.92	24.98	25.03	25.00	26.76	25.36	24.11
MgO	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
CaO	6.46	6.30	6.65	6.48	6.54	6.40	6.46	5.96	6.10	8.08	6.46	4.32
MnO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05	0.02	0.05	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00
FeO	0.17	0.03	0.14	0.02	0.03	0.00	0.03	0.18	0.08	0.01	0.00	0.22
SrO	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.00	0.07	0.06	0.04	0.01	0.00	0.06
BaO	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.00	0.06	0.04	0.06
Na ₂ O	8.04	8.17	7.97	7.98	7.96	8.08	8.07	8.36	8.31	7.25	8.05	9.16
K ₂ O	0.21	0.28	0.16	0.14	0.18	0.22	0.25	0.10	0.11	0.07	0.13	0.14
Total	101.03	100.32	101.00	100.38	100.79	100.67	100.72	101.07	101.03	101.21	100.56	101.51
Si	2.70	2.69	2.67	2.69	2.69	2.70	2.69	2.70	2.70	2.60	2.68	2.77
Al	1.29	1.30	1.32	1.30	1.31	1.30	1.30	1.30	1.30	1.39	1.32	1.24
Ca	0.31	0.30	0.31	0.31	0.31	0.30	0.31	0.28	0.29	0.38	0.31	0.20
Na	0.69	0.70	0.68	0.69	0.68	0.69	0.69	0.71	0.71	0.62	0.69	0.77
K	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X-An (Ca/(Ca+Na+K))	0.304	0.294	0.313	0.307	0.309	0.301	0.302	0.281	0.287	0.380	0.305	0.205
X-Ab (Na/(Ca+Na+K))	0.684	0.690	0.678	0.685	0.681	0.687	0.684	0.713	0.707	0.616	0.688	0.787
X-Or (K/(Ca+Na+K))	0.017	0.022	0.013	0.012	0.015	0.018	0.020	0.008	0.008	0.006	0.010	0.010
Cr	0.0016	0.0015	0.0015	0.0017	0.0010	0.0021	0.0011	0.0044	0.0018	0.0020		0.0014
Ni	0.0003	dl	0.0005	0.0002	0.0003	0.0003	0.0005	0.0008	0.0007	0.0007		dl
Rb	dl	0.117	12.040	9.108	0.286	44.460	0.352	4.385	0.117	dl		4.465
Y	0.562	0.739	0.477	0.654	0.588	0.712	0.647	1.601	1.373	0.824		0.601
Zr	dl	0.056	0.053	0.020	0.780	0.071	0.020	3.437	dl	0.038		2.083
La	85.8	88.7	81.9	83.4	79.0	100.2	96.1	313.1	87.5	39.5		90.2
Ce	66.1	75.3	62.9	71.2	57.1	67.5	70.4	51.4	51.9	22.8		50.6
Pr	33.4	39.3	31.6	37.8	33.3	40.3	40.9	85.2	23.2	10.9		21.1
Nd	22.6	28.0	21.4	25.6	24.9	30.1	31.0	73.5	14.6	8.2		12.4
Sm	11.0	14.7	10.5	14.1	15.6	16.7	17.5	24.1	6.2	3.5		6.8
Eu	19.2	17.4	17.6	16.7	17.9	18.3	19.8	13.7	26.0	23.6		27.8
Gd	5.40	7.58	5.20	7.47	6.82	7.98	7.73	9.55	1.72	1.46		4.70
Tb	2.25	3.93	2.53	3.09	2.25	3.65	3.37	4.21	1.97	0.84		2.53
Dy	1.26	1.85	1.05	1.76	1.72	1.68	1.64	2.52	1.85	0.84		1.60
Ho	0.534	0.890	0.534	0.890	0.890	0.890	0.712	1.601	1.423	1.246		0.712
Er	0.309	0.556	0.309	0.370	0.494	0.370	0.432	0.988	1.420	0.926		0.617
Tm	0.422	dl	dl	dl	0.422	0.422	dl	0.422	2.110	1.688		dl
Yb	0.307	0.123	dl	0.245	0.307	dl	0.245	1.043	1.104	1.779		0.123
Lu	0.422	dl	0.422	dl	dl	dl	dl	1.688	1.266	2.532		dl

	Granite grains moyens											
	SL40						SL-62					
	P11c	P12c	P13c	P14b	P15c	P15b	P11c	P11b	P12b	P12c	P13c	P13b
SiO ₂ (wt. %)	62.66	62.10	62.59	62.00	62.08	62.17	60.25	60.32	60.16	60.12	60.26	60.28
TiO ₂	0.03	0.05	0.01	0.00	0.04	0.04	0.04	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	24.22	24.41	24.01	24.23	24.70	24.25	25.84	25.69	25.88	25.98	25.65	25.68
MgO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
CaO	5.00	5.23	4.92	5.33	5.73	5.22	7.12	7.07	7.09	7.15	7.15	7.05
MnO	0.01	0.06	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	0.01	0.05	0.09	0.04	0.00
FeO	0.02	0.01	0.05	0.04	0.04	0.18	0.03	0.16	0.17	0.02	0.02	0.09
SrO	0.01	0.04	0.04	0.07	0.02	0.00	0.01	0.00	0.04	0.02	0.04	0.01
BaO	0.00	0.05	0.00	0.02	0.08	0.04	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00
Na ₂ O	8.68	8.70	8.85	8.73	8.30	8.74	7.54	7.77	7.77	7.72	7.68	7.51
K ₂ O	0.29	0.18	0.31	0.20	0.31	0.22	0.24	0.19	0.18	0.22	0.26	0.21
Total	100.92	100.84	100.78	100.65	101.36	100.87	101.05	101.27	101.38	101.35	101.09	100.83
Si	2.75	2.73	2.75	2.74	2.72	2.74	2.66	2.66	2.65	2.65	2.66	2.66
Al	1.25	1.27	1.25	1.26	1.28	1.26	1.34	1.33	1.34	1.35	1.34	1.34
Ca	0.24	0.25	0.23	0.25	0.27	0.25	0.34	0.33	0.33	0.34	0.34	0.33
Na	0.74	0.74	0.76	0.75	0.71	0.75	0.64	0.66	0.66	0.66	0.66	0.64
K	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X-An (Ca/(Ca+Na+K))	0.238	0.247	0.231	0.249	0.271	0.245	0.338	0.331	0.332	0.335	0.335	0.337
X-Ab (Na/(Ca+Na+K))	0.746	0.743	0.752	0.740	0.711	0.743	0.648	0.658	0.658	0.653	0.651	0.651
X-Or (K/(Ca+Na+K))	0.021	0.014	0.022	0.015	0.024	0.017	0.020	0.016	0.015	0.018	0.022	0.018
Cr	0.0022		0.0007	0.0008	0.0015	0.0009	0.0025	0.0026	0.0362	0.0025	0.0017	0.0017
Ni	0.0003		0.0001	dl	0.0004	0.0009	0.0006	0.0005	0.0166	0.0001	0.0006	0.0005
Rb	0.357		dl	1.254	0.305	2.803	1.568	0.380	5.127	0.981	0.484	0.042
Y	0.516		0.693	0.588	0.863	0.595	0.732	0.876	0.667	0.510	0.621	0.412
Zr	0.177		0.025	0.003	1.285	0.078	0.326	1.260	38.838	0.775	0.010	0.210
La	86.8		82.8	78.1	51.0	100.0	71.9	77.3	49.5	60.9	72.3	16.7
Ce	55.3		62.4	52.4	39.5	55.2	74.5	78.8	58.7	56.1	58.3	15.5
Pr	23.1		26.8	20.4	19.9	23.6	22.0	23.7	11.1	17.0	19.3	5.2
Nd	12.9		15.5	11.7	13.7	13.9	13.8	15.4	8.9	11.3	12.8	3.8
Sm	5.7		7.4	4.7	8.3	7.0	6.1	6.9	6.8	4.1	5.7	2.3
Eu	28.8		25.3	25.6	30.2	31.1	29.9	25.1	24.5	26.4	31.7	19.4
Gd	2.63		3.59	2.98	3.23	4.70	4.24	3.84	8.43	3.48	2.78	3.54
Tb	2.25		2.25	1.69	2.53	2.53	1.69	2.25	1.40	1.40	1.97	0.56
Dy	1.26		1.39	0.92	1.72	1.51	1.18	1.39	1.85	0.76	0.92	0.59
Ho	0.356		0.712	0.534	0.890	0.712	1.068	1.246	1.068	0.356	0.712	0.534
Er	0.247		0.432	0.309	0.247	0.309	0.556	0.679	1.481	0.494	0.309	0.494
Tm	dl		dl	0.422	dl	dl	0.422	0.844	2.110	dl	dl	dl
Yb	0.123		0.245	0.123	0.123	0.123	0.368	0.491	dl	0.184	0.368	dl
Lu	dl		dl	0.422	0.422	0.422	dl	0.844	dl	0.422	0.422	dl

