

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

THÈSE

PRÉSENTÉE À

L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DU DOCTORAT EN RESSOURCES MINÉRALES

PAR

FABIEN SOLGADI

M.Sc.

ORIGINE ET DÉVELOPPEMENT DE LITAGES DANS DES ROCHES DE
COMPOSITION GRANITIQUE

Septembre 2010

RÉSUMÉ

Les intrusions de roche granitique sont dans la plupart des cas anisotropes soit parce qu'elles présentent des orientations particulières de minéraux (ex: foliation, linéation), soit parce qu'elles possèdent des hétérogénéités. Les hétérogénéités sont généralement visibles par une proportion ou un assemblage minéralogique différent de la roche hôte. Les litages constituent sans doute l'une des hétérogénéités les plus spectaculaires et l'une des plus intéressantes à étudier car ils sont reliés dans la majorité des cas aux processus de mise en place des intrusions. Les litages, étant principalement définis dans les roches sédimentaires, il est plus difficile d'en transposer une définition pour les roches ignées. Par le fait même, les litages dans une roche ignée peuvent varier en forme, en texture ou en chimie au sein d'une même intrusion. Dans le cadre de cette thèse, deux grands secteurs ont été choisis pour étudier différentes hétérogénéités et en particulier différents types de litages.

Le premier secteur d'étude correspond à la suite intrusive de Tuolumne située dans la Sierra Nevada en Californie. Les différentes études de terrain, pétrographiques et microstructurales, ont montré que les litages avaient de nombreuses ressemblances avec des structures sédimentaires. Les analyses géochimiques pour les roches totales ou pour les minéraux ont montré que ces litages n'étaient probablement pas dans leur majorité créés par des processus de cristallisation fractionnée ou de cristallisation *in situ*. Les litages dans ces zones proviendraient donc principalement de processus dynamiques de séparation et d'un tri des cristaux en fonction de leur composition, forme et densité.

Le deuxième secteur d'étude quant à lui a été choisi dans la région centrale du Grenville à proximité de la ville de Tadoussac. Cette intrusion granitique s'est mise en place dans une zone de cisaillement à travers laquelle des magmas mafiques ont été injectés. Les litages observés dans cette zone ont une composition et une texture minéralogiques intermédiaires entre celles observées dans les granites et celles observées dans les roches mafiques. Un mélange entre ces différents magmas est probablement à l'origine de ce type de litage. Par contre, comme le prouvent les études pétrographiques et géochimiques, des réactions métasomatiques ont pu se produire entre les grains déjà cristallisés et les liquides magmatiques.

Ces différents exemples de formation de litages dans les roches de composition granitique ne sont pas exhaustifs et plusieurs autres processus de mise en place peuvent engendrer des litages. Il est donc nécessaire d'étudier en détail chaque type de litage par un maximum de technique afin d'avoir une meilleure idée des processus impliqués lors de leurs formations.

ABSTRACT

Anisotropies are very common in granitic intrusions and they can be divided in two types: mineral orientations (e.g. foliation or lineation) or heterogeneities. The heterogeneities generally are either due to change in mineral proportion or due to variation in composition compare to the host rock. The layering is probably the most spectacular and most interesting form of heterogeneities, because it forms during the formation of the magmatic body. The layering is generally defined in sedimentary rock but it is difficult to transpose the definition to the magmatic rock. In contrast to sedimentary rocks, the layering in igneous rocks can vary in appearance, texture and chemistry within the same intrusion. Two different areas have been chosen to study the heterogeneities and particularly the layering in igneous rocks and are described in details in the present thesis

The first study area corresponds to the Tuolumne intrusive suite located in the Sierra Nevada in California. The different field, petrography, and microstructural studies have demonstrated that the layerings are similar to sedimentary structures. The whole rock and mineral geochemistry indicate that the layers are not formed by either a process of fractional crystallisation or *in situ* crystallisation. In contrast, the layers are interpreted to be the result of dynamic processes and crystal separation (unmingling).

The second study area has been chosen in the central part of the Grenville province in the Tadoussac region. This granitic body is coeval to the intrusion of mafic magmas within a shear zone. The layers observed in this area have a mineral composition and microstructure which are intermediate compare to the granite and to the mafic rock. These structures are probably generated by the mixing between these

different types of magma. The petrography and geochemistry of the rocks are compatible with metasomatic reactions between the magmatic liquid and the crystals.

These different occurrences of layers in granitic rocks are not exhaustive and numerous processes of formation may result in the formation of layers. This implies that the study of layers be carried out using various techniques to decipher between the different processes which lead to their formation. Hence, multi-disciplinary studies are needed to refine their model of formation.

REMERCIEMENTS

Je désire tout d'abord remercier mon directeur de thèse, le Dr Edward W. Sawyer qui a été présent tout au long de ce travail de recherche. Je le remercie pour sa disponibilité, son appui indéfectible et pour toutes les heures passées avec moi pour ce beau projet de recherche.

Je remercie aussi les Drs Sarah-Jane Barnes et Jacques Carignan, qui ont agi comme membres de mon comité et m'ont conseillé et encouragé lors de la réalisation de ce travail. Je tiens aussi à remercier le Dr Richard Cox pour son aide dans l'acquisition des données réalisées au laboratoire de l'UQAC. Je remercie les Drs Pierre Cousineau et Wulf Mueller pour leurs discussions sur les processus sédimentaires. Par la même occasion, je remercie aussi l'ensemble des professeurs et du personnel de l'UQAC pour leur aide au quotidien.

Un merci tout particulier à mes amis qui ont tous été présents pour me soutenir lors de cette thèse et avec qui j'ai partagé de bons moments : Nadège Tollari, Bélinda Godel, Stéphanie Lavaure, Dominique Genna, Nicolas Vinet, Carlos Oré, Tafadzwa Gomwe et tous ceux que je ne cite pas ici, mais qui se reconnaîtront et que je n'oublie pas. Je voudrais aussi gratifier de toute ma considération maître Morfin qui nonobstant son caractère acerbe et misanthrope a su garder mon humeur à son paroxysme grâce à ses remarques truculentes.

Un grand merci à ma famille d'accueil du Québec qui a toujours été là pour moi, merci de vous être occupé de moi comme si je faisais partie de votre famille.

Enfin, je voudrais remercier ma famille qui a su rester à mes côtés malgré la distance. Je vous remercie de toujours m'avoir encouragé et supporté pendant toutes ces années.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	ii
ABSTRACT.....	iv
REMERCIEMENTS.....	vi
TABLE DES MATIÈRES.....	viii
LISTE DES FIGURES.....	xix
LISTE DES TABLEAUX.....	xxvi
LISTE DES ANNEXES.....	xxvii

CHAPITRE 1

INTRODUCTION.....	1
1.1. PROBLÉMATIQUE.....	1
1.1.1. <i>Hétérogénéités dans les roches granitiques</i>	2
1.1.2. <i>Type de litage</i>	3
1.1.2.1. <i>Litage relié à des processus de cristallisation magmatiques</i>	5
1.1.2.2. <i>Litage relié à des processus d'injections</i>	6
1.1.2.3. <i>Litage relié à des processus tardifs</i>	7
1.1.2.4. <i>Conclusion</i>	10
1.1.3. <i>Zones d'études</i>	10
1.1.3.1. <i>Suite intrusive de Tuolumne</i>	10
1.1.3.2. <i>Intrusion des Petites-Bergeronnes</i>	11
1.2. BUT ET OBJECTIFS.....	13
1.3. PLAN DE LA THÈSE.....	14
1.4. RÉFÉRENCES.....	15

CHAPITRE 2

DÉVELOPPEMENT D'HÉTÉROGÉNÉITÉS DANS LA SUITE INTRUSIVE DE TUOLUMNE SIERRA NEVADA CALIFORNIE É-U.....	20
2.1. INTRODUCTION.....	20
2.2. CADRE GÉOLOGIQUE.....	23
2.2.1. <i>Batholite de la Sierra Nevada.....</i>	23
2.2.2. <i>Suite intrusive de Tuolumne.....</i>	26
2.2.2.1. <i>Granodiorite de Kuna Crest.....</i>	29
2.2.2.2. <i>Granodiorite de Half Dome.....</i>	33
2.2.2.3. <i>Granodiorite de Cathedral Peak.....</i>	37
2.2.2.4. <i>Granite de Johnson.....</i>	40
2.2.3. <i>Zone d'étude et d'échantillonnage.....</i>	43
2.3. HÉTÉROGÉNÉITÉS.....	47
2.3.1 <i>Hétérogénéités leucocrates</i>	47
2.3.1.1. <i>Matériel leucocrate aplitique.....</i>	47
2.3.1.2. <i>Concentrations de mégacristsaux.....</i>	52
2.3.2. <i>Hétérogénéités mélanocrates.....</i>	56
2.3.2.1. <i>Enclaves mafiques.....</i>	56
2.3.2.2. <i>Blocs effondrés de roche encaissante.....</i>	59
2.3.2.3. <i>Schlieren.....</i>	62
2.3.2.4. <i>Litages.....</i>	66
2.3.3. <i>Hétérogénéités complexes.....</i>	70

2.3.3.1 Structures en rides et colonnes ("Ridge and pillar" structures).....	70
2.3.3.2. Structures en "peigne" ou en "arbre".....	75
2.4. GÉOCHIMIE.....	80
2.4.1. Méthodes.....	80
2.4.2. Résultat des analyses.....	82
2.4.2.1. Granodiorites et granites homogènes	82
2.4.2.1.1. Éléments majeurs.....	82
2.4.2.1.2. Éléments traces.....	86
2.4.2.2. Matériel leucocrate aplitique.....	90
2.4.2.2.1. Éléments majeurs.....	90
2.4.2.2.2. Éléments traces.....	91
2.4.2.3. Concentrations de mégacristaux.....	91
2.4.2.3.1. Éléments majeurs.....	91
2.4.2.3.2. Éléments traces.....	92
2.4.2.4. Enclaves mafiques.....	93
2.4.2.4.1. Éléments majeurs.....	93
2.4.2.4.2. Éléments traces.....	94
2.4.2.5. Blocs effondrés de roche encaissante	95
2.4.2.5.1. Éléments majeurs.....	95
2.4.2.5.2. Éléments traces.....	95
2.4.2.6. Litages.....	97
2.4.2.6.1. Éléments majeurs.....	97
2.4.2.6.2. Éléments traces.....	98

2.4.2.7. Structures en rides et colonnes ("Ridge and pillar" structures).....	99
2.4.2.7.1. Éléments majeurs.....	99
2.4.2.7.2. Éléments traces.....	100
2.4.2.8. Structures en "peigne" ou en "arbre".....	101
2.4.2.8.1. Éléments majeurs.....	101
2.4.2.8.2. Éléments traces.....	102
2.4.3. Résultat des analyses minérales pour les roches homogènes.....	106
2.4.3.1. Amphibole.....	106
2.4.3.1.1. Éléments majeurs.....	106
2.4.3.1.2. Éléments traces.....	108
2.4.3.2. Titanite.....	112
2.4.3.2.1. Éléments majeurs.....	112
2.4.3.2.2. Éléments traces.....	113
2.4.3.3. Plagioclase.....	117
2.4.3.3.1. Éléments majeurs.....	117
2.4.3.3.2. Éléments traces.....	119
2.5. DISCUSSION.....	122
2.5.1. Suite intrusive de Tuolumne.....	122
2.5.2. Hétérogénéités leucocrates.....	126
2.5.2.1. Matériel leucocrate aplitique.....	126
2.5.2.2. Concentrations de mégacristsaux.....	127
2.5.3. Hétérogénéités mélanocrates.....	129
2.5.3.1. Enclaves mafiques.....	129

2.5.3.2. <i>Blocs effondrés de roche encaissante</i>	131
2.5.3.3. <i>Schlieren</i>	132
2.5.3.4. <i>Litages</i>	139
2.5.4. <i>Hétérogénéités complexes</i>	143
2.5.4.1. <i>Structures en rides et colonnes</i>	143
2.5.4.2. <i>Structures en "peigne" ou en "arbre"</i>	145
2.6. CONCLUSION	147
2.7. RÉFÉRENCE	149

CHAPITRE 3

FORMATION OF IGNEOUS LAYERING IN GRANODIORITE BY GRAVITY FLOW: A FIELD, MICROSTRUCTURE AND GEOCHEMICAL STUDY OF TUOLUMNE INTRUSIVE SUITE AT SAWMILL CANYON, CALIFORNIA	158
3.1. ABSTRACT	159
3.2. INTRODUCTION	160
3.3. GEOLOGICAL SETTING	163
3.3.1. <i>The Kuna Crest granodiorite</i>	167
3.3.2. <i>The Half Dome granodiorite</i>	168
3.3.3. <i>The Cathedral Peak granodiorite</i>	169
3.3.4. <i>The Johnson granite porphyry</i>	169
3.3.5. <i>Heterogeneities in the granodiorites</i>	172

3.4. THE LAYERED ROCKS.....	176
3.4.1. <i>Field relations in the Sawmill Canyon area.....</i>	176
3.4.2. <i>The “normal” layers.....</i>	177
3.4.3. <i>The “melanocratic” layers.....</i>	180
3.4.4. <i>Critical field relationships in the layered domains.....</i>	183
3.4.4.1. <i>Grain size and modal variations in layers.....</i>	183
3.4.4.2. <i>Erosion surfaces.....</i>	183
3.4.4.3. <i>Load-cast and flame-like structures.....</i>	184
3.4.4.4. <i>Felsic patches and lenses in the layers.....</i>	185
3.4.4.5. <i>Lobe structures.....</i>	186
3.4.4.6. <i>Faults in the layered rocks.....</i>	189
3.5. QUANTITATIVE ANALYSIS OF MICROSTRUCTURE.....	189
3.5.1. <i>Methods.....</i>	189
3.5.2. <i>Mineral proportions.....</i>	194
3.5.2.1. <i>The non-layered granodiorites.....</i>	194
3.5.2.2. <i>The layered rocks.....</i>	197
3.5.3. <i>Grain size.....</i>	201
3.5.3.1. <i>The non-layered granodiorites.....</i>	201
3.5.3.2. <i>The layered rocks.....</i>	201
3.5.4. <i>The orientation of minerals.....</i>	202
3.5.4.1. <i>The non-layered granodiorites.....</i>	202
3.5.4.2. <i>The layered rocks.....</i>	205
3.6. WHOLE ROCK COMPOSITIONS.....	211
3.6.1. <i>Major elements.....</i>	211

3.6.1.1. <i>The non-layered granodiorites</i>	211
3.6.1.2. <i>The layered rocks</i>	214
3.6.2. <i>Trace elements</i>	218
3.6.2.1. <i>The non-layered granodiorites</i>	218
3.6.2.2. <i>The layered rocks</i>	219
3.6.3. <i>Mineral compositions</i>	223
3.6.3.1. <i>The non-layered granodiorites</i>	223
3.6.3.2. <i>The layered rocks</i>	224
3.7. DISCUSSION	231
3.7.1. <i>Microstructure and macrostructure</i>	232
3.7.1.1. <i>Processes and structures in sediment gravity flows</i>	233
3.7.1.2. <i>Application to the layered rock of Sawmill Canyon</i>	235
3.7.2. <i>Sequence of events at Sawmill Canyon area</i>	237
3.7.2.1. <i>Initiation of the gravity flows</i>	237
3.7.2.2. <i>Coexistence of magmas</i>	242
3.8. CONCLUSIONS	246
3.9. ACKNOWLEDGEMENTS	247
3.10. REFERENCES	247

CHAPITRE 4

FORMATION ET DÉVELOPPEMENT DE LITAGES DANS LE GRANITE DES PETITES-BERGERONNES (TADOUSSAC), PROVINCE DU GRENVILLE, QUÉBEC, CANADA.....	253
4.1. INTRODUCTION.....	254
4.2. CADRE GÉOLOGIQUE.....	254
<i>4.2.1. Province du Grenville.....</i>	<i>254</i>
<i>4.2.2. Mise en place du Grenville.....</i>	<i>259</i>
<i>4.2.3. Géologie locale et datation.....</i>	<i>261</i>
<i>4.2.3.1 Méthode de datation.....</i>	<i>265</i>
<i>4.2.3.2 Résultats.....</i>	<i>265</i>
<i>4.2.3.3 Interprétation.....</i>	<i>269</i>
4.3. PETROGRAPHIE.....	270
<i>4.3.1. Granite des Petites-Bergeronnes.....</i>	<i>270</i>
<i>4.3.2. Hétérogénéités.....</i>	<i>274</i>
<i>4.3.2.1. Hétérogénéités leucocrates.....</i>	<i>274</i>
<i>4.3.2.2. Hétérogénéités mafiques.....</i>	<i>275</i>
<i>4.3.2.2.1. Filons mafiques.....</i>	<i>275</i>
<i>4.3.2.2.2 Litages.....</i>	<i>281</i>
4.4. MICROTEXTURE.....	292
<i>4.4.1. Méthodes.....</i>	<i>292</i>
<i>4.4.2. Granulométrie et proportion minérale.....</i>	<i>294</i>
<i>4.4.2.1. Granites.....</i>	<i>294</i>

4.4.2.2. <i>Filons mafiques</i>	297
4.4.2.3. <i>Litages</i>	300
4.4.2.3.1. <i>Litages à contours nets (PB31)</i>	300
4.4.2.3.2. <i>Litages à contours flous (PB9)</i>	304
4.4.3. <i>Orientation minérale</i>	307
4.4.3.1. <i>Granites</i>	308
4.4.3.2. <i>Filon mafiques</i>	309
4.4.3.3. <i>Litages à contours nets</i>	309
4.4.3.4. <i>Litages à contours flous</i>	310
4.4.3.5. <i>Conclusion sur l'orientation minérale des lames minces</i>	311
4.5. GÉOCHIMIE	314
4.5.1. <i>Méthodes</i>	314
4.5.1.1. <i>Roche totale</i>	314
4.5.1.2. <i>Analyse minéralogique</i>	314
4.5.2. <i>Résultats des analyses roche totale</i>	316
4.5.2.1. <i>Éléments majeurs</i>	316
4.5.2.1.1. <i>Granites</i>	317
4.5.2.1.2. <i>Filons mafiques</i>	318
4.5.2.1.3. <i>Litages à contours nets</i>	320
4.5.2.1.4. <i>Litages à contours flous</i>	322
4.5.2.2. <i>Éléments Traces</i>	328
4.5.2.2.1. <i>Granites</i>	328
4.5.2.2.2. <i>Filons mafiques</i>	330
4.5.2.2.3. <i>Litages à contours nets</i>	331

4.5.2.2.3. <i>Litages à contours flous</i>	333
4.5.3. <i>Résultats des analyses minéralogiques</i>	340
4.5.3.1. <i>Compositions en éléments majeurs dans les minéraux</i>	340
4.5.3.1.1. <i>Amphiboles</i>	341
4.5.3.1.2. <i>Plagioclases</i>	345
4.5.3.2. <i>Analyses minéralogiques des éléments traces</i>	347
4.5.3.2.1. <i>Amphiboles</i>	347
4.5.3.2.2. <i>Allanites</i>	351
4.5.3.2.3. <i>Titanites</i>	353
4.6. DISCUSSION	356
4.6.1. <i>Granite des Petites-Bergeronnes</i>	356
4.6.2. <i>Filons mafiques</i>	358
4.6.3. <i>Litages à contours nets</i>	361
4.6.4. <i>Litages à contours flous</i>	366
4.7. CONCLUSION	374
4.8. RÉFÉRENCE	376

CHAPITRE 5

CONCLUSION, SYNTHÈSE ET PERSPECTIVES.....	386
5.1. INTRODUCTION.....	387
5.2. SYNTHÈSE DES RÉSULTATS.....	388
5.1.1. <i>Observations de terrain.....</i>	<i>388</i>
5.2.2. <i>Études microstructurales.....</i>	<i>389</i>
5.2.3. <i>Géochimie.....</i>	<i>390</i>
5.3. MODÈLE DE FORMATION.....	391
5.3.1. <i>Suite intrusive de Tuolumne.....</i>	<i>391</i>
5.3.2. <i>Intrusion des Petites-Bergeronnes.....</i>	<i>393</i>
5.3.3. <i>Conclusion.....</i>	<i>394</i>
5.4. FUTURES RECHERCHES.....	394
5.5. RÉFÉRENCE.....	396

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE 1

Fig. 1.1. Représentation des différents processus permettant la formation d'un pluton.....	4
Fig. 1.2. Photographie de litage rythmique dans une pegmatite.....	9

CHAPITRE 2

Fig. 2.1. Carte géologique simplifiée de la Californie.....	25
Fig. 2.2. Carte géologique de la suite intrusive de Tuolumne.....	28
Fig. 2.3. Photomicrographies de la granodiorite de Kuna Crest (TML1).....	31
Fig. 2.4. Photomicrographies en cathodoluminescence de la zonation des plagioclases et des feldspaths potassiques de la granodiorite de Kuna Crest (TM3).....	32
Fig. 2.5. Photomicrographies de la granodiorite de Half Dome (TML2).....	35
Fig. 2.6. Photomicrographies en cathodoluminescence des zonations des plagioclases de la granodiorite Half Dome (TML2).....	36
Fig. 2.7. Photomicrographies en cathodoluminescence de la zonation des plagioclases de la granodiorite de Cathedral Peak (TC3).....	39
Fig. 2.8. Photomicrographie du granite de Johnson (J1).....	41
Fig. 2.9. Photographies de la texture des grands types de roches de Tuolumne.....	42
Fig. 2.10. Carte géologique de la zone d'étude de Mammoth Peak.....	45
Fig. 2.11. Photographies de matériel leucocrate aplitique.....	50
Fig. 2.12. Photomicrographie d'un filon leucocrate aplitique (TM15).....	51

Fig. 2.13. Photographie d'une concentration de mégacristsaux de feldspaths potassiques dans la granodiorite de Cathedral Peak.....	54
Fig. 2.14. Zone de concentration de feldspaths potassiques dans la granodiorite de Cathedral Peak.....	55
Fig. 2.15. Photographies d'enclaves mafiques.....	58
Fig. 2.16. Photographies de blocs effondrés de composition métavolcanique.....	61
Fig. 2.17. Photographies de schlieren dans la granodiorite de Cathedral Peak.....	65
Fig. 2.18. Photographies de litage dans la région de Mammoth Peak.....	69
Fig. 2.19. Structures en rides et colonnes "ridge and pillar".....	73
Fig. 2.20. Photomicrographies de la texture des rides et colonnes (TM14).....	74
Fig. 2.21. Structures en "peigne" ou en "arbre".....	77
Fig. 2.22. Diagramme de Harker pour les principaux faciès homogènes de la suite intrusive de Tuolumne.....	85
Fig. 2.23. Éléments traces pour les roches homogènes de la suite intrusive de Tuolumne.....	89
Fig. 2.24. Diagramme de Harker pour les principales hétérogénéités échantillonnées dans la suite intrusive de Tuolumne.....	104
Fig. 2.25. Éléments traces pour les hétérogénéités de la suite intrusive de Tuolumne.....	105
Fig. 2.26. Géochimie des amphiboles dans les granodiorites homogènes de la suite intrusive de Tuolumne.....	111
Fig. 2.27. Géochimie des titanites dans les granodiorites homogènes de la suite intrusive de Tuolumne	116

Fig. 2.28. Géochimie des plagioclases dans les granodiorites homogènes de la suite intrusive de Tuolumne	121
Fig. 2.29. Schéma expliquant la formation de schlieren associés à une hétérogénéité en mouvement dans une pile de cristaux riche en liquide magmatique.....	137
Fig. 2.30. Schéma expliquant la formation de schlieren associés à une granodiorite homogène	138
Fig. 2.31. Schéma expliquant l'ouverture de filons dans la zone de Mammoth Peak..	142

CHAPITRE 3

Fig. 3.1. (a) Map showing the location of Tuolumne Intrusive Suite within the Sierra Nevada Batholith, California. (b) Simplified geological map of Tuolumne Intrusive Suite showing the location of the Sawmill Canyon area.....	165
Fig. 3.2. Geological map of the Sawmill Canyon.....	166
Fig. 3.3. Photographs showing the four principal rock types that comprise the Tuolumne Intrusive Suite.....	170
Fig. 3.4. Photographs to illustrate the various types of heterogeneities that occur throughout the Tuolumne Intrusive Suite.....	174
Fig. 3.5. Morphology of “normal layering” from the Sawmill Canyon area.....	178
Fig. 3.6. Structures in the layered rocks from the Sawmill Canyon area.....	181
Fig. 3.7. Lobe-shaped structures in the Sawmill Canyon area.....	187
Fig. 3.8. Diagram showing the orientation convention used for thin sections.....	192
Fig. 3.9. Results from the quantitative study of the microstructure in non-layered granodiorites.....	195

Fig. 3.10. Results from the quantitative study of the microstructure in the XZ plane of rocks with “normal” layering from the Sawmill Cayon area.....	199
Fig. 3.11. Results from the quantitative study of the microstructure in the XZ plane of rocks with “melanocratic” layering from the Sawmill Cayon area.....	200
Fig. 3.12. Rose diagrams showing the orientation of minerals in the XZ plane of non-layered granodiorites shown in Fig. 3.9.....	204
Fig. 3.13. Rose diagrams showing the orientation of minerals in the XZ plane from the layered rocks at Sawmill Canyon.....	207
Fig. 3.14. Digitized maps showing the distribution of hornblende and plagioclase and rose diagrams showing their orientation with distance from the base of a “normal” layer TS16B.....	208
Fig. 3.15. Digitized maps showing the distribution of minerals and rose diagrams showing the orientation of the minerals in the plane of the layering.....	209
Fig. 3.16. Digitized map showing the distribution of hornblende and rose diagrams showing the orientation of the hornblende by aspect ratio in the plane of the layering of melanocratic layer sample TS13B	210
Fig. 3.17. Composition of non-layered granodiorites plotted on the QP diagram.....	213
Fig. 3.18. Harker variation diagrams.....	216
Fig. 3.19. Variation diagrams for selected trace elements versus SiO ₂ comparing compositions of the three major types of non-layered granodiorite from the Tuolumne Intrusive Suite with the layered rocks from Sawmill Canyon.....	221
Fig. 3.20. Chondrite-normalized rare earth element (REE) diagrams.....	222

Fig. 3.21. Composition of hornblende and plagioclase from the non-layered granodiorites and the layered rocks.....	225
Fig. 3.22. <i>Magnesium number</i> $[Mg / (Mg + Fe^{2+})]$ of hornblende with distance from the base of a normal layer.....	227
Fig. 3.23. Possible scenarios for the initiation of gravity flows comprising melt plus crystals in the Tuolumne Intrusive Suite at Sawmill Canyon.....	240
Fig. 3.24. The mingling of magmas and the mixing of different population of crystals, at Sawmill Canyon.....	245

CHAPITRE 4

Fig. 4.1. Carte schématique de la province du Grenville.....	257
Fig. 4.2. Carte schématique d'Amérique du Nord montrant les différentes provinces sans les couvertures de plate-forme.....	258
Fig. 4.3. Carte géologique simplifiée de la région du Saguenay.....	263
Fig. 4.4. Carrière principale située dans la zone sud de l'exploitation du granite des Petites-Bergeronnes.....	264
Fig. 4.5. Diagramme concordia U-Pb pour les zircons des Petites-Bergeronnes	267
Fig. 4.6. Diagramme concordia U-Pb pour les zircons de référence PL.....	268
Fig. 4.7. Photomicrographie du granite des Petites-Bergeronnes.....	273
Fig. 4.8. Filons mafiques à pendage subvertical.....	278
Fig. 4.9. Lame mince de filon mafique à clinopyroxène.....	279
Fig. 4.10. Photomicrographie de la texture d'un filon mafique.....	280
Fig. 4.11. Terminaisons de litages.....	286

Fig. 4.12. Litages à contours nets.....	287
Fig. 4.13. Litages à contours flous	288
Fig. 4.14. Schlieren photographiés dans la zone sud de l'exploitation	289
Fig. 4.15. Photomicrographie en lumière polarisée de la texture d'un litage à contours flous.....	290
Fig. 4.16. Granulométrie et proportions minérales d'un granite (PB19).....	296
Fig. 4.17. Granulométrie et proportions minérales d'un filon mafique (PB3).....	299
Fig. 4.18. Granulométrie et proportions minérales d'un litage à contours nets (PB31)	303
Fig. 4.19. Granulométrie et proportions minérales d'un litage à contours flous (PB9)	306
Fig. 4.20. Roses des vents pour les roches des Petites-Bergeronnes.....	312
Fig. 4.21. Diagramme QAP pour les roches des Petites-Bergeronnes	324
Fig. 4.22. Diagramme QP pour les roches des Petites-Bergeronnes	325
Fig. 4.23. Diagrammes de Harker pour les roches des Petites-Bergeronnes	326
Fig. 4.24. Diagrammes de variation pour les roches des Petites-Bergeronnes	335
Fig. 4.25. Spectres de terres rares normalisés aux chondrites pour les granites et les filons mafiques.....	336
Fig. 4.26. Spectres de terres rares normalisés aux chondrites pour les litages	337
Fig. 4.27. Diagrammes multiéléments normalisés à la croûte supérieure (Taylor & McClelland, 1981) pour les granites et les filons mafiques.....	338
Fig. 4.28. Diagrammes multiéléments normalisés à la croûte supérieure (Taylor & McClelland, 1981) pour les litages.....	339
Fig. 4.29. Diagrammes de variation pour la chimie de l'amphibole.....	344
Fig. 4.30. Diagrammes de variation pour la chimie du plagioclase.....	346

Fig. 4.31. Spectres de terres rares moyennes pour les analyses d'amphiboles normalisés aux chondrites CI (Mc Donough & Sun, 1995).....	350
Fig. 4.32. Spectres de terres rares pour les analyses d'allanites normalisés aux chondrites CI (Mc Donough & Sun, 1995).....	352
Fig. 4.33. Spectres de terres rares pour les analyses de titanites normalisés aux chondrites CI (Mc Donough & Sun, 1995).....	355
Fig. 4.34. Modèle de formation pour les hétérogénéités mafiques de la région des Petites-Bergeronnes.....	372

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE 2

Tableau 2.1 : Proportions minéralogiques moyennes déterminées optiquement pour les roches homogènes de la suite intrusive de Tuolumne.....	46
Tableau 2.2 : Proportions minéralogiques moyennes déterminées optiquement d’après l’observation des lames minces dans les hétérogénéités.....	79

CHAPITRE 3

Table 3.1 : Estimates from petrographic observation of the average mineral proportion of non-layered rocks of the Tuolumne Intrusive Suite.....	171
Table 3.2 : Area percent of primocryst minerals calculated from the digitalized thin sections.....	193
Table 3.3 : Whole rock compositions of rocks from the Sawmill Canyon area.....	228

CHAPITRE 4

Tableau 4.1 : Pourcentages minéralogiques moyens obtenus d’après un estimé des différentes lames minces pour les principales roches de l’intrusion granitique des Petites-Bergeronnes.....	288
Tableau 4.2 : Proportions minéralogiques calculées à partir des lames minces digitalisées.....	310

LISTE DES ANNEXES

CHAPITRE 2

Annexe 2.1 : Analyses roche totale de la suite intrusive de Tuolumne.....	400
Annexe 2.2 : Analyses roche totale des standards.....	406
Annexe 2.3 : Analyses des amphiboles de la suite intrusive de Tuolumne.....	408
Annexe 2.4 : Analyses des titanites de la suite intrusive de Tuolumne.....	411
Annexe 2.5 : Analyses des plagioclases de la suite intrusive de Tuolumne.....	412
Annexe 2.6 : Analyses des éléments traces dans les amphiboles.....	414
Annexe 2.7 : Analyses des éléments traces dans les titanites.....	416
Annexe 2.8 : Analyses des éléments traces dans les plagioclases.....	417

CHAPITRE 4

Annexe 4.1 : Méthode de datation.....	418
Annexe 4.2 : Ensemble des zircons analysés par cathodoluminescence	424
Annexe 4.3 : Données isotopiques U-Pb pour les zircons des Petites-Bergeronnes...428	
Annexe 4.4 : Données isotopiques U-Pb pour le zircon PL (Slama et al., 2006).....	430
Annexe 4.5 : Données géochimiques éléments majeurs et traces pour la zone des Petites-Bergeronnes.....	431
Annexe 4.6 : Compositions normatives calculées avec le logiciel Geochemical Data Toolkit (Janousek et al., 2006).....	434

Annexe 4.7 : Éléments majeurs et formules recalculées pour les amphiboles dans les filons mafiques.....	436
Annexe 4.8 : Éléments majeurs et formules recalculées pour les amphiboles dans les granites.....	438
Annexe 4.9 : Éléments majeurs et formules recalculées pour les amphiboles dans les litages à contours nets.....	440
Annexe 4.10 : Éléments majeurs et formules recalculées pour les amphiboles dans les litages à contours flous.....	442
Annexe 4.11 : Éléments majeurs et formules recalculées pour les plagioclases dans les granites.....	444
Annexe 4.12 : Éléments majeurs et formules recalculées pour les plagioclases dans les litages à contours flous.....	445
Annexe 4.13 : Éléments majeurs et formules recalculées pour les plagioclases dans les litages à contours nets.....	446
Annexe 4.14 : Éléments majeurs et formules recalculées pour les plagioclases dans les filons mafiques.....	448
Annexe 4.15 : Éléments majeurs et formules recalculées pour les pyroxènes dans les filons mafiques.....	450
Annexe 4.16 : Éléments majeurs pour les titanites.....	451
Annexe 4.17 : Éléments majeurs pour les allanites.....	452
Annexe 4.18 : Éléments traces dans les amphiboles.....	453
Annexe 4.19 : Éléments traces dans les allanites.....	457
Annexe 4.20 : Éléments traces dans les titanites	458

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1. PROBLÉMATIQUE

Les roches granitiques représentent une proportion volumique importante de la croûte continentale. Les processus permettant leurs formations ainsi que leurs mises en place sont donc de grande importance. Le terme granitique, ici, est utilisé dans le sens de roche plutonique avec au moins 20 % de quartz, ceci incluant donc des roches telles que : les granites (monzo- ou syéno-), les granodiorites et les tonalites (classification de Streckeisen, 1976). Généralement, deux grandes questions peuvent être posées lorsque l'on travaille sur des granites :

- Quelle est la source du magma felsique mis en place au sein de la croûte continentale pour former les plutons ou les batholites ?;

- Quels sont les processus à l'intérieur même d'un corps granitique lors de sa mise en place (ex. : cristallisation fractionnée, mélange)?

Jusqu'à présent, la majorité des recherches ont été orientées pour répondre à la première question et ainsi déterminer l'origine des différences de composition entre ces grands ensembles granitiques (Shand, 1943; Chappell & White, 1974; Delaroche *et al.*, 1980; Collins *et al.*, 1982; Pearce *et al.*, 1984; Barbarin, 1999). Bien entendu, dans ce genre de recherches, il faut échantillonner des roches représentatives de l'ensemble du pluton. Cette tâche n'est pas aisée, car dans la majorité des cas les roches granitiques sont composées de zones isotropes et de zones anisotropes. Plusieurs morphologies d'hétérogénéités sont possibles dans les corps granitiques et sont pour la plupart créées

par des processus différents lors de la mise en place du magma. La deuxième question permettant de comprendre les processus mis en œuvre lors de la mise en place d'un magma granitique constitue donc une question fondamentale pour mieux comprendre les hétérogénéités ainsi que les intrusions dans leurs ensembles.

1.1.1. Hétérogénéités dans les roches granitiques

Les anisotropies dans les roches granitiques sont nombreuses et peuvent être classifiées en plusieurs groupes. (1) Les hétérogénéités compositionnelles sont sans doute les plus visibles à l'échelle de l'affleurement. Elles se distinguent par un changement de composition minéralogique global par rapport à la roche isotrope. (2) Les hétérogénéités granulométriques se distinguent par une concentration locale de minéraux de taille différente de la roche isotrope. (3) Les hétérogénéités chimiques (cryptiques) sont les plus difficiles à observer, car elles nécessitent dans la plupart des cas des analyses pour reconnaître des zones où la composition chimique globale est différente de la composition moyenne. Bien entendu, ces trois types d'anisotropies peuvent s'observer séparément, mais sont la plupart du temps combinés dans le même type d'hétérogénéité. Plusieurs auteurs ont déjà étudié différents types d'hétérogénéités qui reviennent couramment dans les roches granitiques. Par exemple, les enclaves mafiques ont fait l'objet de nombreuses observations (Vernon, 1984; Didier & Barbarin, 1991; Collins *et al.*, 2000; Barbarin, 2005; Solgadi *et al.*, 2007). D'autres hétérogénéités, par contre, sont bien moins comprises, mais peuvent être des indices importants pour la compréhension de la mise en place de magma. C'est le cas, par exemple, des litages magmatiques qui représentent des hétérogénéités de grande dimension et qui se retrouvent dans différents granites autour du monde (Gilbert, 1906;

Emeleus, 1963; Aucott, 1965; Wilshire, 1969; Barrière, 1981; Friend *et al.*, 1985; Clarke & Clarke, 1998; Pons *et al.*, 2006; Žák & Klominsky, 2007; Barbey *et al.*, 2008).

1.1.2. Type de litage

La définition d'un litage dans une roche ignée constitue un premier problème en lui-même. Le terme litage est essentiellement utilisé dans les roches sédimentaires et correspond à une "couche ou niveau de faible épaisseur" (Foucault & Raoult, 2005). Cette définition plutôt large permet donc de regrouper sous le même nom des hétérogénéités qui n'ont pas toujours la même forme. Ceci veut dire que plusieurs processus sont possibles pour la formation de litages et qu'une étude détaillée de ces hétérogénéités est nécessaire. Barbey (2009) a créé un diagramme permettant de se rendre compte des différents processus invoqués lors de la construction et la mise en place d'un pluton (Fig. 1.1). Les trois principaux pôles correspondent aux processus de cristallisation magmatique, aux processus tectoniques et aux processus d'injection. Lors de chacun de ces processus, il est possible de créer des anisotropies dans les intrusions et ainsi former des litages.

Dans le cas particulier de la formation des litages, Un quatrième type de processus postérieurs à la mise en place de l'intrusion, comme les phénomènes métamorphiques, peuvent par contre être importants dans la formation de litage dans des roches de composition magmatique.

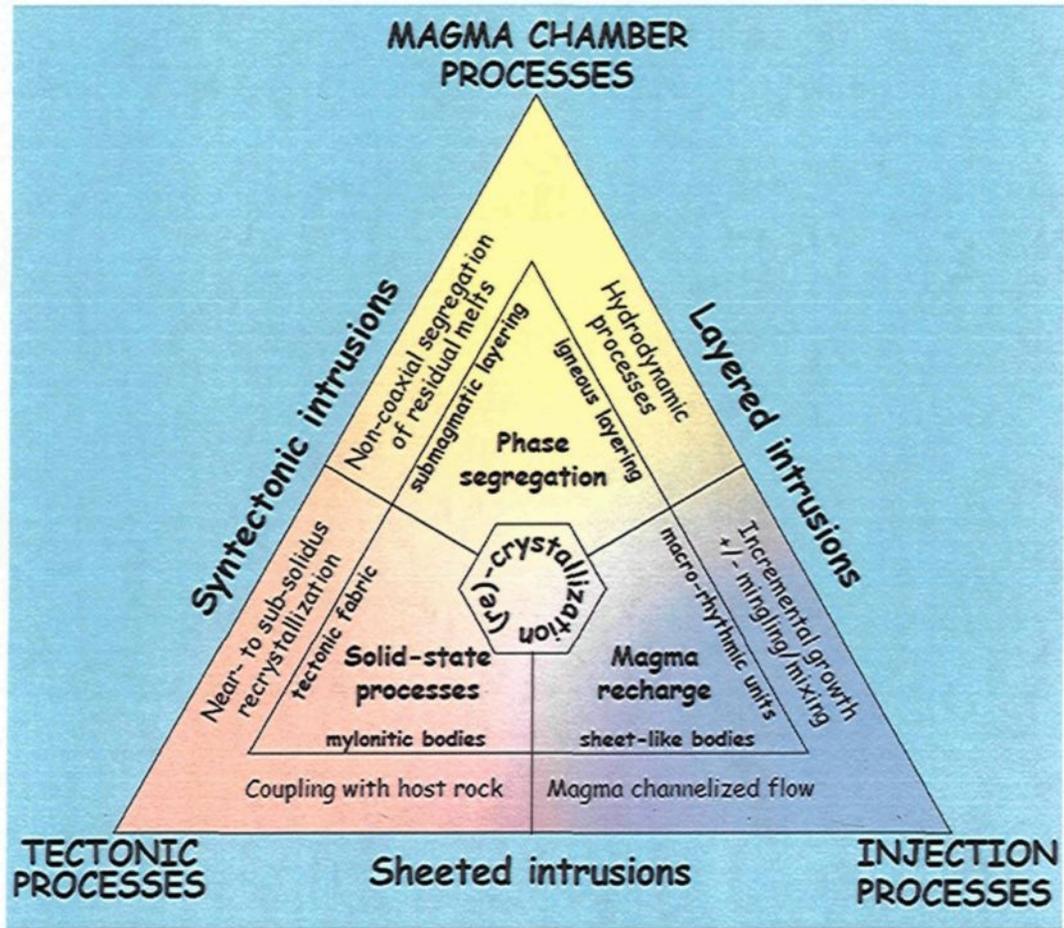


Fig. 1.1. Représentation des différents processus permettant la formation d'un pluton d'après Barbey (2009)

1.1.2.1. Litage relié à des processus de cristallisation magmatiques

Plusieurs types de processus magmatiques peuvent se produire lors de la construction d'un corps granitique et former ainsi des litages (Barbey, 2009). Un des premiers processus consiste en l'accumulation de cristaux par gravité. En 1915 Bowen expérimente la cristallisation d'un magma avec des olivines. Il remarque alors que les cristaux précipitent. Cette observation est reprise pour les roches mafiques par Wager & Brown (1968). Ces auteurs proposent alors que les litages se forment par tassement gravitaire. Des modèles de formation de litage par simple tassement gravitaire ont aussi été proposés pour la roche granitique (Claxton, 1968; Clarke & Clarke, 1998), mais sont globalement rares, car la viscosité des magmas granitiques est considérée comme importante et ne favorise pas ces déplacements de cristaux.