	Granite grains moyens				Granite gros grains								Schlieren wispy dans granite grains moyens
	SL-62				SL-75		SL-8						SL-66
	P14c	P14b	P15b	P15c	P11	P12c	P12b	P11	P12c	P12b	P16b	P18	P11b
SiO ₂ (wt. %)	60.10	59.34	60.38	59.92	62.96	63.19	64.03	61.71	61.58	62.01	61.30	61.50	61.39
TiO ₂	0.00	0.07	0.00	0.00	0.06	0.00	0.04	0.05	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	25.68	25.56	25.58	25.46	23.94	23.93	23.45	24.87	24.80	24.69	24.95	24.79	25.07
MgO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
CaO	7.03	6.96	6.94	7.01	4.75	4.45	4.01	5.85	5.88	5.67	6.01	5.91	6.00
MnO	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
FeO	0.04	0.06	0.21	0.04	0.02	0.03	0.23	0.06	0.00	0.01	0.01	0.04	0.08
SrO	0.01	0.00	0.00	0.07	0.07	0.00	0.03	0.04	0.00	0.02	0.05	0.01	0.00
BaO	0.00	0.00	0.03	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.04
Na ₂ O	7.64	7.70	7.77	7.63	8.90	9.20	9.40	8.41	8.16	8.45	8.25	8.25	8.34
K ₂ O	0.29	0.26	0.15	0.31	0.22	0.10	0.11	0.26	0.33	0.10	0.28	0.25	0.19
Total	100.79	99.95	101.12	100.49	100.92	100.91	101.31	101.28	100.81	100.95	100.89	100.81	101.10
Si	2.66	2.65	2.66	2.66	2.76	2.77	2.79	2.71	2.71	2.73	2.70	2.71	2.70
Al	1.34	1.35	1.33	1.33	1.24	1.24	1.21	1.29	1.29	1.28	1.30	1.29	1.30
Ca	0.33	0.33	0.33	0.33	0.22	0.21	0.19	0.28	0.28	0.27	0.28	0.28	0.28
Na	0.66	0.67	0.67	0.66	0.76	0.78	0.80	0.72	0.70	0.72	0.71	0.71	0.71
K	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X-An (Ca/(Ca+Na+K))	0.332	0.328	0.327	0.331	0.225	0.210	0.190	0.274	0.279	0.269	0.282	0.279	0.281
X-Ab (Na/(Ca+Na+K))	0.652	0.657	0.664	0.652	0.763	0.785	0.804	0.712	0.702	0.725	0.702	0.706	0.708
X-Or (K/(Ca+Na+K))	0.024	0.021	0.013	0.026	0.016	0.007	0.007	0.020	0.026	0.008	0.022	0.020	0.014
Cr	0.0033	0.0037	0.0035	0.0037	0.0019	0.0022	0.0020	0.0014	0.0012		0.0012		0.0023
Ni	0.0004	0.0001	0.0003	0.0001	0.0003	0.0007	0.0004	0.0008	0.0008		0.0007		0.0010
Rb	3.164	3.254	1.953	1.343				9.230	0.596		6.479		1.272
Y	0.765	0.902	0.732	0.850				1.078	0.941		0.503		0.392
Zr	3.308	4.427	3.278	2.351				2.447	0.970		0.482		0.753
La	66.5	72.2	29.4	87.7				91.7	54.2		50.0		53.1
Ce	60.0	53.8	22.5	66.0				39.8	36.2		34.2		29.3
Pr	19.4	18.4	8.2	23.4				29.5	18.6		17.0		14.9
Nd	12.5	12.6	5.8	14.6				18.5	11.8		9.7		9.5
Sm	4.9	5.8	2.4	6.3				8.0	5.7		4.1		4.8
Eu	25.3	25.5	20.1	25.8				21.6	22.3		20.5		33.2
Gd	3.43	3.13	2.32	3.89				3.84	3.94		2.27		2.63
Tb	1.97	1.97	1.40	1.69				2.53	2.25		1.40		1.69
Dy	1.13	1.34	0.97	1.39				1.72	1.64		1.13		0.63
Ho	0.890	0.712	0.534	0.534				1.068	0.890		0.534		0.712
Er	0.617	0.617	0.494	0.679				0.926	0.802		0.309		0.123
Tm	0.422	0.422	0.422	0.844				0.422	0.422		0.422		dl
Yb	0.307	0.491	0.552	0.307				0.368	0.184		0.368		0.307
Lu	dl	0.422		0.422				0.422	0.422		dl		dl

	Schlieren associés aux enclaves dans granite grains fins						Schlieren longs dans granite grains moyens				
	SL-66		SL-59B				SL-17				
	P11c	P12	P11c	P11b	P12c	P13c	P11b	P11c	P12c	P12b	P13c
SiO ₂ (wt. %)	61.08	61.25	62.32	61.68	61.75	61.33	62.69	62.49	62.36	63.00	62.54
TiO ₂	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.07	0.04
Al ₂ O ₃	25.20	25.04	24.59	24.96	24.70	24.82	24.00	24.10	24.21	23.89	24.34
MgO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
CaO	6.31	6.30	5.27	6.04	5.74	5.93	5.08	5.21	5.18	4.89	5.27
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00
FeO	0.01	0.03	0.25	0.00	0.08	0.03	0.07	0.04	0.03	0.02	0.00
SrO	0.02	0.04	0.01	0.00	0.06	0.08	0.01	0.03	0.03	0.00	0.04
BaO	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.06	0.00	0.01
Na ₂ O	8.17	8.00	8.78	8.35	8.45	8.39	8.64	8.92	8.65	8.80	8.50
K ₂ O	0.33	0.30	0.11	0.10	0.13	0.13	0.28	0.20	0.26	0.26	0.34
Total	101.20	100.98	101.33	101.13	100.91	100.74	100.80	101.03	100.77	100.96	101.08
Si	2.69	2.70	2.73	2.71	2.72	2.71	2.76	2.75	2.75	2.76	2.74
Al	1.31	1.30	1.27	1.29	1.28	1.29	1.24	1.25	1.26	1.24	1.26
Ca	0.30	0.30	0.25	0.28	0.27	0.28	0.24	0.25	0.24	0.23	0.25
Na	0.70	0.68	0.75	0.71	0.72	0.72	0.74	0.76	0.74	0.75	0.72
K	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X-An (Ca/(Ca+Na+K))	0.294	0.298	0.247	0.284	0.271	0.279	0.241	0.241	0.245	0.232	0.250
X-Ab (Na/(Ca+Na+K))	0.688	0.685	0.747	0.711	0.722	0.714	0.743	0.747	0.740	0.754	0.730
X-Or (K/(Ca+Na+K))	0.026	0.024	0.008	0.008	0.010	0.010	0.021	0.015	0.020	0.019	0.026
Cr	0.0032		0.0019	0.0023		0.0024	0.0014	0.0013	0.0014	0.0012	0.0009
Ni	0.0012		0.0008	0.0005		0.0008	0.0008	0.0010	0.0012	0.0002	0.0007
Rb	0.962		dl	dl		1.859	0.333	0.700	5.803	1.516	16.066
Y	0.536		0.660	1.582		2.065	1.046	1.824	2.111	2.190	1.850
Zr	1.442		0.033	2.864		3.030	0.035	0.177	0.293	0.038	0.015
La	51.6		60.7	111.8		300.9	101.3	133.8	166.3	115.2	103.6
Ce	33.3		38.8	73.6		172.1	81.8	104.4	115.2	95.0	86.2
Pr	16.7		18.3	42.7		143.1	38.3	51.9	62.0	44.3	44.8
Nd	10.7		10.5	29.1		98.8	24.0	32.9	39.8	28.0	29.3
Sm	3.7		4.6	15.0		43.4	11.6	18.7	20.7	14.2	16.8
Eu	31.3		19.0	8.8		19.4	19.6	20.3	24.5	21.2	24.2
Gd	3.54		3.33	6.46		18.08	6.16	8.94	10.76	9.29	7.27
Tb	1.69		1.40	3.09		9.55	4.49	6.18	6.74	5.62	5.06
Dy	0.92		1.26	2.35		4.20	1.85	3.66	4.33	4.24	3.61
Ho	0.356		0.712	1.423		2.313	0.890	2.135	2.135	2.491	1.246
Er	0.617		0.802	0.741		1.543	0.679	1.111	1.543	1.235	0.988
Tm	0.422		dl	0.422		1.266	0.422	0.844	0.844	0.844	0.844
Yb	dl		0.184	0.307		0.491	-0.123	0.184	0.675	0.736	0.552
Lu	dl		1.266	1.266		0.844	0.422	0.422	0.422	0.422	dl

	Schlieren longs dans granite grains moyens					
	SL-17					
	P13b	P14	P15c	P15b	P16b	P16c
SiO ₂ (wt. %)	62.27	62.84	62.83	62.65	62.65	63.02
TiO ₂	0.02	0.05	0.00	0.01	0.00	0.04
Al ₂ O ₃	24.44	24.10	23.73	24.18	23.91	23.75
MgO	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
CaO	5.54	5.05	4.95	5.12	4.88	4.80
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
FeO	0.12	0.04	0.06	0.08	0.02	0.04
SrO	0.02	0.01	0.03	0.04	0.03	0.00
BaO	0.06	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
Na ₂ O	8.22	8.61	8.70	8.86	8.77	8.89
K ₂ O	0.35	0.38	0.36	0.24	0.40	0.32
Total	101.03	101.09	100.65	101.23	100.65	100.86
Si	2.74	2.76	2.77	2.75	2.76	2.77
Al	1.27	1.25	1.23	1.25	1.24	1.23
Ca	0.26	0.24	0.23	0.24	0.23	0.23
Na	0.70	0.73	0.74	0.75	0.75	0.76
K	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X-An (Ca/(Ca+Na+K))	0.266	0.239	0.235	0.239	0.230	0.226
X-Ab (Na/(Ca+Na+K))	0.714	0.739	0.745	0.748	0.748	0.756
X-Or (K/(Ca+Na+K))	0.027	0.028	0.026	0.018	0.029	0.023
Cr	0.0018	0.0006	0.0021	0.0021	0.0023	0.0019
Ni	0.0008	0.0009	0.0008	0.0005	0.0012	0.0015
Rb	1.460	0.230	1.667	2.723	2.042	3.263
Y	2.843	2.935	2.366	2.379	2.013	2.183
Zr	2.141	-0.003	1.841	5.679	1.621	1.705
La	209.2	482.3	181.3	165.0	15.3	103.7
Ce	128.0	268.9	104.0	92.1	16.4	73.8
Pr	74.4	134.9	55.7	52.9	11.3	39.8
Nd	52.0	87.7	35.9	35.8	9.1	25.9
Sm	26.1	33.2	17.9	20.7	7.5	15.2
Eu	32.4	33.5	26.6	26.0	22.7	22.2
Gd	13.69	18.84	9.65	10.00	3.23	6.62
Tb	8.15	9.27	6.74	5.90	4.49	5.62
Dy	5.80	6.01	4.54	4.62	2.98	3.74
Ho	3.559	3.559	2.669	2.491	1.957	2.313
Er	1.975	2.160	1.975	2.160	0.988	1.235
Tm	0.844	1.688	1.266	2.110	dl	0.844
Yb	1.288	0.552	0.859	2.025	dl	0.613
Lu	1.266	1.266	0.422	1.688	dl	dl

	Granulite pélitique										
	SL-10				SL-83						
	gt 1c	gt 1b	gt 2	gt 3c	gt 3b	*gt 4c	*gt 4b	gt 1c	gt 1b	gt 2c	*gt 2b
SiO ₂ (wt. %)	36.79	35.84	35.80	36.02	36.49	36.55	36.90	36.76	36.52	36.45	36.31
TiO ₂	0.07	0.00	0.02	0.05	0.00	0.02	0.02	0.02	0.07	0.03	0.05
ZrO ₂	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.03	0.05	0.00	0.00	0.02	0.04
Al ₂ O ₃	21.68	21.94	21.78	21.84	21.80	21.92	21.55	21.86	21.67	21.66	21.62
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.04	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02
MgO	6.32	6.34	6.42	5.59	6.22	6.26	4.69	6.72	6.77	6.61	6.40
CaO	0.63	0.65	0.84	0.39	0.63	0.91	0.40	0.85	1.01	0.96	1.06
MnO	1.66	1.62	1.56	1.59	1.63	1.46	1.53	0.63	0.63	0.52	0.50
FeO	33.14	33.19	32.80	34.63	33.32	32.89	35.61	33.90	33.30	33.58	33.74
Na ₂ O	0.04	0.03	0.02	0.00	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00
Total	100.35	99.65	99.27	100.12	100.14	100.07	100.76	100.78	99.99	99.85	99.75
Mg#	25.80	25.90	26.40	22.72	25.38	25.66	19.19	26.67	27.18	26.50	25.79
Si	2.92	2.87	2.87	2.89	2.90	2.90	2.94	2.90	2.90	2.90	2.90
Al ^{IV}	0.09	0.15	0.15	0.13	0.11	0.11	0.07	0.12	0.12	0.12	0.12
Al ^{VI}	1.93	1.92	1.92	1.93	1.94	1.95	1.96	1.91	1.91	1.92	1.91
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.07	0.09	0.10	0.08	0.07	0.06	0.05	0.09	0.09	0.09	0.09
Fe ²⁺	2.13	2.14	2.10	2.24	2.15	2.13	2.32	2.14	2.12	2.14	2.16
Mn	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.10	0.10	0.04	0.04	0.03	0.03
Ca	0.05	0.06	0.07	0.03	0.05	0.08	0.03	0.07	0.09	0.08	0.09
Mg	0.75	0.76	0.77	0.67	0.74	0.74	0.56	0.79	0.80	0.78	0.76
X-Alm (Fe/(Fe+Mg+Mn+Ca))	0.70	0.70	0.69	0.73	0.70	0.70	0.77	0.70	0.69	0.70	0.71
X-Gross (Mn/(Fe+Mg+Mn+Ca))	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.03	0.03	0.03
X-Spess (Ca/(Fe+Mg+Mn+Ca))	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01
X-Pyr (Mg/(Fe+Mg+Mn+Ca))	0.25	0.25	0.25	0.22	0.24	0.24	0.18	0.26	0.26	0.26	0.25
Cr	0.0025	0.0024		0.0024	0.0023			0.0012	0.0011	0.0008	0.0010
Ni	0.0011	0.0025		0.0023	0.0017			0.0008	0.0005	0.0004	0.0006
Rb	0.0516	0.5117		0.4413	0.9436			0.0798	0.5868	dl	0.3286
Y	911	1058		695	886			567	738	467	508
Zr	12.21	2.81		1.81	1.82			3.86	3.17	2.08	2.24
La	dl	dl		0.0862	dl			0.0431	1.0776	dl	0.0862
Ce	dl	0.0322		0.0805	0.0483			0.0483	0.0966	0.0161	0.0483
Pr	0.216	dl		0.108	0.216			0.216	0.323	dl	0.108
Nd	0.810	0.372		0.153	0.131			1.379	0.481	0.263	0.438
Sm	16.76	17.03		6.97	8.00			23.79	9.66	12.00	12.62
Eu	4.03	3.30		2.38	3.66			7.14	8.42	7.14	7.33
Gd	169	173		111	145			141	101	100	99
Tb	431	511		367	394			350	345	278	279
Dy	709	855		609	651			513	633	424	445
Ho	770	965		650	769			522	725	430	475
Er	834	1043		693	840			534	787	438	503
Tm	881	1072		691	918			521	775		
Yb	904	1109		710	1025			503	752		
Lu	866	1036		630	924			484	707		