Des systèmes plus dynamiques ont donc été envisagés en particulier dans les roches mafiques (Irvine, 1987). Certains auteurs ont ainsi proposé que des litages dans certains granites se formeraient à partir de courants magmatiques (Wilshire, 1969; Barrière, 1981; Žák & Paterson, 2005; Žák & Klominsky, 2007; Barbey, 2009). Ce type de processus magmatiques produirait donc des structures très similaires à celles observées dans les roches sédimentaires. Ces processus hydrodynamiques permettraient une séparation plus rapide et plus efficace des minéraux. Malheureusement, aucune étude détaillée n'a permis de comprendre exactement ces processus.

Le mécanisme de cristallisation *in situ* introduit par Jackson (1961) peut aussi être un moyen de former des litages dans des intrusions magmatiques. Ce processus implique que la cristallisation se produit sur les bordures de l'intrusion, là où il y a une perte de chaleur. Les modèles de cristallisation *in situ*, comme celui de Langmuir (1989), imposent que le magma qui cristallise change de composition et ainsi contrôle la

formation de bandes de différents minéraux qui cristallisent successivement. Ce modèle a été proposé pour expliquer certains litages dans des roches de composition granitique (Pupier *et al.*, 2008).

Les processus magmatiques reliés à la cristallisation permettent donc la formation de nombreux types de litages. Il est donc nécessaire d'avoir une bonne étude détaillée des textures pour pouvoir savoir lequel de ces processus est prédominant dans une intrusion pour la formation de litages.

1.1.2.2. Litage relié à des processus d'injections

Les injections de magma dans les intrusions ignées sont fréquentes et deux grands types d'injections peuvent être à l'origine de la formation de litages.

Le premier type correspond à des recharges successives de magma de composition similaire au magma déjà existant dans l'intrusion. Ce modèle d'injections successives a été invoqué pour des litages dans des magmas granitiques par Clarke & Clarke (1998), mais ces auteurs pensent que la séparation des cristaux est un phénomène essentiellement gravitaire. Il est aussi possible d'imaginer que ces injections se produiraient dans une pile de cristaux non consolidée. Lors de ces injections et par des processus de "filtrage par pression", il serait aussi possible de créer des accumulations minérales dans certaines intrusions (Weinberg *et al.*, 2001).

Le deuxième type de processus qui peut produire des hétérogénéités parfois à l'origine de litages est l'injection de magma mafique dans un magma granitique. Le mélange incomplet de ces magmas permettrait donc la cristallisation de lits de composition différente dans un granite. Certains auteurs ont proposé la formation de structures similaires à des litages dans des environnements de mélange soumis à des

contraintes tectoniques (Gasquet *et al.*, 1995; Lucas & St-Onge, 1995). Dans ces cas précis, les processus chimiques et mécaniques de mélange n'ont pas été étudiés en détail mais sont pourtant essentiels à la compréhension de la formation de ce type de litages.

1.1.2.3. Litage relié à des processus tardifs

Les liquides magmatiques très évolués couplés aux fluides issus de la cristallisation fractionnée peuvent en fin de cristallisation former des litages généralement très fins et rythmiques (Fig. 1.2). On retrouve donc ce type de litages rythmiques dans des roches comme des pegmatites ou des aplites (Rockhold *et al.*, 1987; Duke *et al.*, 1988; Webber *et al.*, 1997). Les aplites litées sont courantes et leurs processus de formation sont souvent attribués à des oscillations des conditions de pression et de température du système (London, 2005) impliquant la cristallisation rythmique de bandes de minéraux dans la roche.

Plusieurs autres mécanismes métamorphiques peuvent jouer un rôle important dans la formation des litages. En particulier, Boudreau (1987) explique que, grâce au murissement d'Oswald, il est possible de créer des litages dans des roches mafiques. Ce processus de haute température implique que les grains de grandes tailles sont favorisés par rapport aux plus petits pour minimiser la surface d'énergie libre du système. Ce processus serait alors capable de former de petit litage à la fin de la cristallisation d'un magma dans une intrusion.

D'autres mécanismes comme le métamorphisme ou les réactions métasomatiques peuvent produire des litages dans des roches hôtes de composition granitique. Par exemple, en cristallisant, les magmas libèrent souvent des fluides qui vont pouvoir interagir et transformer la roche hôte par métasomatisme (Castro *et al.*,

2003). Il peut donc y avoir transformation des minéraux métasomatisés qui peuvent former des bandes plus ou moins continues le long de ces nouvelles injections de magma.



Fig. 1.2. Photographie de litage rythmique dans une pegmatite d'après London (2008)

1.1.2.4. Conclusion

Les différents processus proposés précédemment pour la mise en place d'un pluton ou pour la formation de litage peuvent interagir ensemble. Les dégradés de couleur sur la figure 1.1 de Barbey (2009) représentent la possibilité d'une infinité de cas intermédiaires entre les pôles du triangle. Les exemples donnés précédemment ne sont donc pas exhaustifs, et d'autres processus peuvent mener à la formation de litages. Lorsque l'on étudie les litages, il faut donc toujours penser que des processus peuvent se surimposer et compliquer les observations. Il est donc nécessaire d'utiliser plusieurs outils, tels que la pétrographie, la texture et la géochimie pour permettre de comprendre ces hétérogénéités. En général la partie texturale pour la formation des litages est peu utilisée, cette thèse est donc une des premières à utiliser une analyse quantitative pour les textures afin de mieux comprendre la formation des litages.

1.1.3. Zones d'études

Afin d'étudier des hétérogénéités et en particulier des litages qui auraient des processus de formation différents, deux zones d'études ont été choisies. Ces zones correspondent à des endroits qui ont déjà fait l'objet d'études antérieures et ont montré des environnements de formation différents pour les deux types de granite. Ces zones correspondent à la suite intrusive de Tuolumne en Californie et de l'intrusion des Petites-Bergeronnes au Québec.

1.1.3.1. Suite intrusive de Tuolumne

Cette intrusion est située dans le batholite de la Sierra Nevada en Californie. Le batholite de la Sierra Nevada correspond à une partie d'un arc magmatique continental

(Bateman & Eaton, 1967; Tikoff *et al.*, 2005). Cet arc est l'expression de la subduction de la plaque Farallon sous l'Amérique du Nord (Engebretson *et al.*, 1985; Lee *et al.*, 2007). Le processus de subduction toujours actif explique pourquoi il est possible de retrouver à cet endroit des intrusions magmatiques assez jeunes. Dans le cas de la suite intrusive de Tuolumne, il s'agit d'une intrusion d'âge crétacé supérieur (Coleman *et al.*, 2004). Cette intrusion est essentiellement constituée de matériel granodioritique (Bateman & Chappell, 1979). et a fait l'objet de nombreuses études depuis plusieurs décennies (Bateman & Chappell, 1979; Kistler *et al.*, 1986; Reid *et al.*, 1993; Coleman *et al.*, 2004; Žák *et al.*, 2007).

Cette intrusion est intéressante, car les différents auteurs ont souvent noté la présence d'hétérogénéités telles que des enclaves mafiques, des litages, des schlieren ou des hétérogénéités leucocrates. L'intrusion de Tuolumne semble se mettre en place par l'injection successive de magmas de compositions légèrement différentes (Bateman & Chappell, 1979). De façon générale, aucune déformation majeure ou métamorphisme plus tardif ne semble venir affecter l'intrusion. Ce type d'intrusion est donc idéal pour identifier et étudier les hétérogénéités qui se forment lors de la cristallisation d'un magma dans une zone relativement peu soumise à la déformation. L'ensemble des résultats obtenus lors de cette thèse sur cette zone fait l'objet des chapitres 2 et 3.

1.1.3.2. Intrusion des Petites-Bergeronnes

L'intrusion des Petites-Bergeronnes est située au Québec dans la province du Grenville. Cette intrusion est constituée d'un granite au sens strict qui s'est mis en place au nord de la ville de Tadoussac. Le granite de l'intrusion des Petites-Bergeronnes est

plus âgé que celui de Tuolumne, car il s'est formé lors de la construction de la province Grenvillienne, c'est à dire entre 1,5 et 0,8 Ga (Davidson, 1995).

Contrairement au granite de Tuolumne, l'intrusion de granite de la région de Tadoussac est très peu connue et très peu de travaux ont été réalisés dans cette région. Pourtant, la mise en place du granite des Petites-Bergeronnes semble se produire dans un contexte très différent de celui de la suite intrusive de Tuolumne. En particulier, Sawyer (2000) a noté que ce granite se mettait en place et cristallisait dans une zone de cisaillement. Malgré la forte déformation, on retrouve dans le granite des Petites-Bergeronnes de nombreuses hétérogénéités telles que des filons mafiques, des litages ou des concentrations de matériel leucocrate. Ce deuxième exemple d'intrusion contenant des litages magmatiques a donc été choisi pour se rendre compte des processus qui pourraient permettre leurs formations dans des environnements d'injections de magmas mafiques soumis à des contraintes tectoniques. Les résultats de cette étude font l'objet du chapitre 4.

1.2. BUT ET OBJECTIFS

Les litages dans les roches de composition granitique ont été souvent observés, mais n'ont pas toujours fait l'objet d'études détaillées en particulier d'un point de vue texturale. Les rares études réalisées s'appuient essentiellement sur des observations de terrain. Le but de la présente thèse est d'avoir une meilleure compréhension de la mise en place d'un magma granitique dans différents types d'environnement permettant la formation de litage. Ce but induit donc une série d'objectifs pour y parvenir. Le premier objectif est de répertorier et étudier les principales hétérogénéités observables dans différents environnements de formation en se focalisant plus particulièrement sur les structures litées. Cela a permis d'obtenir de nouvelles données multiples sur différents types d'hétérogénéités et plus particulièrement des données texturales et microtexturales. Le deuxième objectif est de classifier différents types de litages en fonction de leurs caractéristiques communes. Le troisième objectif est de mettre en lumière le rôle et l'importance des processus physiques et chimiques au sein d'une chambre magmatique. Cela a permis de mieux définir l'étendue des processus (locaux et/ou à l'échelle du pluton) et de proposer un modèle formation pour chacun des types de litages étudiés.

1.3. PLAN DE LA THÈSE

La présente thèse a été divisée en chapitres qui représentent chacun le développement de différents types d'hétérogénéités et de litages dans des environnements différents. Cette thèse a donc été construite autour de trois chapitres majeurs : les chapitres 2, 3 et 4.

Le chapitre 2 correspond à l'ensemble des hétérogénéités rencontrées dans la suite intrusive de Tuolumne. Certaines de ces structures (plus particulièrement les structures litées) sont décrites et étudiées en détails dans le chapitre 3. Ce dernier correspond à un article publié dans "Journal of Petrology" en novembre 2008 sous le titre "Formation of igneous layering in granodiorite by gravity flow: a field, microstructure and geochemical study of the Tuolumne Intrusive Suite at Sawmill Canyon, California". Les Chapitres 2 et 4 ont été rédigés en français, mais dans un esprit de cohérence, ils se rapprochent du style d'un article scientifique. Étant donné la structure particulière de cette thèse, les chapitres 2 et 4 peuvent se lire de façon indépendante à la manière d'une thèse par article. Le chapitre 4 traite des hétérogénéités et en particulier des litages observés dans l'intrusion des Petites-Bergeronnes dans la région de Tadoussac. Pour finir, le chapitre 5 est une synthèse des observations et des résultats obtenus au cours de cette thèse

1.4. RÉFÉRENCES

- Aucott, J. W. (1965). Layering in Galway Granite. *Nature* **207**, 929-930.
- Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* **46**, 605-626.
- Barbarin, B. (2005). Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada Batholith, California: Nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos* **80**, 155-177.
- Barbey, P. (2009). Layering and schlieren in granitoids: a record of interactions between magma emplacement, crystallization and deformation in growing plutons (The André Dumont medallist lecture). *Geologica Belgica* **12**, 109-133.
- Barbey, P., Gasquet, D., Pin, C. & Bourgeix, A. L. (2008). Igneous banding, schlieren and mafic enclaves in calc-alkaline granites: The Budduso pluton (Sardinia). *Lithos* **104**, 147-163.
- Barrière, M. (1981). On curved laminae, graded layers, convection currents and dynamic crystal sorting in the Ploumanach (Brittany) subalkaline granite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **77**, 214-224.
- Bateman, P. C. & Chappell, B. W. (1979). Crystallization, fractionation, and solidification of the Tuolumne Intrusive Series, Yosemite-national-park, California. *Geological Society of America Bulletin* **90**, 465-482.
- Bateman, P. C. & Eaton, J. P. (1967). Sierra Nevada Batholith - batholith was generated within a synclinorium. *Science* **158**, 1407-1417.
- Boudreau, A. E. (1987). Pattern formation during crystallization and the formation of fine scale layering. In: Parsons, I. (ed.) *Origins of Igneous Layering* Reidel Inc., Dordrecht, Netherlands, 453-471.
- Bowen, N. L. (1915). Crystallization differentiation in silicate liquids. *American Journal of Science* **39**, 175-191.
- Castro, A., Corretge, L. G., De la Rosa, J. D., Fernandez, C., Lopez, S., Garcia-Moreno, O. & Chacon, H. (2003). The appinite-migmatite complex of Sanabria, NW Iberian massif, Spain. *Journal of Petrology* **44**, 1309-1344.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geology* **8**, 173-174.
- Clarke, D. B. & Clarke, G. K. C. (1998). Layered granodiorites at Chebucto Head, South Mountain batholith, Nova Scotia. *Journal of Structural Geology* **20**, 1305-1324.

- Claxton, C. W. (1968). Mineral layering in Galway granite Connemara Eire. *Geological Magazine* **105**, 149-159.
- Coleman, D. S., Gray, W. & Glazner, A. F. (2004). Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. *Geology* **32**, 433-436.
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. & Chappell, B. W. (1982). Nature and origin of a-type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **80**, 189-200.
- Collins, W. J., Richards, S. R., Healy, B. E. & Ellison, P. I. (2000). Origin of heterogeneous mafic enclaves by two-stage hybridisation in magma conduits (dykes) below and in granitic magma chambers. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* **91**, 27-45.
- Davidson, A. (1995). A review of the Grenville orogen in its North American type. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics* **16**, 3-24.
- Delaroche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses - Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* **29**, 183-210.
- Didier, J. & Barbarin, B. (1991). *Enclaves and granite petrology*. Elsevier: Amsterdam, 625 pp.
- Duke, E. F., Redden, J. A. & Papike, J. J. (1988). Calamity Peak layered granite-pegmatite complex, Black-Hills, South-Dakota .1. Structure and emplacement. *Geological Society of America Bulletin* **100**, 825-840.
- Emeleus, C. H. (1963). Structural and petrographic observations on layered granites from Sw Greenland. *Mineralogical Society of America Special Paper* **1**, 22-29.
- Engebretson, D. C., Cox, A. & Gordon, R. G. (1985). Relative motions between oceanic plates of the Pacific Basin. *Geological Society of America Special Paper* **206**, 206-259.
- Foucault, A. & Raoult, J. F. (2005). *Dictionnaire de géologie*. Paris: Masson, 324 pp.
- Friend, C. R. L., Brown, M., Perkins, W. T. & Burwell, A. D. M. (1985). The geology of the Qorqut granite complex north of Qorqut, Godthabsfjord, southern West Greenland. *Bulletin - Gronlands Geologiske Undersogelse* **151**, 1-43.
- Gasquet, D., Fernandez, A., Mahé, C. & Boullier, A. M. (1995). Origine des rubanements dans les granitoides: exemple du monzogranite de Brignogan-

- Plouescat (NW du Massif armoricain). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II* **321**, 369-376.
- Gilbert, G. K. (1906). Gravitational assemblage in granite. *Geological Society of America Bulletin* **17**, 321-328.
- Irvine, T. N. (1987). Layering and related structures in Duke Island and Skaergaard intrusions: similarities, differences and origins. In: Parsons, I. (ed.) *Origins of Igneous Layering*. Reidel Inc., Dordrecht, Netherlands, 185-245.
- Jackson, E. D. (1961). Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater Complex, Montana. *U.S. Geological Survey Professional Paper* **358**, 106pp.
- Kistler, R. W., Chappell, B. W., Peck, D. L. & Bateman, P. C. (1986). Isotopic variation in the Tuolumne Intrusive Suite, Central Sierra-Nevada, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **94**, 205-220.
- Langmuir, C. H. (1989). Geochemical consequences of insitu crystallization. *Nature* **340**, 199-205.
- Lee, C.-T. A., Morton, D. M., Kistler, R. W. & Baird, A. K. (2007). Petrology and tectonics of Phanerozoic continent formation: from island arcs to accretion and continental arc magmatism. *Earth and Planetary Science Letters* **263**, 370-387.
- London, D. (2005). Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future. *Lithos* **80**, 281-303.
- London, D. (2008). *Pegmatites*. The Canadian Mineralogist Special Publication 10 Mineralogical Association of Canada, 347 pp.
- Lucas, S. B. & St-Onge, M. R. (1995). Syntectonic magmatism and the development of compositional layering, Ungava orogen (Northern Quebec, Canada). *Journal of Structural Geology* **17**, 475-491.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G. (1984). Trace-element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic-rocks. *Journal of Petrology* **25**, 956-983.
- Pons, J., Barbey, P., Nachit, H. & Burg, J. P. (2006). Development of igneous layering during growth of pluton: The Tarcouate Laccolith (Morocco). *Tectonophysics* **413**, 271-286.
- Pupier, E., Barbey, P., Toplis, M. J. & Bussy, F. (2008). Igneous layering, fractional crystallization and growth of granitic plutons: the Dolbel Batholith in SW Niger. *Journal of Petrology* **49**, 1043-1068.

- Reid, J. B., Murray, D. P., Hermes, O. D. & Steig, E. J. (1993). Fractional crystallization in granites of the Sierra-Nevada - how important is it. *Geology* **21**, 587-590.
- Rockhold, J. R., Nabelek, P. I. & Glascock, M. D. (1987). Origin of rhythmic layering in the calamity peak satellite pluton of the Harney Peak Granite, South-Dakota - the role of boron. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **51**, 487-496.
- Sawyer, E. W. (2000). Grain-scale and outcrop-scale distribution and movement of melt in a crystallising granite. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* **91**, 73-85.
- Shand, S. J. (1943). *Eruptive rocks, their genesis, composition, classification, and their relation to ore deposits*. New York: Wiley, J., 444 pp.
- Solgadi, F., Moyen, J. F., Vanderhaeghe, O., Sawyer, E. W. & Reisberg, L. (2007). The role of crustal anatexis and mantle-derived magmas in the genesis of synorogenic Hercynian granites of the Livradois area, French Massif Central. *Canadian Mineralogist* **45**, 581-606.
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews* **12**, 1-33.
- Tikoff, B., Davis, M. R., Teyssier, C., Blanquat, M. D. S., Habert, G. & Morgan, S. (2005). Fabric studies within the Cascade Lake shear zone, Sierra Nevada, California. *Tectonophysics* **400**, 209-226.
- Vernon, R. H. (1984). Microgranitoid enclaves in granites - globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature* **309**, 438-439.
- Wager, L. R. & Brown, G. M. (1968). *Layered igneous rocks*. Edinburgh: Oliver & Boyd, 558 pp.
- Webber, K. L., Falster, A. U., Simmons, W. B. & Foord, E. E. (1997). The role of diffusion-controlled oscillatory nucleation in the formation of line rock in pegmatite-aplite dikes. *Journal of Petrology* **38**, 1777-1791.
- 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 Bulletin* **113**, 508-520.
- Wilshire, H. G. (1969). Twin Lakes Granodiorite, Colorado. In: Larsen, L. H., Prinz, M. & Manson, V. (eds.) *Igneous and metamorphic geology. Igneous and Metamorphic Geology. Geological Society of America, Memoira* **115**, 237-261.
- Žák, J. & Klominsky, J. (2007). Magmatic structures in the Krkonose-Jizera Plutonic Complex, Bohemian Massif: evidence for localized multiphase flow and small-

scale thermal-mechanical instabilities in a granitic magma chamber. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **164**, 254-267.

Žák, J. & Paterson, S. R. (2005). Characteristics of internal contacts in the Tuolumne Batholith, central Sierra Nevada, California (USA); implications for episodic emplacement and physical processes in a continental arc magma chamber. *Geological Society of America Bulletin* **117**, 1242-1255.

Žák, J., Paterson, S. R. & Memeti, V. (2007). Four magmatic fabrics in the Tuolumne batholith, central Sierra Nevada, California (USA): Implications for interpreting fabric patterns in plutons and evolution of magma chambers in the upper crust. *Geological Society of America Bulletin* **119**, 184-201.

CHAPITRE 2

DÉVELOPPEMENT D'HÉTÉROGÉNÉITÉS DANS LA SUITE INTRUSIVE DE TUOLUMNE SIERRA NEVADA CALIFORNIE É-U.

2.1. INTRODUCTION

Les intrusions de granitoïde au sens large représentent une grande proportion de la croûte continentale. De façon générale, une intrusion de granitoïde n'est jamais homogène et de nombreuses hétérogénéités de différentes tailles existent. Ces hétérogénéités ont souvent été remarquées par différents auteurs, mais leurs processus de formations n'ont pas tous été étudiés de façon systématique. Certaines hétérogénéités sont donc plus comprises que d'autres, et plusieurs processus peuvent amener à la formation d'hétérogénéités semblables, à première vue. L'étude de ces variations au sein d'un granite est donc importante pour comprendre les processus permettant la formation d'intrusions ignées. Différents types d'hétérogénéités existent et ne se retrouvent pas dans toutes les intrusions ; certaines sont plus spécifiques à certains types de magmas et peuvent être reliées à leurs propriétés physico-chimiques. Les hétérogénéités peuvent se produire à deux moments, soit lors de la formation des magmas au niveau de la zone source, soit lors de leur mise en place dans la croûte continentale.

Les principales hétérogénéités attendues lors de la formation des magmas dans la zone source sont reliées au processus de fusion partielle. Des hétérogénéités, comme des enclaves migmatitiques résiduelles (Collins *et al.*, 1989), ou des ségrégations leucocrates de liquides magmatiques (Sawyer, 2000; Sawyer, 2001), peuvent donc se retrouver dans les granitoïdes.

Dans le cas de la mise en place d'un magma, les possibilités de former des hétérogénéités sont beaucoup plus importantes. Plusieurs processus peuvent être à l'origine de leur formation tels que : (1) la cristallisation fractionnée qui peut conduire à la formation de cumulat dans certaines parties de l'intrusion ; (2) la séparation de cristaux par un phénomène gravitaire ("unmixing") permettant la formation d'hétérogénéités comme des litages (c.f. Chapitre 3) ; (3) des mélanges incomplets de magmas de compositions différentes pouvant amener à la formation d'hétérogénéités, comme les enclaves mafiques (Wiebe *et al.*, 2002 ; Barbarin, 2005; Solgadi *et al.*, 2007) ou d'autres types hétérogénéités mafiques comme des litages (Barbey *et al.*, 2008) et ;(4) la contamination par de la roche encaissante lors de la mise en place du magma peut aussi former des hétérogénéités. Ces hétérogénéités peuvent être soit des blocs effondrés si ils sont proches de la roche encaissante (Pignotta & Paterson, 2007) ou des xénolithes si ces derniers sont déplacés dans l'intrusion magmatique (Farris & Paterson, 2007).

Lors de cette étude, un exemple bien cartographié d'une intrusion granodioritique a été choisi. Il s'agit de la suite intrusive de Tuolumne en Californie (É.-U.). Ce pluton a la particularité d'être bien exposé et de contenir de nombreuses hétérogénéités dont des litages magmatiques (Bateman, 1992; Reid *et al.*, 1993; Žák *et al.*, 2007). Les litages de Tuolumne sont particulièrement intéressants car, d'après la

littérature, ils semblent être parmi les plus grands et les plus nombreux observés dans des roches granitiques. La mise en place du pluton de Tuolumne est très débattue dans la communauté scientifique (Glazner *et al.*, 2004; Žák & Paterson, 2005) et par conséquent, constitue une zone d'étude idéale pour cette thèse.

Afin de mieux comprendre les processus à l'origine de ces hétérogénéités, il est nécessaire de les analyser en utilisant différentes techniques. De manière générale, de bonnes observations et descriptions macroscopiques et microscopiques de ces hétérogénéités ont été réalisées. Par la suite, dans la mesure des échantillons disponibles, des analyses « roche totale » ont été obtenues pour la majorité des roches homogènes et des hétérogénéités. Dans certains cas plus pertinents, des analyses minéralogiques sont venues compléter les analyses géochimiques globales. Même si tous les types d'hétérogénéités méritent d'être analysés en détails, cette thèse s'est essentiellement focalisée sur la compréhension d'un type d'hétérogénéité qui correspond aux litages de certaines zones particulières de l'intrusion. Pour autant, ce chapitre va traiter de l'ensemble de l'intrusion de Tuolumne avant de se focaliser sur des hétérogénéités plus particulières dans le chapitre 3. Deux grands types de roches sont donc distingués dans ce chapitre : les granodiorites homogènes formant la majorité de la suite intrusive et les hétérogénéités rencontrées au cours de la campagne de terrain. Ce chapitre a donc pour but de mieux comprendre l'ensemble de la suite intrusive de Tuolumne ainsi que de ses hétérogénéités. Cette étude permettra de mieux comprendre la mise en place des litages dans cette intrusion.

2.2. CADRE GÉOLOGIQUE

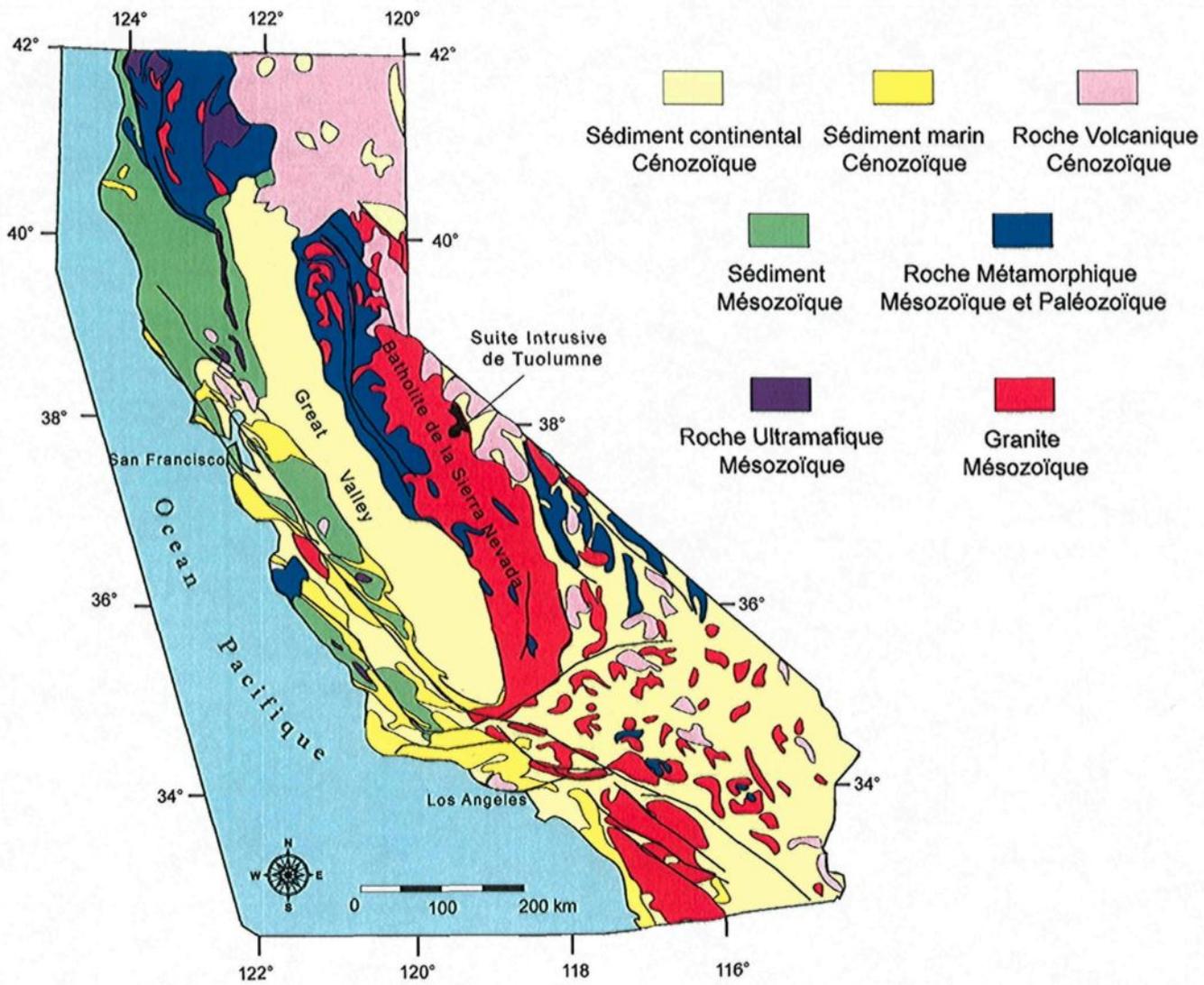
2.2.1. *Batholite de la Sierra Nevada*

La région de Tuolumne est située dans la partie nord du batholite de la Sierra Nevada. Il ne faut pas confondre la Sierra Nevada qui représente une grande chaîne de montagnes, avec le batholite de la Sierra Nevada. La Sierra Nevada culmine à 4421 m avec le Mont Whitney ; elle est essentiellement composée de granite mésozoïque, de roches sédimentaires ou volcaniques métamorphisées d'âge paléozoïque à mésozoïque (Bateman & Eaton, 1967). Cette chaîne de montagnes s'est formée à la fin du cénozoïque essentiellement par un soulèvement d'un bloc de croûte continentale dans sa partie est. Le batholite de la Sierra Nevada quant à lui, correspond essentiellement aux roches granitiques de cette chaîne de montagnes. Le batholite de la Sierra Nevada est d'âge mésozoïque (Jurassique à Crétacé) et s'étend suivant une direction NNO sur une grande partie de l'état de Californie (~500 km) (Fig. 2.1). Il est situé entre le bassin sédimentaire de Great Valley à l'Ouest et le Great Bassin à l'Est. Ce batholite correspond à une partie d'un arc magmatique continental qui s'étend de façon discontinue de l'Alaska (U.S.A) jusqu'au Mexique (Bateman & Eaton, 1967; Tikoff *et al.*, 2005). Cet arc continental est l'expression de la subduction de la plaque Farallon sous l'Amérique du Nord (Engebretson *et al.*, 1985; Lee *et al.*, 2007). La plupart des plutons composant le batholite de la Sierra Nevada sont allongés de façon parallèle à son axe long (Bateman & Eaton, 1967). Les roches les plus jeunes se retrouvent dans la partie est de la chaîne. Ces roches sont d'âge crétacé supérieur et correspondent généralement à des granodiorites calco-alcalines (Kistler *et al.*, 1986; Tikoff *et al.*, 2005). Tobisch *et al.* (1995) pensent que le fait que les roches les plus jeunes se situent

vers l'est, peut être relié aux mécanismes de la subduction. En particulier, un changement dans l'angle de la plaque en subduction ("slab") au cours des temps géologiques pourrait déplacer la région source des magmas. Dans le cas du batholite de la Sierra Nevada, les auteurs pensent que l'aplatissement de la croûte subductée pourrait déplacer la région source et la mise en place de magma vers l'est de la chaîne. La partie nord-est du batholite semble cristallisée à une faible profondeur (3 à 10 km environ) avec des pressions correspondantes entre 1 et 3 kb (Ague & Brimhall, 1988; Ague, 1997). Parfois quelques rares équivalents volcaniques des roches intrusives affleurent dans la partie nord du batholite (Fiske & Tobisch, 1994).

U.S.G.S. (1966)

Fig. 2.1. Carte géologique simplifiée de la Californie modifiée d'après la carte de



2.2.2. Suite intrusive de Tuolumne

La suite intrusive de Tuolumne (Fig. 2.1) est donc située dans cette partie nord-est du batholite de la Sierra Nevada, dans le parc National Yosemite de Californie. Ce pluton représente une des plus importantes intrusions d'âge crétacé supérieur avec environ une superficie de 1100 km² (Huber *et al.*, 1989). La suite intrusive de Tuolumne s'est mise en place entre deux grandes formations géologiquement différentes. À l'ouest, elle est bordée par des granites d'âge crétacé inférieur (ex. El capitan granite), alors qu'à l'est c'est un pendant de la roche encaissante (métavolcanique ou métasédimentaire) d'âge paléozoïque à crétacé qui est présent. Le contact avec les roches métavolcaniques de la partie est est fortement incliné et de nombreux blocs d'effondrements ("stoped block") de la roche encaissante se retrouvent dans l'intrusion. De récentes données géochronologiques indiquent que la suite intrusive de Tuolumne s'est mise en place entre 92 et 85 Ma (Coleman *et al.*, 2004). Ces âges associés avec les hétérogénéités isotopiques Sr et Nd (Kistler *et al.*, 1986) laissent supposer que l'intrusion ne s'est probablement pas mise en place par différenciation magmatique comme l'imaginaient les premiers auteurs (Frey *et al.*, 1978; Bateman & Chappell, 1979). Les processus de mise en place de l'intrusion de Tuolumne sont toujours très discutés. Certains auteurs pensent que le temps de cristallisation de l'intrusion de Tuolumne est trop long pour que cette intrusion corresponde à un grand volume de magma (chambre magmatique). Cette intrusion se serait donc construite par l'injection successive de filons (Glazner *et al.*, 2004). D'autres auteurs pensent au contraire que la suite intrusive de Tuolumne correspondrait à un grand volume de magma, mais que de nombreuses injections ou recharges de magma seraient possibles (Žák & Paterson, 2005; Žák *et al.*, 2007). Ces recharges successives permettraient à l'intrusion de rester

avec des liquides magmatiques plus longtemps, retardant ainsi la cristallisation. La majeure partie de l'intrusion est constituée de granodiorite de composition calco-alcaline (Debon & Lefort, 1988). Les variations isotopiques et les nombreuses enclaves mafiques indiquent probablement que de nombreux mélanges entre magmas mafiques et felsiques se sont produits pour former l'intrusion de Tuolumne (Barbarin, 2005). Ces mélanges magmatiques sont très importants et impliquent que de grands volumes de magma hybride pour former l'intrusion. La suite intrusive de Tuolumne peut être séparée en quatre unités majeures (Fig. 2.2). Les contacts entre ces unités sont très divers; ils peuvent être parfois relativement francs et parfois beaucoup plus graduels (Žák & Paterson, 2005). Les quatre unités majeures sont les granodiorites de Kuna Crest, Half Dome, Cathedral Peak et le granite de Johnson. De la bordure, jusqu'au centre de l'intrusion, les différents faciès deviennent de plus en plus felsiques. Ces unités sont décrites dans les paragraphes suivants.

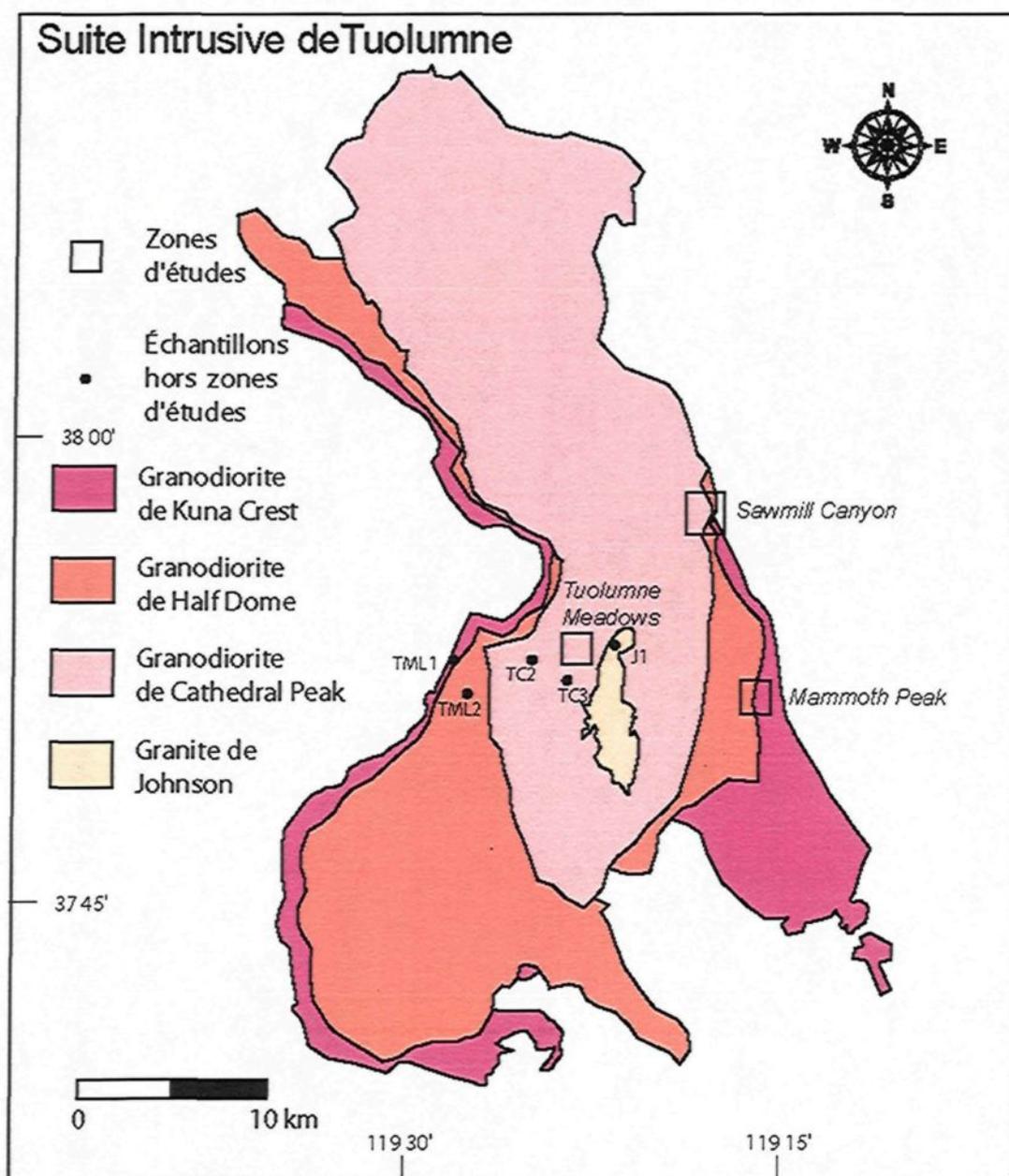


Fig. 2.2. Carte géologique de la suite intrusive de Tuolumne d'après Bateman & Chappell (1979)

2.2.2.1. *Granodiorite de Kuna Crest*

La granodiorite de Kuna Crest forme généralement la partie périphérique de l'intrusion de Tuolumne (Fig. 2.2). Elle correspond à la granodiorite la plus mélanocrate de la suite intrusive de Tuolumne (Fig. 2.9a). Cette granodiorite montre généralement une foliation magmatique essentiellement marquée par les minéraux mafiques. Cette foliation est fortement inclinée et suit assez bien la forme générale de l'intrusion (Žák *et al.*, 2007). Dans certains cas, en particulier dans les zones proches du contact avec la roche encaissante, des déformations à l'état solide peuvent se superposer (Žák *et al.*, 2007). Les enclaves mafiques sont courantes dans cette roche et ont généralement leurs axes longs orientés parallèlement à la foliation générale de la granodiorite. La granodiorite de Kuna Crest a un grain fin à moyen (0,1 à 4 mm), qui évolue en fonction de sa disposition dans l'intrusion. De façon générale, cette granodiorite montre un grain plus fin et une composition plus mélanocrate vers la bordure de l'intrusion (Žák *et al.*, 2007). En moyenne, le plagioclase est le minéral le plus abondant et est généralement idiomorphe (Fig. 2.3b). Il contient rarement des inclusions et peut être considéré comme une phase cristallisant précocement dans le magma. Certains cristaux de plagioclases montrent des zonations chimiques complexes (Fig. 2.4a) comme des cœurs parcellaires "patchy core". Les variations entre cœur et bordure vont jusqu'à 12% An. Ce genre de zonations a été observé dans d'autres plagioclases de nombreux plutons (e.g. Barbarin, 1990; Pietranik *et al.*, 2006; Solgadi *et al.*, 2007), et ont été interprétés comme des indices de mélange de différents magmas.

Les cristaux de magnétite et de titanite dans la granodiorite de Kuna Crest sont eux aussi idiomorphes et forment généralement des petits cristaux. Parfois ces minéraux se retrouvent ensemble sous forme d'agrégats; cela laisse penser qu'ils ont dû cristalliser

au même moment et plutôt de façon précoce dans le magma. Les cristaux de magnétite correspondent aux plus petits grains (0,1 à 0,5 mm) ; ils sont généralement de forme cubique et constituent très souvent des petits agrégats (0,5 mm en moyenne) plus ou moins allongés. Les cristaux de titanite sont relativement gros (0,5 à 3 mm) et plutôt dispersés dans la granodiorite. Ces minéraux sont idiomorphes, de forme losangique et montrent des zonations compositionnelles importantes généralement reliées à leur composition en terres rares (Piccoli *et al.*, 2000).

Les cristaux de biotite sont de taille moyenne (1 à 3 mm) et sont subidiomorphes (Fig. 2.3a). Ils contiennent souvent des inclusions de titanite ou de magnétite, ce qui indique qu'ils ont cristallisé un peu plus tardivement.

L'amphibole est aussi présente en quantité importante (Tableau 2.1) dans la granodiorite de Kuna Crest. Ces cristaux sont généralement xénomorphes (Fig. 2.3a) et de petite taille (0,5 à 3 mm), comparés aux autres granodiorites. L'amphibole possède généralement de nombreuses inclusions de tous les autres minéraux, ce qui laisse supposer qu'elle a cristallisé tardivement. Les derniers minéraux à cristalliser sont le quartz et le feldspath potassique. Ces minéraux sont de taille moyenne (1 à 3 mm) et sont plutôt xénomorphes. Les images en cathodoluminescence montrent que les feldspaths potassiques sont comme pour les plagioclases zonés avec des cœurs et des zones de croissance bien distinctes (Fig. 2.4b).

L'apatite et le zircon sont les deux minéraux accessoires les plus communs; ils sont généralement de petite taille, mais idiomorphes. En cathodoluminescence, ces minéraux montrent généralement des zonations importantes.

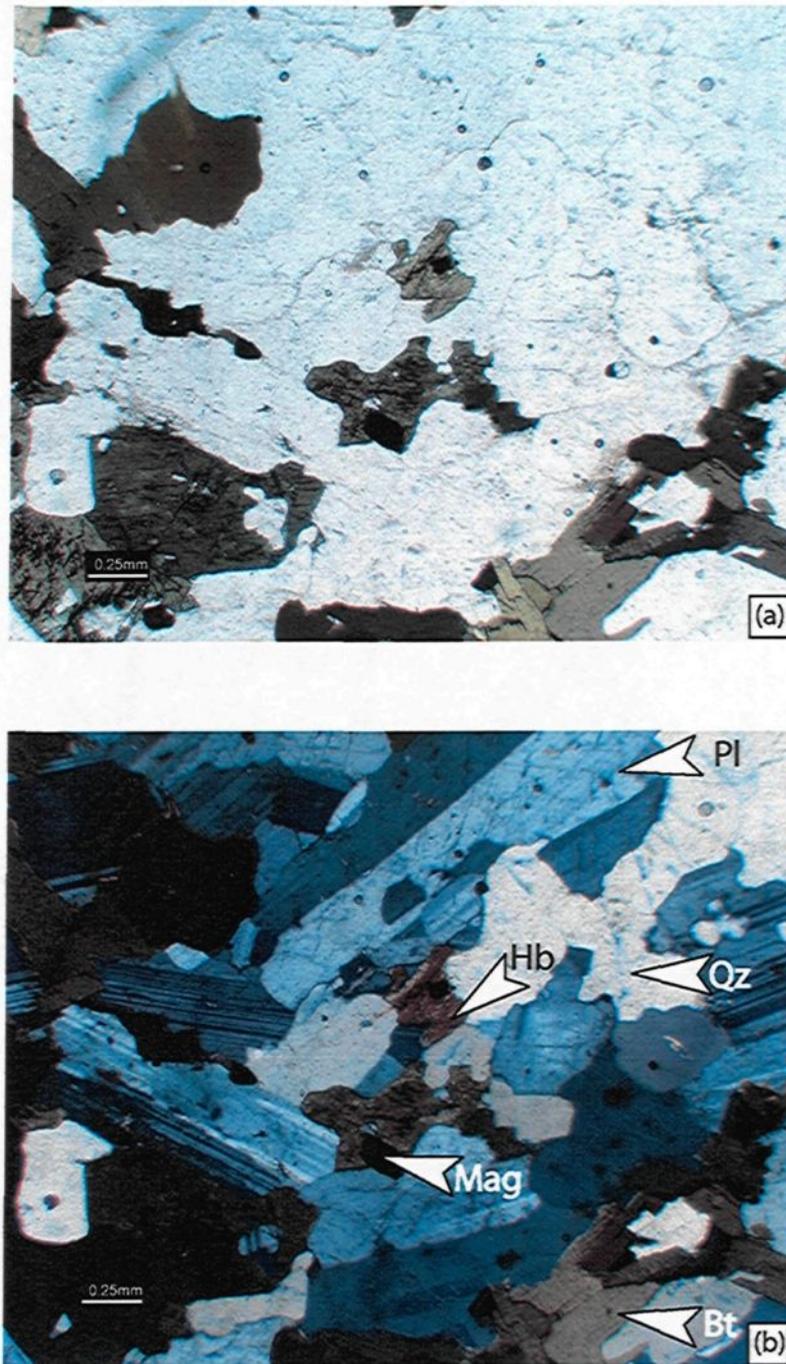


Fig. 2.3. Photomicrographies de la granodiorite de Kuna Crest (TML1). (a) Image en lumière polarisée. Notez que les amphiboles sont de petite taille et plutôt xénomorphes (b) Même photo que (a) mais en lumière polarisée, analysée. (Bt = biotite, Hb = Hornblende, Mag = Magnétite, Pl = Plagioclase, Qz = Quartz.)

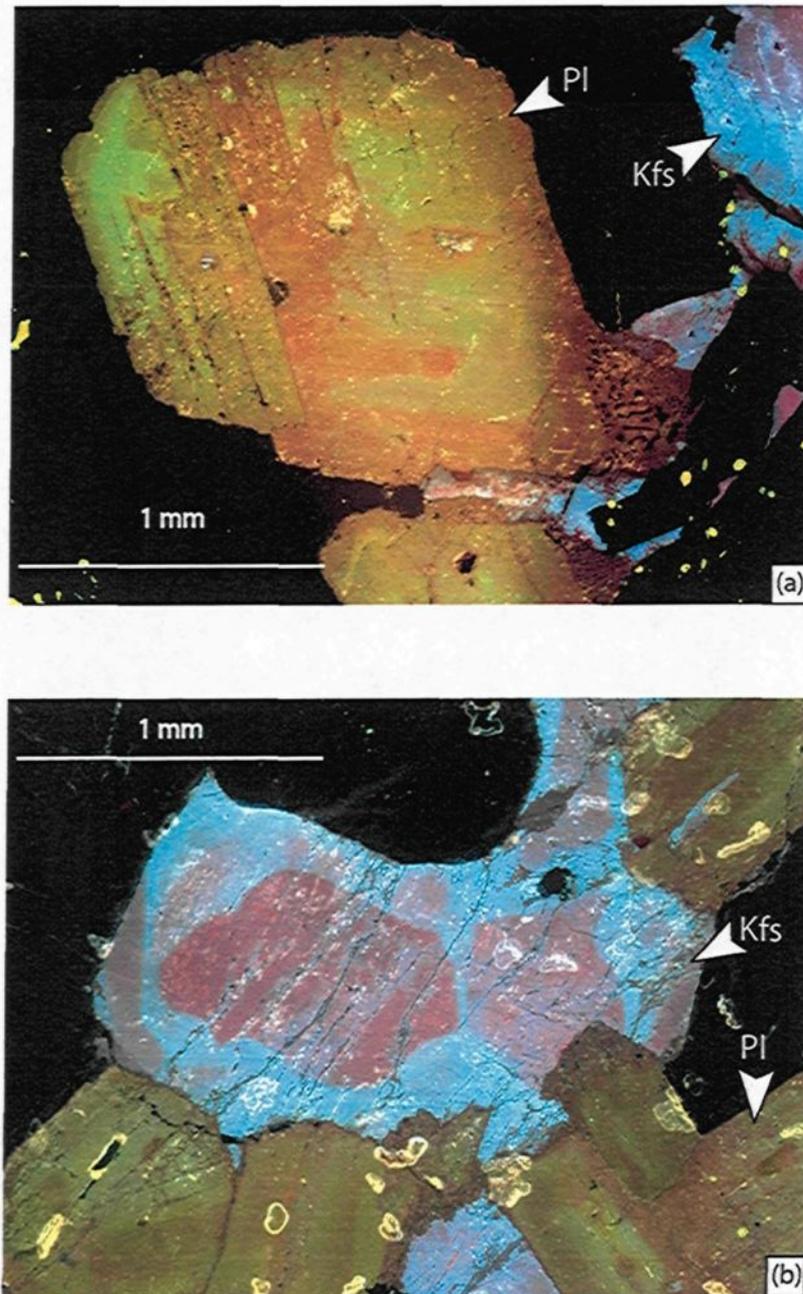


Fig. 2.4. Photomicrographies en cathodoluminescence de la zonation des plagioclases et des feldspaths potassiques de la granodiorite de Kuna Crest (TM3). (a) Zonation complexe et textures de cœurs parcellaires dans un plagioclase. (b) Zonation complexe avec cœur et bordure de croissance dans les feldspaths potassiques. (Kfs = Feldspath potassique Pl = Plagioclase)

2.2.2.2. *Granodiorite de Half Dome*

La granodiorite de Half Dome se retrouve généralement entre les granodiorites de Kuna Crest et de Cathedral Peak (Fig. 2.2). Cette granodiorite possède un grain plus grossier (1 à 10 mm) que la granodiorite de Kuna Crest (Fig. 2.9b). Les minéraux présents dans cette roche sont les mêmes que dans la granodiorite de Kuna Crest, mais les proportions (Tableau 2.1) et la forme des cristaux changent. La granodiorite de Half Dome est globalement plus felsique que celle de Kuna Crest, et elle se distingue essentiellement par la présence de deux familles d'amphiboles. Une partie des amphiboles généralement de plus petites taille sont xénomorphe et ressemble à celles observées dans la granodiorite de Kuna Crest. La deuxième famille d'amphibole qui caractérise la granodiorite de Half Dome est idiomorphe (Fig. 2.5a) de grande dimension (4 à 10 mm). Ces amphiboles possèdent comme précédemment de nombreuses inclusions des autres minéraux. Ceci implique que cette deuxième famille d'amphibole cristallise relativement tardivement dans la séquence. Des plagioclases avec de nombreuses zonations sont aussi visibles dans cette roche (Fig. 2.5b). Les études de cathodoluminescence ont montré que les zonations rythmiques (Fig. 2.6a) étaient très courantes pour les plagioclases. Des cœurs parcellaires "patchy zoning" sont parfois visibles (Fig. 2.6b) ainsi que des cœurs hérités (Fig. 2.6c). Contrairement à la granodiorite de Kuna Crest, les feldspaths potassiques semblent eux plus homogènes. La séquence de cristallisation est sensiblement similaire à celle de Kuna Crest, car les minéraux montrent des caractéristiques similaires. Une faible foliation magmatique (plus faible que dans la granodiorite de Kuna Crest) est aussi présente dans la granodiorite de Half Dome (Žák *et al.*, 2007). Les enclaves mafiques sont aussi assez courantes dans ce type de granodiorite. Elles sont généralement orientées parallèlement

à la foliation magmatique. Certains auteurs distinguent une variété porphyrique de la granodiorite de Half Dome (Bateman & Chappell, 1979). En effet, celle-ci peut contenir des mégacristsaux de feldspath potassique allant jusqu'à 3 cm de long. Ce type de faciès porphyrique se retrouve généralement vers le centre de l'intrusion. La proportion des mégacristsaux augmente graduellement vers le contact avec la granodiorite de Cathedral Peak (Bateman *et al.*, 1983). Pourtant d'après les données isotopiques, les auteurs ne pensent pas que ce faciès porphyrique corresponde à une évolution par cristallisation fractionnée du magma de Half Dome. Il s'agirait plutôt d'une nouvelle injection de magma de composition légèrement différente (Kistler & Fleck, 1994).

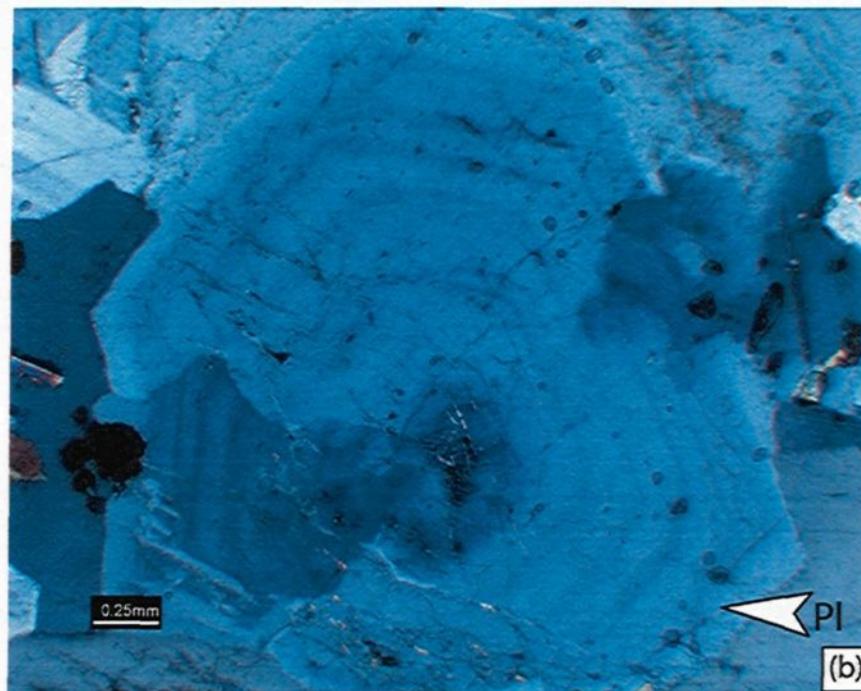
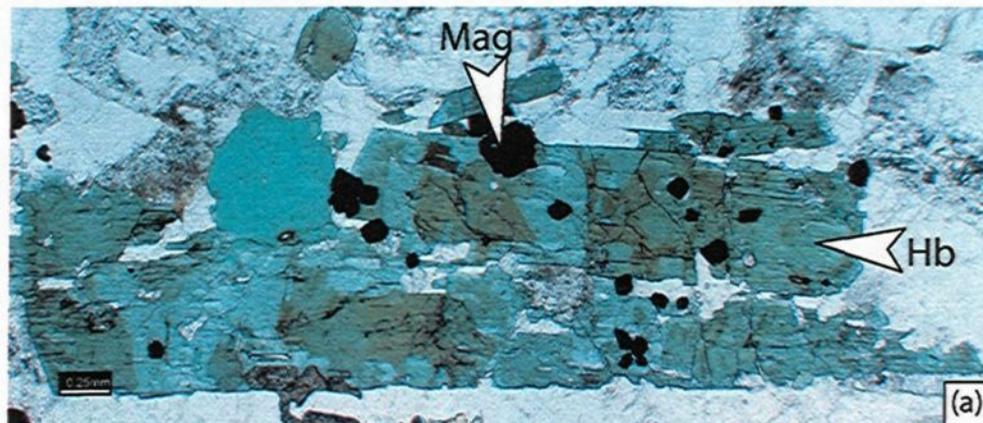


Fig. 2.5. Photomicrographies de la granodiorite de Half Dome (TML2). (a) Image en lumière polarisée. Notez que les amphiboles sont de grande taille et subidiomorphes. Elles ont aussi souvent des inclusions d'autres minéraux, comme la magnétite par exemple. (b) Plagioclase en lumière polarisée, analysée. Notez les nombreuses oscillations des zonations concentriques.

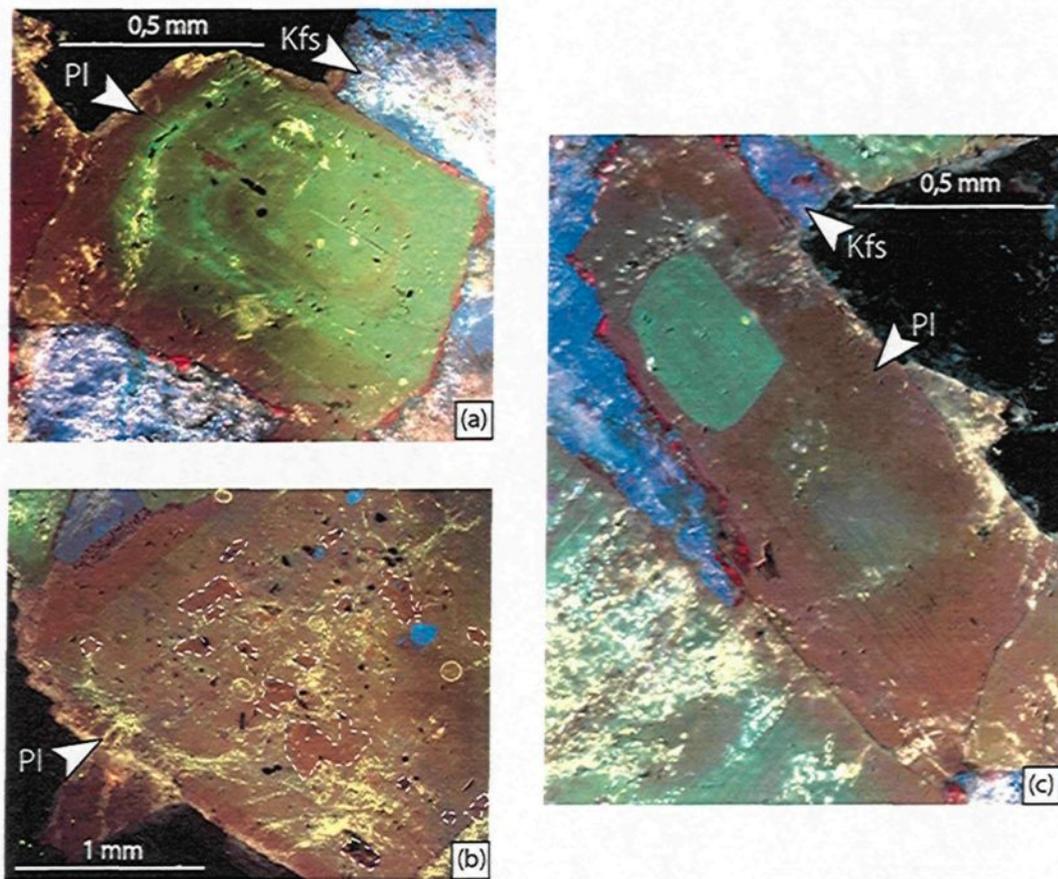


Fig. 2.6. Photomicrographies en cathodoluminescence des zonations des plagioclases de la granodiorite Half Dome (TML2). (a) Zonations concentriques: on notera que malgré ces zonations la bordure plus sombre correspond probablement à un plagioclase appauvri en anorthite. (b) Cœur parcellaire souligné par les pointillés blancs. Il est aussi possible de noter sur cette image la bordure plus sombre du plagioclase qui correspond probablement à une zone appauvrie en anorthite. (c) Cœur hérité de plagioclase dans un autres cristal idiomorphe.

2.2.2.3. *Granodiorite de Cathedral Peak*

La granodiorite de Cathedral Peak constitue la majeure partie affleurante de l'intrusion. Cette granodiorite est plus felsique que Kuna Crest ou Half Dome (Fig. 2.9c) et évolue entre une granodiorite et un granite au sens strict. L'assemblage minéralogique ne varie que très peu comparé aux deux autres granodiorites. La granodiorite de Cathedral Peak se distingue assez facilement par la présence de gros mégacristsaux de feldspath potassique (Fig. 2.9c) pouvant aller jusqu'à 7 cm de long (Tikoff *et al.*, 2005). Ces mégacristsaux sont composés de microcline avec une composition moyenne de Or₈₈ (Kerrick, 1969). Ces mégacristsaux peuvent contenir des plagioclases subidiomorphes ou sous forme d'exsolution. Ils peuvent aussi englober de petites biotites, amphiboles et de rares quartz. Tous ces petits minéraux se retrouvent souvent de manière concentrique dans les mégacristsaux et soulignent ainsi une zonation de croissance (Kerrick, 1969; Higgins, 1999; Vernon & Paterson, 2008). Une autre caractéristique de la granodiorite de Cathedral Peak est la faible proportion en amphiboles (Tableau 2.1) et l'absence de ces cristaux idiomorphes comme ceux rencontrés dans Half Dome.

Les plagioclases sont encore une fois de forme plutôt idiomorphe et montrent des zonations complexes (Fig. 2.7a). La séquence de cristallisation semble donc similaire aux deux autres granodiorites, excepté pour les mégacristsaux de feldspaths potassiques qui doivent cristalliser un peu plus tôt dans cette granodiorite. Des structures myrmékitiques se rencontrent communément dans cette roche au contact entre les plagioclases et les feldspaths potassiques (Fig. 2.7b). Ces structures se développent donc plutôt tardivement et peuvent être décrites comme des remplacements post-magmatiques (Phillips, 1974). Une très faible foliation magmatique est visible dans

cette granodiorite ; elle est souvent marquée par l'orientation des minéraux mafiques et parfois par l'orientation des mégacristsaux. À l'est de l'intrusion, une foliation due à des déformations à l'état solide peut parfois être rencontrée. Elle a été attribuée à une petite zone de cisaillement dextre, localisée le long de la bordure est de l'intrusion et qui aurait jouée lors de la mise en place de la granodiorite, c'est-à-dire vers 85 Ma (Tikoff *et al.*, 2005).

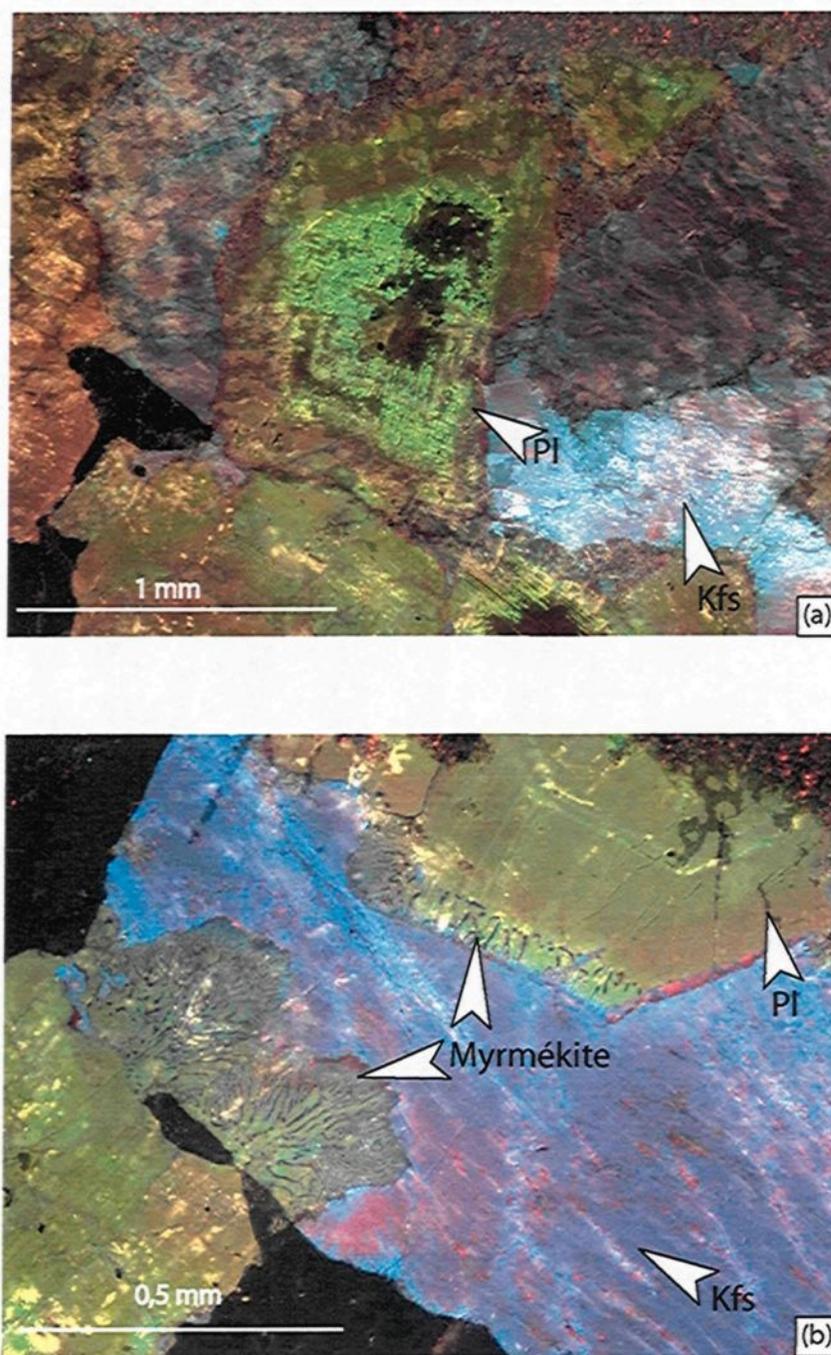


Fig. 2.7. Photomicrographies en cathodoluminescence de la zonation des plagioclases de la granodiorite de Cathedral Peak (TC3). (a) Zonations concentriques avec une bordure probablement appauvrie en anorthite. (b) Développement de structures myrmékitiques au contact entre plagioclase et feldspath potassique.

2.2.2.4. *Granite de Johnson*

Le granite de Johnson est localisé au centre de la suite intrusive de Tuolumne (Fig. 2.2). Il correspond à une roche à grains fins à moyens (0,5 à 5 mm) (Fig. 2.9d), composée de quartz, feldspath potassique, plagioclase, d'un peu de biotite et de minéraux opaques (Fig. 2.8). Les quartz ont souvent une extinction ondulante, et parfois une légère réduction de la taille des grains est observée. Les plagioclases correspondent aux minéraux les plus idiomorphes et ont dû cristalliser en premier. La texture de cette roche est généralement aplitique mais des mégacristsaux de feldspath potassique, similaires à ceux rencontrés dans Cathedral Peak, se retrouvent localement (Figs. 2.8 et 2.3d). Le contact avec la granodiorite de Cathedral Peak peut parfois être diffus et est souvent associé à de nombreux dykes de pegmatite. Des cavités miarolitiques se retrouvent à différents niveaux dans cette roche et laisse supposer une mise en place proche de la surface (Titus *et al.*, 2005). Les foliations sont difficiles à voir dans ce type de roche leucocrate ; pourtant des études magnétiques révèlent qu'une fabrique est bien présente et peut être interprétée comme une foliation magmatique (Titus *et al.*, 2005). Le granite de Johnson dans la suite intrusive de Tuolumne peut être interprété comme un magma résiduel issu de la cristallisation fractionnée d'un magma comme celui de Cathedral Peak (Žák & Paterson, 2005). Ce granite se serait mis en place tardivement à faible profondeur et pourrait être relié à un événement éruptif plus en surface (Titus *et al.*, 2005).

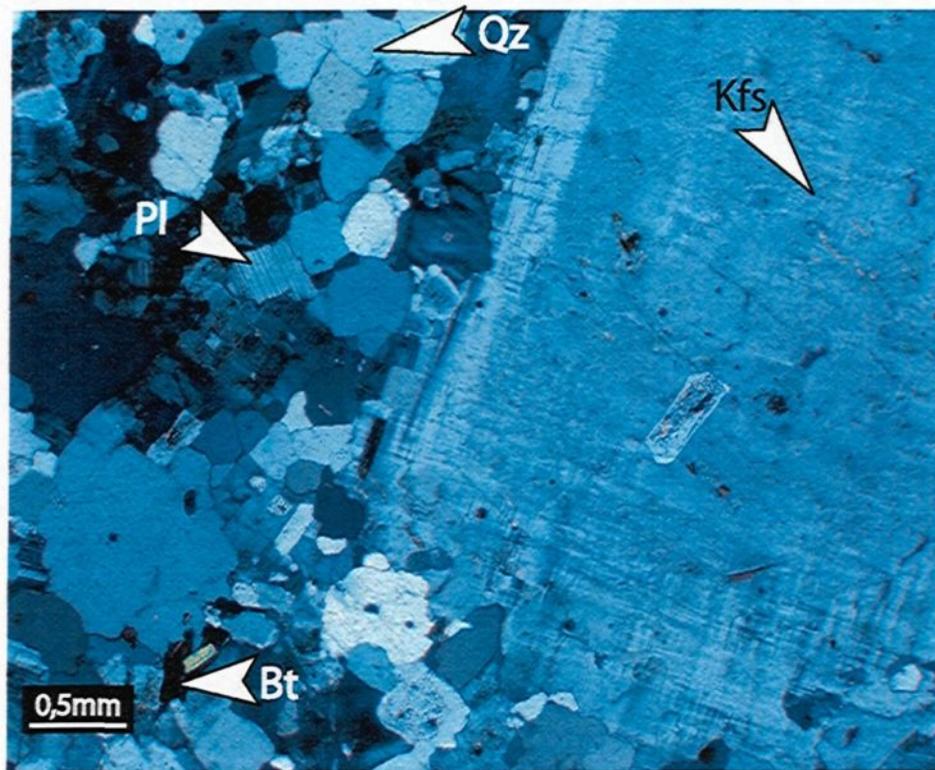


Fig. 2.8. Photomicrographie du granite de Johnson (J1). Image en lumière polarisée analysée. Les grains composant cette roche sont généralement de petites tailles (partie gauche de la photo) mais on rencontre parfois des mégacristsaux de feldspath potassique plus ou moins zonés similaires à ceux de Cathedral Peak (Partie droite de la photo).

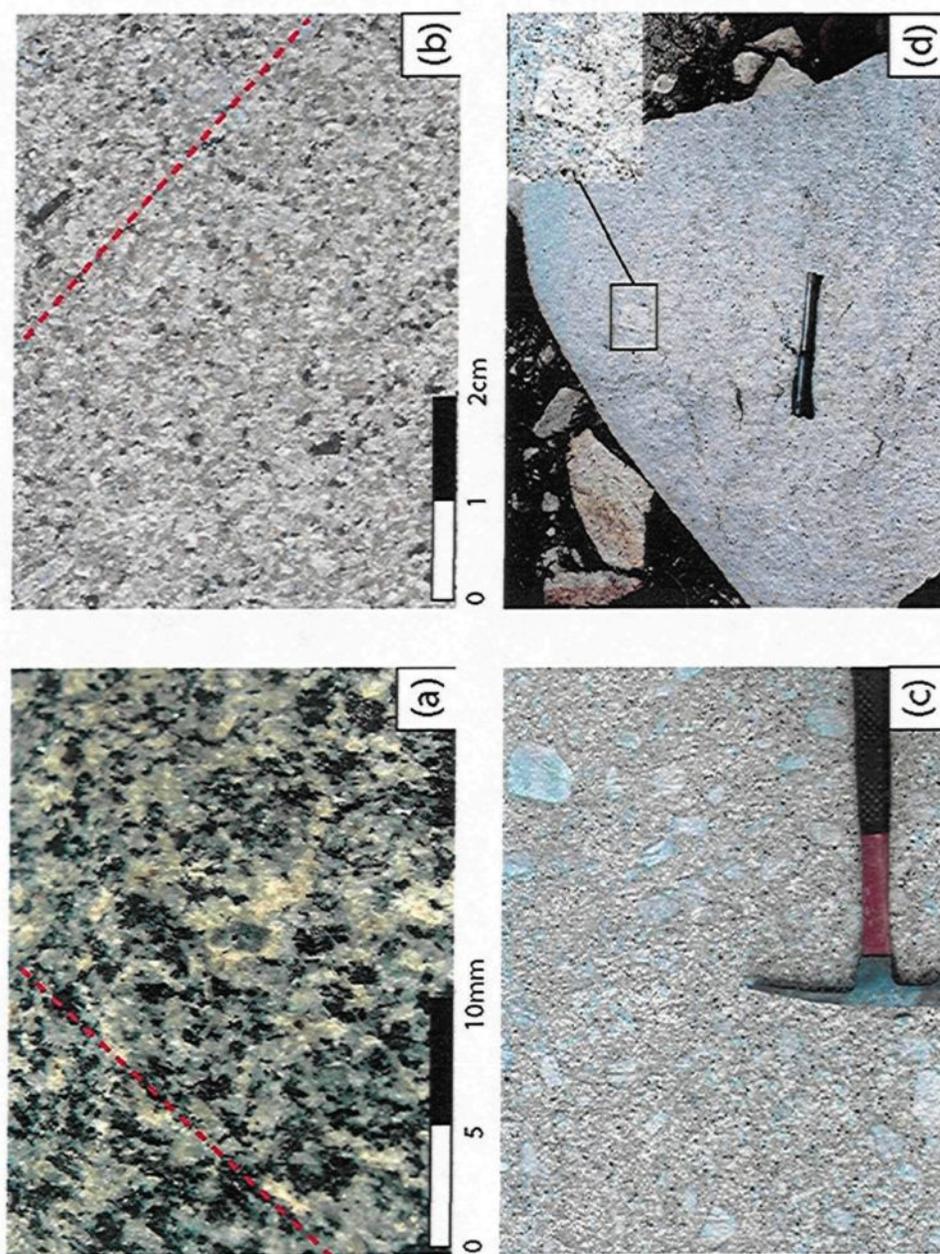


Fig. 2.9. Photographies de la texture des grands types de roches de Tuolumne : (a) Granodiorite de Kuna Crest. (b) Granodiorite de Half Dome. (c) Granodiorite de Cathedral Peak (marteau = 35 cm). (d) Granite de Johnson (stylos =15cm). Les pointillés rouges indiquent la foliation magmatique pour les photos a et b

2.2.3. Zone d'étude et d'échantillonnage

La suite intrusive de Tuolumne étant de grande dimension, l'observation et l'échantillonnage des roches ont été effectués dans des zones spécifiques. Ces zones ont été choisies car elles montraient différentes hétérogénéités dont des litages. Pour autant, une traverse de l'intrusion a été effectuée pour vérifier que les structures observées dans les zones sélectionnées étaient caractéristiques des structures rencontrées dans l'ensemble de l'intrusion. En règle générale, trois grandes zones ont été retenues et ont servi à l'observation des structures retrouvées dans la suite intrusive de Tuolumne. Ces trois zones regroupent les trois principales granodiorites composant la suite intrusive de Tuolumne. La première zone est située dans la partie centre-est de l'intrusion (Fig. 2.2), et correspond à la zone de Sawmill Canyon. Cette zone est située au contact avec la roche encaissante (roche métavolcanique). La zone de Sawmill Canyon et ses structures font l'objet du chapitre 3 et ne sera donc pas beaucoup développée ici. La deuxième zone d'étude se situe au sud-est de l'intrusion au niveau de la montagne de Mammoth Peak (Fig. 2.2). D'un point de vue géologique, la zone de Mammoth Peak est située à la limite entre la granodiorite de Kuna Crest et celle de Half Dome (Fig. 2.10). Žák et Paterson, (2005) définissent un contact graduel entre les deux granodiorites dans la zone de Mammoth Peak (Fig. 2.10). La zone de Mammoth Peak est riche en litages et en autres structures décrites dans les paragraphes suivants. La troisième zone d'étude se situe au centre de l'intrusion dans la région de Tuolumne Meadows (Fig. 2.2). Dans cette zone, la granodiorite de Cathedral Peak est la principale roche.

Concernant les zones d'échantillonnages, elles ont été principalement réalisées dans les zones de Sawmill Canyon et de Mammoth Peak, là où se situait la majorité des litages. Les échantillons des différentes zones ont été identifiés et notés TS pour ceux de

Sawmill Canyon et TM pour les échantillons de Mammoth Peak. D'autres échantillons de roche "normale" ont aussi été échantillonnés dans différents endroits à travers l'intrusion afin de les comparer avec les roches des zones d'études. Ces échantillons pris en dehors des zones d'étude portent des initiales différentes de TS ou TM (Fig. 2.2).

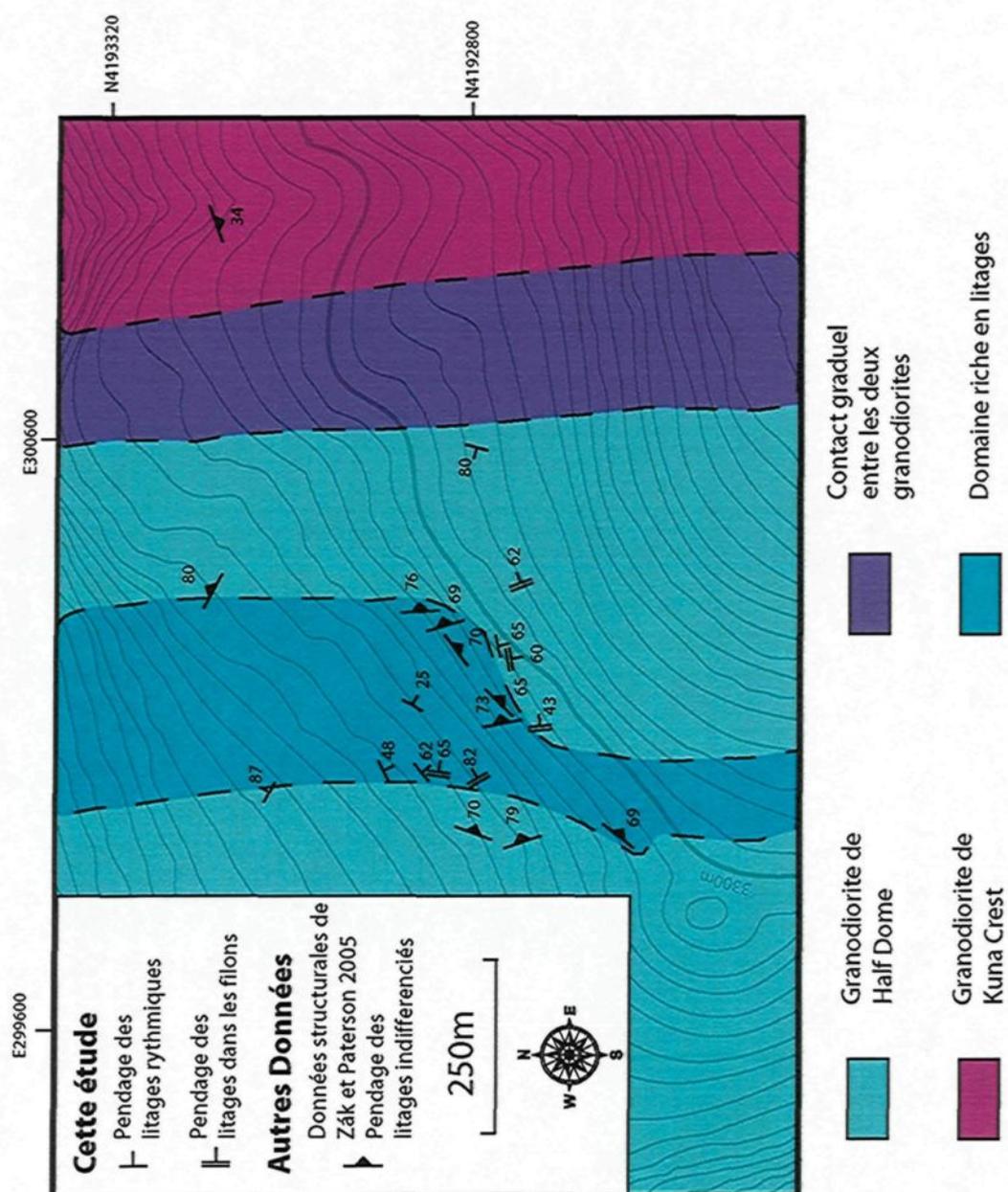


Fig. 2.10. Carte géologique de la zone d'étude de Mammoth Peak d'après Žák & Paterson, (2005). La zone de contact graduel entre la granodiorite de Kuna Crest et Half Dome correspond à une zone mixte ou la granodiorite à une composition minéral intermédiaire entre ces deux types de granodiorites

Tableau 2.1 : Proportions minéralogiques moyennes estimées optiquement pour les roches homogènes de la suite intrusive de Tuolumne, d'après l'observation des lames minces.