	Granulite pélitique						Granite grains moyens					
	SL-83		SL-83		SL-72		SL-40					
	gt 3c	*gt 3b	gt 4c	gt 4b	gt 1c	*gt 1b	gt 1c	gt 1b	gt 2c	gt 2b	gt 3c	gt 3b
SiO ₂ (wt. %)	36.39	36.42	35.91	36.38	35.01	35.68	36.29	36.45	35.48	35.66	36.45	35.96
TiO ₂	0.04	0.05	0	0.01	0.05	0.05	0.05	0.00	0.06	0.06	0.03	0.00
ZrO ₂	0.05	0.04	0.01	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	21.65	21.90	21.76	21.77	21.56	21.22	21.39	21.59	21.53	21.71	21.57	21.37
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	6.48	6.21	6.01	6.22	4.46	3.62	5.10	5.25	5.03	5.07	5.35	5.23
CaO	0.83	0.35	1.01	0.92	1.88	1.29	1.15	1.36	1.29	1.06	1.27	1.35
MnO	0.58	0.42	0.5	0.5	1.66	1.53	0.79	0.83	0.83	0.83	0.83	0.76
FeO	33.30	35.44	34.35	34.16	34.53	36.22	35.15	35.23	35.66	35.62	34.83	34.48
Na ₂ O	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.03	0.01
Total	99.32	100.84	99.57	100.02	99.18	99.61	99.95	100.72	99.89	100.04	100.35	99.19
Mg#	26.16	24.27	24.23	24.93	19.18	15.40	20.92	21.46	20.62	20.65	21.90	21.69
Si	2.91	2.89	2.88	2.90	2.85	2.91	2.91	2.91	2.87	2.87	2.91	2.91
Al ^{IV}	0.10	0.13	0.14	0.12	0.18	0.11	0.10	0.11	0.16	0.16	0.11	0.11
Al ^{VI}	1.94	1.92	1.92	1.92	1.90	1.92	1.93	1.91	1.89	1.90	1.92	1.92
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.07	0.09	0.09	0.08	0.12	0.08	0.08	0.10	0.13	0.11	0.09	0.09
Fe ²⁺	2.16	2.26	2.22	2.19	2.23	2.38	2.28	2.25	2.28	2.29	2.24	2.24
Mn	0.04	0.03	0.03	0.03	0.11	0.11	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05
Ca	0.07	0.03	0.09	0.08	0.16	0.11	0.10	0.12	0.11	0.09	0.11	0.12
Mg	0.77	0.73	0.72	0.74	0.54	0.44	0.61	0.62	0.61	0.61	0.64	0.63
X-Alm (Fe/(Fe+Mg+Mn+Ca))	0.71	0.74	0.73	0.72	0.73	0.78	0.75	0.74	0.75	0.75	0.74	0.74
X-Gross (Mn/(Fe+Mg+Mn+Ca))	0.02	0.01	0.03	0.03	0.05	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04
X-Spess (Ca/(Fe+Mg+Mn+Ca))	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
X-Pyr (Mg/(Fe+Mg+Mn+Ca))	0.25	0.24	0.24	0.24	0.18	0.14	0.20	0.20	0.20	0.20	0.21	0.21
Cr			0.0007	0.0008	0.0025	0.0008	0.0011	0.0008	0.0014	0.0012	0.0011	0.0010
Ni			0.0005	0.0004	0.0002	0.0002	0.0007	0.0003	0.0006	0.0011	0.0013	0.0013
Rb			dl	0.0469	0.2723	0.0939	0.3427	dl	0.1690	0.0939	0.2394	0.1361
Y			505	450	410	332	289	466	284	468	527	456
Zr			2.16	1.94	1.94	0.68	1.10	1.72	1.21	1.23	1.47	1.02
La			0.2155	0.0862	0.5172	dl	dl	dl	dl	0.2155	dl	0.2155
Ce			0.0322	0.0161	0.5314	0.0966	0.0966	0.0805	0.0644	0.1288	0.0805	0.2738
Pr			0.108	dl	0.647	0.539	0.323	0.323	0.216	0.108	0.323	0.431
Nd			0.306	0.219	1.991	2.626	0.985	1.050	0.722	0.328	1.444	1.466
Sm			13.17	9.10	34.83	30.28	10.90	14.62	10.69	8.28	19.93	17.52
Eu			7.33	6.96	2.01	1.47	2.38	2.56	2.01	1.83	2.75	2.75
Gd			106	89	132	87	47	80	54	74	100	76
Tb			285	253	267	188	128	210	139	211	253	202
Dy			436	395	387	287	223	364	229	365	433	350
Ho			436	408	388	282	246	399	242	407	466	396
Er			449	424	410	303	291	438	268	442	510	462
Tm			455	426	381	287	305	425	251	414	470	475
Yb			479	448	392	303	325	420	253	411	466	506
Lu			421	398	320	250	292	366	209	344	388	467