Nature de la roche		Granodiorite de Kuna Crest	Granodiorite de Half Dome	Granodiorite de Cathedral Peak	Granite de Johnson
Nombre de lames minces observé		2	3	3	1
Plagioclase	aire %	40	45	45	25
Quartz	aire %	20	25	28	40
Biotite	aire %	15	8	5	3
Feldspath potassique	aire %	9	15	20 (15% mégacristaux et 5% interstitiels)	31,5
Hornblende	aire %	15	5 (2% cristaux idiomorphe 3% xénomorphe)	1	0,5
Titanite	aire %	0,5	1	0,5	Trace
Magnétite	aire %	0,5	1	0,5	Trace

2.3. HÉTÉROGÉNÉITÉS

La suite intrusive de Tuolumne montre de nombreuses hétérogénéités, qui sont parfois appelées par d'autres auteurs, structures magmatiques. Ces hétérogénéités se retrouvent à différents endroits dans l'intrusion et avec différents types de magmas. D'autres intrusions du même âge, dans le batholite de la Sierra Nevada, ont été reconnues pour leurs nombreuses structures magmatiques (Bateman, 1992; McNulty *et al.*, 1996; McNulty *et al.*, 2000; Pignotta & Paterson, 2007). Les hétérogénéités dans la suite intrusive de Tuolumne peuvent être regroupées en trois grands types : les hétérogénéités leucocrates, les hétérogénéités mafiques et les hétérogénéités complexes.

2.3.1 Hétérogénéités leucocrates.

Ces hétérogénéités correspondent à une concentration en minéraux leucocrates (plagioclase, quartz, feldspath potassique) comparés à une des granodiorites encaissantes de la suite intrusive de Tuolumne. Ces hétérogénéités peuvent être, soit à contact franc avec la granodiorite, soit apparaissent de façon plus diffuse dans celle-ci.

2.3.1.1. Matériel leucocrate aplitique

Une des hétérogénéités très fréquemment rencontrée dans la suite intrusive de Tuolumne correspond à des roches leucocrates aplitiques. Ces roches forment la plupart du temps des filons qui se retrouvent indifféremment dans tous les types de granodiorite de la suite intrusive et donc dans les trois zones d'étude décrites précédemment. Ces filons ont un contact franc avec la granodiorite, mais ce contact est souvent lobé ou ondulant (Fig. 2.11). Ces filons sont de taille variable allant de quelques millimètres à quelques mètres (Fig. 2.11a). La plupart du temps les filons leucocrates recourent la

foliation magmatique primaire des granodiorites. Les lobes ou les ondulations au contact avec la granodiorite ont un axe d'allongement généralement parallèle à la foliation de la granodiorite. Ceci laisse supposer que le matériel leucocrate s'est mis en place alors que les granodiorites n'étaient pas encore totalement cristallisées. Dans de rares cas, le matériel leucocrate ne forme pas des filons, mais se retrouve sous forme de sphères (enclaves en 3D) dans le matériel granodioritique (Fig. 2.11b). La figure 2.11c montre deux filons leucocrates de composition très similaire qui se recoupent. La mise en place de ces filons leucocrates ne s'est donc pas produite en une seule fois, mais plusieurs injections différentes de magma leucocrate a dû permettre leur mise en place. On remarque aussi sur cette photo que le premier filon (pointillé bleu) a des contacts lobés avec la granodiorite alors que le deuxième filon (pointillé rouge) a des contacts beaucoup plus rectilignes. Ceci indique probablement que les deux injections se sont produites alors que la granodiorite avait un comportement rhéologique différent. Dans le cas du premier filon (pointillé bleu), la granodiorite devait être encore assez plastique pour permettre la formation des structures lobées, alors que le deuxième filon (pointillé rouge) s'est mis en place dans une granodiorite au comportement plus cassant. Il est à noter, par contre, que des structures d'accumulations mafiques comme des litages sont toujours recoupées par les filons leucocrates (Fig. 2.11d). Ceci prouve donc que les litages doivent se produire précocement lors de la cristallisation du magma alors que les filons arrivent plus tardivement vers la fin de la cristallisation de l'intrusion.

L'étude microscopique des lames minces de ce matériel leucocrate révèle qu'il s'agit d'une roche à grain fin (0,1 à 3 mm), essentiellement constituée de quartz, de feldspath potassique et de plagioclase (Fig. 2.12). Les minéraux accessoires sont la biotite, les oxydes, la titanite et l'apatite. Les textures de ces grains sont typiques d'une

aplite ; les cristaux de quartz sont généralement de petites tailles et montrent souvent une extinction ondulante (Fig. 2.12). Des zones localisées montrent parfois plus de déformation et de réduction de la taille des grains. Les feldspaths potassiques montrent souvent des textures granophyriques avec le quartz (Fig. 2.12). Ces textures indiquent que le magma devait être relativement riche en H₂O et qu'il a refroidi relativement rapidement (Hughes, 1971; Lipman *et al.*, 1997).

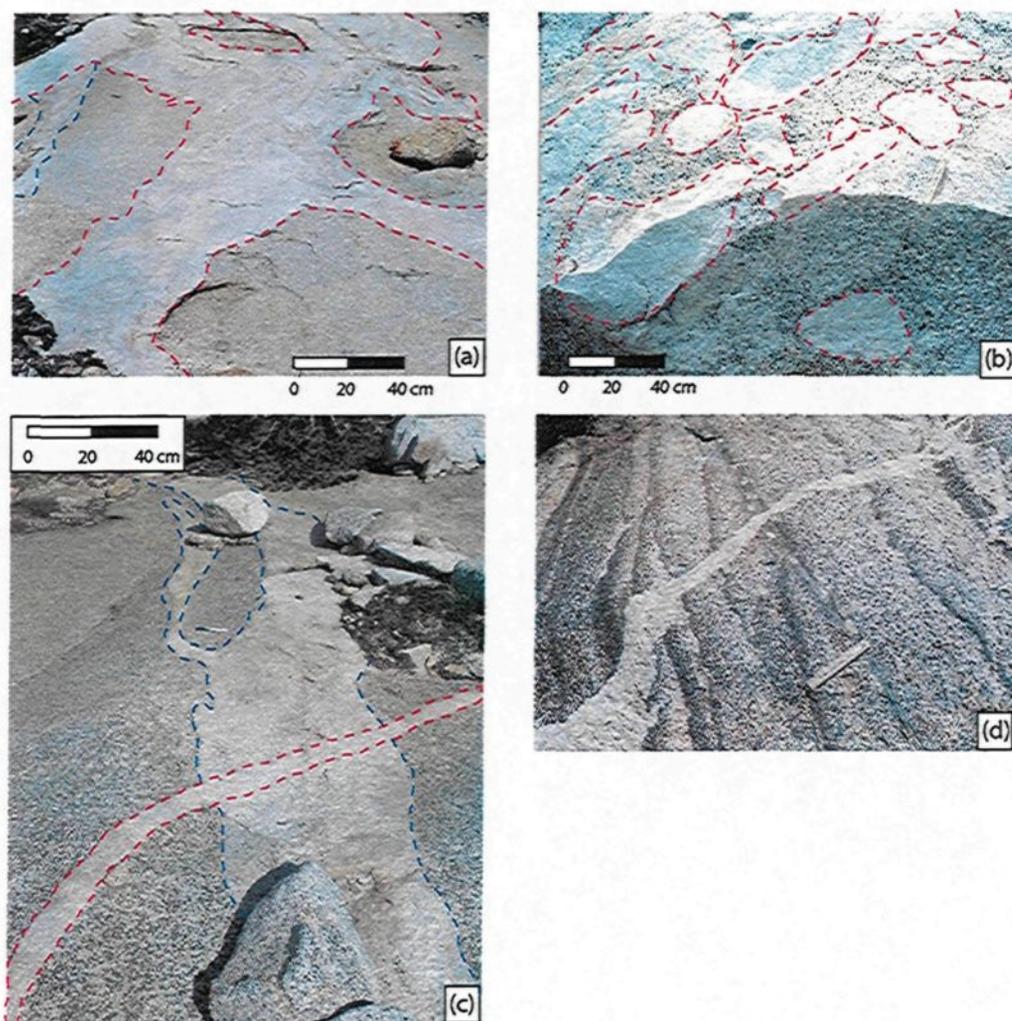


Fig. 2.11. Photographies de matériel leucocrate aplitique. (a) Filons leucocrates aplitiques lobés constitués de plusieurs branches dans la granodiorite de Cathedral Peak. Le filon pointillé rouge recoupe un ancien filon pointillé bleu. (b) Structure d'enclaves de matériel leucocrate dans la granodiorite de Half Dome. (c) Filons leucocrates qui se recoupent montrant plusieurs générations de ces hétérogénéités; notons que le premier filon (pointillé bleu) a des contacts ondulants ou lobés alors que le second filon (pointillé rouge) a des contacts plus nets. (d) Filon leucocrate recoupant une série de litages dans la zone de Sawmill Cayon (règle =15cm).

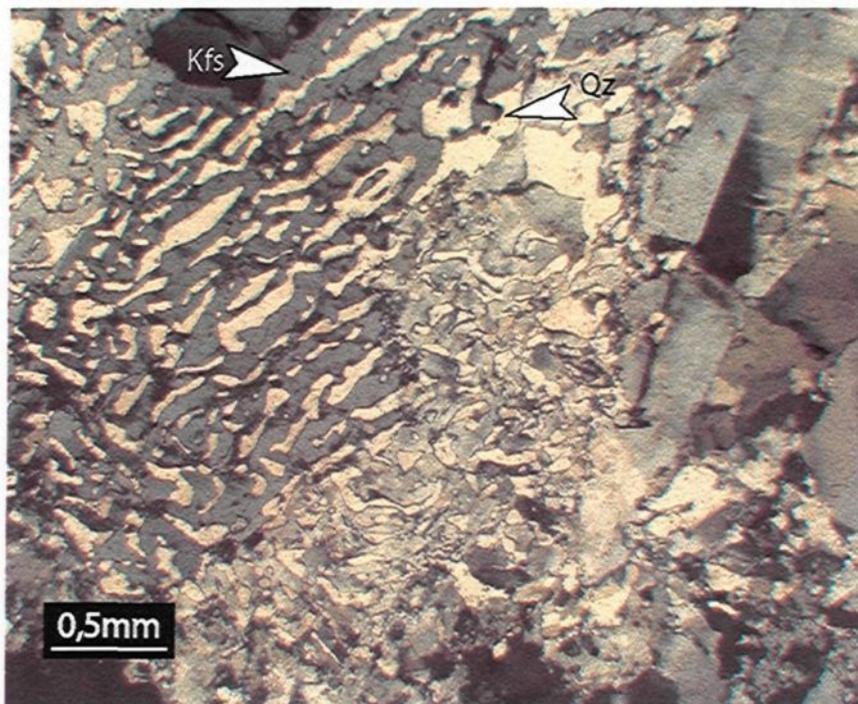


Fig. 2.12. Photomicrographie d'un filon leucocrate aplitique (TM15) en lumière polarisée, analysée. Cette image montre une texture granophyrique d'intercroissance de quartz et feldspath potassique. Notez aussi la petite taille des grains de quartz dans la partie droite de la photo.

2.3.1.2. Concentration de mégacristaux

La concentration de mégacristaux de feldspath potassique se produit généralement dans la granodiorite de Cathedral Peak. La principale zone d'étude pour cette hétérogénéité est donc la région de Tuolumne Meadows (Fig. 2.2). Ces concentrations ont été remarquées dans la suite intrusive de Tuolumne par plusieurs auteurs (Higgins, 1999; Paterson *et al.*, 2005). Ces hétérogénéités sont de taille variable passant de 10 cm à plus de 5 m de diamètre. Les mégacristaux dans ces concentrations ne se touchent pas toujours et une fine enveloppe de petits cristaux sépare généralement ces feldspaths potassiques (Fig. 2.13). Ces concentrations de feldspaths potassiques correspondent à une hétérogénéité leucocrate, mais contrairement aux filons leucocrates le contact avec la granodiorite est plutôt diffus. Les concentrations de feldspaths potassiques sont bien connues dans les granites porphyriques en général (Vernon, 1986). La cause de la formation de ces concentrations est par contre mal comprise. Les analyses lames minces dans ce type d'hétérogénéités ne sont pas faciles du fait de la grosseur des mégacristaux. Mais les observations de terrain laissent supposer que les minéraux rencontrés dans ce type d'hétérogénéités sont similaires aux minéraux dans la granodiorite de Cathedral Peak. Le seul changement est la proportion de feldspath potassique qui peut atteindre environ 70% de la roche.

Ce genre d'hétérogénéité peut parfois être associé à de petits schlieren (Fig. 2.14). Les schlieren correspondent à de petites accumulations locales de minéraux mafiques; ils se produisent principalement au contact entre la concentration de feldspaths potassiques et la granodiorite. Comme le montre la photo de la figure 2.14a, les schlieren ne sont pas toujours présents tout autour de l'hétérogénéité, mais généralement un côté de la concentration de feldspaths potassiques présente plus de

schlieren. Plusieurs générations de schlieren se recoupent parfois autour d'une concentration de feldspaths (Fig. 2.14b). Ceci laisse donc supposer que le processus de formation des schlieren peut se dérouler en plusieurs étapes. De plus sur la figure 2.14, une orientation préférentielle des feldspaths potassiques, représentée par la double flèche, est visible dans la zone entourée par les schlieren. Cette orientation se perd au centre de la concentration de feldspaths (en haut à droite de la photo). Ces alignements de cristaux indiquent probablement une réorganisation et un déplacement de la partie inférieure de la concentration de feldspaths potassiques. Ce déplacement et cette réorganisation interne des cristaux ont dû se produire alors que la roche n'était pas complètement cristallisée, car aucun cristal fracturé ni déformé n'a été observé.

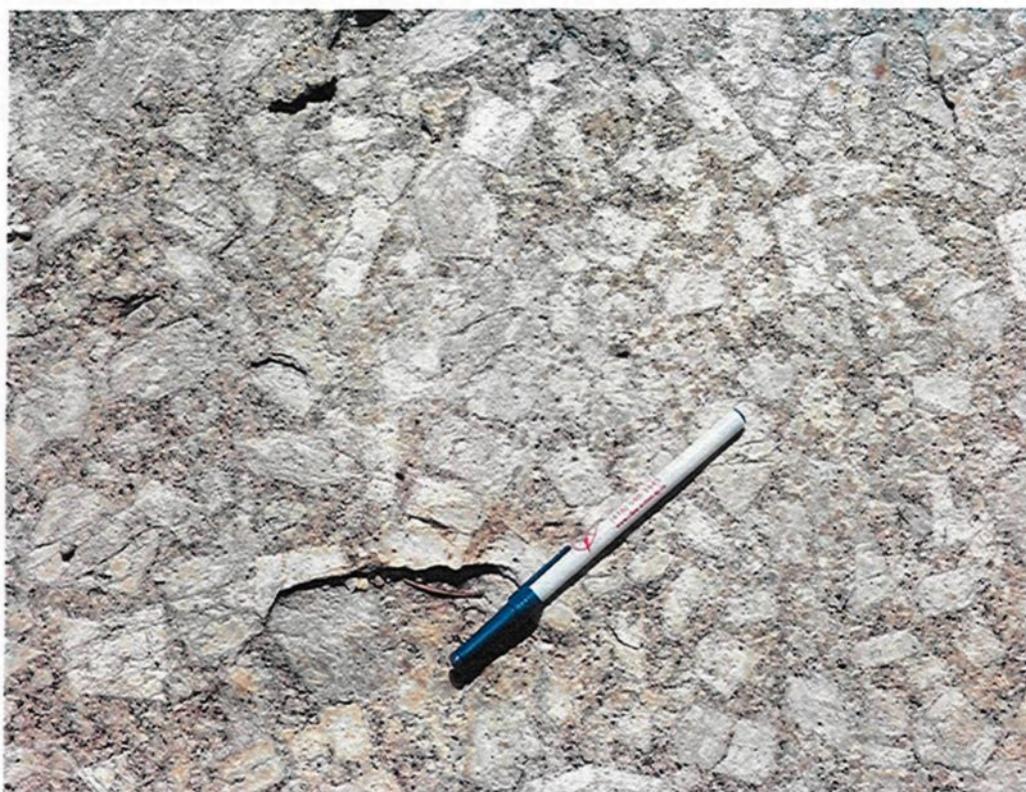


Fig. 2.13. Photographie d'une concentration de mégacristsaux de feldspaths potassiques dans la granodiorite de Cathedral Peak. Notez la présence d'une grande quantité de matériel intercumulat riche en biotite et hornblende (stylo = 15 cm).

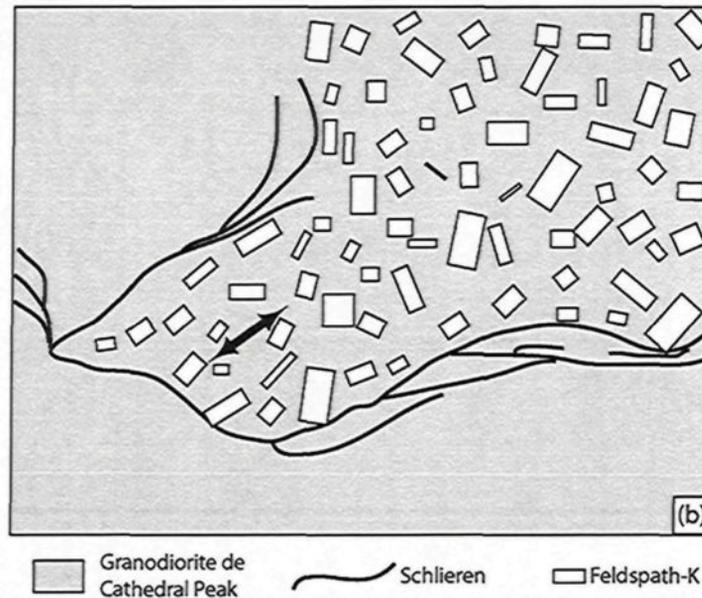


Fig. 2.14. Zone de concentration de feldspaths potassiques dans la granodiorite de Cathedral Peak. (a) Photographie de la concentration, notez la présence de schlieren autour de l'hétérogénéité. (b) Schéma de la photo (a), la double flèche indique qu'une majorité des feldspaths potassiques dans la partie inférieure gauche de la photo définissent une orientation préférentielle des grains. Cette orientation n'est plus visible dans la partie supérieure gauche, c'est-à-dire vers le centre de la concentration.

2.3.2. Hétérogénéités mélanocrates

Les hétérogénéités mélanocrates correspondent à un enrichissement en minéraux mafiques comparé à la granodiorite normale. Ces hétérogénéités sont les plus nombreuses et se remarquent plus facilement dans les granodiorites de Tuolumne.

2.3.2.1. Enclaves mafiques

Les enclaves mafiques correspondent aux hétérogénéités mafiques les plus courantes. Elles sont généralement en grand nombre dans les granodiorites de Kuna Crest et de Half Dome, mais sont quasiment absentes dans la granodiorite de Cathedral Peak. Les enclaves se retrouvent la plupart du temps de façon dispersée dans les granodiorites (Fig. 2.15a) mais quelques fois elles forment des essaims (Fig. 2.15b) (Tobisch *et al.*, 1997). Ces enclaves sont souvent allongées (de forme ovoïde) et sont orientées parallèlement à la foliation locale de la granodiorite. Leurs tailles varient de 1 cm à 50 cm de diamètre. Les enclaves sont parfois associées à d'autres hétérogénéités comme les schlieren (Fig. 2.15a). L'orientation des enclaves, concordante avec la foliation magmatique et aussi concordante avec l'orientation des schlieren, ce qui laisse supposer que tout ces orientation se son produite au même moment lors de la mise en place de l'intrusion. L'étude pétrographique des enclaves mafiques révèle qu'il s'agit d'une roche à grains fins (0,1 à 2 mm) avec des minéraux similaires à ceux rencontrés dans les granodiorites. En particulier, l'amphibole, le plagioclase, la biotite, un peu de quartz et de feldspath potassique sont présents dans cette roche (Tableau 2.2). Les minéraux accessoires sont essentiellement les oxydes et les petites apatites aciculaires. Tous ces minéraux sont relativement idiomorphes mis à part le quartz et le feldspath potassique qui semblent cristalliser plus tardivement. Des phénocristaux de plagioclase

(1 à 5 mm) se rencontrent typiquement à l'intérieur des enclaves mafiques (Fig. 2.15a). Ils sont plus ou moins idiomorphes et possèdent généralement quelques inclusions de petits minéraux à leur périphérie. Cette bordure riche en inclusions semble plus tardive dans le processus de cristallisation, car les cœurs sont relativement uniformes. Ces phénocristaux de plagioclase sont de taille et de forme très similaires à ceux observés dans les granodiorites mis à part la bordure enrichie en inclusions de petits minéraux. La présence de phénocristaux est courante dans les enclaves mafiques et la similarité avec des minéraux de la roche hôte a souvent été remarquée dans différentes intrusions (Barbarin, 1988; Barbarin, 1990; Wada *et al.*, 2004).

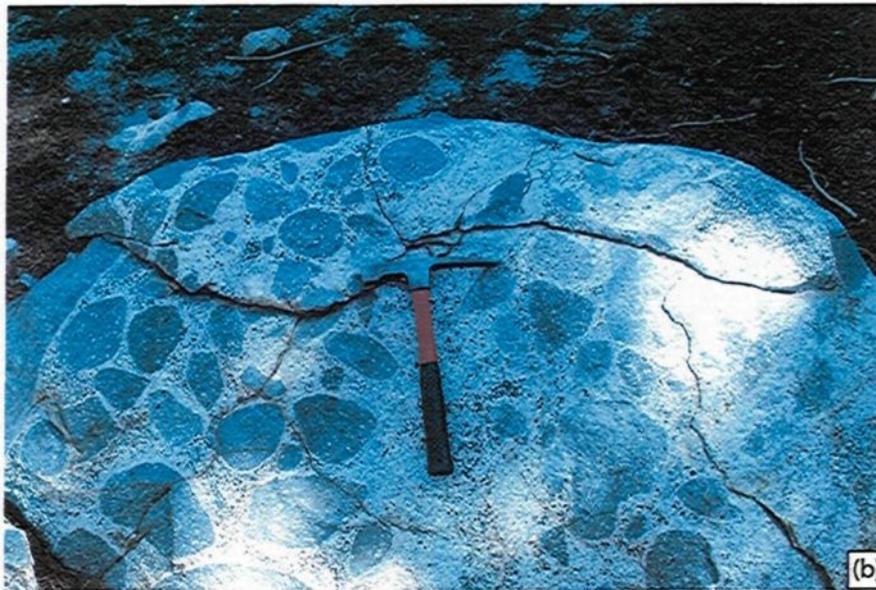
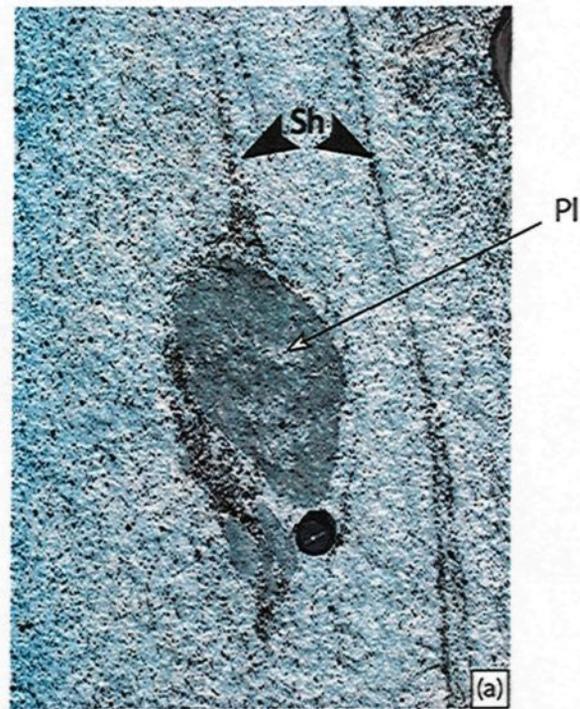


Fig. 2.15. Photographies d'enclaves mafiques. (a) Enclave associée à des schlieren (Sh); notez aussi la présence de phénocristaux de plagioclase (Pl) dans l'enclave (cache d'appareil photo = 4cm de diamètre). (b) Essaim d'enclaves mafiques dans la granodiorite de Half Dome dans la région de Mammoth Peak (marteau 35cm).

2.3.2.2. Blocs effondrés de roche encaissante

Les blocs effondrés de la roche encaissante sont nombreux dans la partie est de l'intrusion. Lors de cette étude, ces blocs ont été principalement observés dans la zone d'étude de Sawmill Canyon. Ces enclaves sont de tailles variables partant de quelques centimètres (Fig. 2.16a) et pouvant atteindre quelques centaines de mètres comme le montre la carte de Sawmill Canyon (Fig. 3.2). Sur le terrain, les blocs sont souvent orientés parallèlement au contact et ne semblent pas s'être beaucoup déplacés ou avoir tournés. Ces blocs montrent des contacts nets et souvent anguleux avec les roches granodioritiques de l'intrusion. Dans certains cas (figure 2.16a), les blocs ont enregistré des plis d'entraînement au contact avec la roche granodioritique. Ces plis se sont probablement produits avant la mise en place du magma, c'est-à-dire lors de contraintes tectoniques induites dans la roche encaissante par la mise en place du pluton. Ces contraintes ont par la suite conduit à une rupture qui a favorisé l'injection du magma entre les blocs.

L'encaissant métavolcanique de la zone de Sawmill Canyon correspond à une roche à grain fin inférieur à 0,5 mm. Elle est constituée de biotite légèrement chloritisée par endroits, de quartz parfois légèrement recristallisé, de plagioclase plutôt idiomorphe et de feldspath potassique (Tableau 2.2). Les minéraux accessoires de cette roche sont essentiellement les zircons, les magnétites et les apatites. Cette roche possède une foliation importante visible macroscopiquement (Fig. 2.16) et en lames minces par l'orientation des biotites. Des zones de déformation et de recristallisation plus intense du quartz sont aussi orientées parallèlement à la foliation. Cette foliation dans la roche encaissante est de direction nord-sud avec un fort pendage (Fig. 3.2). Elle est donc globalement parallèle au contact avec l'intrusion. Bien entendu une foliation pouvait

déjà être présente avant la mise en place de l'intrusion, mais l'injection de la suite intrusive de Tuolumne a probablement réorienté ou accentué la foliation. De plus, Tikoff *et al.* (2005) ont démontré la présence d'une zone de cisaillement nord-sud le long de ce contact avec l'intrusion. Les auteurs pensent que la déformation s'est produite lors de la mise en place du magma de Cathedral Peak. C'est probablement cette déformation qui est à l'origine de la foliation observée dans les roches métavolcaniques. La figure 2.16b montre que les blocs effondrés et la roche encaissante proche du contact contiennent de nombreux cristaux plurimillimétriques d'oxydes constitués de magnétite, de rutile, d'hématite et d'un peu d'ilménite. Ces oxydes forment des cristaux idiomorphes et sont entourés d'un matériel leucocrate constitué de cristaux de quartz, plagioclase et feldspath potassique. Ces petites poches leucocrates sont orientées parallèlement à la foliation et sont la plupart du temps asymétriques, ce qui montre que la déformation dans cette zone avait une composante dextre (Fig. 2.16b). Ces textures impliquent que la déformation dextre est synchrone de la métamorphose de contact et donc se produit lors de la mise en place des magmas de la suite intrusive de Tuolumne.

En lames minces, ces poches leucocrates autour des oxydes sont dépourvues de biotite et la proportion de quartz et de feldspath potassique est plus élevée que dans les métasédiments. D'après ces observations, une réaction métamorphique est probablement à l'origine de ces structures. Une étude plus détaillée de ces structures est en cours à l'UQAC par Jean-François Boivin et devrait permettre de mieux comprendre ces réactions.

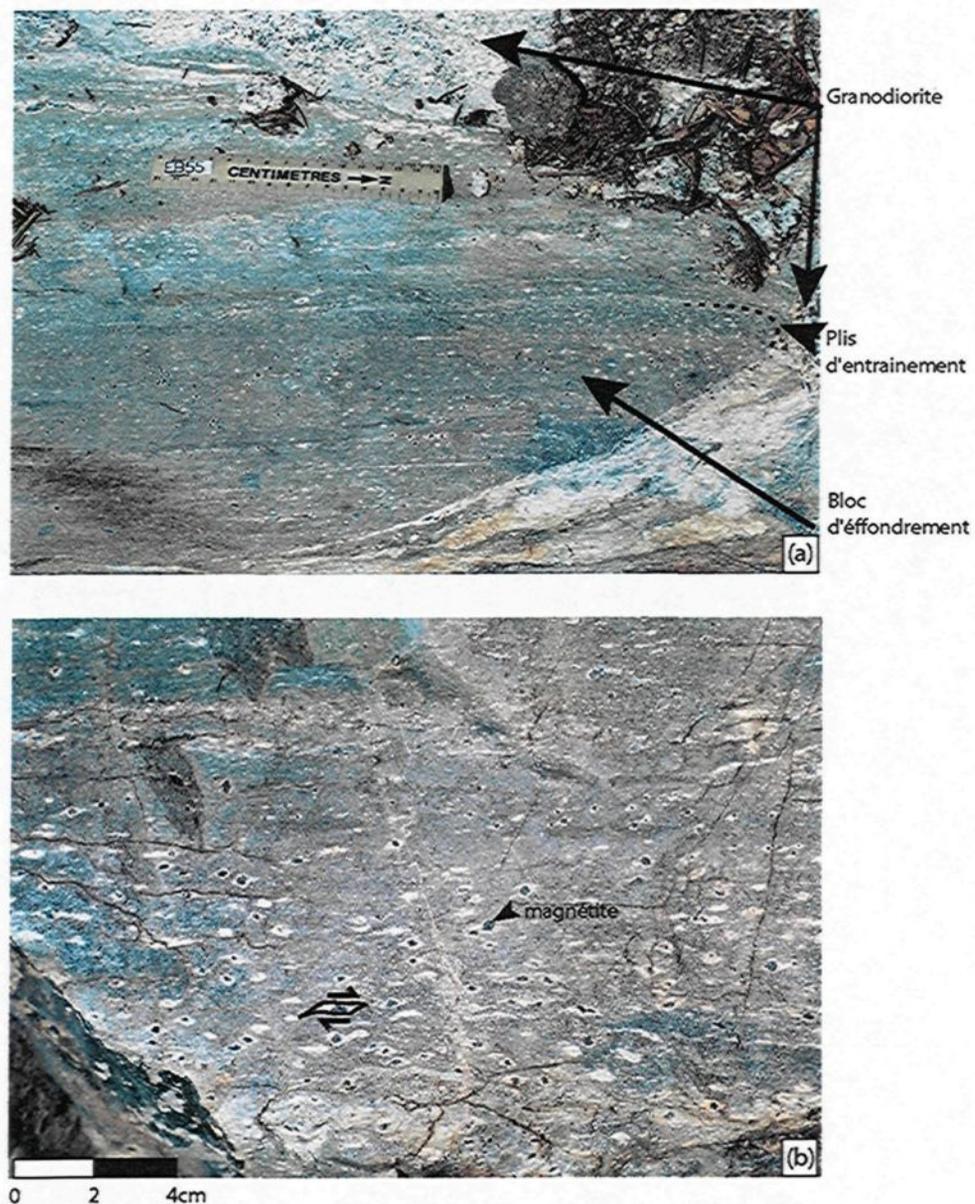


Fig. 2.16. Photographies de blocs effondrés de nature métavolcanique. (a) Bloc effondré entouré de granodiorite (règle = 15 cm). Notez les nombreux plis d'entraînement bordant le contact avec la roche granodioritique. (b) Vue détaillée de la roche métavolcanique au contact avec la granodiorite. Notez la présence de magnétite entourée d'une zone leucocrate ; ces zones forment de petites poches asymétriques qui définissent un mouvement dextre dans les blocs de la roche encaissante.

2.3.2.3. Schlieren

D'autres hétérogénéités courantes dans la suite intrusive de Tuolumne sont les schlieren de minéraux mafiques. De façon générale, on définira des schlieren par un alignement et une accumulation de minéraux mafiques selon un plan principal (Milord & Sawyer, 2003). Les schlieren seront différenciés des litages dans cette étude par plusieurs aspects. Premièrement, les schlieren correspondent plus à de minces concentrations (de quelques mm à 2 ou 3 cm) comparées aux litages qui peuvent aller jusqu'à 50 cm d'épaisseur. De plus, les schlieren ont souvent un contact flou ou graduel avec la roche normale alors que les litages montrent généralement un contact plus net.

Globalement, les schlieren ont été observés dans la granodiorite de Cathedral Peak dans la zone d'étude de Tuolumne Meadows (Fig. 2.2) et sont souvent associés à d'autres hétérogénéités comme les concentrations de feldspaths potassiques ou les enclaves mafiques (Figs. 2.14 et 2.15). D'autres schlieren par contre ne semblent pas directement reliés à des hétérogénéités. Ce deuxième type de schlieren peut être séparé en deux sous-types selon leurs formes.

(1) Un premier sous-type de schlieren forme un alignement plus ou moins rectiligne (Fig. 2.17a) ou légèrement recourbé (Fig. 2.17b) de minéraux mafiques. Ces hétérogénéités ne forment généralement pas qu'un seul schliere, mais plusieurs schlieren sont fréquemment associés et montrent des surfaces de recoupement (Figs. 2.17 b). Ce type de schlieren peut donc se produire entre deux domaines de roche granodioritique avec des caractéristiques très semblables et ces derniers peuvent se suivre sur de grandes distances allant de 10 à 50 mètres de long. En trois dimensions, ces schlieren forment probablement un plan préférentiel, et de nombreuses ondulations sont visibles (Fig. 2.17a). Parfois des mégacristaux de feldspath potassique se

retrouvent en contact avec les schlieren et peuvent les déformer (Fig. 2.17c) et sont ainsi capables "d'écraser" les schlieren après leur formation.

(2) Un deuxième sous-type de schlieren se retrouve aussi fréquemment dans la granodiorite de Cathedral Peak où ils forment des cercles à la surface de l'affleurement (Figs. 2.17d, e et f) plutôt que des plans plus ou moins rectilignes. En trois dimensions, la forme de ces schlieren est plus difficile à évaluer. Cependant, d'autres auteurs ont déjà observé ce genre de structures dans d'autres plutons et les ont interprétées comme étant des tubes en trois dimensions (Barrière, 1981 ; Reid *et al.*, 1993 ; Weinberg *et al.*, 2001; Žák & Klominsky, 2007). Les images de la figure 2.17e, et f montrent que plusieurs tubes de schlieren peuvent être emboîtés. Soit les tubes se retrouvent de façon concentrique autour d'un même axe (Fig. 2.17e), soit ils sont imbriqués par un côté et forme une trace plus ou moins aléatoire. Lorsque la trace des tubes définit une direction préférentielle, il est possible de parler de structures en échelle "ladder structure" (Fig. 2.17f). Au contraire, si les tubes sont attachés de façon aléatoire, ces structures sont en forme d'escargot et sont nommées "snail structure" par Weinberg *et al.* (2001). Ces deux types de structures sont visibles dans l'intrusion de Tuolumne.

Tous les minéraux à l'intérieur, ou à proximité, des schlieren sont toujours plus orientés que dans la roche homogène. L'orientation de ces minéraux est globalement parallèle à la direction du schliere. Par contre lorsque les minéraux sont plus éloignés des schlieren, ils s'orientent de façon plus aléatoire, et ceci, même à l'intérieur des tubes.

Ces hétérogénéités étant situées dans la zone de Tuolumne Meadows, aucun échantillon n'a pu malheureusement être recueilli. Pour autant, les observations de terrain laissent supposer que la nature des minéraux présents dans ces schlieren sont semblables à ceux

observés dans la granodiorite de Cathedral Peak mais que leurs concentrations sont différentes.

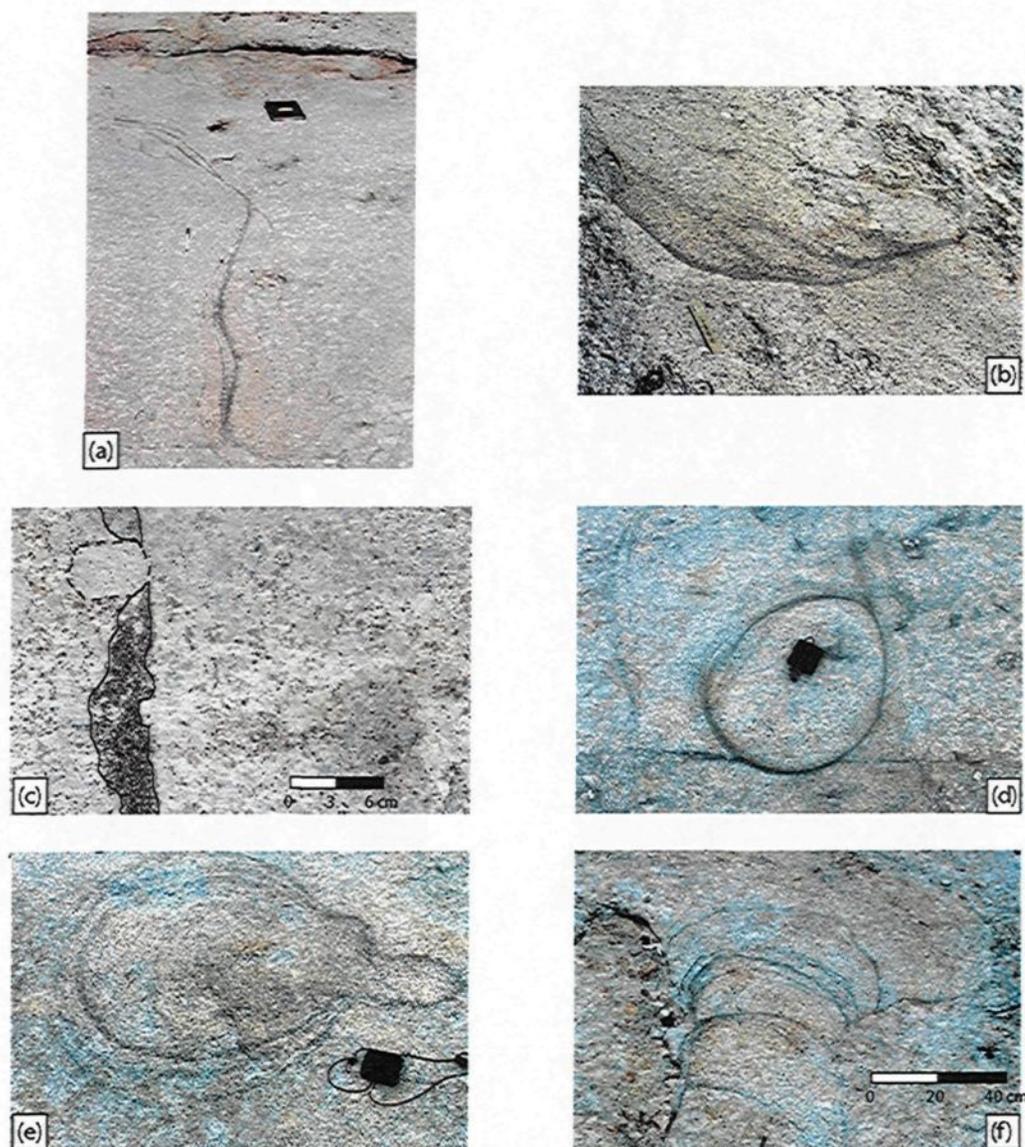


Fig. 2.17. Photographies de schlieren dans la granodiorite de Cathedral Peak. (a) Schlieren rectilignes (carnet = 20cm). (b) Schlieren légèrement courbés; notez la présence de plusieurs accumulations venant s'interrompre dans la partie droite de l'image. (c) Schliere rectiligne interrompu par un mégacristal de feldspath potassique (pointillés). (d) Schliere circulaire (boussole = 8cm). (e) Schlieren circulaires avec plusieurs cercles concentriques (boussole = 8cm). (f) Schlieren circulaires avec plusieurs cercles attachés par un coté (structure en échelle "ladder structure")

2.3.2.4. Litages

Les litages correspondent à l'une des hétérogénéités les plus visibles du fait de leurs longueurs et de leurs épaisseurs (quelques cm à plusieurs dizaines de cm). Plusieurs types de litages peuvent être différenciés dans l'intrusion de Tuolumne. Dans cette partie, nous retiendrons essentiellement deux grands groupes de litages : les litages rythmiques et les litages dans les filons.

Le premier type correspond à des séries de litages plus ou moins rythmiques. Ce genre de litages se rencontre dans la zone de Sawmill Canyon et de façon plus dispersée dans la zone de Mammoth Peak (Fig. 2.10). Le chapitre 3 présente la formation de ces litages rythmiques dans la zone de Sawmill Canyon et deux sous-groupes ont été distingués : les litages normaux et les litages mélanocrates. Les informations concernant ces litages dans la zone de Sawmill Canyon faisant l'objet d'un chapitre, elles ne seront donc pas développées dans cette partie. Concernant les mesures des orientations des litages rythmiques dans la zone de Mammoth Peak, elles sont assez changeantes (Fig. 2.10); cependant, une orientation préférentielle nord est-sud ouest ressort pour ce type de litages. Les litages rythmiques de la zone de Mammoth Peak ont des structures très similaires à ceux de Sawmill Canyon. Par exemple, les figures 2.18a et b montrent que les litages sont composés d'une accumulation de minéraux mafiques à la base du lit alors qu'au sommet ils sont plus leucocrates. La base des litages est donc assez nette, mais est souvent lobée avec des structures similaires aux figures de charges ("load cast") dans les systèmes sédimentaires.

Au niveau de la pétrographie, les litages rythmiques de la zone de Mammoth Peak sont composés des mêmes minéraux que dans la granodiorite homogène de Half Dome. Les proportions au sein d'un même litage semblent aussi assez semblables à

celles observées pour cette granodiorite. De façon similaire aux litages de Sawmill Canyon, les minéraux les plus denses comme les magnétites sont concentrés à la base des lits. Ces litages se sont certainement formés précocement lors de la mise en place du magma, car ils sont recoupés par différents dykes plus tardifs. Les mécanismes de formation de ces litages rythmiques doivent être similaires à ceux proposés pour la région de Sawmill Canyon (voir chapitre 3)

Le deuxième type de litage est essentiellement rencontré dans la zone de Mammoth Peak et correspond à des litages associés à des filons (Figs. 2.18c, d et e). Leurs orientations (Fig. 2.10) sont beaucoup plus constantes que les litages rythmiques et ont une direction générale nord-sud. Les filons où se produisent ces litages peuvent se suivre sur de grandes distances (des centaines de mètres) comparés aux litages rythmiques. L'épaisseur des filons est variable passant de quelques cm à 50 cm de large. Ces litages dans les filons recoupent toujours les litages rythmiques (Figs. 2.18c et d). Ces litages recoupent aussi la foliation générale du granite et doivent arriver plus tardivement dans le processus de formation du pluton. Les litages dans ces filons se remarquent essentiellement par l'accumulation de minéraux mafiques. Ces accumulations se retrouvent à différents endroits dans le filon et leurs orientations sont variables (Figs. 2.18, d et e). À l'opposé, la partie leucocrate du filon est globalement appauvrie en minéraux mafiques comparée aux granodiorites homogènes. Les accumulations de minéraux mafiques varient en forme et position dans un litage. Par exemple, les figures 2.18c et d montrent que les accumulations peuvent être, soit situées au centre, soit se retrouver plus aux épontes des filons. Pourtant dans la majorité des cas, les accumulations de minéraux mafiques se retrouvent dans la partie centrale du filon. Le nombre d'accumulations mafiques n'est pas constant au sein d'un même filon;

il est ainsi possible de trouver une ou plusieurs bandes d'accumulation mafique. Le litage de la figure 2.18c est constitué de deux bandes d'accumulations mafiques dans sa partie de gauche et ne possède plus qu'une seule bande sur sa partie de droite. D'autres litages associés aux filons montrent des accumulations minérales mieux "classées" (Fig. 2.18e). En effet, dans le filon de la figure 2.17e, trois parties peuvent être distinguées: (1) une première partie riche en minéraux mafiques de grande taille (1 à 5 mm); (2) une deuxième partie riche en minéraux mafiques, mais avec des cristaux de plus petite taille (0,5 à 2 mm) et (3) une troisième partie correspondant plus à un leucogranite appauvri en minéraux mafiques. Ces trois parties sont séparées par des contacts bien nets et assez rectilignes.

L'analyse pétrographique des litages dans les filons permet de reconnaître que les minéraux présents dans ces hétérogénéités ont des formes et des textures similaires à celles observées dans la granodiorite de type Half Dome. Les proportions minérales sont difficiles à estimer dans ces filons du fait des accumulations en minéraux mafiques, mais de façon générale, elles pourraient correspondre aussi aux proportions rencontrées dans la granodiorite homogène de Half Dome. L'orientation des grains dans ces filons est assez parallèle à l'orientation même du filon. Les minéraux mafiques ont tendance à être plus orientés en particulier lorsqu'ils sont dans les zones d'accumulation du litage comme dans le cas des schlieren.

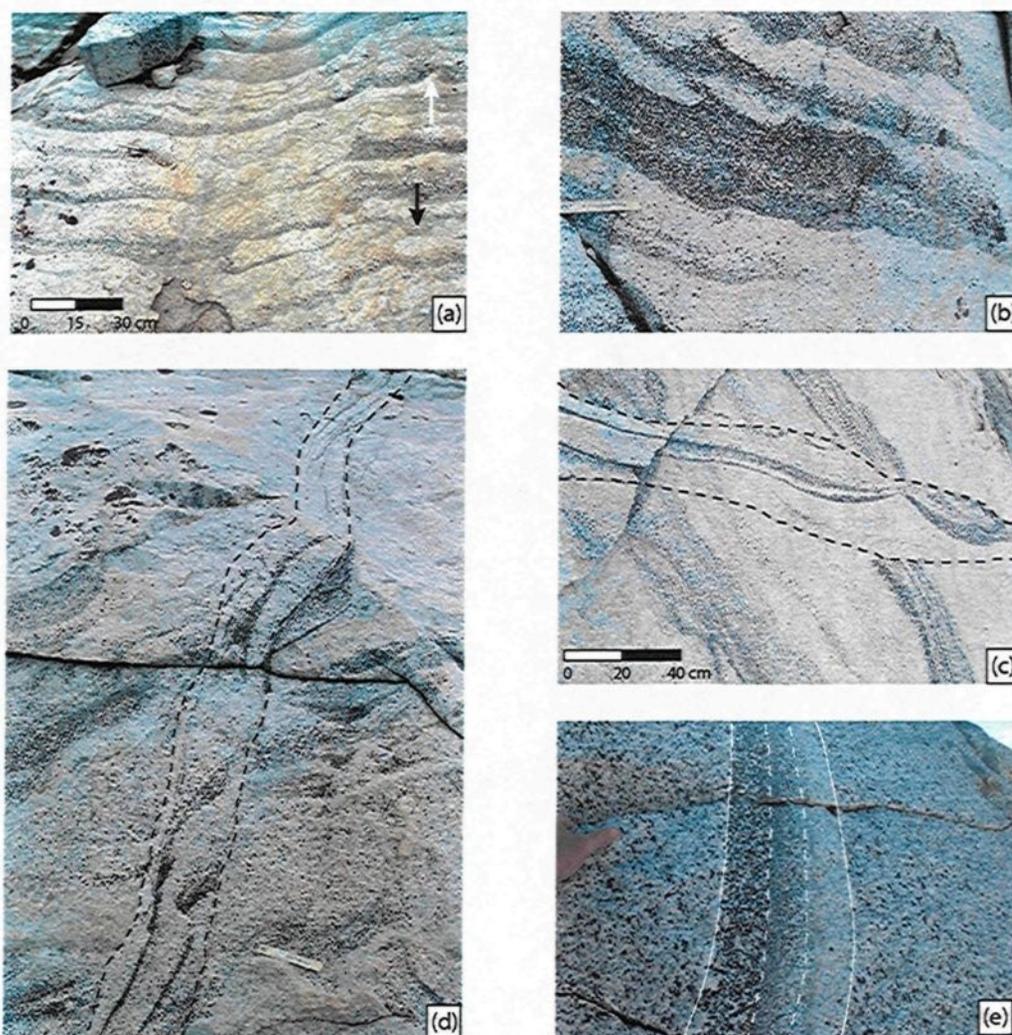


Fig. 2.18. Photographies de litage dans la région de Mammoth Peak. (a) Série de litages rythmiques. Noter aussi la présence de nombreuses figures de charges "load cast" (flèche noire) et structures en flamme (flèche blanche). (b) Série de litages rythmiques (règle = 15cm). (c) Litage associé à un filon (pointillés). Notez les accumulations de minéraux mafiques généralement au centre du filon. (d) Litage associé à un filon (pointillés) recoupant des litages rythmiques (règle = 15cm). (e) Litage associé à un filon; notez les trois parties verticales de composition différente (pouce = 5cm)

2.3.3. Hétérogénéités complexes

Certaines des hétérogénéités de la suite intrusive de Tuolumne ne peuvent pas être rangées d'après une dominance leucocrate ou mélanocrate de leur assemblage minéralogique. Par contre, leurs structures sont assez complexes et montrent généralement une interdigitation entre un matériel leucocrate et un matériel plus mélanocrate. Dans cette étude, ce type de structures a été appelé hétérogénéités complexes. Il existe principalement deux grands types d'hétérogénéités complexes et elles seront décrites dans les paragraphes suivants.

2.3.3.1 Structures en rides et colonnes ("Ridge and pillar structures")

Ces structures en rides et colonnes se retrouvent majoritairement dans les granodiorites de Kuna Crest ou de Half Dome et principalement dans la zone de Mammoth Peak (Fig. 2.2). Les structures en rides et colonnes sont généralement limitées à des filons plus ou moins épais de 10 à 40 cm de large (Fig. 2.19a). La flèche blanche de la figure 2.18a montre aussi que ces structures pourraient être alimentées par des dykes de matériel leucocrate. Ces structures sont souvent associées aux séries de litages rythmiques, mais les recoupent toujours. Žák & Paterson (2005) ont défini le nom de cette hétérogénéité d'après la structure particulière du matériel leucocrate formant des rides et des colonnes dans un matériel plus mélanocrate. Les structures de colonnes dans les filons ne sont pas constamment orientées perpendiculairement à l'allongement de ce dernier. Un angle différent de 90° peut être observé entre les colonnes et les épontes du filon (Fig. 2.19a). En fait, ces structures en rides et colonnes sont formées à 50% environ d'un matériel riche en minéraux mafiques. Les grains de la partie mafique sont généralement de faibles dimensions comparées à la granodiorite

normale (0,1 à 3 mm). Ce matériel mafique est introduit par un matériel leucocrate à grain fin (0,1 à 2 mm). La figure 2.19b montre une structure de rides et colonnes dans un petit filon. La schématisation de cette photo (Fig. 2.19c) permet de mieux se rendre compte de la forme et de l'orientation du filon. Cette structure semble se former par l'injection verticale de petites rides ou de petits filons de matériel leucocrate (partie blanche) dans un matériel riche en minéraux mafiques (partie grise). Sur la figure 2.19c, il est possible de voir de petites digitations du matériel leucocrate; ces digitations se relient parfois entre elles et forment ainsi la structure en colonnes reliant les rides.

Au niveau des études pétrographiques, les structures en rides et colonnes ont révélé un assemblage minéralogique différent des granodiorites de la suite intrusive de Tuolumne. En particulier, la quasi-absence d'amphibole, que ce soit dans la partie mélanocrate ou leucocrate, est caractéristique de cette structure. Une seule amphibole a été observée sur les lames minces et elle était située dans la partie mélanocrate ; cette amphibole était de petite taille (0,1 mm) et arrondie.

Dans la partie mélanocrate de cette hétérogénéité, deux grandes classes granulométriques sont visibles : des minéraux de taille moyenne (1 à 3 mm) représentant 50 % de la partie mélanocrate et des minéraux de petite taille (0,1 à 0,5 mm) qui représentent les 50 autres % (Fig. 2.20a). Les biotites correspondent aux minéraux mafiques les plus courants (Tableau 2.2) et sont pour une grande majorité de taille moyenne (1 à 3 mm) et sont plutôt idiomorphes (Fig. 2.20a). Les magnétites généralement idiomorphes correspondent au deuxième type de minéraux mafiques et sont de taille fine à moyenne (0,5 mm en moyenne). Les autres minéraux sont, généralement de petite taille (environ 0,1 mm en moyenne) et correspondent à des quartz avec des extinctions ondulantes, du feldspath potassique (essentiellement

microcline) et quelques plagioclases plutôt idiomorphes. Ces petits cristaux felsiques forment une texture aplitique (Fig. 2.20) comme celle observée dans le matériel leucocrate formant parfois des filons.

Dans la partie leucocrate des rides et colonnes, les principaux minéraux sont le quartz, le feldspath potassique et le plagioclase. Ces minéraux ont les mêmes caractéristiques que celles observées dans la partie mélanocrate, c'est à dire qu'ils sont de petite taille. La texture globale de cette roche est donc une matrice de petits cristaux de quartz, plagioclase, et feldspath potassique dans laquelle sont dispersés des cristaux (ou amas de cristaux) plutôt idiomorphes de taille moyenne (Fig. 2.20).

Les minéraux accessoires dans les hétérogénéités de rides et de colonnes sont les titanites, les zircons, et les apatites. Tous ces minéraux accessoires sont plus ou moins idiomorphes et se retrouvent en plus grand nombre dans la partie mélanocrate.

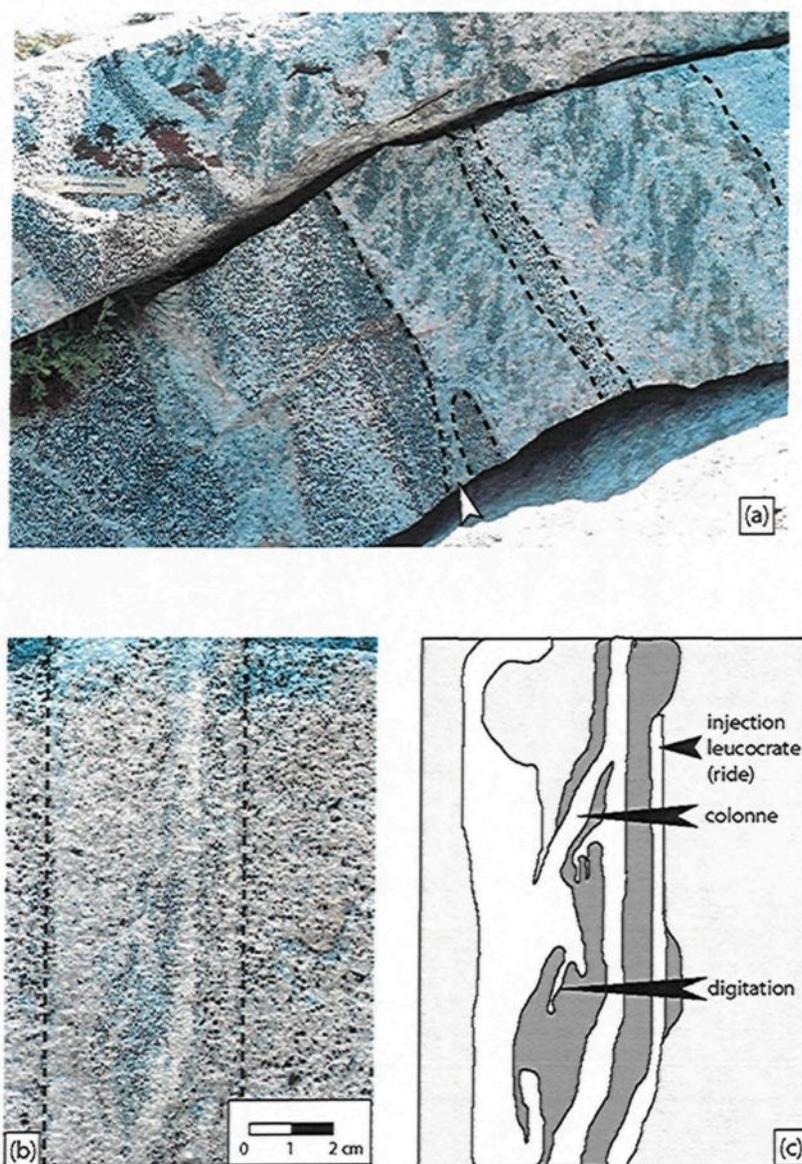


Fig. 2.19. Structures en rides et colonnes "ridge and pillar". (a) Rides et colonnes développées dans la granodiorite de Half Dome, la limite des filons est soulignée par les pointillés. La flèche blanche correspond à une possible zone d'alimentation du filon par du matériel leucocrate (b) Rides et colonnes développées dans la granodiorite de Half Dome. Notez la forme du filon souligné par les pointillés. (c) Schéma de la photo (b), le gris clair correspond à la granodiorite homogène de Half Dome, le gris foncé à des accumulations mafiques et le blanc correspond à du matériel leucocrate.

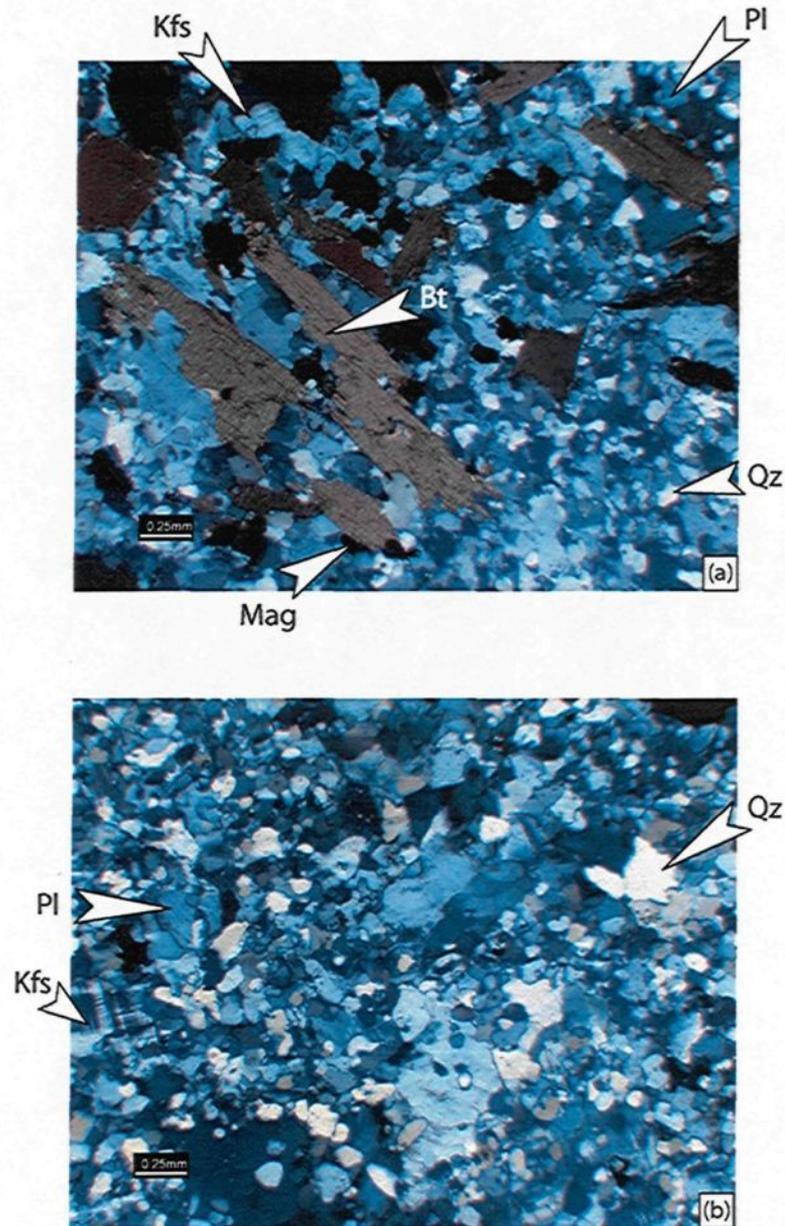


Fig. 2.20. Photomicrographies de la texture des rides et colonnes (TM14). (a) Image en lumière polarisée analysée dans la partie mélanocrate de cette hétérogénéité. Notez les grains moyens de biotite comparés aux grains fins de quartz, plagioclase et feldspath potassique. Notez aussi l'absence d'amphibole dans cette roche. (b) Image en lumière polarisée analysée de la partie leucocrate des rides et colonnes. Notez la texture aplitique dénotant un refroidissement rapide de ce matériel.

2.3.3.2. Structures en "peigne" ou en "arbre"

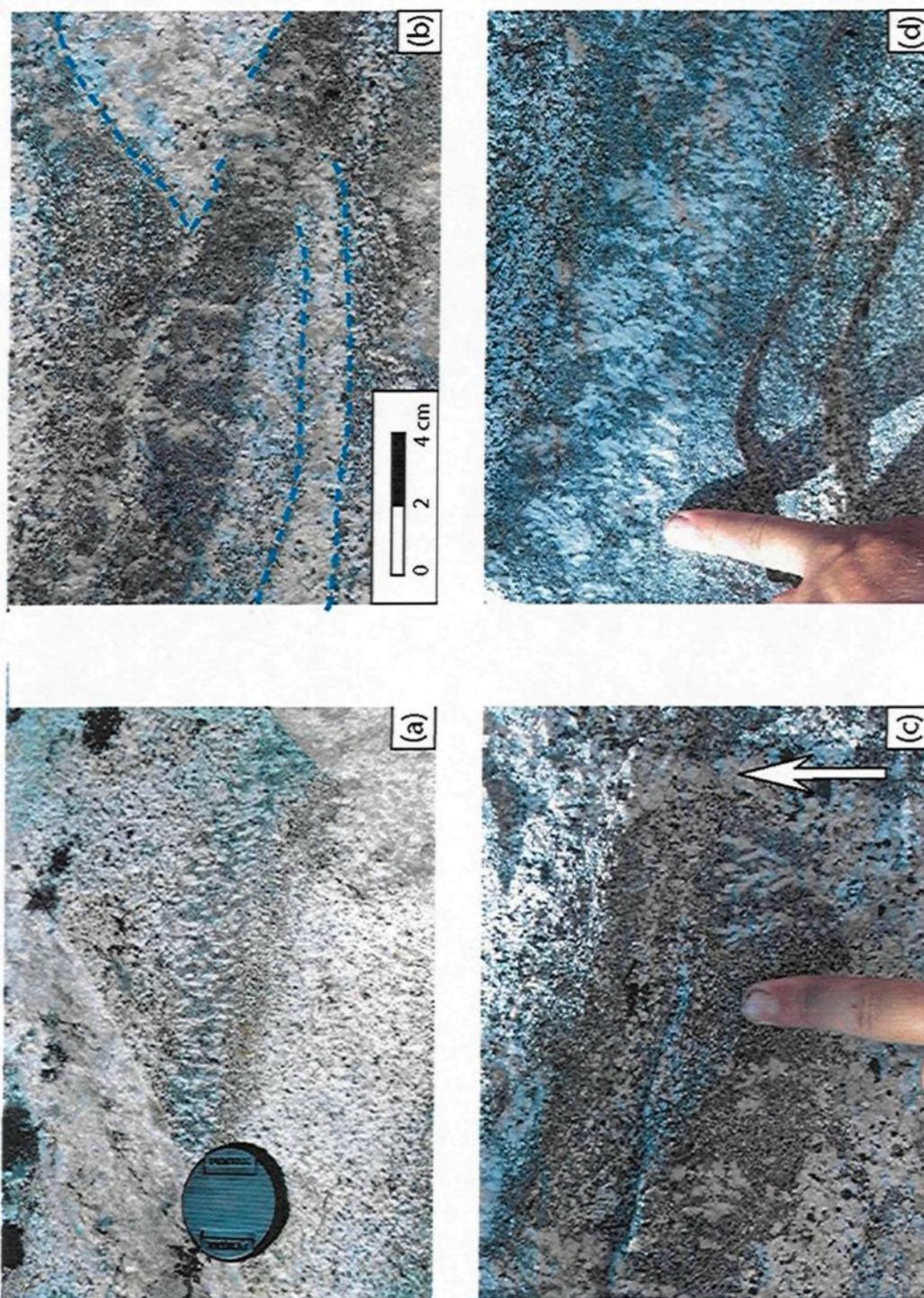
Les structures en "peigne" ou en "arbre" sont un autre type d'hétérogénéités complexes. Elles se rencontrent généralement dans les zones où les litages rythmiques sont bien développés. La zone de Sawmill Canyon constitue donc la principale zone d'observation et d'échantillonnage de ce genre d'hétérogénéité. Ces hétérogénéités se présentent sous forme de lit individuel de 2 à 15 cm d'épaisseur. Ils sont souvent intercalés entre les litages rythmiques ou se retrouvent au sommet de la série de litages. Comme pour les litages rythmiques, ils se suivent sur quelques mètres de long. Ces hétérogénéités complexes sont donc constituées de deux parties, une partie mélanocrate qui est à grains relativement fins (0,1 à 2 mm) et une partie leucocrate à grains plus grossiers (0,5 à 5 mm). Les minéraux dans la partie mélanocrate semblent plutôt orientés parallèlement à la direction du litage. Le nom de structure en peigne vient du fait que les hétérogénéités leucocrates forment des petits "doigts" perpendiculairement à l'allongement du litage (Figs. 2.21a et b). La partie leucocrate ne forme pas à chaque fois des petits doigts séparés. Dans de rares cas, elle forme aussi des petites ramifications en forme de branches d'arbres (Figs. 2.21c et d). Ces hétérogénéités sont toujours orientées dans la série de litages avec les parties les plus ramifiées au sommet de la partie supérieure du lit. La répartition des doigts leucocrates dans cette hétérogénéité n'est pas toujours homogène. Des zones enrichies en doigts leucocrates se développent surtout au-dessus de zones riches en matériel leucocrate (pointillés bleus sur la figure 2.21b).

D'un point de vue pétrographique, les structures en "peigne" ou en "arbre" ont aussi un assemblage minéralogique particulier. Comme pour les rides et colonnes, la quasi-absence d'amphibole est caractéristique de ces hétérogénéités en "peigne" ou en

"arbre". Les minéraux mafiques majoritaires dans ce genre de roche sont les oxydes (essentiellement la magnétite). Ces minéraux sont relativement idiomorphes avec des grains fins à moyens (0,5 à 2 mm) formant parfois des agrégats de taille moyenne de 1 à 3 mm. Les biotites, en général idiomorphes, se retrouvent aussi en assez grand nombre dans la partie mélanocrate (Tableau 2.2). Les autres minéraux leucocrates présents dans la partie mélanocrate sont le plagioclase, le quartz, le feldspath potassique et sont généralement de taille moyenne (0,1 à 2 mm). Les plagioclases sont souvent idiomorphes alors que les quartz et les feldspaths potassiques sont plutôt xénomorphes. Les quartz montrent souvent des extinctions ondulantes et sont plutôt de petites tailles. Les feldspaths potassiques sont souvent perthitiques et peuvent contenir parfois des petits cristaux de quartz. Les minéraux accessoires, comme la titanite, quelques zircons et de l'apatite, sont aussi présents dans cette roche et sont tous idiomorphes.

Les parties leucocrates qui forment les structures en "peigne" ou en "arbre" sont essentiellement constituées d'un agrégat de quartz, feldspath potassique et plagioclase. Ces cristaux ont des caractéristiques similaires à celles observées dans la partie mélanocrate, mais sont généralement de plus grande taille (0,5 à 5 mm).

La texture de cette roche laisse supposer qu'elle a cristallisé à plus basse température que les granites ou les litages rythmiques. Elle enregistre plus les extinctions ondulantes et les exolutions (perthite) sont plus courantes. Les structures leucocrates en "peigne" ou en "arbre" ne sont pas constituées d'un seul cristal comme dans les litages en peigne reconnus dans d'autres intrusions (Moore & Lockwood, 1973). Ces "doigts leucocrates" sont donc constitués d'agrégats de cristaux et devaient correspondre à des liquides magmatiques lors de leur mise en place.



Légende page suivante

Fig. 2.21. Structures en "peigne" ou en "arbre". (a) Structure en "peigne" comprise dans une série de litages rythmiques (cache appareil photo = 4 cm de diamètre). (b) Structure en "peigne" comprise dans une série de litages. Notez que les deux zones riches en matériel leucocrate soulignées par les pointillés bleus, semblent connectées par une zone riche en "doigts" leucocrates. (c) et (d) Structure en "arbre" avec de nombreuses ramifications. Le doigt d'environ 6 cm indique le sommet des litages. La flèche blanche dans la photo (c) montre que les litages peuvent être recoupés par du matériel granodioritique assez leucocrate.

Nature de la roche		Matériel leucocrate	Enclaves mafiques	Blocs effondrés de roche encaissante	Litages dans les filons	Structures en rides et colonnes (partie leucocrate 50% de la roche)	Structures en rides et colonnes (partie mélanocrate 50% de la roche)	Structures en peigne ou en arbre (partie leucocrate 40% de la roche)	Structures en peigne ou en arbre (partie mélanocrate 60% de la roche)
Nombre de lames minces observé		2	2	1	2	3	3	2	2
Plagioclase	aire %	10	25	25	35	10	10	25	10
Quartz	aire %	45	10	33	20	50	20	50	10
Biotite	aire %	1	10	35	15	5	40	5	40
Feldspath potassique	aire %	44	5	5	10	35	25	20	5
Hornblende	aire %	traces	50	0	10	traces	traces	0	traces
Titanite	aire %	traces	traces	traces	5	traces	traces	traces	5
Magnétite	aire %	traces	traces	2	5	traces	5	traces	30

Tableau 2.2 : Proportions minéralogiques moyennes déterminées optiquement d'après l'observation des lames minces dans les hétérogénéités.

2.4. GÉOCHIMIE

2.4.1. Méthodes

La majorité des échantillons sélectionnés pour les analyses géochimiques ont été recueillis dans les zones de Sawmill Canyon et de Mammoth Peak. D'autres échantillons ont aussi été pris lors d'une traverse est-ouest de la suite intrusive de Tuolumne. La majeure partie des résultats pour les litages de la zone de Sawmill Canyon sera traitée dans le chapitre 3 et ne sera donc pas décrite ici. Les échantillons ont été sélectionnés et coupés de façon à être le plus représentatifs possible. En particulier, les hétérogénéités avec deux parties (leucocrate et mélanocrate) ont été découpées de façon à respecter les proportions observées sur le terrain. Les différents échantillons ont été broyés puis porphyrisés à l'aide d'un bol et d'une masse en alumine. Les poudres ainsi obtenues ont été analysées par Geo Labs, Sudbury, Ontario (Canada), par fluorescence X pour les éléments majeurs et par spectrométrie de masse couplée à un plasma inductif (ICP-MS) pour les éléments traces. Les limites de détections ainsi que les analyses de ces échantillons ont été reportés dans l'annexe 2.1. Deux matériaux de référence interne (un shale et un granite) ont aussi été analysés pour vérifier la validité de ces résultats; les résultats des analyses géochimiques pour ces matériaux sont présentés dans l'annexe 2.2.

Des analyses compositionnelles des minéraux, comme l'amphibole, la titanite et quelques plagioclases, ont été réalisées aussi bien pour les éléments majeurs que pour les éléments traces. Ces minéraux ont été analysés à partir de lames minces polies. Les roches dont les minéraux ont été analysés correspondent essentiellement aux roches homogènes et aux litages rythmiques de la zone de Sawmill Canyon. Bien entendu les résultats de la partie sur les litages rythmiques seront développés dans le chapitre 3.

Malgré tout dans ce chapitre nous regrouperons l'ensemble des données pour la roche homogène qui peuvent nous renseigner sur l'intrusion en général.

L'analyse des éléments majeurs dans les minéraux a été réalisée à l'Université Laval (Québec, Canada) par microsonde électronique Cameca SX100. Les conditions d'opération sont : 15kV de voltage, et 20nA pour le courant du faisceau. L'erreur relative sur les mesures obtenues par microsonde est inférieure à 2 % pour des analyses de plus de 10 % pds (poids d'oxyde) et est considérée inférieure à 10% pour les valeurs inférieures à 10 % pds. Les résultats ainsi obtenus ont été reportés dans les annexes 2.3, 2.4 et 2.5

Les éléments traces dans les minéraux ont été déterminés à l'UQAC par ablation au laser (LA) couplée à un ICP-MS de type Thermo X7. Le laser de type New Wave Research Nd :YAG UV (213nm) a été utilisé avec un faisceau de 40 micromètres de diamètre, une énergie de 0,17 mJ et une fréquence de 20 Hz. Deux matériaux de référence certifiés (NIST 610 et NIST 612) ont été utilisés pour calibrer et vérifier les résultats des analyses. Un standard interne a aussi été utilisé pour les analyses en utilisant Ca ou Ti dépendamment des minéraux considérés pour l'analyse. L'utilisation d'un standard interne implique que des analyses à la microsonde étaient préalablement nécessaires à l'endroit de l'analyse afin de quantifier les valeurs en Ca ou Ti. Les analyses à la microsonde ont aussi permis de choisir des zones sans inclusion visible à la surface des lames minces. Pour autant en trois dimensions, il est toujours possible de toucher des inclusions comme de petits minéraux accessoires. Deux analyses avec des valeurs anormales en Zr et Hf ont donc été rejetées, car elle devait avoir analysé une petite inclusion de zircon. Les résultats des analyses en élément traces des différents minéraux sont reportés dans les annexes 2.6, 2.7, et 2.8.

2.4.2. Résultat des analyses

2.4.2.1. Granodiorites et granites homogènes

2.4.2.1.1. Éléments majeurs

Les échantillons des roches homogènes de la suite intrusive de Tuolumne ont été récoltés à différents endroits dans l'intrusion. Une partie a été récoltée le long d'une traverse est-ouest de l'intrusion, les autres échantillons ont été pris dans les zones d'étude (voir figure 2.2). Les résultats montrent que pour un type particulier de granodiorite, la chimie est très similaire quelque soit la provenance. La zone d'échantillonnage ne semble donc pas jouer un rôle très important sur la géochimie des éléments majeurs. Pour confirmer l'exactitude des résultats, nos données ont été comparées aux données de Bateman *et al.* (1988) sur les roches de la région de Tuolumne (Fig. 2.22). Nos données sont très proches des données de Bateman *et al.* (1988) et nous indiquent que nos analyses sont cohérentes et que les roches de la suite intrusive de Tuolumne ont une chimie pour les éléments majeurs assez homogène à travers l'ensemble de l'intrusion.

Les données de cette étude ainsi que ceux de Bateman *et al.* (1988) montrent sur la plupart des diagrammes de Harker que les 4 grands types de roches homogènes composant la suite intrusive de Tuolumne se séparent relativement bien (Fig. 2.22). Un certain alignement existe sur les diagrammes de Harker pour le Fe, Ti et Ca. Cet alignement est principalement dû à la variation de minéraux ferromagnésien tel que l'amphibole à travers les différents types de roches de l'intrusion. La granodiorite de Kuna Crest constitue le pôle le plus primitif de cet alignement. Cette granodiorite montre les valeurs les plus faibles en SiO₂ (entre 59 et 66 % pd) et les plus élevées pour

le Fe_2O_3 , ou le TiO_2 (Fig. 2.22). Ces analyses laissent donc supposer que la granodiorite de Kuna Crest correspondrait à un magma peu évolué comparé aux autres granodiorites de la suite intrusive de Tuolumne.

La granodiorite de Half Dome montre des compositions chimiques relativement proches de celles observées pour Kuna Crest, mais de manière générale sa composition est légèrement appauvrie en éléments tels que le Fe_2O_3 ou le TiO_2 et enrichie en éléments comme le SiO_2 . Une analyse pour le faciès porphyrique (TMC2B) a été différenciée sur les diagrammes de Harker. La chimie de cet échantillon est plus riche en silice et plus appauvrie en éléments incompatibles comparée à la majorité des analyses du faciès normal de Half Dome. D'après les analyses géochimique et isotopique de Kistler *et al.* (1986), les auteurs semblent dire que cette variété porphyrique de cette granodiorite proviendrait d'un magma de composition légèrement différente de celui à l'origine de Half Dome.

La granodiorite de Cathedral Peak quant à elle se distingue relativement bien sur la plupart des diagrammes de Harker. En particulier, le diagramme SiO_2 vs Fe_2O_3 permet de bien distinguer ce type de granodiorite des autres roches de la suite intrusive. Les analyses montrent des concentrations faibles en éléments comme Fe_2O_3 ou TiO_2 et des valeurs plus élevées que les autres granodiorites en oxydes comme SiO_2 ou K_2O . Ces observations chimiques sont en accord avec la minéralogie qui montre que la granodiorite de Cathedral Peak possède plus de minéraux leucocrates tels que le quartz ou le feldspath potassique, et se rapproche ainsi de la composition d'un granite au sens strict.

Concernant le granite de Johnson, il n'y a malheureusement qu'un seul échantillon analysé. Mais les analyses de Bateman *et al.* (1988) nous permettent de

mieux nous rendre compte de la dispersion des données géochimiques de ce type de granite. Ce granite est toujours dans les alignements des roches de la suite intrusive de Tuolumne pour la plupart des diagrammes de Harker. Seul le diagramme SiO_2 vs Na_2O (Fig. 2.22d) ne montre pas un bon alignement des analyses de ce granite avec les autres granodiorites. Ce mauvais alignement est dû à une faible teneur en Na_2O dans le granite de Johnson. Le magma à l'origine de ce type de granite est beaucoup plus évolué que celui à l'origine des granodiorites avec des valeurs de silice entre 71 et 75 % pds de SiO_2 . Les faibles valeurs en Na_2O sont compensées dans la roche par des valeurs assez élevées en K_2O (~0,5% de plus que dans la granodiorite de Cathedral Peak par exemple). Certains auteurs interprètent le granite de Johnson comme correspondant à un terme plus évolué de la granodiorite de Cathedral Peak (Bateman & Chappell, 1979; Žák & Paterson, 2005). La faible teneur en Na_2O peut être expliquée par un processus de cristallisation fractionnée du magma. En particulier, la soustraction de plagioclase, riche en albite comme les bordures de certains plagioclases déterminées lors d'analyses à la microsonde dans la granodiorite de Cathedral Peak (voir paragraphe 2.4.3.3.), pourrait expliquer la diminution en Na_2O observée.

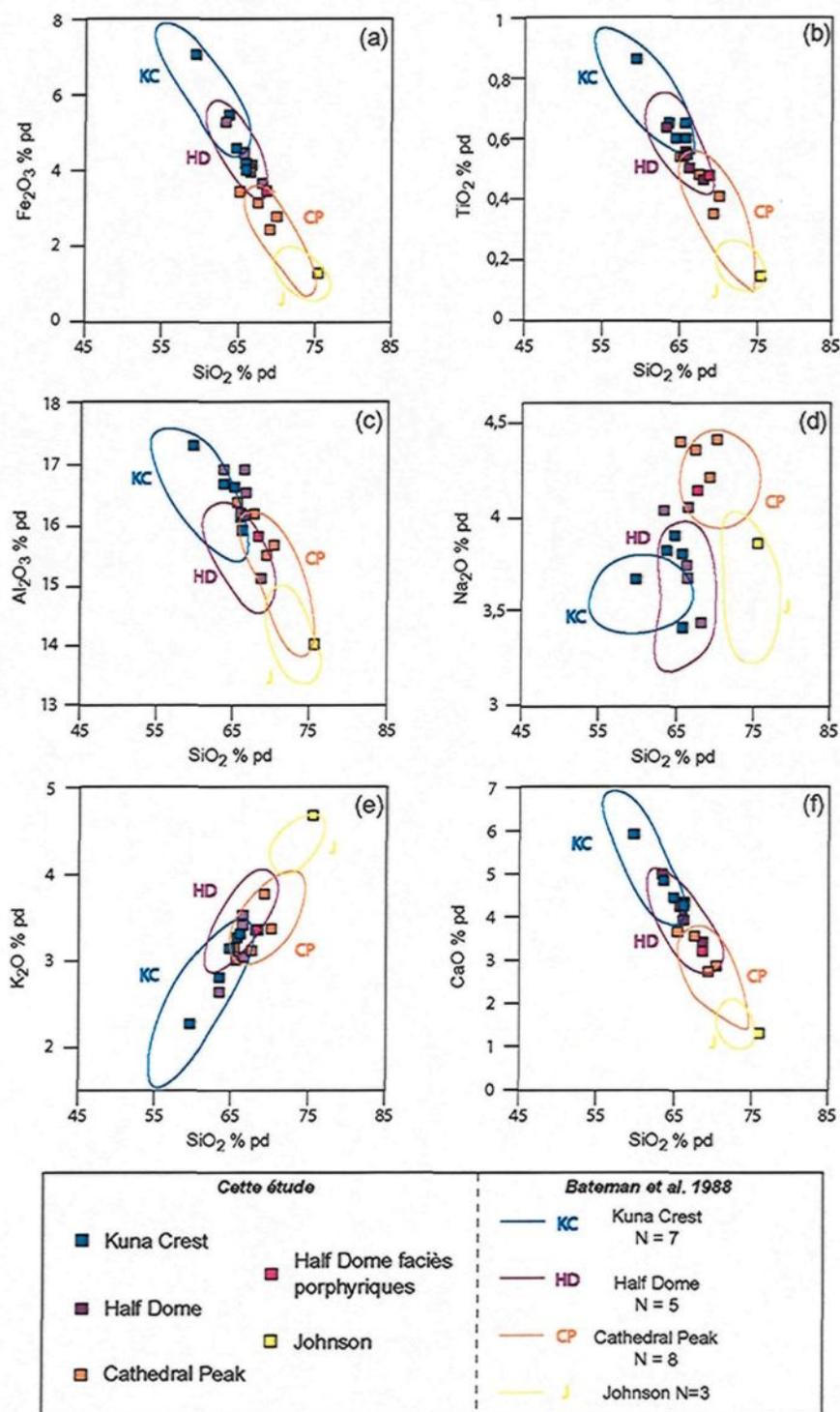


Fig. 2.22. Diagramme de Harker pour les principaux faciès homogènes de la suite intrusive de Tuolumne. Comparaison avec les données de Bateman *et al.* (1988)

2.4.2.1.2. Éléments traces

Les éléments traces analysés pour les roches homogènes de la suite intrusive de Tuolumne sont reportés dans l'annexe 2.1. Un diagramme pour les terres rares normalisées aux chondrites, ainsi qu'un diagramme multiélément (spider diagrams) normalisé à la croûte supérieure ont été créés (Fig. 2.23). Le choix de normaliser à la croûte supérieure permet d'avoir des valeurs plus proches de celles des granites que de normaliser à partir des chondrites. Ce graphique permet donc de voir plus de petites variations sur les diagrammes multiéléments. L'ensemble des spectres de terres rares reportés sur la figure 2.23a montrent une pente négative des terres rares légères vers les terres rares lourdes. De façon générale, il est difficile de distinguer ces roches par leurs terres rares légères, la plupart des spectres se superposant pour les terres rares du La au Sm. Par contre pour les terres rares lourdes (du Sm au Yb), la dispersion est plus importante et permet de séparer en particulier les 3 grands types de granodiorites. Le rapport $(La/Yb)_N$ passe en moyenne de 11,8 pour les roches de Kuna Crest à 20,8 pour les roches de Half dome et à 30,4 pour les roches de Cathedral Peak. Sur le diagramme multiélément (Fig. 2.23b), les différents types de roches ont là aussi des valeurs relativement proches. De façon générale, il est possible de distinguer les roches grâce aux éléments qui ont le même comportement que les terres rares lourdes.