	Granite gros grains							
	SL-40		SL75					
	gt 4c	*gt 4b	gt 1c	gt 1b	*gt 2c	*gt 2b	gt 3c	gt 3b
SiO ₂ (wt. %)	36.19	36.32	35.46	35.38	36.17	35.91	36.14	36.06
TiO ₂	0.02	0.02	0.08	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00
ZrO ₂	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02
Al ₂ O ₃	21.74	21.67	21.62	21.32	20.86	21.31	21.33	21.34
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.04	0.00	0.00	0.02	0	0.00
MgO	5.09	4.37	4.92	4.19	5.28	3.77	4.56	3.95
CaO	1.23	1.18	1.25	0.91	1.29	0.99	1.13	0.95
MnO	0.78	0.83	1.80	1.96	1.69	1.88	1.87	1.96
FeO	35.41	36.19	34.16	35.33	33.58	35.66	34.78	35.28
Na ₂ O	0.00	0.01	0.03	0.01	0.02	0.03	0.03	0.03
Total	100.48	100.65	99.36	99.13	98.90	99.60	99.86	99.59
Mg#	20.79	17.96	20.81	17.79	22.44	16.05	19.31	16.85
Si	2.89	2.91	2.87	2.89	2.93	2.92	2.92	2.92
Al ^{IV}	0.13	0.10	0.15	0.13	0.08	0.09	0.09	0.09
Al ^{VI}	1.92	1.95	1.92	1.92	1.92	1.95	1.93	1.95
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.08	0.06	0.09	0.09	0.09	0.06	0.07	0.06
Fe ²⁺	2.28	2.36	2.22	2.33	2.18	2.36	2.27	2.34
Mn	0.05	0.06	0.12	0.14	0.12	0.13	0.13	0.13
Ca	0.11	0.10	0.11	0.08	0.11	0.09	0.10	0.08
Mg	0.61	0.52	0.59	0.51	0.64	0.46	0.55	0.48
X-Alm (Fe/(Fe+Mg+Mn+Ca))	0.75	0.78	0.73	0.76	0.72	0.78	0.75	0.77
X-Gross (Mn/(Fe+Mg+Mn+Ca))	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03
X-Spess (Ca/(Fe+Mg+Mn+Ca))	0.02	0.02	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
X-Pyr (Mg/(Fe+Mg+Mn+Ca))	0.20	0.17	0.20	0.17	0.21	0.15	0.18	0.16
Cr			0.0033	0.0020	0.0023	0.0021		
Ni			0.0004	0.0002	0.0004	0.0002		
Rb			1.7277	0.2770	0.2535	9.1221		
Y			914	1699	1008	1320		
Zr			1.67	1.83	3.07	2.31		
La			dl	0.7328	dl	1.6810		
Ce			0.0805	0.1127	0.0644	0.2576		
Pr			0.431	0.539	0.323	0.647		
Nd			1.947	1.269	1.575	1.422		
Sm			16.62	22.55	15.86	18.97		
Eu			1.47	2.01	1.10	1.65		
Gd			61	139	71	103		
Tb			223	507	266	384		
Dy			539	1120	659	878		
Ho			895	1555	1073	1255		
Er			1632	2301	1817	1886		
Tm			2638	2886	2496	2392		
Yb			4204	3710	3547	3201		
Lu			5308	4097	3935	3454		

*grenat remplacé par la biotite

	Granulite psammitique							
	SL-33				SL-89			
	opx 1	opx 2	opx 3c	opx3 b	opx 4	opx 1c	opx 1b	opx 2
SiO ₂ (wt.%)	49.06	48.86	48.70	48.90	48.88	48.14	48.48	49.10
TiO ₂	0.08	0.08	0.08	0.08	0.35	0.05	0.04	0.07
Al ₂ O ₃	4.78	4.80	4.65	4.63	4.17	7.22	6.06	5.55
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	18.37	18.05	17.97	18.00	18.56	19.15	19.13	19.45
CaO	0.11	0.08	0.12	0.09	0.06	0.07	0.06	0.06
MnO	0.16	0.21	0.19	0.15	0.14	0.69	0.75	0.74
FeO	27.92	28.35	28.46	28.70	28.11	25.11	26.13	25.94
NiO	0.04	0.01	0.05	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01
Na ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.54	100.44	100.25	100.569	100.31	100.45	100.66	100.92
Mg#	53.97	53.15	52.94	52.77	54.05	57.62	56.60	57.19
Si	1.87	1.86	1.86	1.87	1.87	1.81	1.83	1.85
Al ^{IV}	0.14	0.15	0.15	0.14	0.14	0.20	0.18	0.16
Al ^{VI}	0.07	0.07	0.06	0.06	0.05	0.12	0.09	0.08
Fe	0.89	0.90	0.91	0.92	0.90	0.79	0.83	0.82
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02
Ca	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.04	1.03	1.03	1.02	1.06	1.07	1.08	1.09
X-En (100*Fe/(Fe+Ca+Mg))	53.842	53.057	52.806	52.672	53.986	57.532	56.535	57.115
X-Fs (100*Mg/(Fe+Ca+Mg))	45.930	46.766	46.935	47.138	45.893	42.319	43.348	42.752
X-Wo (100*Ca/(Fe+Ca+Mg))	0.228	0.178	0.260	0.189	0.121	0.149	0.117	0.133
Cr	0.0036	0.0032	0.0044		0.0052	0.0064	0.0056	
Ni	0.0023	0.0022	0.0026		0.0020	0.0013	0.0008	
Rb	0.122	0.141	dl		dl	0.183	dl	
Y	12.4	10.7	8.8		4.7	136.3	120.3	
Zr	1.093	0.402	0.947		0.487	3.995	2.182	
La	0.086	0.129	0.172		0.086	0.086	0.043	
Ce	0.0805	0.0483	0.1771		0.0805	0.2899	0.0966	
Pr	0.108	0.108	0.216		0.108	0.970	dl	
Nd	0.219	0.263	0.197		0.044	1.947	0.241	
Sm	1.03	1.03	dl		0.28	10.41	2.97	
Eu	0.549	0.366	0.733		dl	1.465	0.366	
Gd	2.42	2.53	1.06		0.66	20.00	10.86	
Tb	6.18	5.34	4.49		1.69	62.08	43.26	
Dy	11.0	9.3	7.8		4.4	111.5	89.2	
Ho	13.2	10.7	10.1		5.7	139.3	122.8	
Er	17.7	14.1	14.1		8.1	203.1	183.4	
Tm	21.1	18.1	20.3		10.5	262.4	259.9	
Yb	25.7	21.2	25.6		15.3	329.3	337.4	
Lu	29.5	21.5	28.7		18.6	379.7	391.1	

ANNEXE 2

Standard ATHO-G, Nist 610 et Nist 612

Standard externe

	ATHO-G (matériel de références)			ATHO-G analysés (n=19)			
	Valeur préférées (Jochum K.P. et al., 2006)	SD	RSD (%)	Données publiées	moyenne	SD	RSD (%)
Cr (ppm)	6.1	1.4	22.95	3.6 - 12.64	7.23	0.62	8.60
Ni (ppm)	13	5	38.46	2.9 - 41.4	24.53	8.28	33.77
Rb (ppm)	65.3	3	4.59	51.5 - 90.09	62.32	1.58	2.54
Y (ppm)	94.5	3.5	3.70	71.34 - 126.5	74.23	4.62	6.23
Zr (ppm)	512	20	3.91	355 - 742	443.45	22.17	5.00
La (ppm)	55.6	1.5	2.70	46.5 - 66.637	47.19	2.91	6.16
Ce (ppm)	121	4	3.31	100.7 - 145.34	125.34	24.15	19.27
Pr (ppm)	14.6	0.4	2.74	12.07 - 17.55	11.71	0.68	5.79
Nd (ppm)	60.9	2	3.28	50.64 - 76.61	52.46	2.95	5.62
Sm (ppm)	14.2	0.4	2.82	11.78 - 18.144	12.26	0.70	5.73
Eu (ppm)	2.76	0.1	3.62	2.12 - 4.25	2.41	0.13	5.55
Gd (ppm)	15.3	0.7	4.58	11.4 - 18.37	12.86	0.89	6.92
Tb (ppm)	2.51	0.08	3.19	2.11 - 3.09	2.04	0.13	6.20
Dy (ppm)	16.2	0.7	4.32	13.4 - 19.53	13.41	0.86	6.40
Ho (ppm)	3.43	0.11	3.21	2.88 - 4.33	2.75	0.18	6.54
Er (ppm)	10.3	0.5	4.85	8.11 - 13.42	8.05	0.51	6.37
Tm (ppm)	1.52	0.07	4.61	1.22 - 1.88	1.15	0.07	6.25
Yb (ppm)	10.5	0.4	3.81	8.75 - 15.48	8.40	0.56	6.62
Lu (ppm)	1.54	0.05	3.25	1.26 - 2.0	1.21	0.08	6.54