Globalement, les analyses pour la granodiorite de Kuna Crest donnent des valeurs en terres rares lourdes parmi les plus élevées. Les autres éléments traces, tels que Sm ou Y sont aussi abondants avec des valeurs moyennes respectives de 4,75 ppm et de 17 ppm. Cette forte proportion en terres rares lourdes et éléments traces se retrouve en partie dans l'amphibole (annexe 2.5). Les coefficients de partage pour les terres rares lourdes dans l'amphibole sont élevés (Arth, 1976; Pearce & Norry, 1979), et

ce minéral a donc tendance à intégrer les éléments traces présents dans le magma à son réseau cristallin. La majorité des spectres de la granodiorite de Kuna Crest montrent aussi une anomalie négative en Eu avec un rapport moyen de Eu/Eu^* de 0,75 (Fig. 2.23).

La granodiorite de Half Dome quant à elle a des valeurs un peu moins élevées que Kuna Crest pour les terres rares lourdes ou pour certains autres éléments traces comme Sm ou Y (annexe 2.1). La granodiorite de Half Dome a des valeurs en terres rares légères sensiblement égales à celle de Kuna Crest. La majorité des spectres de cette roche montre aussi une légère anomalie négative en Eu avec un rapport Eu/Eu^* de 0,86. Les magmas de Half Dome et de Kuna Crest ont donc une composition chimique assez proche. Seul le faciès porphyrique de la granodiorite de Half Dome a un spectre légèrement différent. Ce spectre se rapprocherait plus des valeurs observées pour la granodiorite de Cathedral Peak. Ceci confirme que le magma à l'origine de cette variété porphyrique de la granodiorite de Half Dome est plus évolué et proviendrait d'une injection de composition légèrement différente.

La granodiorite de Cathedral Peak quant à elle, possède les spectres de terres rares les plus appauvris en terres rares lourdes comparés à ceux des autres granodiorites. Les concentrations d'autres éléments traces avec des comportements similaires aux terres rares lourdes sont aussi assez faibles (par exemple : Sm= 3,6 ppm et Y= 7,6 ppm). Par contre, les éléments incompatibles comme Hf ou Zr sont relativement enrichis dans cette roche comparée aux autres roches homogènes de la suite intrusive de Tuolumne. Les plus fortes teneurs de ces éléments proviennent probablement d'une légère augmentation de la proportion en minéraux accessoires comme le zircon. La majorité des spectres de terres rares se distingue aussi par un rapport moyen de Eu/Eu^* de 0,92

Le granite de Johnson a des spectres de terres rares à peu près parallèles à ceux de la granodiorite de Cathedral Peak. Cependant, une différence existe pourtant au niveau de l'euporium avec une anomalie négative bien prononcée pour cette roche. Concernant le diagramme multiélément, le granite de Johnson a un spectre légèrement différent des autres granodiorites avec des enrichissements en Cs ou Rb et des appauvrissements en P, Sr, ou Ti par exemple. Si un lien génétique existe bien comme proposé précédemment entre la granodiorite de Cathedral Peak et le granite de Johnson (voir éléments majeurs), la cristallisation fractionnée en particulier de plagioclase, pourrait expliquer en partie la formation de l'anomalie négative en Eu ainsi que la faible teneur en Sr.

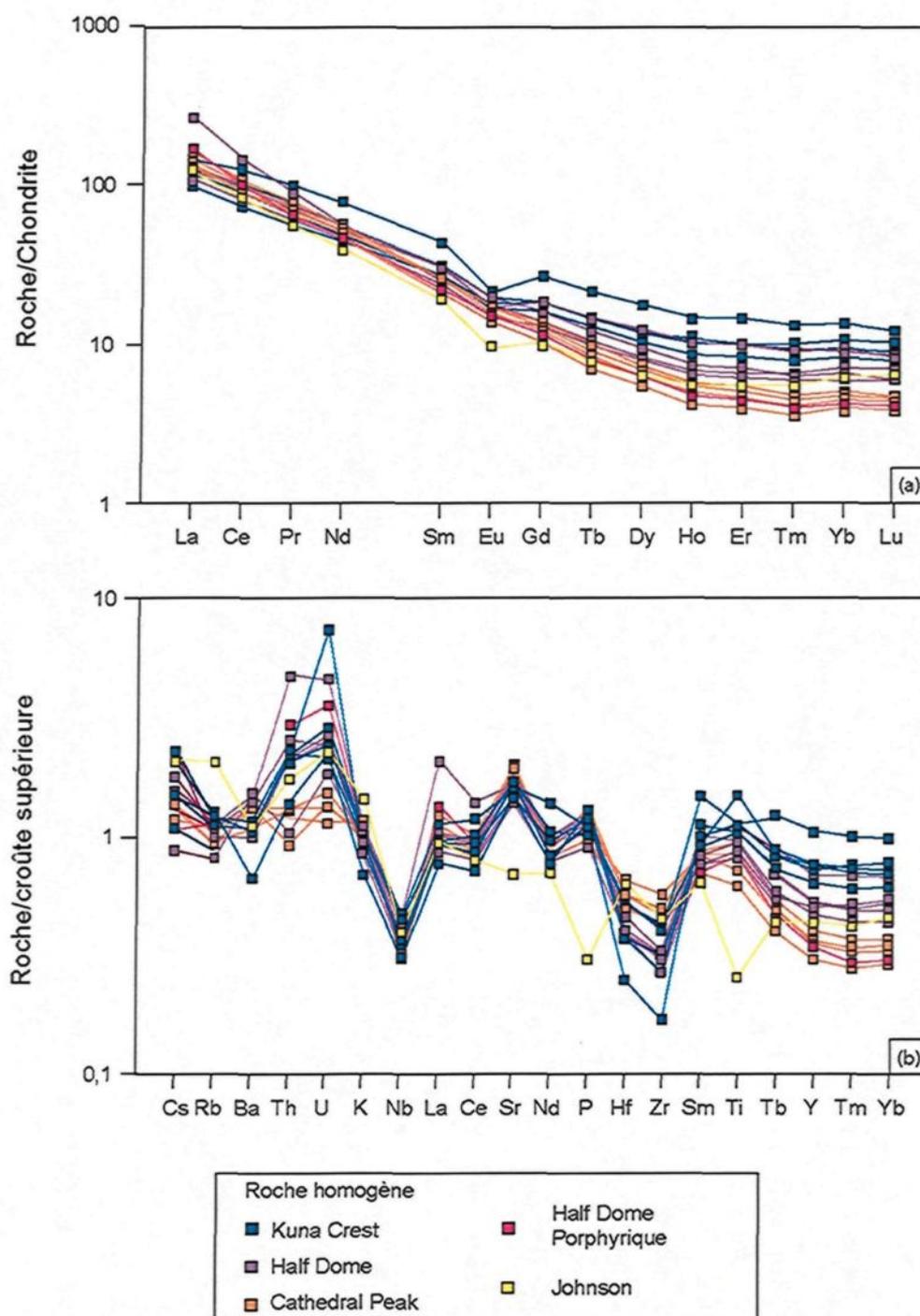


Fig. 2.23. Éléments traces pour les roches homogènes de la suite intrusive de Tuolumne.

(a) Patrons de terres rares normalisés aux chondrites (McDonough & Sun, 1995). (b)

Diagramme multiélément normalisé à la croûte supérieure (Taylor & McLennan, 1981).

2.4.2.2. Matériel leucocrate aplitique

2.4.2.2.1. Éléments majeurs

Quatre échantillons de matériel leucocrate aplitique d'origines diverses ont été choisis pour analyses. Ils proviennent aussi bien de la zone de Sawmill Canyon que de la zone de Mammoth Peak. Ces échantillons ont été prélevés dans différentes roches hôtes et formaient différents types de structures. En particulier, l'échantillon TS25 a été pris dans un filon leucocrate aplitique recoupant l'encaissant métavolcanique de la zone de Sawmill Canyon. Les échantillons TM6 et TM29 correspondent à des échantillons prélevés dans des filons leucocrates recoupant la granodiorite de Half Dome dans la région de Mammoth Peak. Enfin, l'échantillon TM15 correspond aux enclaves leucocrates (Fig. 2.11c) prélevées dans la zone de Mammoth Peak (Fig. 2.10). Les concentrations en éléments majeurs pour ces quatre échantillons de matériel leucocrates ont des valeurs proches et se distinguent facilement des autres hétérogénéités sur l'ensemble des diagrammes de Harker (Fig. 2.24). En particulier la concentration en SiO_2 est la plus élevée des hétérogénéités avec des valeurs comprises entre 74 et 78 % pds. Ces hétérogénéités leucocrates se distinguent aussi par la faible concentration des éléments considérés comme compatibles tels que le Fe_2O_3 , TiO_2 ou le CaO .

Ces analyses sont donc en accord avec les observations minéralogiques qui montrent que ces hétérogénéités sont enrichies en matériel leucocrate comme le quartz ou le feldspath potassique. Cette minéralogie explique la forte concentration en éléments incompatibles comme le SiO_2 ou le K_2O . Les faibles proportions en éléments compatibles comme Fe_2O_3 , TiO_2 ou MgO seraient reliées à la quasi-absence de minéraux mafiques comme l'amphibole, la biotite, la titanite ou la magnétite.

2.4.2.2.2. Éléments traces

Les terres rares dans le matériel leucocrate sont, de façon générale, en faibles concentrations comme le montrent les spectres de la figure 2.25a. La forme globale des spectres de terres rares a une allure concave avec un minimum pour les terres rares intermédiaires comme Dy. De plus, sur deux échantillons, une anomalie positive en Eu est aussi clairement visible. Au niveau du diagramme multiélément, les valeurs pour les autres éléments traces sont aussi en faibles concentrations sauf pour le Rb, Th ou U qui montrent des valeurs similaires à la moyenne des granodiorites homogènes (Fig. 2.25b).

L'appauvrissement en terres rares intermédiaires pourrait être relié à deux phénomènes : (1) soit la cristallisation fractionnée d'amphibole ou d'apatite par exemple qui ont des coefficients de partage important pour les terres rares intermédiaires (Arth, 1976) ; (2) soit la plupart de ces éléments traces sont concentrés dans les derniers liquides et sont déplacés en dehors de l'intrusion. L'anomalie positive en Eu dépend aussi de la proportion de quartz versus du feldspath ainsi que de la quantité de minéraux accessoires, tels que l'apatite, le zircon ou la titanite. Ces minéraux accessoires ont un coefficient de partage plus faible pour Eu comparé aux autres terres rares. la cristallisation fractionnée de ces minéraux pourrait expliquer l'anomalie observée dans ce type de roche (Brooks *et al.*, 1981; Fujimaki, 1986).

2.4.2.3. Concentrations de mégacristaux

2.4.2.3.1. Éléments majeurs

Concernant les concentrations de mégacristaux, l'échantillonnage n'a pas été important car ces hétérogénéités se situent la plupart du temps vers le centre de

l'intrusion en dehors des zones d'échantillonnage de Sawmill Canyon et de Mammoth Peak. De plus, pour avoir un échantillon représentatif de cette roche à grains très grossiers, il doit être de grande dimension. Un seul échantillon a donc été ramassé au cours de la traverse de l'intrusion. D'un point de vue analytique, un grand volume a été broyé pour essayer d'avoir une analyse plus particulièrement représentative. L'analyse montre que l'échantillon a une composition qui se rapproche de la granodiorite de Cathedral Peak avec des concentrations en SiO_2 de 67 % pds (annexe 2.1). Pourtant, la plupart des oxydes sont appauvris dans cette hétérogénéité comme le Fe_2O_3 , Na_2O , CaO ou TiO_2 . Seuls le K_2O et Al_2O_3 sont enrichis par rapport à la granodiorite de Cathedral Peak (Fig. 2.24). L'analyse de cet échantillon est située sur une droite entre la composition du granite de Cathedral Peak et la composition des feldspath potassique. Ces observations sont cohérentes avec un mélange de cristaux de feldspath potassique et de granodiorite de Cathedral Peak.

2.4.2.3.2. Éléments traces

Concernant le spectre de terres rares de la concentration de mégacristaux, il ressemble aussi aux spectres observés pour la granodiorite de Cathedral Peak (Fig. 2.25a). De légères différences existent pourtant, comme par exemple, une très légère anomalie positive en Eu avec un rapport Eu/Eu^* de 1,14. ceci peut être simplement expliqué par un coefficient de partage élevé du feldspath potassique pour Eu. La concentration de feldspath potassique créerait donc automatiquement une augmentation de la proportion d'Eu dans la roche.

Au niveau des autres éléments traces, le diagramme multiélément montre aussi des enrichissements en Ba et Sr qui sont des éléments compatibles avec le feldspath

potassique et qui donc forment des pics positifs de la même manière que Eu. Par contre, il est à noter que les autres éléments traces, avec un faible coefficient de partage pour le feldspath potassique (comme les terres rares, P, Zr ou Yb par exemple), ne sont pas appauvris comparés à la granodiorite de Cathedral Peak. Par conséquent, les minéraux accessoires (tels que les zircons ou les apatites) et les quelques amphiboles qui regroupent la majorité des éléments traces de la roche, reste dans les mêmes proportions que dans le granite de Cathedral Peak. Ces minéraux doivent donc rester bloqués dans la matrice entre les mégacristaux de feldspath potassique (Fig. 2.13).

2.4.2.4. Enclaves mafiques

2.4.2.4.1. Éléments majeurs

Trois enclaves mafiques ont été analysées. Ces enclaves n'avaient pas les mêmes indices de coloration ; certaines étaient donc plus mafiques et d'autres un peu moins. Ceci explique probablement la diversité des analyses chimiques de ce type de roche. De façon globale, les enclaves mafiques ont une chimie proche de celle de la granodiorite de Kuna Crest (Fig. 2.24). Elles correspondent malgré tout à un type de roche parmi les moins évolués de la suite intrusive de Tuolumne avec des faibles valeurs de SiO₂ (56 à 62 % pds) et des teneurs en Fe₂O₃ ou TiO₂ plutôt élevées (respectivement 6 à 8 % pds et 0,70 à 0,75 % pds). D'autres auteurs ont aussi analysé ce type d'enclaves mafiques dans la région de Tuolumne (Reid *et al.*, 1983), et obtiennent des valeurs parfois légèrement plus primitives. En particulier les valeurs de Reid *et al.* (1983), sont appauvries en SiO₂ et en éléments incompatibles alors qu'elles sont plus riches en Fe₂O₃ et autres éléments compatibles (Fig. 3.18). Ceci peut être interprété par le fait que les enclaves analysées

par Reid *et al.*,(1983) sont plus primitives, alors que celles de cette étude ont dû subir plus de contamination par le magma granodioritique.

2.4.2.4.2. *Éléments traces*

Les éléments traces, dans les enclaves mafiques ne montrent pas de grandes variations contrairement aux éléments majeurs. En effet, les spectres de terres rares pour les enclaves mafiques sont assez rapprochés et montrent une très légère décroissance des terres rares légères vers les terres rares lourdes (Fig. 2.25a). La concentration en terres rares ou éléments traces de ces hétérogénéités n'est pas très différente des concentrations observées pour la moyenne des granodiorites homogènes (annexe 2.1). La forme générale des spectres de terres rares ou des diagrammes multiéléments (Fig. 2.25) est aussi très similaire au spectre moyen pour les granodiorites homogènes (Fig. 2.23). Le magma mafique, à l'origine des enclaves mafiques, devait avoir initialement une composition moins riche en terres rares, comme la majorité des basaltes par exemple (Condie, 1993). Certains auteurs expliquent la forte ressemblance de la chimie des éléments traces entre les enclaves mafiques et les granites encaissants par un phénomène de contamination et d'homogénéisation des magmas (Barbarin, 2005). Les éléments traces ayant plus de facilité à être captés par des minéraux mafiques, comme les amphiboles, il est plus facile d'avoir une homogénéisation des éléments traces que des éléments majeurs.

2.4.2.5. Blocs effondrés de roche encaissante

2.4.2.5.1. Éléments majeurs

Cette hétérogénéité peut avoir une composition chimique qui varie selon la roche encaissante. Dans le cadre de cette étude, un seul échantillon a été prélevé dans la zone de Sawmill Canyon. L'échantillon correspond à la roche encaissante métavolcanique décrite précédemment. Elle montre des valeurs en éléments majeurs plutôt différentes des autres hétérogénéités, mais la chimie globale de cette roche est proche des granodiorites homogènes. En particulier, la teneur en SiO₂ pour l'échantillon de blocs de roche métavolcanique est de 67,35 % pds. Pour tous les autres éléments majeurs, la composition chimique de cette roche se rapproche de la granodiorite de Half Dome (Fig. 2.24). Cette ressemblance chimique est compatible avec les observations microscopiques qui montrent que la roche métavolcanique contient d'importantes proportions de quartz et de plagioclase comme les granodiorites. Dans le cas du K₂O par exemple, la faible proportion de feldspath potassique est compensée par la présence en abondance de biotite. Au final, même si les proportions et l'assemblage minéralogique des granodiorites et de la roche encaissante sont différents, la chimie des éléments majeurs est similaire.

2.4.2.5.2. Éléments traces

Les concentrations des éléments traces dans le bloc effondré, contrairement aux éléments majeurs, sont différentes de celles observées pour les granodiorites. Par exemple, concernant les terres rares (Fig. 2.25a), la roche métavolcanique a un spectre montrant des concentrations plus basses pour la majorité de ces éléments comparés aux granodiorites. La forme globale du spectre est légèrement de forme concave avec un

appauvrissement en terres rares moyennes. De plus, l'anomalie positive en Eu (Fig. 2.25a) peut être expliquée par la compatibilité de cet élément avec le plagioclase (Arth, 1976). La forte proportion de plagioclase dans cette roche (25%), aide probablement à la formation de cette anomalie. Un autre processus similaire à celui observé pour le matériel leucocrate par cristallisation fractionnée et soustraction de minéraux accessoires, tel que l'apatite, permet également d'expliquer cette anomalie. Cette cristallisation fractionnée pourrait se produire dans une chambre magmatique alors que le magma n'aurait pas atteint la surface. Les autres éléments traces présents dans le diagramme multiélément (Fig. 2.25b) sont de façon générale appauvris dans cette roche. Malgré tout, certains éléments montrent des proportions relativement élevées comme le Sr qui forme une anomalie positive. D'autres éléments traces, comme Hf et Zr, sont aussi présents en relative grande concentration dans cette roche. Le Sr étant compatible avec le plagioclase (Arth, 1976), il montre encore une fois l'importance de ce minéral dans cette roche métavolcanique. Par contre, les éléments comme Hf et Zr sont essentiellement présents dans le zircon (Mahood & Hildreth, 1983), et l'enrichissement pourrait provenir du fait que ce minéral doit correspondre au minéral accessoire le plus présent dans la roche, contrairement aux autres roches de la suite intrusive de Tuolumne.

2.4.2.6. Litages

2.4.2.6.1. Éléments majeurs

Deux types de litages se retrouvent principalement dans l'intrusion de Tuolumne: les litages rythmiques et les litages dans les filons. La majeure partie de l'étude de cette thèse a porté sur les litages rythmiques de la zone de Sawmill Canyon (voir chapitre 3). Dans la zone de Mammoth Peak, quelques litages ont aussi été échantillonnés afin de représenter la totalité du lit ou du filon. Deux échantillons ont été choisis pour les litages rythmiques et un échantillon a été sélectionné pour les litages dans les filons. Les diagrammes de Harker (Fig. 2.24) pour les litages rythmiques ainsi que pour le litage dans le filon, montrent des variations assez semblables quelque soit le type de litages. Étant donné le faible nombre d'analyses et la chimie similaire de ces litages, ils seront traités ensemble dans ce paragraphe. Globalement les analyses pour les litages révèlent des valeurs proches de celles observées pour les granodiorites, pourtant quelques petites différences peuvent être observées. Sur les diagrammes SiO_2 vs Fe_2O_3 ou SiO_2 vs TiO_2 (Fig. 2.24a et b), l'ensemble des litages ont une composition globale plus riche en Fe ou en Ti que les roches homogènes. Ceci s'explique, car de façon globale ces hétérogénéités sont enrichies en minéraux ferromagnésiens tels que les amphiboles ou les magnétites. Sur le diagramme SiO_2 vs Al_2O_3 (Fig. 2.24c), un des litages rythmiques est appauvri en SiO_2 et Al_2O_3 comparé aux granodiorites homogènes. Cette analyse est aussi renforcée par les nombreuses analyses de litages rythmiques dans la zone de Sawmill Canyon (Fig. 3.18). Ces analyses sont en accord avec une séparation et l'accumulation des minéraux à partir d'un magma partiellement cristallisé. Ce fractionnement permet de séparer les minéraux en fonction de leurs compositions et

produit une composition chimique pour la roche totale qui est différente de la chimie obtenue par un processus de cristallisation fractionnée.

2.4.2.6.2. *Éléments traces*

Les spectres de terres rares pour les 3 échantillons de litages (Fig. 2.25a) sont très parallèles les uns aux autres avec des valeurs $(La/Yb)_N$ variant de 0,56 à 0,63. Les litages constituent les hétérogénéités les plus enrichies en terres rares. Les deux litages rythmiques sont plus enrichis en terres rares que l'échantillon de litage dans un filon. Comparés aux granodiorites "homogènes" (Fig. 2.23a), les spectres de terres rares des litages ont une forme plutôt parallèle à la granodiorite de Kuna Crest qui a une valeur moyenne pour $(La/Yb)_N$ de 0,75. Si le litage dans le filon a des teneurs en terres rares proches de la granodiorite de Kuna Crest, les deux autres échantillons de litages rythmiques ont des valeurs bien supérieures. Les autres éléments traces du diagramme multiélément (Fig. 2.25b), montrent généralement des valeurs élevées pour les litages rythmiques ou dans un filon. Seuls quelques éléments comme Ba ou Sr forment une anomalie négative dans les spectres multiélémentaires et ont une concentration légèrement plus basse que l'ensemble des granodiorites homogènes. Le Ba et le Sr étant généralement concentrés dans le feldspath potassique, cela indiquerait que les litages rythmiques de la zone de Mammoth Peak sont plutôt appauvris en ce minéral. Par contre, les minéraux susceptibles de renfermer un grand nombre d'éléments traces comme les terres rares sont les minéraux accessoires tels que la titanite, ou les minéraux mafiques tels que l'amphibole. De plus, au niveau des éléments majeurs, des concentrations légèrement supérieures en Fe_2O_3 , TiO_2 ou MgO comparées aux roches homogènes ont été observées (annexe 2.1.). L'ensemble de ces informations vont dans

le sens d'une légère accumulation dans les litages de minéraux accessoires ou ferromagnésiens comparée aux granodiorites homogènes. On notera cependant que d'après sa chimie, le litage dans le filon semble moins permettre le processus de fractionnement et que la composition minéralogique globale de ce litage est encore assez proche de la granodiorite de Kuna Crest.

2.4.2.7. Structures en rides et colonnes ("Ridge and pillar" structures)

2.4.2.7.1. Éléments majeurs

Trois échantillons de l'hétérogénéité de rides et colonnes ont été collectés dans la zone de Mammoth Peak. Ces échantillons correspondent à la partie mélanocrate, plus la partie leucocrate. Comme ces parties sont variables dans cette hétérogénéité, les échantillons ont été pris de taille assez importante pour être le plus représentatif de l'ensemble de la structure. En ce qui concerne les éléments majeurs, les hétérogénéités de rides et de colonnes se distinguent assez bien des autres roches. Les teneurs en SiO_2 sont assez élevées avec des valeurs de 67 à 72 % pds. Les oxydes comme Al_2O_3 , Na_2O ou CaO , se retrouvent appauvris dans ce type de roche comparée aux roches homogènes (Figs. 2.24c, d et f). Ces éléments étant en grande partie concentrés dans le plagioclase, ils dénotent d'un appauvrissement de ce minéral. D'autres éléments au contraire, comme Fe_2O_3 , TiO_2 et K_2O , sont enrichis comparés à la roche homogène (Figs. 2.24a, b et e). La forte concentration en K_2O s'explique par la présence en quantité importante de feldspath potassique dans la partie leucocrate de l'hétérogénéité. La forte concentration en K_2O dans l'ensemble de la roche pourrait aussi être à l'origine de la stabilité et de l'abondance de la biotite. Le seul minéral mafique qui peut intégrer une grande proportion de K_2O dans sa structure est la biotite, elle est donc plus stable que

l'amphibole dans cette hétérogénéité. La biotite est un minéral intéressant, car en plus d'intégrer un élément considéré comme le K_2O elle peut aussi concentrer des éléments comme le Fe_2O_3 ou le TiO_2 . Bien entendu, les concentrations de Fe_2O_3 et TiO_2 étant importantes dans les rides et colonnes, d'autres minéraux accessoires comme la titanite et la magnétite doivent aussi être présents pour expliquer la chimie de cette roche. Les hétérogénéités de rides et colonnes ont donc une chimie bien différente des principales granodiorites homogènes

2.4.2.7.2. Éléments traces

Les hétérogénéités de rides et colonnes possèdent des spectres de terres rares qui se distinguent assez bien des autres hétérogénéités (Fig. 2.25a). Les spectres de ces trois échantillons sont très parallèles et montrent une légère forme concave qui rappelle un peu celle observée pour le matériel leucocrate. La teneur en terres rares pour les rides et colonnes est légèrement inférieure à la moyenne des teneurs observées pour les roches homogènes. Comme le montre la figure 2.25a, les rides et colonnes sont des hétérogénéités beaucoup moins appauvries en terres rares que le matériel leucocrate. Notons aussi pour ces échantillons l'absence d'anomalie en Eu. Concernant les autres éléments traces dans cette hétérogénéité, leurs variations sont plus complexes. En effet, la plupart des éléments semblent en faible concentration comparées aux granodiorites homogènes. C'est le cas par exemple de Y qui a une concentration qui varie de 3 à 4,6 ppm dans les rides et colonnes et qui a une concentration qui varie de 4 à 14,5 ppm dans les granodiorites homogènes. D'autres éléments comme Rb, Th ou U sont globalement plus abondants dans les rides et colonnes que dans les granodiorites homogènes. Le Rb étant compatible avec la biotite (Arth, 1976), la forte concentration en Rb peut être

reliée à la grande proportion de biotite dans la partie mélanocrate de cette roche. Par contre, la grande quantité de Th et U peut être concentrée dans des minéraux accessoires tels que les zircons qui sont assez nombreux dans cette roche.

2.4.2.8. Structures en "peigne" ou en "arbre"

2.4.2.8.1. Éléments majeurs

Ces hétérogénéités étant faiblement représentées, elles n'ont malheureusement pas fait l'objet de beaucoup d'échantillonnage. Un seul échantillon dans la zone de Sawmill Cayon a été choisi pour analyse. Cet échantillon a été pris dans un lit avec une structure en "peigne" d'environ 4 cm d'épaisseur similaire à la figure 2.21a. L'échantillon a été pris le plus représentatif possible intégrant une partie mélanocrate et une partie leucocrate dans des proportions similaires à celles observées sur le terrain. Concernant les éléments majeurs, la structure en peigne se distingue assez bien des autres hétérogénéités. Cette structure possède une composition moyenne en SiO_2 de 62,8 % pds qui n'est pas très distinctive comparée aux autres roches homogènes. Par contre sur les diagrammes de Harker (Figs. 2.24c, d et f), l'analyse de cette roche montre des appauvrissements en Al_2O_3 , Na_2O et CaO comparés à l'ensemble des granodiorites homogènes. Ces variations peuvent être interprétées comme pour les rides et colonnes par une faible proportion du plagioclase dans ces structures en peigne. À l'opposé, cette hétérogénéité est fortement enrichie en Fe_2O_3 , TiO_2 , et K_2O . Les forts pourcentages en Fe_2O_3 ou TiO_2 sont compatibles avec l'observation microscopique montrant une importante quantité de magnétite, de biotite et de titanite dans ces hétérogénéités. La teneur élevée en potassium, quant à elle, provient aussi de la quantité importante de biotite et de feldspath potassique présent essentiellement dans la partie

leucocrate de l'hétérogénéité. Comme dans le cas des rides et colonnes, l'absence de hornblende dans cette roche peut être reliée à sa composition chimique remarquable. Cette roche à la fois riche en K_2O , Fe_2O_3 ou en TiO_2 favoriserait plus la stabilité de la biotite que de la hornblende.

2.4.2.8.2. Éléments traces

Concernant les éléments traces des structures en "peigne" ou en "arbre", l'échantillon analysé a des valeurs dans la plupart des cas supérieures à celles observées pour les granodiorites homogènes. Pour les terres rares par exemple (Fig. 2.25a), le spectre du litage avec une structure en "peigne" a une forme assez parallèle aux spectres observés pour les granodiorites homogènes. Par contre, les concentrations en terres rares sont environ 2 fois plus importantes dans ces hétérogénéités que dans les roches homogènes. De la même manière, la plupart des autres éléments traces du diagramme multiélément (Fig. 2.25b) sont aussi enrichis dans les structures en "peigne" ou en "arbre" par un facteur 2. Seule exception pour le Sr qui lui, est appauvri dans la structure en peigne comparé aux roches homogènes. L'enrichissement de la majorité des éléments traces dans la structure en peigne doit être relié à la relative abondance en biotite et en minéraux accessoires comme la titanite. De plus ces minéraux étant essentiellement concentrés dans la partie mélanocrate de l'hétérogénéité, la concentration en terres rares dans cette partie doit dépasser le facteur 2 observé pour la roche totale. Pour certains éléments comme le Rb ou le Ba, c'est essentiellement la biotite qui contrôle les fortes proportions de ces éléments. Par contre, des éléments comme le Sr sont essentiellement compatibles avec le plagioclase et se retrouvent appauvris dans cette hétérogénéité du fait de la faible proportion de ce minéral. Dans le

cas de cette hétérogénéité, si elle s'est bien formée à partir d'un magma similaire aux granodiorites, il faut imaginer un processus de séparation des minéraux permettant la concentration de certains éléments traces. Ce processus pourrait être assez proche de celui observé pour les litages rythmiques qui eux aussi permettent l'accumulation de minéraux ferromagnésiens.

.

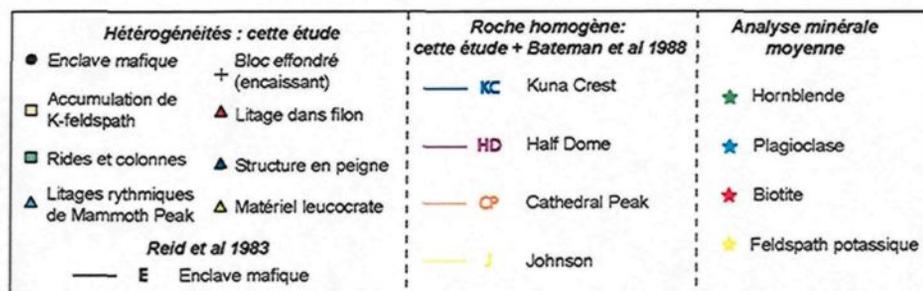
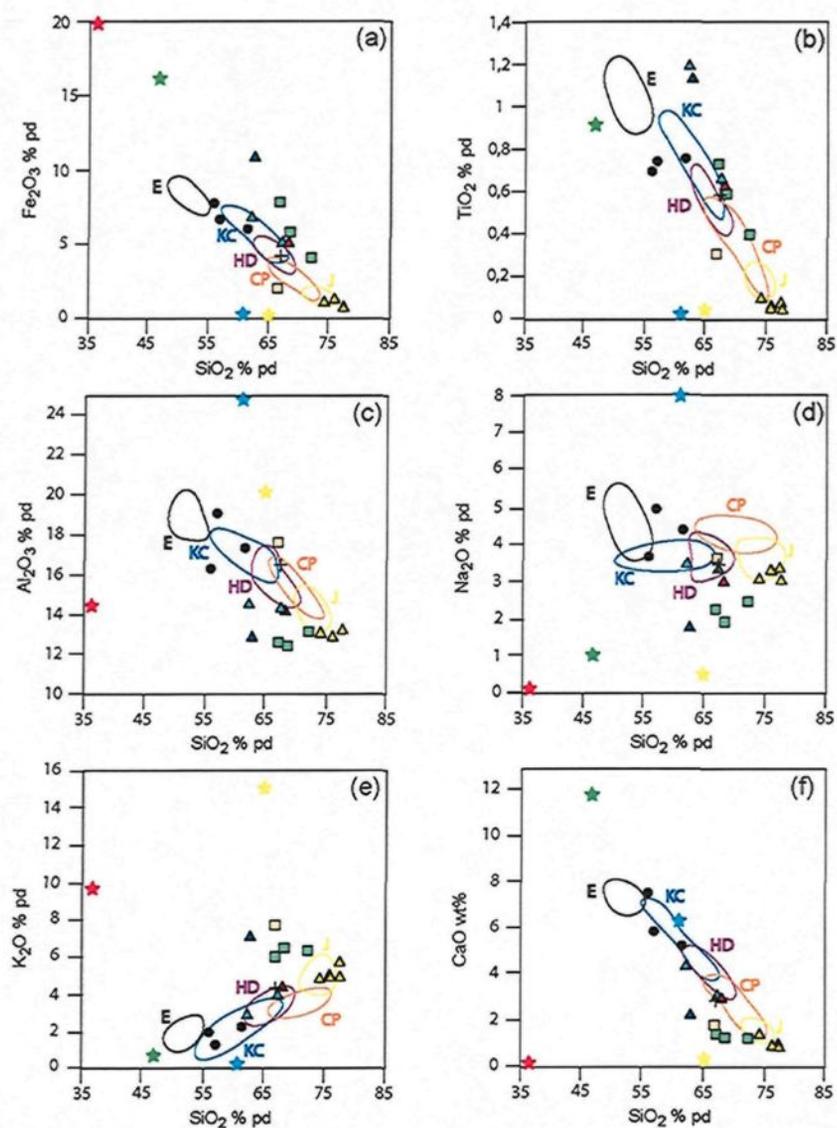


Fig. 2.24. Diagramme de Harker pour les principales hétérogénéités échantillonnées dans la suite intrusive de Tuolumne.

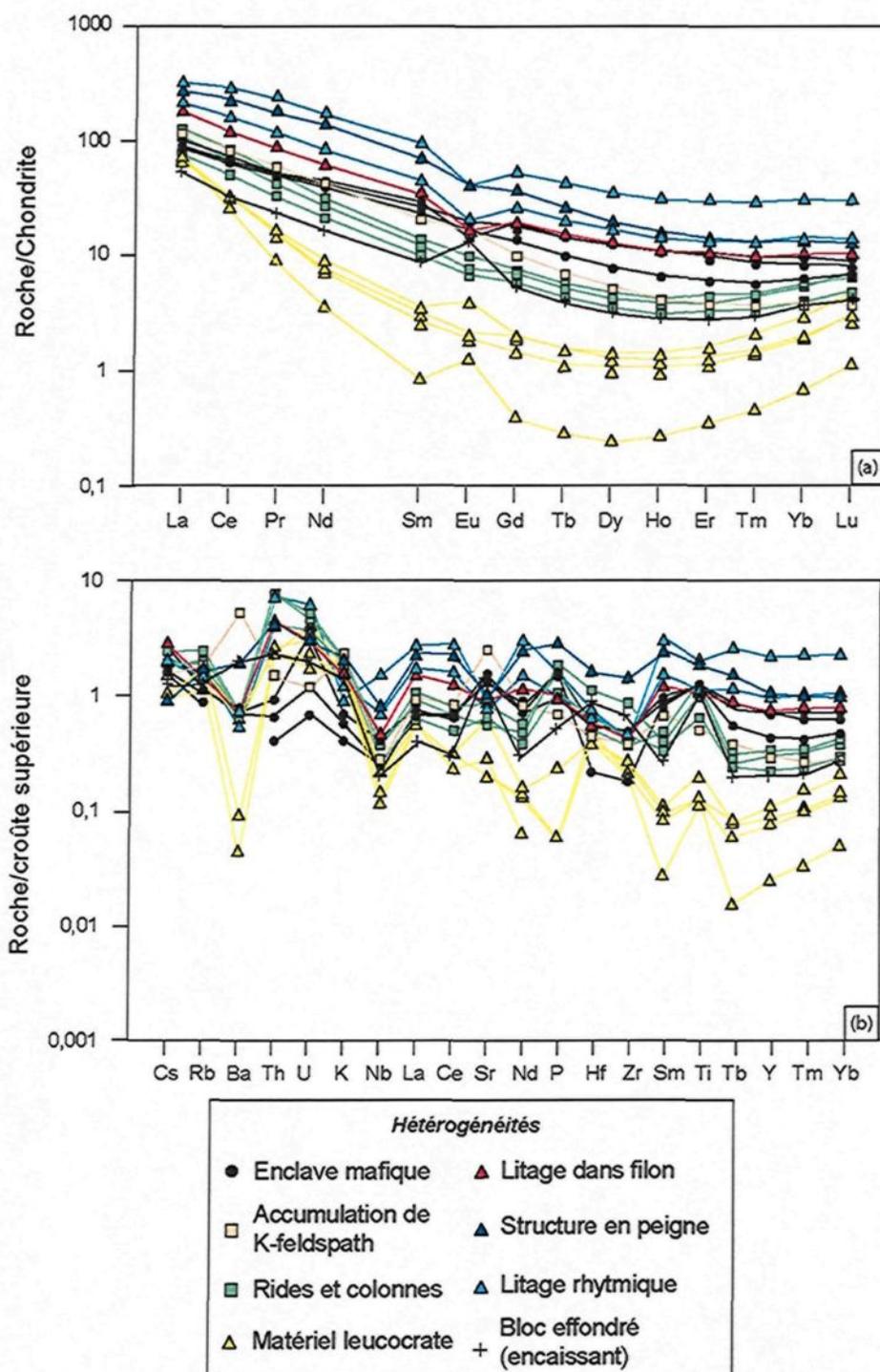


Fig. 2.25. Éléments traces pour les hétérogénéités de la suite intrusive de Tuolumne. (a) Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (McDonough & Sun, 1995). (b) Diagramme multiélément normalisé à la croûte supérieure (Taylor & McLennan, 1981).

2.4.3. Résultat des analyses minérales pour les roches homogènes

Pour chaque granodiorite homogène, deux lames minces ont été utilisées pour l'analyse des compositions des différents minéraux. Sur chaque minéral, quand la dimension de celui-ci le permettait, une analyse au centre et à la bordure du cristal a été réalisée. Les analyses à la microsonde sont reportées dans les annexes 2.3., 2.4. et 2.5. Ces analyses ont permis de recalculer la formule structurale de chaque minéral. Notons que dans le cas de Fe seul FeO est dosé par la microsonde. Il est donc reporté sous la forme $\text{FeO}_{\text{total}}$ dans les annexes et les discussions suivantes.

Concernant les éléments traces, les analyses ont surtout porté sur les amphiboles, car elles représentaient des minéraux courants dans l'ensemble des roches avec une proportion en éléments traces relativement élevée. Dans ce paragraphe et sur les figures 2.26b, 2.27b et 2.28b seules, les spectres de terres rares ont été représentés. Les diagrammes multiélémentaires formant de trop grand pic d'un élément à l'autre, ils ne permettent pas une bonne distinction des spectres entre les différentes roches, et n'ont donc pas été présentés ici, mais l'ensemble des éléments analysés a été reporté dans les annexes 2.6, 2.7, et 2.8.

2.4.3.1. Amphibole

2.4.3.1.1. Éléments majeurs

Les formules structurales des amphiboles présentes dans les granodiorites de la suite intrusive de Tuolumne ont été recalculées sur la base de 23 Oxygènes et 13 cations comme préconisé par Leake *et al.* (1997). Le Fe^{2+} et Fe^{3+} ont été recalculés dans la formule structurale d'après le protocole décrit par Leake *et al.* (1997). Toutes les compositions obtenues tombent dans le domaine des magnésiohornblendes selon ces

même auteurs. Sur la plupart des amphiboles, deux mesures ont été effectuées une au centre et l'autre à la bordure du minéral. Seulement comme le montre la figure 2.26a, aucune dérive constante n'existe entre les cœurs et les bordures. Parfois, la composition chimique en un élément donné, est plus élevée au cœur du cristal, alors que sur d'autres amphiboles, les valeurs les plus élevées se retrouvent à la bordure. Ceci laisse donc supposer que les amphiboles sont zonées avec de nombreuses variations de composition. Ces zonations sont quasiment invisibles avec une imagerie rétrodiffusée (Z contrast) mais sont bien réelles au niveau des analyses.

Pour autant, les analyses permettent de distinguer les amphiboles de différents types de roches. Concernant la granodiorite de Kuna Crest, les amphiboles présentes dans cette roche sont les plus pauvres en SiO_2 avec des valeurs d'environ 44 à 47 % pds; par contre, ces amphiboles ont des valeurs importantes en $\text{FeO}_{\text{total}}$ et Al_2O_3 .

Les amphiboles présentent dans la granodiorite de Half Dome se distinguent des amphiboles de Kuna Crest par une plus grande proportion en SiO_2 s'étalant d'environ 46 à 48,5 % pds. Elles se distinguent aussi par des teneurs en $\text{FeO}_{\text{total}}$ et Al_2O_3 parmi les plus basses analysées. L'ensemble des analyses pour les amphiboles de Half Dome et de Kuna Crest forme sur les deux graphiques d'éléments majeurs (Fig. 2.26a) un alignement.

Le troisième groupe d'amphiboles analysées correspond à celui de la granodiorite de Cathedral Peak. Les amphiboles de ce type de roche sont généralement riches en SiO_2 avec des valeurs d'environ 47 à 51% pds. Pour les amphiboles de Cathedral Peak, les autres éléments comme le $\text{FeO}_{\text{total}}$ et Al_2O_3 ont des valeurs similaires à celles observées pour Half Dome. De façon générale, les amphiboles de Cathedral Peak ne se retrouvent pas alignées sur la même droite que celle de Kuna Crest

et Half Dome (Fig. 2.26a). Des changements dans les conditions physico-chimiques de cristallisation doivent donc se produire pour former ces variations.

Le nombre de magnésium ($Mg\# = [Mg/(Mg+Fe)]*100$) calculé pour l'ensemble de ces amphiboles (annexe 2.3) montre de petites variations. Par exemple, les valeurs les plus élevées pour les amphiboles se retrouvent dans les granodiorites de Cathedral Peak ou de Half Dome et pas dans celle de Kuna Crest. Ces variations montrent encore une fois, que la suite intrusive de Tuolumne ne vient probablement pas d'une cristallisation fractionnée d'une seule intrusion de magma, mais que les magmas à l'origine de ces granodiorites ont des origines séparées avec des histoires de mélange et de cristallisation légèrement différentes.

2.4.3.1.2. Éléments traces

Concernant les éléments traces dans les amphiboles, ils ont des concentrations importantes avec des valeurs de terres rares proches des concentrations observées pour la roche totale (Fig. 2.26b). Par contre, d'autres traces comme Rb, Ba ou Sr sont relativement faibles et ne dépassent pas quelques dizaines de ppm, alors que dans la roche totale elles sont en plus grande concentration. Ces faibles concentrations sont normales, car ces éléments ne sont pas compatibles avec l'amphibole (Arth, 1976). Le diagramme de terres rares (Fig. 2.26b) varie beaucoup; cependant, des caractéristiques globales peuvent être tirées de ces analyses.

Les amphiboles présentes dans la granodiorite de Kuna Crest ont des concentrations en terres rares globalement élevées, avec une forme de spectre convexe et avec une anomalie négative en Eu bien prononcée. Une seule analyse correspondant à une bordure d'amphibole montre un spectre relativement pauvre en terres rares. Ce

spectre est de forme concave et montre une légère anomalie positive en Eu. Cette analyse pourrait correspondre à une croissance tardive de l'amphibole à partir d'un matériel piégé plus évolué.

Les amphiboles de la granodiorite de Half Dome ont globalement des concentrations en terres rares plutôt intermédiaires (Fig. 2.26b). Comme mentionné précédemment les amphiboles dans cette granodiorite sont de deux types : celles qui sont xénomorphes et de petites tailles et les plus grandes plutôt automorphe. Les amphiboles de grande dimension automorphe étant souvent polycristallines et avec de nombreuses inclusions, elles n'ont pas été choisies pour les analyses. En général, elles montrent un spectre concave avec une anomalie négative en Eu. Ces amphiboles doivent donc cristalliser à partir d'un magma légèrement appauvri en éléments traces comparé au magma de Kuna Crest. La forme des spectres pour les amphiboles de Kuna Crest ou de Half Dome, est relativement similaire et seules les concentrations varient. Ceci indique encore une fois que les magmas à l'origine de ces deux roches ont dû cristalliser dans des conditions relativement similaires avec pourtant de légères différences de chimie globale du magma. Seule une amphibole avec deux analyses (cœur et bordure) montre des valeurs très appauvries en terres rares, mais la forme globale de ces spectres reste très parallèle aux autres analyses dans la granodiorite de Half Dome. Cette amphibole correspond au niveau des éléments majeurs à la plus enrichie en SiO₂. Étant donné la forme du spectre de terres rares très parallèle aux autres amphiboles de Half Dome, cette amphibole ne proviendrait pas d'une autre roche différente plus riche en silice et appauvrie en terres rares (comme Cathedral Peak par exemple). Cette amphibole a donc probablement dû cristalliser à partir d'un magma de type Half Dome plus évolué, appauvri en terres rares et enrichi en silice. Ce magma

pourrait se produire à cause de la cristallisation fractionnée d'amphibole ou de titanite par exemple.

Concernant les cristaux d'amphibole dans la granodiorite de Cathedral Peak, ils ont des concentrations en terres rares très légèrement inférieures à celle de Half Dome (Fig. 2.26b). Leurs spectres sont surtout caractérisés par une forme concave avec une très légère anomalie négative en Eu. Cette faible anomalie en Eu se retrouve aussi au niveau de la roche totale se qui laisse supposer que c'est un caractère primaire du magma à l'origine de cette granodiorite. Cette forme différente pour les spectres de la granodiorite de Cathedral Peak laisse supposer que les conditions de cristallisation ne sont pas les mêmes pour les amphiboles qui cristallisent dans la granodiorite de Half Dome et celles qui cristallisent dans la granodiorite de Cathedral Peak. Comme pour la granodiorite de Half Dome, les analyses ont révélé qu'une amphibole (cœur et bordure) est appauvrie en terres rares. De la même façon que précédemment, cette amphibole peut correspondre à un minéral qui a cristallisé à partir d'un magma plus évolué.

En conclusion, les variations de concentration d'éléments traces dans les amphiboles sont importantes. Il est donc difficile de distinguer ces minéraux par leur concentration en terres rares. Par contre, la forme générale des spectres semble distinguer les amphiboles de la granodiorite de Cathedral Peak de celle de Kuna Crest ou de Half Dome.

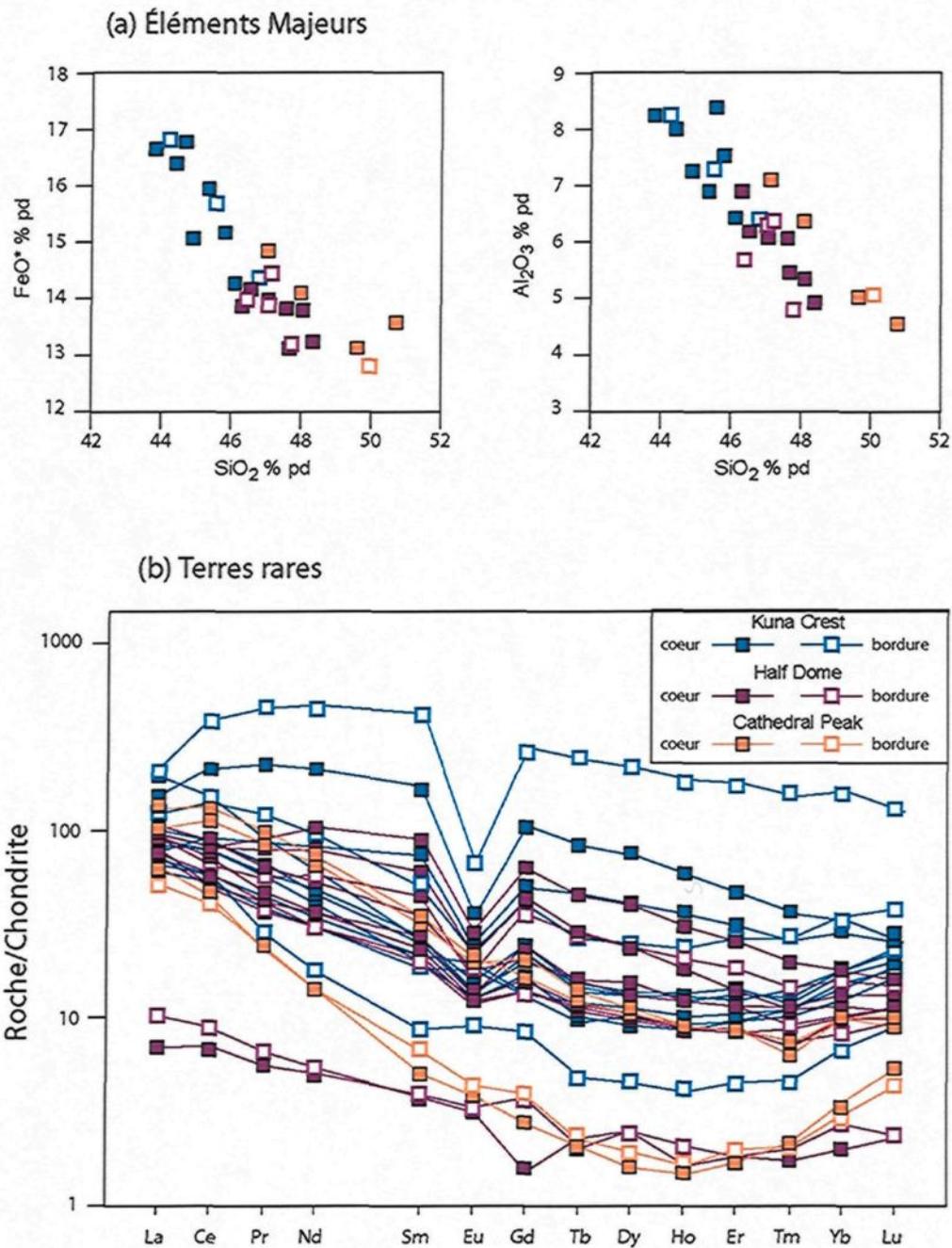


Fig. 2.26. Géochimie des amphiboles dans les granodiorites homogènes de la suite intrusive de Tuolumne. (a) Diagrammes pour les éléments majeurs SiO_2 vs $\text{FeO}_{\text{total}}$ et SiO_2 vs Al_2O_3 . (b) Diagramme de terres rares normalisées aux chondrites (McDonough & Sun, 1995) pour les amphiboles.

2.4.3.2. Titanite

2.4.3.2.1. Éléments majeurs

Comme le montre l'annexe 2.4., les principaux éléments constituant les titanites sont Si, Ti, et Ca. Quelques autres éléments comme Al ou Fe peuvent se substituer à Ti, ce qui entraîne l'introduction de F ou OH dans la structure pour respecter la neutralité de charge (Higgins & Ribbe, 1976). Il est à noter que malheureusement les analyses de ces minéraux ne bouclent pas à 100%, mais plutôt vers 95%. Ce problème provient du fait que l'H₂O n'a pas été dosée dans ce minéral, les analyses ultérieures à la microsonde ont révélé qu'environ 5% d'H₂O pouvait se retrouver dans les titanites de la suite intrusive de Tuolumne. Donc les analyses présentées ici peuvent être considérées comme acceptables et sont proches de boucler à 100% en prenant en compte l'eau non analysée.

Les principaux éléments majeurs constituant la titanite ont permis de construire deux diagrammes ; SiO₂ vs TiO₂ et SiO₂ vs CaO figure 2.27a. Sur ces diagrammes, les titanites de Kuna Crest montrent des valeurs relativement basses en SiO₂ qui varient de 28 à 28,5 % pds. Par contre, les valeurs en TiO₂ ou CaO sont relativement élevées comparées aux titanites des autres roches. Ces observations montrent que ces titanites ont pu cristalliser à partir d'un magma relativement mafique comparées aux autres roches de la suite intrusive de Tuolumne.

Une autre série d'analyses concernant les titanites de Half Dome montre des valeurs en SiO₂ aussi assez faibles s'étalant de 27,5 à 29,4 % pds. De la même façon que Kuna Crest, les titanites ont aussi des valeurs en TiO₂ ou CaO relativement élevées. Ces titanites ont donc dû cristalliser à partir d'un magma qui avait des conditions physicochimiques similaires à celles de Kuna Crest. La chimie des titanites ne permet

donc pas de faire de bonnes distinctions entre le magma de Kuna Crest et celui de Half Dome.

La dernière série d'analyses correspond aux titanites de Cathedral Peak. Ces titanites se distinguent des autres par des valeurs élevées en SiO₂ situées entre 29,5 à 30 % pds. De plus, les valeurs en TiO₂ ou CaO des titanites de cette roche sont parmi les plus faibles analysées. Les titanites qui ont cristallisé dans le magma à l'origine de la granodiorite de Cathedral Peak se distinguent assez bien des autres titanites de Kuna Crest ou de Half Dome. Comme pour le cas des amphiboles, les différences de composition des titanites sont reliées à des changements des conditions physico-chimiques du magma à partir duquel elles cristallisent. Le magma de Cathedral Peak semble encore une fois se distinguer des deux autres magmas de l'intrusion.

2.4.3.2.2. Éléments traces

Les éléments traces dans les titanites ont des comportements variés. Dans le cas des terres rares, les concentrations sont importantes avec des valeurs dépassant celles de la roche totale par un facteur 10 à 100. D'autres éléments par contre comme le Rb, Ba, ou Sr sont quasiment absents de ce minéral. Cette répartition en éléments traces est normale et correspond aux ordres de grandeurs des valeurs observées dans d'autres titanites, d'autres intrusions granitiques (Hoskin *et al.*, 2000). Ce minéral accessoire est donc fortement compatible avec les terres rares et contrôle beaucoup les concentrations observées pour la roche totale.

Dans le diagramme des terres rares de la figure 2.27b, les spectres des titanites ont globalement une forme similaire. Ces spectres sont décroissants du Ce au Lu; pourtant ils montrent une légère pente positive du La au Ce. Cette forme globale des

spectres de terres rares est courante dans les titanites (Hoskin *et al.*, 2000; Carlier & Lorand, 2008) et dépend probablement de la capacité à intégrer dans sa structure certaines terres rares. D'autres petites différences peuvent être observées entre les titanites analysées dans les différentes granodiorites. Par exemple, les terres rares lourdes (du Gd au Lu) dans les titanites de Cathedral Peak ont une forme concave plus prononcée que certaines autres titanites de Half Dome. Il est possible de remarquer aussi que la pente des spectres des titanites de la granodiorite de Kuna Crest du La au Dy est aussi moins importante que les titanites des autres granodiorites homogènes.

Malheureusement, les analyses pour les titanites de Kuna Crest sont peu nombreuses (deux analyses correspondantes, une au cœur, et l'autre à la bordure d'une titanite). Ceci est dû au fait que les titanites rencontrées sur les lames minces étaient de petites tailles et ne facilitaient pas leurs analyses avec le laser. Les valeurs en terres rares obtenues pour ces titanites sont légèrement plus faibles comparées aux autres titanites. De plus, une légère anomalie positive en Eu est aussi visible sur ces analyses. Ces faibles concentrations ne sont pas compatibles avec la plupart des résultats pour les amphiboles ou pour la roche totale qui montrent que le magma à l'origine de Kuna Crest devait être enrichi en terres rares comparé aux autres granodiorites. Le grain de titanite analysé aurait pu cristallisé tardivement, ceci expliquerait sa petite taille. Par le fait même, le magma à partir duquel aurait cristallisé cette titanite pourrait avoir subi la cristallisation fractionnée de minéraux mafiques, tel que l'amphibole, et se retrouverait donc légèrement appauvri en la majorité des terres rares. Le pic positif en europium est aussi en accord avec cette hypothèse, car l'amphibole n'a pas tendance à capter beaucoup Eu dans sa structure cristalline (Fig. 2.26b). Il se retrouve donc enrichi dans le liquide fractionné et pourrait cristalliser des titanites avec une anomalie positive en cet élément.

Dans le cas des titanites analysées dans la granodiorite de Half Dome, elles montrent les valeurs les plus élevées en terres rares avec un spectre montrant une anomalie négative en Eu (Fig. 2.27b). Ces spectres sont donc en accord avec les précédents résultats qui montraient que les magmas de type Half Dome, à partir duquel cristallise les titanites, sont relativement riches en terres rares.

Pour finir, les titanites analysées dans la granodiorite de Cathedral Peak montrent des valeurs en terres rares légèrement inférieures à celles de Half Dome (Fig. 2.26b). Ces titanites montrent aussi un spectre un peu plus concave pour les terres rares lourdes comparé aux autres granodiorites homogènes. Ceci concorde avec les analyses des amphiboles et de la roche totale qui montrent que le magma à l'origine de Cathedral Peak est légèrement appauvri en terres rares et en particulier en terres rares lourdes comparé aux autres granodiorites.

En conclusion, l'existence de cristaux de titanite pauvre en terres rares montre qu'il faut faire attention à la texture des minéraux qui peuvent avoir cristallisés très localement dans une poche de liquide magmatique résiduel. Un nombre plus important d'analyses seraient certainement nécessaires pour mieux comparer les titanites de ces roches. Pourtant de façon globale, les analyses des titanites permettent d'avoir des conclusions similaires à celles obtenues pour les analyses des amphiboles

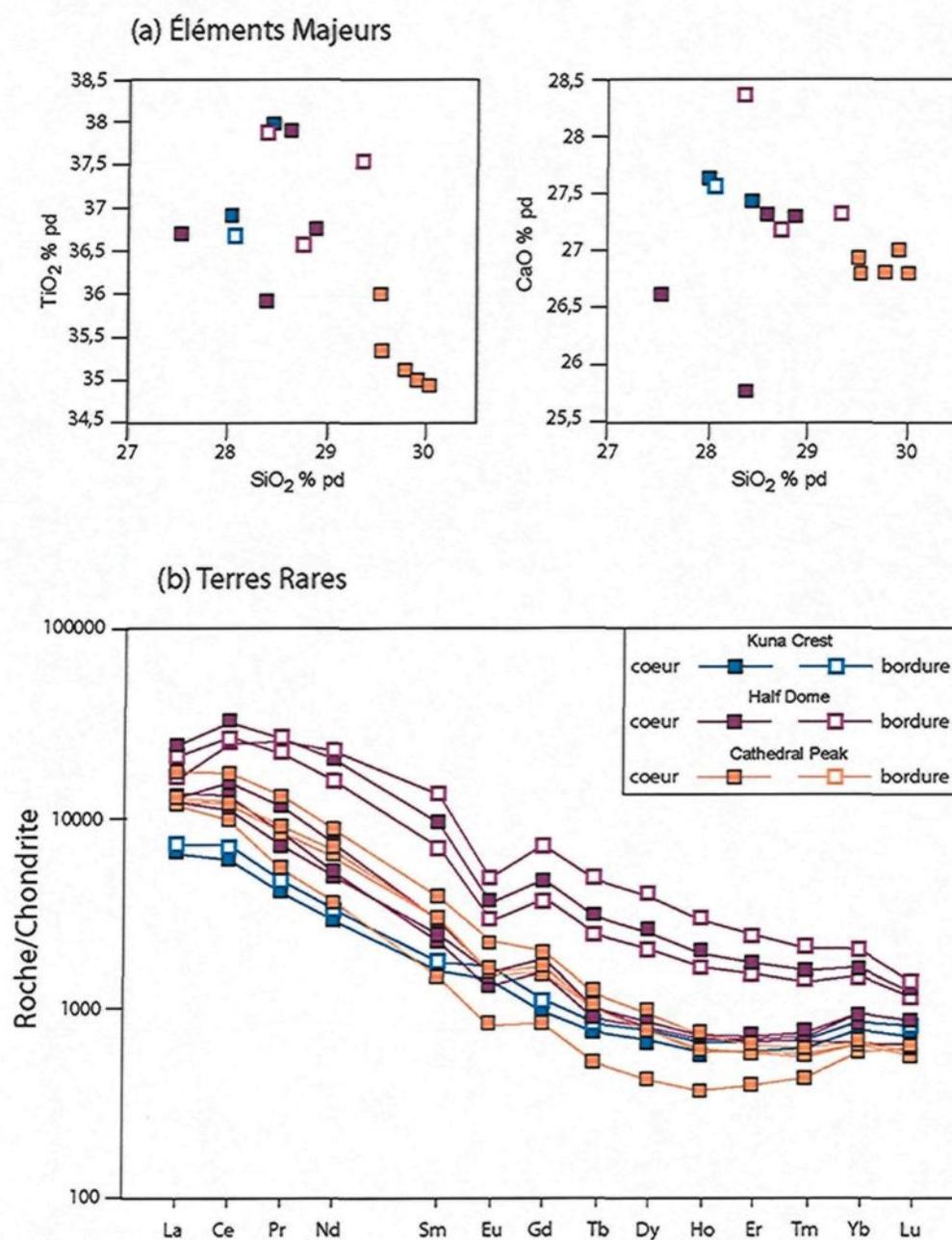


Fig. 2.27. Géochimie des titanites dans les granodiorites homogènes de la suite intrusive de Tuolumne. (a) Diagramme pour éléments majeurs SiO_2 vs TiO_2 et SiO_2 vs CaO . (b) Diagramme de terres rares normalisées aux chondrites (McDonough & Sun, 1995) pour les titanites.

2.4.3.3. Plagioclase

2.4.3.3.1. Éléments majeurs

L'ensemble des analyses à la microsonde des plagioclases ont permis de recalculer leurs formules structurales basées sur 8 oxygènes (annexe 2.5.). De plus, les pourcentages en albite, orthose et anorthite ont aussi été calculés à partir de ces données. De façon globale, l'ensemble des analyses varie de 4,1 à 43,8 An%, mais en fait la majorité des plagioclases ont une composition située entre l'oligoclase et l'andésine. De façon quasi constante, les plagioclases montrent une bordure moins calcique que les cœurs. Pourtant dans de rares cas, il est possible de trouver l'inverse avec des cœurs moins calciques comparés à la bordure. De façon globale, même si les 2 analyses montrent généralement une bordure plus pauvre en CaO, de nombreuses zonations et des cœurs complexes comme ceux de Solgadi *et al.* (2007) ont aussi été observés en microscopie optique et grâce à la cathodoluminescence (voir paragraphe 2.2.).

Le graphique SiO₂ vs CaO (Fig. 2.28a) a été créé pour voir les variations de composition en éléments majeurs dans ces minéraux. Sur ce graphique l'ensemble des analyses montre un bon alignement des données. Ceci est dû au fait que pour le plagioclase, la substitution d'éléments majeurs dans son réseau, est relativement facile et correspond à une substitution couplée.

Les plagioclases analysés dans la granodiorite de Kuna Crest sont les plus riches en CaO avec des valeurs de 6,5 à 9,2 % pds. En fait la plupart des analyses des cœurs de ces plagioclases varient entre 7,9 et 9,2 % pds de CaO, ce qui correspond aux valeurs les plus élevées de la série d'analyses (annexe 2.5.). Ces résultats indiquent que les cœurs de ces minéraux ont probablement cristallisé à partir d'un magma peu évolué,

riche en CaO. Le fait que la bordure des plagioclases est globalement enrichie en Na₂O et appauvrie en anorthite, laisse supposer que le magma à l'origine de Kuna Crest a donc évolué au cours de la cristallisation pour devenir de plus en plus siliceux et appauvri en CaO.

Les plagioclases analysés dans la granodiorite de Half Dome ont des valeurs intermédiaires en CaO s'étalant globalement de 5,7 à 8,5 % pds. En fait, la plupart des analyses des cœurs de ces plagioclases varient entre 6,7 et 8,5 % pds de CaO. Ces valeurs sont relativement proches de celles observées pour les bordures des plagioclase de Kuna Crest. De la même façon que pour la granodiorite de Kuna Crest, le magma à l'origine de Half Dome a dû évoluer au cours de la cristallisation pour permettre de produire des bordures de plagioclase appauvries en CaO et enrichies en Na₂O.

La dernière série d'analyses correspond aux plagioclases présents dans la granodiorite de Cathedral Peak. Ces plagioclases ont des valeurs appauvries en CaO, qui varient globalement de 0,8 à 5,7 % pds. En fait, la plupart des analyses des cœurs de ces plagioclases varient entre 5,1 et 5,7 % pds de CaO, ce qui reste des valeurs parmi les plus basses. Les teneurs en Na₂O sont par contre parmi les plus hautes observées pour ces analyses. Tout ceci est donc en accord avec une cristallisation de plagioclase à partir d'un magma plus évolué donc enrichi en silice et appauvri en CaO. La composition extrême de 0,8 % pds CaO (ce qui correspond à 4 % anorthite) a été trouvée à la bordure d'un seul grain. Ceci implique que des liquides très évolués et sans doute interstitiels étaient présents à la fin de la cristallisation de ce magma.

2.4.3.3.2. *Éléments traces*

Les éléments traces dans les plagioclases sont en règle générale en faible concentration, par exemple pour les terres rares (Fig. 2.28b). Pourtant, quelques éléments traces se retrouvent en assez grande quantité, tel que Sr, un peu Ba et Pb (annexe 2.8.). Ces éléments ont des coefficients de partage importants pour les plagioclases (Nash & Crecraft, 1985) ce qui explique leurs relatives abondances dans ce minéral.

Du fait de la faible concentration en terres rares dans les plagioclases, le nombre d'analyses n'a pas été très abondant. La figure 2.28b reporte les spectres de terres rares obtenus à partir de ces analyses quand celles-ci étaient possibles. De plus sur ce graphique, la limite de détection moyenne calculée pour l'ensemble des analyses a été reportée afin de se rendre compte de la validité ou non de certaines valeurs. De façon générale, les seuls éléments de terres rares qui peuvent être comparés, sans risque d'erreurs dans les plagioclases, sont les terres rares légères, telles que le La, Ce, Pr ainsi que Eu. En règle générale, sur l'ensemble des analyses, ces éléments ont des concentrations très proches les unes des autres, car ils sont en faible concentration. Ces résultats donnent donc des difficultés pour distinguer les spectres des plagioclases des différents types de granodiorite. Il est quand même possible de constater que les plagioclases dans la granodiorite de Kuna Crest ont des valeurs légèrement plus élevées en terres rares que les autres analyses. Ceci reste encore une fois cohérent avec le fait que la granodiorite de Kuna Crest semble la granodiorite avec une composition plus primitive et avec des teneurs en terres rares légèrement plus élevées que les autres roches. Les analyses des bordures des plagioclases de Kuna Crest ont des valeurs très proche de celle des cœurs des deux autre granodiorite

Dans les analyses pour les plagioclases de Half Dome ou de Cathedral Peak, les terres rares légères ont des valeurs trop proches pour permettre une bonne distinction. Il est juste possible de constater que dans les trois types de granodiorites, les bordures des plagioclases sont toutes appauvries en terres rares comparées aux cœurs. De la même façon que pour les éléments majeurs, la cristallisation fractionnée d'amphibole ou de titanite peut appauvrir le magma en terres rares et produire des bordures appauvries dans les plagioclases.

En conclusion, les analyses de plagioclase semblent encore une fois en accord avec les résultats des autres analyses minérales. De façon détaillée, il existe sans doute beaucoup de variations entre le cœur et la bordure des plagioclases. En particulier, comme nous l'ont démontré les études de cathodoluminescence, les cœurs sont souvent complexes et reflètent probablement une cristallisation dans un milieu où deux processus se superposent : le mélange de magma de composition différente et la cristallisation fractionnée.

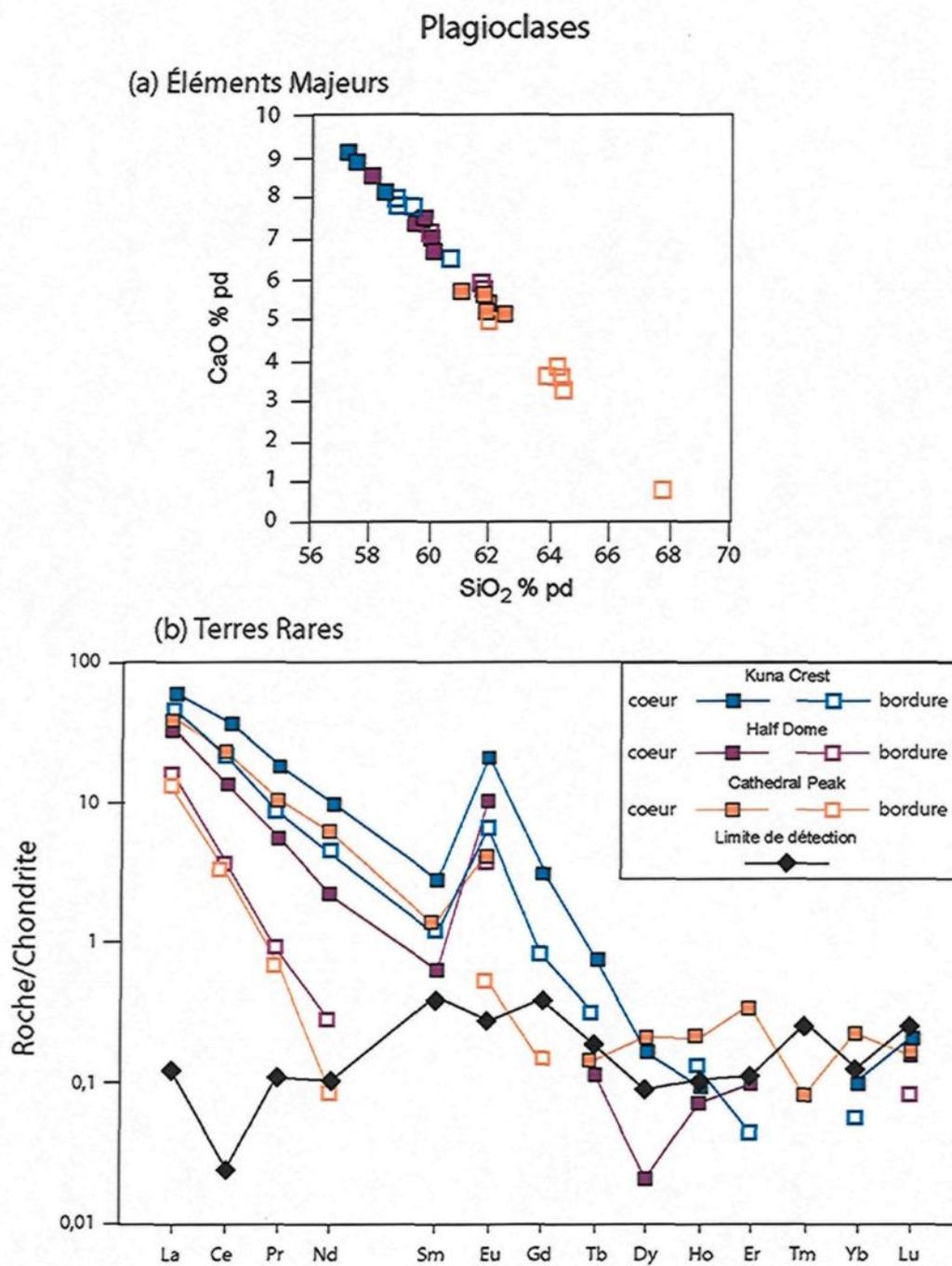


Fig. 2.28. Géochimie des plagioclases dans les granodiorites homogènes de la suite intrusive de Tuolumne. (a) Diagramme pour éléments majeurs SiO_2 vs CaO . (b) Diagramme de terres rares normalisées aux chondrites (McDonough & Sun, 1995) pour les plagioclases. Notez en noir, la limite de détection moyenne pour les terres rares.

2.5. DISCUSSION

2.5.1. Suite intrusive de Tuolumne

La suite intrusive de Tuolumne est essentiellement constituée de roches granodioritiques dont les compositions minéralogiques et chimiques sont assez semblables les unes par rapport aux autres. Sur la plupart des diagrammes de Harker (Fig. 2.22), ces roches forment parfois un alignement qui a amené les premiers auteurs à imaginer que la suite intrusive de Tuolumne venait d'un processus de cristallisation fractionnée (Bateman & Chappell, 1979). Pourtant, la forme des différents lobes de l'intrusion ne montre pas toujours une cristallisation concentrique. Par exemple, la granodiorite de Cathedral Peak recoupe clairement au nord les autres granodiorites (Fig. 2.2). De plus des analyses isotopiques Sr et Nd (Kistler *et al.*, 1986) ainsi que des datations s'étalant sur 7 Ma (Coleman *et al.*, 2004), montrent que la différenciation d'un seul magma ne peut être à l'origine de cette intrusion. Nos observations des diagrammes de Harker (Fig. 2.22) ainsi que des éléments traces dans la roche ou dans les minéraux, nous indiquent aussi que la suite intrusive de Tuolumne ne peut résulter de la différenciation in situ d'un seul magma. Il peut par contre y avoir un lien de parenté entre la granodiorite de Cathedral Peak et du granite de Johnson. Ces informations remettent donc en cause le modèle de grand réservoir magmatique cristallisant tranquillement. Deux théories sont donc possibles et sont actuellement encore très débattues. Soit, les magmas sont injectés sous forme de dykes successifs (Glazner *et al.*, 2004), soit une chambre magmatique est créée et est périodiquement réapprovisionnée en nouveau magma (Žák & Paterson, 2005). Quel que soit le modèle invoqué, nos observations impliquent plusieurs contraintes. En effet dans les zones d'études, et en particulier dans les zones de Sawmill Canyon et de Mammoth Peak, des transitions

existent entre les différents types de granodiorites. Par exemple, dans la zone de Mammoth Peak, les granodiorites de Kuna Crest ou de Half Dome sont parfois difficiles à différencier. Zak & Paterson (2005) ont même défini une zone de transition (Fig. 2.10) dans cette région. Dans le cas de la zone de Sawmill Canyon, des zones de mélange "mingling" ont aussi été observées. Ces zones rassemblent des gros cristaux d'amphibole caractéristiques des granodiorites de type Half Dome avec des mégacristaux de feldspaths potassiques typiques de Cathedral Peak (chapitre 3). Ces observations impliquent que même si les magmas à l'origine des différents types de granodiorites sont injectés par des pulses successives, il y a des zones où des mélanges sont toujours possibles. Ces zones qui permettent le mélange des cristaux "mingling" impliquent que les granodiorites qui se mélangent ne sont pas totalement cristallisées et qu'une partie du magma déjà en place devrait rester partiellement fondu pour permettre le mélange.

Les minéraux présents dans les granodiorites semblent aussi enregistrer de nombreuses variations qui ne sont pas toutes reliées à un processus de cristallisation fractionnée. Par exemple, les zonations observées pour les amphiboles ou les cœurs parcellaires ("patchy core") de certains plagioclases pourraient refléter des changements dans les conditions physico-chimiques des magmas. Dans le cas de la suite intrusive de Tuolumne, deux processus pourraient amener à produire ces variations : (1) soit un mélange magmatique peut se faire à partir de magmas relativement contrastés et ainsi produire des changements importants dans les conditions physico-chimiques du mélange. Des indices de magmas de compositions contrastées sont visibles dans l'intrusion, tel que les nombreuses enclaves mafiques essentiellement présentes dans les granodiorites de Kuna Crest et de Half Dome. Le mélange de cristaux dans des magmas

différents pourrait en particulier produire des résorptions et ainsi créer les cœurs parcellaires ("patchy core") dans les plagioclases (Janousek *et al.*, 2000; Solgadi *et al.*, 2007; Salby & Martin, 2008). (2) Soit les zonations plus rythmiques dans les minéraux se produiraient par des injections périodiques de nouveaux magmas dans le système. Ces injections successives de magma peuvent faire varier la chimie du magma, la température ou la pression. Tous ces facteurs contrôlant la cristallisation des minéraux, il est alors possible de créer des zonations dans les cristaux (Humphrey *et al.*, 2006).

Des variations plus importantes que les petites zonations existent entre les minéraux des différentes granodiorites; par exemple, les amphiboles permettent bien de séparer ces différentes roches (Fig. 2.26). Ceci veut donc dire que des changements plus importants dans les conditions physicochimiques de cristallisation doivent se produire. Dans le cas de la granodiorite de Kuna Crest, qui contient les amphiboles les plus calciques, l' Al_2O_3 est aussi globalement en plus grande concentration. De telles amphiboles ont pu cristalliser à haute pression et haute température (Schmidt, 1992; Ague, 1997). Par contre, dans le cas de Half Dome ou de Cathedral Peak, les teneurs en Al_2O_3 sont semblables et se retrouvent en plus faible concentration que dans les amphiboles de Kuna Crest. Au début du processus, les premiers magmas à se mettre en place sont ceux de Kuna Crest. Cette granodiorite légèrement plus mafique que les autres a donc dû cristalliser à plus haute température et les premiers cristaux d'amphibole ont pu se former en partie plus en profondeur alors que le refroidissement était plus rapide au contact avec la roche encaissante. Par la suite, les magmas de Half Dome et de Cathedral Peak sont à leurs tours injectés dans la suite intrusive de Tuolumne et les amphiboles cristallisent probablement à des températures légèrement inférieures du fait de la composition des magmas. De plus, la roche encaissante est

sûrement à plus haute température à cause de l'intrusion de Kuna Crest, et les premières amphiboles de Half Dome ou de Cathedral Peak pourraient cristalliser plus tardivement et plus près de la surface dans l'intrusion. Le fait que les amphiboles dans la granodiorite de Cathedral Peak soient différentes des amphiboles de Half Dome, en particulier pour le SiO_2 , (Fig. 2.26a) peut refléter des changements dans la chimie globale des magmas, et peut-être aussi au niveau de leurs températures de cristallisation. Pour finir, le granite de type Johnson qui proviendrait de la cristallisation fractionnée de la granodiorite de Cathedral Peak (Bateman & Chappell, 1979; Žák & Paterson, 2005) semble, d'après les auteurs, se mettre en place à très faible profondeur et pourrait être relié à un événement éruptif en surface (Titus *et al.*, 2005). Malheureusement, le faible nombre d'échantillons ou d'amphiboles dans cette roche n'a pas permis de les analyser, mais la composition de ces amphiboles est probablement aussi légèrement différente de celles des trois autres granodiorites.

De façon globale, la mise en place de la suite intrusive de Tuolumne est donc complexe avec la possibilité de plusieurs injections de magma pendant une période de 7 M d'années (Coleman *et al.*, 2004). Durant tout ce temps, les conditions de cristallisation ont évolué comme le montre les analyses des minéraux, avec par exemple des variations de pression, de température ou des mélanges entre magmas mafiques et felsiques. De plus, tous les magmas ne semblent pas cristalliser de façon séparée dans l'intrusion et permettent ainsi des mélanges chimiques et physiques ("mixing" et "mingling"). Toutes ces conditions particulières et complexes de cristallisation de l'intrusion sont probablement favorables à la formation des nombreuses hétérogénéités rencontrées à Tuolumne.

2.5.2. *Hétérogénéités leucocrates*

2.5.2.1. *Matériel leucocrate aplitique*

Le matériel leucocrate aplitique a une composition minéralogique et chimique pour les éléments majeurs qui se rapproche du granite de Johnson. Quelques différences existent malgré tout entre le matériel leucocrate et le granite de type Johnson. Par exemple, la taille des grains est plus fine dans le matériel leucocrate aplitique que dans le granite de Johnson. Les textures de refroidissement rapide comme les granophyres (Fig. 2.12) sont aussi plus importantes dans le matériel leucocrate que dans le granite. De plus, aucune relation de terrain ne permet de faire le lien entre ces deux types de roches. Les terres rares semblent légèrement plus appauvries dans le matériel leucocrate que dans le granite de Johnson. Mis à part le fait que les processus de cristallisation fractionné à l'origine du matériel leucocrate et du granite de Johnson sont similaires, ces deux types de roche proviendraient probablement de sources différentes.