Jochum K.P., Stoll B., Herwig K., Willbold M., Hofmann A.W., Amini M., Liu Dun-Yi, Abouchami W., Raczek I., Stracke A., Alard O., Bouman C., Becker St., Dücking M., Brätz H., Klemm R., de Bruin D., Canil D., Cornell D., De Hoog J.C.M., Dalpé C., Danyushevsky L.V., Eisenhauer A., Gao Yongjun, Snow J.E., Groschopf N., Günther D., Latkoczy C., Guillong M., Hauri E.H., Höfer H.E., Lahaye Y., Horz K., Jacob D.E., Kasemann S., Kent A.J.R., Zack T., Ludwig T., Mason P.R.D., Meixner A., Rosner M., Misawa Keiji, Nash B.P., Pfänder J.A., Premo W.R., Sun Weidong D., Tiepolo M., Vannucci R., Vennemann T.W., Wayne D., Woodhead J.D., Hellebrand E. and Mocek B., 2006. MPI-DING reference glasses for in situ microanalysis: New reference values for element concentrations and isotope ratios. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 7, Q02008.

Standard interne

	Nist 610 analysés (n=104)		
	moyenne	SD	RSD (%)
Cr (ppm)	402.0	15.7	3.91
Ni (ppm)	499.0	98.3	19.71
Rb (ppm)	422.3	16.4	3.87
Y (ppm)	445.9	17.5	3.92
Zr (ppm)	437.1	17.0	3.88
La (ppm)	452.9	17.7	3.91
Ce (ppm)	471.7	82.5	17.49
Pr (ppm)	425.8	16.6	3.89
Nd (ppm)	426.9	16.6	3.89
Sm (ppm)	446.8	17.6	3.93
Eu (ppm)	456.5	17.9	3.91
Gd (ppm)	439.9	17.3	3.94
Tb (ppm)	438.9	17.4	3.97
Dy (ppm)	423.2	16.8	3.97
Ho (ppm)	444.9	17.7	3.98
Er (ppm)	422.1	16.8	3.98
Tm (ppm)	416.1	16.6	3.99
Yb (ppm)	440.9	17.5	3.97
Lu (ppm)	431.0	17.2	3.99

	Nist 612 analysés (n=64)		
	moyenne	SD	RSD (%)
Cr (ppm)	45.52	4.80	0.10
Ni (ppm)	90.10	38.54	0.43
Rb (ppm)	38.37	1.37	0.04
Y (ppm)	22.14	2.11	0.10
Zr (ppm)	24.63	2.48	0.10
La (ppm)	26.85	6.53	0.24
Ce (ppm)	33.47	5.89	0.18
Pr (ppm)	24.67	1.58	0.06
Nd (ppm)	24.81	1.92	0.08
Sm (ppm)	24.09	2.07	0.09
Eu (ppm)	24.12	1.75	0.07
Gd (ppm)	22.93	2.22	0.10
Tb (ppm)	21.88	2.00	0.09
Dy (ppm)	20.95	1.97	0.09
Ho (ppm)	21.94	2.07	0.09
Er (ppm)	21.37	2.07	0.10
Tm (ppm)	20.44	1.94	0.09
Yb (ppm)	22.72	2.06	0.09
Lu (ppm)	21.14	2.04	0.10

Rapport-Gratuit.com

ANNEXE 3

Données roches totales

Type	SL-33	SL-76	SL-82	SL-72	SL-83	SL-25	SL-84
	granulite psammitique	granulite psammitique	granulite psammitique	granulite pélitique	granulite pélitique	granite fine granulométrie	granite fine granulométrie
SiO ₂	58.77	76.81	72.75	71.74	73.48	72.49	72.77
TiO ₂	1.45	0.26	0.85	0.18	0.89	0.25	0.18
Al ₂ O ₃	13.82	11.90	10.90	13.87	11.05	14.03	14.75
MgO	10.16	3.05	5.33	0.59	2.53	0.41	0.48
FeO*	13.91	4.17	6.59	3.22	5.65	2.09	1.59
MnO	0.08	0.07	0.07	0.14	0.04	0.01	0.02
CaO	0.40	0.12	0.18	2.37	1.27	1.44	1.60
K ₂ O	0.20	2.18	1.26	3.15	1.68	5.42	4.96
Na ₂ O	0.21	0.73	0.19	3.14	1.80	2.96	3.58
P ₂ O ₅	0.17	0.04	0.04	0.03	0.06	0.10	0.08
Total	100.69	100.35	99.59	98.87	99.34	99.68	100.54
LOI	0.36	0.56	0.69	0.08	0.39	0.30	0.35
Cs ppm	0.361	0.543	0.42	0.07	0.179	0.152	0.136
Ba	23	414	282	500	366	5541	1051
Rb	7.2	97.6	65.2	64.3	61.4	118.3	125.4
Th	9.54	45	38.57	18.76	38.4	52.3	44.47
U	1.86	7.15	7.17	1.67	4.77	5.21	5.14
Nb	7.47	15.53	21.48	3.93	20.61	7.36	8.32
Ta	0.700	0.600	1.300	0.200	1.100	0.400	0.300
La	20.86	64.38	81.37	32.26	78.34	273	57.7
Ce	45.2	131.8	174.1	58.9	166.1	427	110.8
Sr	5.0	19.0	8.0	168.0	48.0	175.0	88.0
Nd	23.0	57.0	83.6	25.0	81.2	160.0	44.1
Hf	5.35	7.4	15.01	5.63	15.55	9.08	6.37
Zr	196	263	541	196	571	375	216
Sm	5.54	12.03	19.74	5.42	18.48	22.76	10.46
Ti	8827	1672	5296	1180	5632	1832	1211
Eu	0.575	0.695	2.308	1.118	3.384	3.227	1.498
Tb	0.925	1.841	3.383	1.347	3.283	1.975	1.717
Y	32.96	57.55	125.4	83.93	130.12	50.08	52.89
Yb	3.94	5.07	12.79	12.51	13.64	3.92	4.06
Lu	0.611	0.703	1.855	1.815	1.989	0.585	0.556
Be	1.00	56.49	3.97	1.28	3.85	0.85	0.61
Bi	ld	0.06	0.031	0.017	0.037	0.041	0.021
Cd	0.02	ld	ld	0.06	ld	ld	ld
Co	41.70	5.90	7.70	3.60	5.40	3.50	3.20
Cu	3.00	2.00	2.00	3.00	3.00	4.00	3.00
Dy	6.00	11.00	22.30	11.60	22.10	10.60	10.30
Er	3.69	5.67	13.6	10.83	14.49	4.88	5.19

Ga	23.99	22.09	21.25	15.84	17.82	17.22	16.98
Gd	5.99	11.66	20.51	6.16	19.34	16.05	10.4
Ho	1.25	2.06	4.67	3.06	4.76	1.89	1.89
Li	11.90	4.50	6.40	8.20	7.00	4.80	3.00
Mo	0.130	0.350	0.160	0.190	0.130	0.160	0.090
Ni	5	5	ld	ld	ld	ld	ld
Pb	1.60	14.30	6.60	26.80	16.10	35.90	39.40
Pr	5.67	15.56	21.36	6.69	20.34	48.36	12.44
Sc	40.00	4.30	20.20	11.10	19.60	4.90	4.80
Sn	1.77	2.61	3.59	0.82	5.29	1.24	1.04
Tl	0.043	0.455	0.242	0.261	0.234	0.457	0.469
Tm	0.559	0.806	1.999	1.827	2.127	0.63	0.685
V	275	ld	18	ld	24	16	ld
Zn	37.00	51.00	55.00	35.00	28.00	31.00	26.00

Type	SL-1 granite moyenne granulométrie	SL-19 granite moyenne granulométrie	SL-48 granite moyenne granulométrie	SL-54A granite moyenne granulométrie	SL-62 granite moyenne granulométrie	SL-64 granite moyenne granulométrie
SiO ₂	74.23	71.81	71.03	72.61	66.22	72.07
TiO ₂	0.66	0.18	0.28	0.21	0.74	0.12
Al ₂ O ₃	11.48	14.89	14.90	13.31	15.80	14.49
MgO	0.94	0.49	0.71	0.38	1.32	0.37
FeO*	3.91	1.64	2.36	1.62	3.85	1.09
MnO	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01
CaO	1.61	1.78	2.13	1.39	3.45	1.24
K ₂ O	2.97	4.39	5.01	5.56	3.53	6.50
Na ₂ O	2.87	3.86	3.06	2.91	3.58	2.73
P ₂ O ₅	0.16	0.04	0.11	0.06	0.30	0.09
Total	99.62	99.63	100.42	98.97	99.72	99.21
LOI	0.34	0.35	0.55	0.73	0.49	0.41
Cs pm	0.174	0.108	0.263	0.211	0.407	0.115
Ba	1046	805	2271	1414	2037	4089
Rb	70.1	111.5	151	159.6	108	119.7
Th	31.4	45.7	56.76	87.63	110.98	186.99
U	4.29	6.07	4.94	8.23	2.47	4.19
Nb	17.03	8.05	8.98	4.79	15.1	3.16
Ta	1.100	0.200	0.400		0.500	
La	71	53.1	150.99	83.86	232	328
Ce	147.8	100.1	261.1	159.5	431	582
Sr	73.0	77.0	123.0	88.0	170.0	170.0
Nd	67.2	39.2	89.6	61.5	166.9	200.8
Hf	10.93	5.72	8.7	6.75	12.49	5.59
Zr	408	179	349	215	514	214
Sm	14.74	9.61	14.18	13.07	28.01	31.41
Ti	4123	1220	1845	1414	4782	981
Eu	2.052	1.497	1.942	1.462	2.605	3.215
Tb	2.324	1.943	1.434	2.025	2.78	2.565
Y	80.05	81.58	37.66	70.93	63.76	40.76
Yb	7.98	7.49	2.15	5.51	3.83	1.20
Lu	1.145	1.053	0.314	0.765	0.544	0.151
Be	0.84	0.82	1.25	0.83	1.43	0.57
Bi	ld	0.011	0.046	0.056	0.078	ld
Cd	0.01	0.02	ld	ld	ld	ld
Co	4.80	2.60	4.20	2.00	9.30	2.10
Cu	2.00	3.00	4.00	3.00	5.00	2.00
Dy	14.40	12.90	7.90	12.60	14.20	11.50

Er	8.66	8.26	3.51	7.14	5.77	3.19
Ga	15.61	18.11	18.62	15.59	23.97	14.71
Gd	14.46	10.81	10.41	12.73	22.46	22.3
Ho	2.96	2.80	1.41	2.55	2.42	1.67
Li	4.40	3.70	2.80	4.10	3.90	2.30
Mo	0.250	0.090	0.220	0.180	0.270	0.130
Ni	ld	ld	3	ld	5	ld
Pb	24.70	35.70	34.80	39.90	26.20	37.80
Pr	17.66	11.07	27.41	17.32	46.89	60.13
Sc	15.90	4.80	5.50	4.40	8.10	2.70
Sn	4.82	1.06	1.38	1.2	2.58	0.68
Tl	0.286	0.403	0.649	0.593	0.524	0.441
Tm	1.231	1.194	0.402	0.939	0.703	0.28
V	11	ld	22	ld	65	ld
Zn	35.00	25.00	33.00	18.00	51.00	14.00

Type	SL-74A	SL-2	SL-8	SL-75	SL-80
	granite moyenne granulométrie	granite grosse granulométrie	granite grosse granulométrie	granite grosse granulométrie	granite grosse granulométrie
SiO2	74.15	74.33	73.77	74.02	73.78
TiO2	0.32	0.10	0.22	0.13	0.19
Al2O3	12.90	13.64	13.28	13.83	13.62
MgO	0.73	0.28	0.46	0.38	0.40
FeO*	1.52	0.80	1.95	1.22	1.57
MnO	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01
CaO	0.71	1.49	1.77	1.34	1.54
K2O	6.56	4.81	4.18	4.66	4.71
Na2O	2.08	3.18	3.15	3.53	3.41
P2O5	0.08	0.04	0.05	0.05	0.04
Total	99.65	99.08	99.63	99.61	99.92
LOI	0.42	0.29	0.56	0.34	0.49
Cs ppm	0.356	0.118	0.426	0.11	0.144
Ba	2700	1034	1516	804	762
Rb	139.3	96	136.5	128.9	120.1
Th	77.7	41.79	62.24	43.72	59.04
U	1.63	2.47	4.62	6.64	4.73
Nb	9.66	5.08	13.88	6.95	9.35
Ta	0.400	0.200	0.600	0.200	0.300
La	166.12	62.68	105.75	62.32	74.42
Ce	315	111.9	193.1	115.7	141
Sr	150.0	93	104	65	64
Nd	113.2	39.03	68.67	48.86	56.99
Hf	5.03	3.98	8.02	4.67	6.43
Zr	185	119	280	144	209
Sm	19.03	8.73	12.1	12.16	12.61
Ti	2110	702	1504	827	1247
Eu	3.354	1.294	1.554	1.41	1.281
Tb	2.136	1.371	1.176	2.606	1.437
Y	49.45	33.37	20.57	107.5	26.6
Yb	2.16	2.097	0.887	9.204	1.515
Lu	0.271	0.294	0.131	1.316	0.222
Be	0.60	0.46	1.33	0.69	0.56
Bi	0.067	0.028	0.059	ld	ld
Cd	ld	0.01	ld	ld	0.01
Co	2.70	1.5	2.9	1.8	2.1
Cu	3.00	2	5	3	2
Dy	11.40	7.3	5.7	17.5	6.8
Er	4.2	2.87	1.72	10.47	2.18

Ga	13.18	14.43	17.42	16.52	16.58
Gd	16.49	8.76	8.93	14.12	10.67
Ho	1.89	1.187	0.828	3.593	1.025
Li	10.00	3	4.4	3.9	3.7
Mo	0.190	0.09	0.55	0.09	0.2
Ni	ld	ld	ld	ld	ld
Pb	34.40	47.3	33.5	43.4	40.9
Pr	31.44	11.54	20.25	13.37	15.85
Sc	4.60	1.8	5.3	4.1	4.9
Sn	2.18	0.94	2.16	1.8	1.11
Tl	0.472	0.367	0.52	0.457	0.44
Tm	0.437	0.355	0.176	1.504	0.263
V	ld	ld	10	ld	ld
Zn	25.00	16	25	17	24

Type	Standard EQ256	
	n = 5	analysé
SiO ₂	61.46 ± 0.36	60.9
TiO ₂	0.66 ± 0.017	0.66
Al ₂ O ₃	17.31 ± 0.28	17.24
MgO	3.28 ± 0.074	3.36
Fe ₂ O ₃	6.84 ± 0.067	6.85
MnO	0.09 ± 0.0001	0.09
CaO	1.44 ± 0.039	1.45
K ₂ O	3.95 ± 0.14	3.94
Na ₂ O	3.22 ± 0.13	3.26
P ₂ O ₅	0.08 ± 0.0001	0.08
Total	99.88 ± 0.42	99.41
LOI	1.6 ± 0.017	1.59
Li ppm	104 ± 7.96	108.8
Co	24.23 ± 1.6	25.9
Cr	186 ± 13.2	195
Sc	18.04 ± 1.51	19
V	140.4 ± 9.79	149
Ni	81 ± 3.26	85
Be	3.5 ± 0.19	3.52
La	37.82 ± 1.29	37.1
Ce	76.21 ± 2.47	76.4
Pr	8.91 ± 0.5	8.74
Nd	32.29 ± 0.81	31.88
Sm	5.57 ± 0.13	5.59
Eu	1.062 ± 0.03	1.057
Gd	4.16 ± 0.16	4.06
Tb	0.567 ± 0.022	0.556
Dy	3.18 ± 0.04	3.2
Er	1.71 ± 0.044	1.78
Tm	0.247 ± 0.007	0.253
Yb	1.594 ± 0.039	1.598
Lu	0.242 ± 0.008	0.246
Cu	48 ± 2.48	50
Y	17 ± 0.73	17.31
Hf	4.29 ± 0.185	4.13
Zr	160 ± 7.53	159
Nb	15.74 ± 0.47	15.87

Ta	1.47 ± 0.073	1.5
Ba	674 ± 24.9	682.6
Cs	10.78 ± 0.32	10.363
Rb	197 ± 10.64	204.9
Sr	272 ± 10	276
Th	11.09 ± 0.29	11.12
U	5.69 ± 0.13	5.71
Ga	25.61 ± 0.92	26.27
Pb	20.8 ± 0.82	21

ANNEXE 4

Liste des échantillons

échantillons	latitude	longitude	roche	granulométrie	schlieren
SL-1	-23.14228	133.97050	granite	moyen	
SL-2	-23.14647	133.96763	granite	tres gros	
SL-3	-23.14647	133.96763	granite	gros	
SL-4	-23.14647	133.96763	granite	gros	
SL-5	-23.14647	133.96763	granite	gros	
SL-6	-23.14545	133.96355	granulite psammitique	moyen	
SL-7	-23.15850	133.92795	shiste pelitique	moyen	
SL-8	-23.15830	133.92913	granite	gros	
SL-9	-23.15830	133.92913	granite	fin	
SL-10	-23.15830	133.92913	granulite pélitique	fin	
SL-11	-23.15850	133.92795	shiste pelitique	moyen	
SL-12	-23.15850	133.92795	shiste pelitique	moyen	
SL-13	-23.15815	133.92497	granulite mafique	fin	
SL-14	-23.15813	133.92108	granite	moyen	
SL-15	-23.15853	133.92097	granulite psammitique	fin	
SL-16	-23.14850	133.95605	granulite pélitique	fin	
SL-17	-23.14978	133.95903	granite	moyen	long
SL-18	-23.14978	133.95903	granulite pélitique	moyen	
SL-19	-23.15137	133.95643	granite	moyen	
SL-20	-23.16908	133.95120	granite	gros	long
SL-21	-23.16900	133.95130	granite	fin	long
SL-22	-23.16090	133.96110	granulite psammitique	moyen	
SL-23	-23.14962	133.98000	granulite mafique	fin	
SL-24	-23.16218	133.97770	granite	fin	
SL-25	-23.16218	133.97770	granite	fin	
SL-26	-23.16280	133.98508	granite	gros	
SL-27	-23.16348	133.98445	granite	moyen	
SL-28	-23.16398	133.98397	granite	moyen	
SL-29	-23.16400	133.98378	granite	fin	
SL-30	-23.16400	133.98378	granite	fin	
SL-31	-23.16400	133.98378	granite	gros	
SL-32	-23.16550	133.98082	granite	moyen	long
SL-33	-23.16443	133.98535	granulite psammitique	gros	
SL-34	-23.16460	133.98482	granite	gros	
SL-35	-23.16460	133.98482	granite	moyen	wispy
SL-36	-23.16460	133.98482	granite	moyen	wispy
SL-37	-23.16563	133.98742	granulite mafique	fin	
SL-38	-23.15790	133.99225	granulite pélitique	fin	
SL-39	-23.15855	133.99265	granulite mafique	moyen	
SL-40	-23.15963	133.99612	granite	moyen	
SL-41	-23.15760	133.98590	granite	moyen	
SL-42	-23.13660	133.95828	granulite psammitique	moyen	
SL-43	-23.13670	133.95848	granulite mafique	moyen	
SL-44	-23.13670	133.95848	granulite pélitique	moyen	
SL-45	-23.13578	133.95975	granulite psammitique	fin	

SL-46	-23.13538	133.96140	granulite mafique	moyen	
SL-47	-23.13472	142.79613	granulite pélitique	moyen	
SL-48	-23.16783	133.95158	granite	moyen	
SL-49	-23.16930	133.95100	granulite pélitique	moyen	
SL-50	-23.16933	133.94957	granulite pélitique	moyen	
SL-51	-23.16817	133.95660	granite	moyen	long
SL-52	-23.17002	133.95912	granite	moyen	long
SL-53	-23.16610	133.95392	granite	gros	
SL-54	-23.16817	133.95243	granite	moyen	
SL-55	-23.17048	133.95285	granulite pélitique	moyen	
SL-56	-23.17762	133.96137	granite	moyen	
SL-57	-23.17762	133.96137	granite	gros	enclave
SL-58	-23.17762	133.96137	granite	moyen	enclave
SL-59	-23.17762	133.96137	granite	fin	enclave
SL-60	-23.17545	133.96538	granite	fin	enclave
SL-61	-23.17545	133.96538	granite	gros	enclave
SL-62	-23.17848	133.96467	granite	moyen	
SL-63	-23.18373	133.97552	granulite mafique	moyen	
SL-64	-23.18348	133.96447	granite	gros	
SL-65B	-23.18483	133.96533	granite	moyen	wispy
SL-66	-23.18512	133.96508	granite	moyen	wispy
SL-67	-23.19285	142.79702	granulite mafique	fin	
SL-68	-23.13493	133.97613	granulite psammitique	moyen	
SL-69	-23.13493	133.97613	granulite psammitique	moyen	
SL-70	-23.14268	133.98778	granulite psammitique	moyen	
SL-71	-23.14263	133.98707	granulite mafique	moyen	
SL-72	-23.14398	133.98797	granulite pélitique	moyen	
SL-73A	-23.14330	133.98518	granite	fin	
SL-73B	-23.14330	133.98518	granulite pélitique	fin	
SL-73C	-23.14330	133.98518	granite	fin	
SL-74B	-23.14585	133.99293	granite	gros	
SL-74A	-23.14585	133.99293	granite	moyen	
SL-75	-23.13888	133.95068	granite	gros	
SL-76	-23.13905	133.94613	granulite psammitique	gros	
SL-78A	-23.14502	133.93782	granite	moyen	wispy
SL-79	-23.14502	133.93782	granite	gros	
SL-80	-23.14502	133.93782	granite	gros	
SL-81	-23.14502	133.93782	granite	moyen	long
SL-82	-23.12813	133.96732	granulite psammitique		
SL-83	-23.12813	133.96732	granulite pélitique	fin	
SL-84	-23.15165	133.95622	granite	fin	
SL-85	-23.15728	134.04367	granulite psammitique		
SL-86	-23.15728	134.04367	granulite felsique	moyen	
SL-87	-23.15728	134.04367	cordiérite		
SL-88	-23.15728	134.04367	granulite psammitique	moyen	
SL-89	-23.15728	134.04367	granulite psammitique	moyen	
SL-90	-23.19582	133.97145	granulite pélitique	moyen	