D'un point de vue de la mise en place du matériel leucocrate aplitique, des injections magmatiques sont sans doute nombreuses et dispersées dans le temps pour expliquer les recoupements sur le terrain (Fig. 2.11). Certaines structures comme les enclaves leucocrates (Fig. 2.11c) peuvent être comparées aux structures de diapirisme (ou "pipe") (D'Lemos, 1992; Wiebe, 1996; Wiebe *et al.*, 2002). Les auteurs pensent que les magmas leucocrates moins denses ont tendances à remonter à travers un magma mafique plus dense en formant soit des "doigts", soit des enclaves similaires à celles observées ici. Ces types de structures doivent arriver précocement dans le système alors que des granodiorites restent encore partiellement fondues. Les structures en filons plus nombreuses, arrivent plus vers la fin de la cristallisation. Pourtant, les épontes irrégulières de ce matériel laissent supposer que les granodiorites encaissantes étaient

encore partiellement ductiles lors de leur mise en place. Finalement, le matériel leucocrate aplitique est injecté à travers l'intrusion par différentes pulses successives. Chaque pulsation semble être relativement de faible volume, car on ne retrouve pas d'accumulation de matériel leucocrate sous forme de grosses masses dans l'intrusion. La chimie de ces roches est par contre très particulière, appauvrie en la majorité des éléments traces qui sont compatibles avec les minéraux mafiques ou accessoires des granodiorites. Ces roches pourraient donc provenir de la cristallisation fractionnée et de la ségrégation de dernier liquide magmatique de granodiorites comme celles de Half Dome ou de Kuna Crest. Les analyses minéralogiques dans ces roches montrent que des plagioclases ont parfois des teneurs en anorthite très appauvries, ce qui est compatible, là aussi, avec un processus de cristallisation fractionnée. Les liquides leucocrates ainsi créés, étant de moins en moins denses au cours du processus de cristallisation, ont tendance à remonter et à se regrouper pour former des hétérogénéités qui peuvent varier de forme en fonction du taux de cristallisation de la roche hôte. Ce genre de processus semble se produire de façon locale et en plusieurs fois, car ce matériel leucocrate se retrouve, un peu partout, à l'intérieur de l'intrusion. Dans le cas du granite de Johnson, le processus global serait à peu près équivalent, mais les liquides ségrégués à partir de la granodiorite de Cathedral Peak, semblent se concentrer au centre de l'intrusion.

2.5.2.2. Concentrations de mégacristaux

Les mégacristaux de feldspath potassique dispersés dans la granodiorite de Cathedral Peak ont généralement une orientation parallèle à la foliation globale de cette roche. De plus, la déformation des schlieren par ces mégacristaux (Fig. 2.17c) laisse supposer qu'ils étaient déjà présents alors que le magma n'était pas totalement

cristallisé. L'origine magmatique de ces cristaux a aussi été proposée par d'autres auteurs (Vernon & Paterson, 2008) et les processus tardifs de recristallisations (Higgins, 1999) sont donc probablement limités. Les concentrations de ces minéraux sont donc aussi probablement reliées à un processus magmatique. Les concentrations de feldspaths potassiques ont déjà été remarquées à travers de nombreuses intrusions (Vernon, 1986) mais le processus permettant leur formation est plutôt mal identifié. Nous proposerons donc ici deux hypothèses qui peuvent être à l'origine de leur formation. (1) Soit la concentration se produit vers le centre de la chambre magmatique. Le processus mis en œuvre serait alors la collision et le maintien des grains entre eux par un pont de liquide magmatique. Les forces mises en œuvre pour la création d'un tel pont sont les forces de capillarité et celles de Van der Waals (Hwang *et al.*, 1987). Des processus d'accumulation et de formation des agrégats de cristaux ont déjà été notés dans des magmas volcaniques et nécessitent un mouvement du magma comme de la convection pour que les cristaux puissent se rencontrer (Schwindinger & Anderson, 1989). Plus les grains sont gros et plus ils ont de chance de se rencontrer dans un magma. Ceci pourrait expliquer le fait que l'on observe juste la concentration des mégacristaux et pas la concentration des plus petits cristaux. Le taux de cristallisation d'un tel magma n'est probablement pas très élevé pour permettre aux cristaux de bouger et de former des agglomérations dans le magma. (2) Soit, il y aurait concentration des mégacristaux sur la bordure de la chambre magmatique. Les cumulats peuvent par la suite être remis en mouvement dans le magma comme des blocs d'effondrement (Irvine, 1987). Pour que ces agrégats se retrouvent jusqu'au centre de l'intrusion, il est encore une fois nécessaire que des flux magmatiques soient présents dans le magma.

Dans ces deux cas, ci-dessus, les mouvements du magma sont importants; ils peuvent être engendrés par un processus de convection qui peut se produire lors du refroidissement du magma ou alors lors d'injections successives de magma dans la chambre magmatique. Les schlieren décrit précédemment et associés à ce genre d'hétérogénéités seront traités dans le paragraphe 2.5.3.3.

2.5.3. Hétérogénéités mélanocrates

2.5.3.1. Enclaves mafiques

Les enclaves mafiques sont des hétérogénéités relativement bien connues dans la plupart des granitoïdes de la planète (Vernon, 1984; Barbarin, 1988; Didier & Barbarin, 1991; Arvin *et al.*, 2004; Wada *et al.*, 2004; Barbey *et al.*, 2008). Au niveau du batholite de la Sierra Nevada, ces hétérogénéités sont particulièrement bien représentées (Reid *et al.*, 1983; Bateman, 1992; McNulty *et al.*, 1996; Tobisch *et al.*, 1997; Barbarin, 2005) et ont souvent été interprétées comme provenant de mélange magmatique entre magma mafique et magma granitique.

D'un point de vue minéralogique, les mêmes sortes de minéraux se retrouvent dans les enclaves ou dans les granodiorites, mais avec des proportions et des formes différentes. Une certaine homogénéisation chimique permet de produire des minéraux de composition similaire. Pourtant, le mélange reste incomplet, car les proportions en minéraux mafiques sont plus importantes dans les enclaves que dans les granodiorites. Les mégacristaux de feldspath observés dans les enclaves de Tuolumne ont une forme et une taille très similaires aux cristaux rencontrés dans les trois types de granodiorite homogène. Ils correspondent probablement à des xénocristaux qui ont été intégrés mécaniquement au matériel mafique (Barbarin, 1990; Hibbard, 1991).

Ces enclaves se retrouvent soit dispersées ou soit sous forme d'essaims dans les granodiorites. Barbarin (2005) propose que la mise en place de ces enclaves dépend du degré de cristallisation de la granodiorite encaissante. Les essaims d'enclaves se produiraient plutôt lorsque le magma serait relativement cristallisé alors que les enclaves dispersées se formeraient dans un magma plus liquide permettant une meilleure dispersion des enclaves.

Les trois échantillons d'enclaves mafiques choisis pour les analyses géochimiques montrent des valeurs intermédiaires entre les valeurs pour les granodiorites homogènes et les données de Reid *et al.* (1983) pour des enclaves mafiques de l'intrusion de Tuolumne (Fig. 2.24). Ces variations dans la composition des enclaves mafiques peuvent être reliées à leur mode de formation. Barbarin, (1988) a remarqué que la contamination et l'intégration du magma mafique au granite se faisait de manière progressive. Le magma mafique est donc capable de former des enclaves de compositions différentes en fonction du degré de contamination du magma mafique (Collins *et al.*, 2000). Les échantillons d'enclaves mafiques choisis pour les analyses correspondraient donc à des magmas plus contaminés que les enclaves de Reid *et al.* (1983). Ces contaminations variables des magmas mafiques montrent qu'il est difficile de connaître la composition initiale du magma mafique avant son mélange avec le magma granodioritique.

2.5.3.2. *Blocs effondrés de roche encaissante*

Les blocs d'effondrements sont des hétérogénéités courantes dans les granites et en particulier dans le batholite de la Sierra Nevada (Fowler & Paterson, 1997; Pignotta & Paterson, 2007). Différents phénomènes peuvent amener à la formation de blocs effondrés dans une chambre magmatique. Un des premiers processus est la fracturation par dilatation thermique (Clarke *et al.*, 1998; Pignotta & Paterson, 2007). La différence de température entre le magma et la roche encaissante peut produire de petites fractures dans cette dernière et ainsi créer des blocs qui vont se retrouver dans le magma.

D'autres phénomènes plus physiques peuvent aussi permettre la fracturation, par exemple des fluides peuvent se séparer du magma et permettre une meilleure fracturation de la roche encaissante (Sibson, 1996). Le magma lui-même s'il a un degré de cristallisation important peut créer des tensions dans la roche et aussi favoriser la propagation de la fracturation (Rubin, 1995). Hawkins & Wiebe, (2004) ont émis l'idée que des phénomènes éruptifs pourraient être reliés à la formation de blocs de roche encaissante dans une chambre magmatique. Les blocs pourraient alors se détacher lors de petits tremblements de terre reliés à ces éruptions.

D'un point de vue minéralogique, les roches encaissantes métavolcaniques formant ces blocs effondrés sont riches en minéraux hydratés comme la biotite. La réaction métamorphique de déstabilisation de la biotite au profit des magnétites permet la libération d'H₂O dans le système. Les fluides ainsi libérés induisent des tensions supplémentaires dans la roche encaissante et peuvent favoriser la fracturation. Si les blocs sont dans le magma, une partie de l'H₂O libérée peut alors intégrer le magma.

2.5.3.3. Schlieren

Plusieurs types de schlieren ont été décrits précédemment; certains sont associés à d'autres hétérogénéités comme des enclaves mafiques ou des concentrations de feldspath potassique. D'autres, par contre, semblent se former au milieu de granodiorites plutôt homogènes et ont des formes variables (linéaire ou en forme de tube). Toutes ces formes de schlieren peuvent être créées par plusieurs processus différents. Hélas aucun échantillon n'a pu être prélevé sur les différents schlieren et une étude plus détaillée des textures et de la chimie serait importante pour compléter ces observations. Toutefois, dans ce paragraphe, les différents types de schlieren seront traités séparément en essayant de donner les processus les plus probables pour leur formation, d'après les données de terrain. Dans un premier cas (Fig. 2.15a), les enclaves mafiques sont parfois reliées à des petits schlieren. Deux modèles récemment proposés peuvent expliquer leur formation. Barbey *et al.* (2008) ont montré que le mélange et la progressive assimilation des enclaves dans le magma granitique pouvait produire des structures de schlieren. Seulement ici, il ne semble pas exister de passage progressif entre les enclaves et les accumulations minérales dans les schlieren. La taille des grains entre ces deux structures est très différente et le passage de l'une à l'autre se fait avec un contact franc. Ces observations laissent supposer que les schlieren, dans l'intrusion de Tuolumne, ne proviendraient pas de l'assimilation du matériel mafique dans le matériel granodioritique. Un deuxième processus décrit par Weibe *et al.* (2007) permet d'expliquer la formation des schlieren à partir d'objets plus ou moins solides se déplaçant dans un magma riche en cristaux. Les enclaves mafiques du fait de leur composition chimique ont une température de cristallisation plus élevée que le magma granodioritique. En tout état de cause elles devraient avoir un taux de cristallisation plus

élevé que le magma granodioritique en particulier vers la fin de la cristallisation de l'intrusion. Ces enclaves ont donc la possibilité de se déplacer dans le magma granodioritique, soit par gravité, soit entraînées par un courant magmatique. Dans certains cas, si le taux de cristallisation du magma granitique est important, les enclaves mafiques qui passeraient à travers une pile de cristaux pourraient être à l'origine de schlieren (Fig. 2.29). Le déplacement des enclaves à travers les cristaux a pu créer un courant magmatique plus intense au niveau des bordures de celles-ci. Il y aurait alors séparation des minéraux cristallisés en fonction de ce courant. Les minéraux leucocrates, de forme trapue et de faible densité, sont alors soustraits du système. Les minéraux mafiques, quant à eux, par leurs formes plus allongées ou aplaties et leurs densités plus élevées se plaqueraient contre la paroi de la pile de cristaux et formeraient les schlieren qui retraceraient donc le mouvement des enclaves mafiques dans le magma granodioritique. Sur la figure 2.15a, un seul schliere est présent. Il est allongé parallèlement à l'aplatissement de l'enclave et de la foliation magmatique, ce qui suppose qu'il s'est formé en fin de cristallisation lorsque la plie de cristaux pouvait enregistrer la foliation. Le fait qu'il n'y a qu'un seul schliere peut s'expliquer car la pile de cristaux peut se comporter de façon ductile et donc peut se refermer après le passage de l'enclave.

Dans le cas des schlieren associés aux concentrations de mégacristaux de feldspath potassique, le même processus que celui décrit précédemment, peut être envisagé. Sur la figure 2.14, il est possible de noter que les feldspaths potassiques de la base de la concentration sont orientés (double flèche), contrairement à ceux de la partie supérieure. Ceci implique probablement, un déplacement et une réorganisation interne des mégacristaux de feldspath, parallèlement à la direction d'étirement. Ces

concentrations de feldspath potassique correspondraient donc plutôt à des corps résistants, ou "impermeables" susceptibles de se déplacer ou de se déformer. Si un de ces corps passe à travers une zone du magma plus cristallisée, il pourrait se comporter comme une enclave mafique et former des schlieren qui retracent leurs déplacements. La figure 2.14b montre que les schlieren, en bordure de ces hétérogénéités, sont la plupart du temps recoupés, ce qui pourrait se produire lors de petits déplacements successifs des concentrations de feldspath potassique. La figure 2.29d montre la possibilité d'un changement de direction ou de déplacement successif d'un corps résistant dans une pile de cristaux. Dans de tels cas, de nouveaux courants magmatiques à la bordure de ce corps peuvent se produire et éroder en partie les premiers schlieren déjà formés. Ce processus pourrait expliquer les observations de recoupement entre plusieurs schlieren associés à des hétérogénéités solides. Le processus qui pourrait induire des changements de direction ou des déplacements successifs de corps résistants, comme les enclaves ou les concentrations de feldspath dans le magma, pourrait être de petits séismes couramment observés dans les chambres magmatiques (Davis *et al.*, 2007). Lors de ces tremblements de terre, la pile de cristaux se réorganise et peut se fluidifier. Les déplacements d'objets solides ou plastiques sont alors possibles en créant à chaque fois de petits courants magmatiques locaux lors de la réorganisation de la pile de cristaux.

Les schlieren rectilignes se retrouvent dans des granodiorites homogènes et se suivent sur de relatives grandes distances. Les observations de terrain montrent que ces plans de schlieren peuvent être légèrement ondulés et que les minéraux mafiques sont allongés selon l'orientation globale du schliere. Certains auteurs pensent que les schlieren pourraient provenir d'un mécanisme de "filtrage par pression" (Propach, 1976;

Weinberg *et al.*, 2001; Žák & Klominsky, 2007) entre une paroi cristallisée et une zone plus riche en liquide magmatique. Ce modèle pourrait aider à la formation de schlieren, mais ne permet pas à lui seul de comprendre pourquoi de petits minéraux mafiques se retrouvent dans les schlieren plutôt que d'être emportés par le magma à travers les pores du filtre de cristaux.

Ces alignements de cristaux le long de surfaces plus ou moins rectilignes laissent supposer que des processus de courant magmatique le long d'une paroi plus ou moins cristallisée pourraient être à l'origine de l'orientation des minéraux dans ces schlieren. La figure 2.30 montre une zone riche en liquide magmatique au contact avec une pile de cristaux. Des mouvements magmatiques, tels que de la convection, (Irvine, 1987; Sparks *et al.*, 1993) ou plus probablement à petite échelle par des injections de nouveaux magmas dans le système (Paterson *et al.*, 2008; Bartley *et al.*, 2008), pourraient amener à créer ce genre d'environnement. L'injection de magma au travers d'une pile de cristaux non consolidée pourrait amener à l'érosion partielle de cette dernière. La remontée de magma le long de cette paroi verticale pourrait être à l'origine des schlieren en séparant les minéraux en fonction de leurs formes et de leurs densités. Les minéraux denses et aplatis comme les minéraux mafiques pourraient se "coller" contre la paroi et seraient difficiles à déplacer par les courants magmatiques. Par contre, les minéraux plus légers et plus prismatiques comme les feldspaths pourraient être entraînés par le courant. Si la cristallisation se poursuit dans la zone riche en liquide magmatique, la roche d'un côté ou de l'autre du schliere sera très similaire et cette hétérogénéité se trouvera entourée de roches homogènes.

Les schlieren circulaires doivent former en trois dimensions des tubes ou un ensemble de tubes imbriqués pour les structures en escargot "snail structure" ou en

échelle "ladder structure". Les schlieren en forme de tubes ont aussi été notés dans d'autres granites et, là aussi, des mécanismes de flux magmatiques associés à des processus de "filtrage par pression" ont été invoqués pour expliquer leur formation (Weinberg *et al.*, 2001; Žák & Klominsky, 2007). Ces auteurs imaginent donc que ces schlieren délimitent des canaux dans une pile de cristaux "Mush", dans laquelle circulait du magma plus liquide. Ces canaux peuvent rester fixes ou bien se déplacer et provoquer la présence de plusieurs tubes et former ainsi les structures en "escargot" ou en "échelle". Encore une fois, le seul processus de "filtrage par pression" est sûrement insuffisant pour expliquer la formation de ces schlieren. Par contre, le fait qu'un magma se déplacerait dans un conduit plus ou moins vertical, peut avoir encore une fois comme effet, de plaquer les minéraux denses et relativement aplatis comme les minéraux mafiques à la bordure du tube. Les minéraux légers et plus trapus comme les feldspaths auraient plus tendance à être emportés par le courant au centre du tube.

Même s'il est difficile de préciser les processus permettant la formation de ces schlieren sans une analyse plus poussée de ces hétérogénéités, les premières observations de terrain laissent supposer que les schlieren peuvent représenter la présence d'inhomogénéités du magma lors de sa mise en place. Ces observations sont en accord avec le fait que l'intrusion de Tuolumne ne vient probablement pas de la cristallisation fractionnée d'un grand volume de magma. Par contre, plusieurs injections et cycles de cristallisation sont nécessaires pour former ces hétérogénéités.

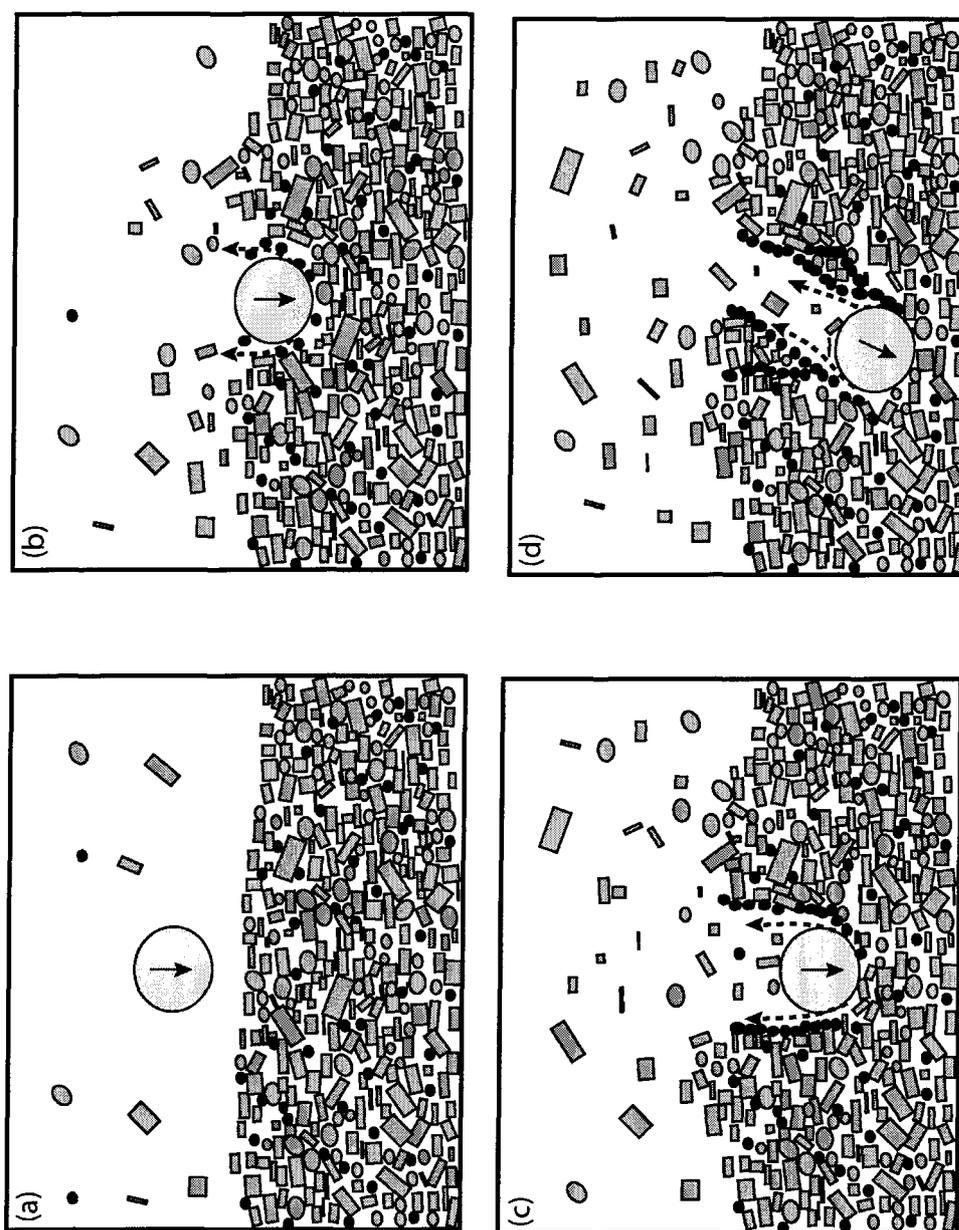


Fig. 2.29. Schéma modifié de Wiebe *et al.* (2007) expliquant la formation de schlieren associés à une hétérogénéité en mouvement dans une pile de cristaux riche en liquide magmatique. Le cercle gris clair représente un corps résistant en mouvement. Les minéraux gris foncé représentent les minéraux leucocrates, tels que les feldspaths ou les quartz. Les minéraux noirs représentent les minéraux mafiques, tels que les oxydes, les amphiboles ou les biotites.

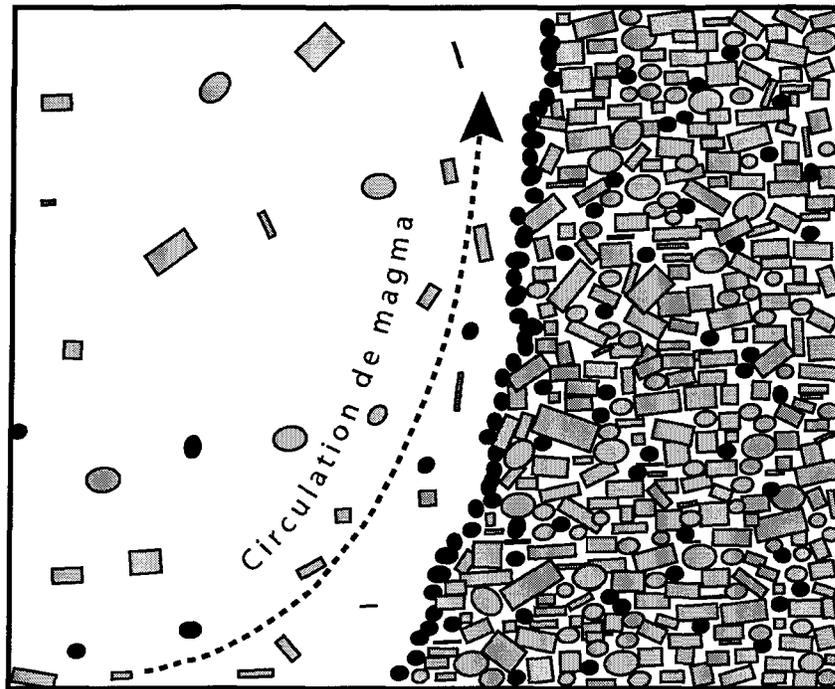


Fig. 2.30. Schéma expliquant la formation de schlieren associés à une granodiorite homogène. L'injection de nouveaux magmas à travers une pile de cristaux non consolidée pourrait en partie éroder cette dernière et favoriser le dépôt de minéraux mafiques au niveau de cette interface. Les minéraux gris foncés représentent les minéraux leucocrates tels que les feldspaths ou le quartz. Les minéraux noirs représentent les minéraux mafiques tels que les oxydes, les amphiboles ou les biotites.

2.5.3.4. *Litages*

Les litages observés dans l'intrusion de Tuolumne se séparent en deux groupes : les litages rythmiques similaires à ceux rencontrés dans la zone de Sawmill Canyon et les litages dans les filons essentiellement rencontrés dans la zone de Mammoth Peak. Le chapitre 3 explique en détail les possibilités de formation pour les litages rythmiques dans la zone de Sawmill Canyon. Les textures et les structures des litages rythmiques étant identiques dans la zone de Sawmill Canyon ou dans la zone de Mammoth Peak, des processus similaires sont probablement à l'origine de l'ensemble de ces structures.

Le deuxième type de litage correspond à des litages dans des filons. Ces litages se retrouvent essentiellement dans la zone de Mammoth Peak. Globalement, leur orientation est nord-sud et ils recoupent les litages rythmiques (Fig. 2.18c). Ces recoupements indiquent que les litages dans les filons se sont mis en place plus tardivement alors que la granodiorite de la zone de Mammoth Peak était à un stade de cristallisation plus avancé. La direction principale nord-sud des litages dans les filons est parallèle à l'allongement global de l'intrusion. Ceci indique que la zone de Mammoth Peak a été soumise à un régime de contrainte permettant l'ouverture de ces dykes. Dans la zone est de l'intrusion, une zone en cisaillement de direction nord-sud (Fig. 2.31a) a été mise en évidence au niveau du contact avec la roche encaissante (Tikoff *et al.*, 2005; Titus *et al.*, 2005). Cette zone semble être active au moment de la mise en place de la granodiorite de Cathedral Peak, c'est-à-dire assez tardivement dans le processus de mise en place de l'intrusion. Dans le cas de la zone de Sawmill Canyon, le cisaillement aurait pu être à l'origine d'ouvertures et aurait favorisé la remontée de magma et ainsi formé les structures complexes de cette zone (voir chapitre 3). Les granodiorites de la zone de Mammoth Peak étaient peut-être aussi en partie cristallisées

et les contraintes engendrées par la zone de cisaillement ont pu être accommodées de manière fragile par la mise en place de dykes dans cette zone. La figure 2.31b montre les différents mécanismes d'ouvertures possibles, (1) soit par extension et ouverture de type "pull-apart" (2) soit par création de fractures reliées à la zone de cisaillement.

La chimie roche totale (majeurs et traces), pour le litage dans le filon analysé, montre des valeurs très similaires aux granodiorites homogènes de type Half Dome que l'on retrouve dans la zone de Mammoth Peak. Ceci est compatible avec le fait que globalement les litages dans les filons ont les mêmes minéraux et à peu près dans les mêmes proportions que la granodiorite homogène de type Half Dome. Un mécanisme de formation possible serait d'imaginer l'accumulation de minéraux mafiques à partir d'un magma de composition proche des granodiorites pendant la mise en place des dykes. Cependant, il est difficile d'expliquer pourquoi les minéraux mafiques se retrouvent au centre des filons. En effet, dans un filon, la vitesse du magma n'est pas homogène, et en règle générale il y a un maximum de vitesse au centre du filon, là où le magma se déplace (Johnson & Pollard, 1973; Rubin, 1995). Par conséquent, les premiers minéraux à s'accumuler devraient se retrouver au niveau des épontes des filons, là où la vitesse est la plus faible.

Un autre mécanisme est donc nécessaire pour expliquer la formation de ce type de litage. Reid & Hamilton (1987) ont montré dans la région de la Sierra Nevada que des roches intrusives de composition rhyolitique et andésitique pouvaient se retrouver dans un même filon. Ces auteurs ont aussi montré que la composition globale d'un tel filon hybride pouvait avoir une composition roche totale proche de la granodiorite homogène de Half Dome. Reid & Hamilton (1987) ont aussi noté que, comme dans le cas des litages dans les filons de la zone de Mammoth Peak, la partie mafique est

souvent située au centre de ces filons. Le fait de faire circuler deux magmas de composition et de viscosités différentes dans un même conduit peut engendrer un début de mélange, mais qui reste souvent incomplet (Koyaguchi, 1987). En fait, le magma le moins visqueux (magma mafique) circule plus rapidement et se retrouve essentiellement au centre des filons composites (Koyaguchi, 1987; Reid & Hamilton, 1987). Ces observations sont en accord avec le fait que le maximum de vitesse se retrouve au centre des filons lors de leur mise en place (Johnson & Pollard, 1973; Rubin, 1995). La partie leucocrate, plus visqueuse, a tendance à être préservée vers les épontes du filon. Chimiquement, il est très difficile de montrer que deux magmas de compositions différentes ont circulé comagmatiquement dans un même dyke, car de la même façon que pour les enclaves mafiques, les minéraux provenant des deux magmas vont se rééquilibrer pour donner une roche de composition moyenne.

Quel que soit le processus mis en œuvre pour la formation de ces litages, les injections successives de magma dans le même filon sont susceptibles de compliquer les structures (Platten, 2000). Ces multiples injections permettraient d'expliquer par exemple les différentes zones d'accumulations mafiques dans un même filon (Figs. 2.18c et d). Elles permettraient aussi d'expliquer la formation du filon montrant trois parties parallèles bien distinctes (Fig. 2.18e). Ce filon se formerait donc par l'injection successive de trois magmas de composition légèrement différente en empruntant les mêmes réseaux de fracture. Ceci peut se produire s'il y a une ouverture par étapes des filons dans la zone de cisaillement.

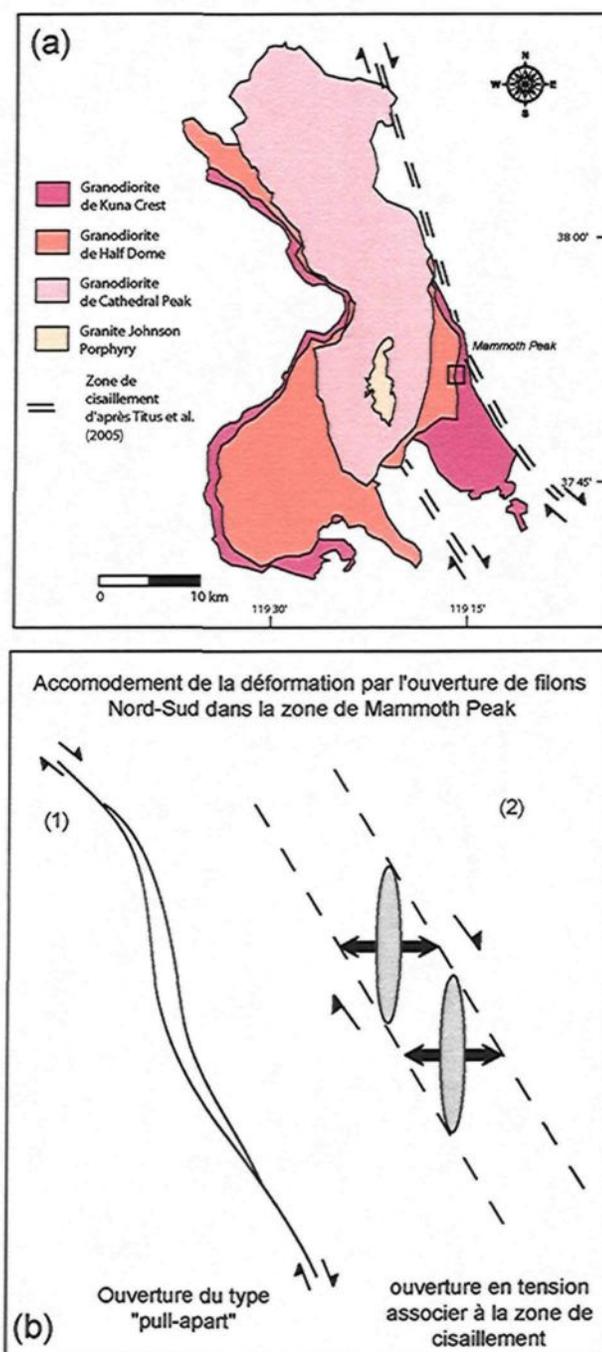


Fig. 2.31. Schéma expliquant l'ouverture de filon dans la zone de Mammoth Peak. a) Carte modifiée de Titus *et al.* (2005) montrant les principales zones de cisaillements dans la région de Tuolumne. B) Types d'ouvertures possibles dans les granodiorites de la région de Mammoth Peak.

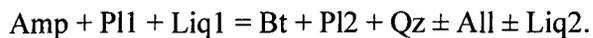
2.5.4. Hétérogénéités complexes

2.5.4.1. Structures en rides et colonnes

Les structures en rides et colonnes ont été décrites pour la première fois dans la région de Tuolumne par Žác & Paterson (2005). D'après la forme même de ces structures, ces auteurs imaginent qu'un magma leucocrate peut passer à travers une zone plus ou moins cristallisée riche en minéraux mafiques, tout d'abord en formant des rides puis celle-ci peuvent se rejoindre pour donner des colonnes (voir Fig. 2.19b). Nos observations permettent de compléter ces premières observations. En premier lieu, la pétrographie de ces roches montre que la partie leucocrate des rides et colonnes a une granulométrie fine, et une composition similaire à celle observée dans le filon de matériel leucocrate aplitique. La chimie roche totale de ces hétérogénéités montre aussi certaines similarités avec les analyses de matériel leucocrate aplitique. En particulier, les terres rares sont appauvries dans la roche totale de cette hétérogénéité avec un spectre concave de forme similaire à celui observé dans le matériel leucocrate (Fig. 2.25a). Ces observations permettent donc de penser que le matériel leucocrate formant les rides et les colonnes est prédominant pour la chimie globale de ce type de roche et la partie mélanocrate, ne joue pas un grand rôle dans la composition globale de l'hétérogénéité. Le matériel leucocrate formant les rides et les colonnes est probablement issu d'un liquide magmatique similaire au matériel dans les filons leucocrates aplitiques.

Le matériel mafique a une granulométrie plus grossière, similaire à celle observée dans la granodiorite ou dans les litages. Les observations de terrain montrent que ces hétérogénéités sont souvent associées à des litages rythmiques comme le montre la figure 2.19a. Il serait donc possible que la partie mafique des rides et colonnes corresponde à une accumulation de minéraux mafiques reliée aux litages rythmiques. La

seule différence qui existe entre les litages et la partie mafique des rides et colonnes est la quasi-absence d'amphibole dans cette dernière structure. Le fait de retrouver de rares petites amphiboles arrondies dans les rides et colonnes laisse supposer que des réactions avec le magma leucocrate se sont produites. Les amphiboles initialement présentes en grand nombre dans les litages rythmiques ne sont pas en équilibre chimique avec le magma leucocrate. Le non-équilibre des amphiboles avec le magma leucocrate pourrait venir du fait que ce magma est riche en K_2O et en H_2O . Dans l'intrusion de Tuolumne, plusieurs indices de cavité miarolitique, où s'est produite de la circulation hydrothermale, supportent l'hypothèse que le matériel leucocrate aplitique est riche en H_2O (Mustart & Horigan, 2000). Le contact entre ces magmas riches en K_2O et en H_2O avec les minéraux mafiques peut produire des réactions d'hydratation permettant la transformation de l'amphibole (Beard *et al.*, 2004). La biotite étant le seul minéral mafique de ces hétérogénéités, une réaction d'hydratation de l'amphibole pourrait donner comme produit de la biotite. Cette réaction pourrait ressembler à l'inverse d'une équation de fusion-déshydratation (Gardien *et al.*, 2000) et pourrait s'écrire comme suit :



Avec:

- Un Liq1 riche en SiO_2 , K_2O , Na_2O , OH, et un Liq2 légèrement appauvri en ces mêmes éléments comparés au Liq1
- Pl1 correspond à un plagioclase plus riche en anorthite que Pl2

Le fait que ces hétérogénéités proviendraient d'une réaction entre une accumulation de cristaux mafiques et un matériel magmatique leucocrate similaire à

celui dans les filons tardifs, implique encore une fois que le magma leucocrate arrive globalement tardivement dans le système, mais que dans certains cas les premières hétérogénéités déjà présentes ne sont pas complètement cristallisées et permettent un début de mélange des cristaux ("mingling") et des réactions entre les minéraux et les magmas.

2.5.4.2. Structures en "peigne" ou en "arbre"

Ces structures sont à différencier des litages en peigne déjà observés dans d'autres plutons granitiques (Moore & Lockwood, 1973) ou dans des roches plus mafiques (Taubeneck & Poldervaart, 1960; Donaldson, 1977). En effet, ces auteurs observaient que des cristaux (généralement des plagioclases dans les granites) sont allongés et orientés perpendiculairement au litage. Pour expliquer l'orientation de ces cristaux parfois ramifiés (Lofgren & Donaldson, 1975; Donaldson, 1977), un processus de surfusion ("supercooling") a souvent été invoqué. Dans le cas de l'intrusion de Tuolumne, les structures en "peigne" ou en "arbre" sont bien différentes. En effet, il n'y a pas de cristaux allongés en tant que tels. Les doigts leucocrates, formant la structure en "peigne" ou en "arbre" dans ce type de litage, sont formés de plusieurs cristaux de quartz, feldspath potassique, et plagioclase similaires à ceux observés dans les roches granodioritiques. De plus, dans la majorité des cas, ces doigts leucocrates sont concentrés au-dessus de zones déjà enrichies en matériel leucocrate situées au sommet des litages sous-jacents (Fig. 2.21a). Ceci laisse donc supposer que le matériel felsique devait dériver d'un magma évolué appauvri en minéraux mafiques, qui a cristallisé sous forme de doigts allongés perpendiculairement aux litages. Étant donné la ramification vers le sommet des litages pour les structures en "arbre", il est possible d'imaginer que

ce magma felsique remonte à travers les litages et se ramifie dans la partie supérieure du lit. La figure 2.21c montre que parfois les litages peuvent être recoupés complètement par la partie leucocrate (voir la flèche). La composition du matériel mafique dans ces structures en "peigne" est particulière. En effet les principaux minéraux mafiques sont la magnétite et la biotite. L'origine d'une telle accumulation n'est pas toujours facile à expliquer. Pourtant, les observations de terrain des structures en "peigne" montrent toujours une association avec les litages rythmiques. De plus, le seul endroit dans l'intrusion où il est possible de retrouver un tel enrichissement en magnétite correspond à la base des litages rythmiques. Une hypothèse pour la formation de cette partie mafique dans les structures en "peigne" est qu'elle correspondrait à la base d'un litage rythmique. L'origine du magma felsique peut être facilement expliquée par un processus de cristallisation fractionnée. Le magma interstitiel, dont la chimie évolue lors de la cristallisation, devient de plus en plus leucocrate et a tendance à remonter par différence de densité (Langmuir, 1989 ; Hallot *et al.* 1996). Il peut alors s'accumuler à l'interface entre deux lits dans la partie supérieure du litage sous-jacent. Ce liquide piégé peut alors remonter par compaction due au poids et à l'épaississement de la pile de cumulats lors de la cristallisation du magma. Encore une fois, les phénomènes d'agitation reliés au tremblement de terre dans la chambre magmatique, peuvent aussi aider au déplacement des liquides piégés par réorganisation de la pile de cumulats. La quasi-absence de l'amphibole pourrait être expliquée comme dans le cas des rides et colonnes par la réaction d'hydratation de ce minéral avec le magma leucocrate évolué.

2.6. CONCLUSION

L'intrusion de Tuolumne, d'après les auteurs antérieurs et nos observations, semble bien constituée d'injections de magmas légèrement différentes qui se mettraient en place les unes après les autres (Kistler *et al.*, 1986; Coleman *et al.*, 2004). L'origine de ces magmas calcoalcalins est probablement mixte avec une composante mantélique et une composante crustale (Barbarin, 1999). Les évidences de ces mélanges de magmas différents sont encore bien visibles et sont représentés par les enclaves mafiques ou les minéraux avec des zonations complexes. La mise en place de ces magmas se fait à faible profondeur (Ague, 1997), mais le refroidissement et la cristallisation sont relativement long (Coleman *et al.*, 2004). Pourtant même si ces magmas semblent séparés dans le temps et dans l'espace, de nombreux phénomènes de mélange chimique ("mixing") ou mécanique ("mingling") sont présents. Ces phénomènes sont surtout visibles dans les zones de contact entre les différents types de granodiorites comme dans la zone de Mammoth Peak ou de Sawmill Cayon. De plus, des phénomènes de cristallisation fractionnée ou de contamination avec des blocs d'effondrement ("stopping") peuvent aussi venir se superposer et compliquer la mise en place. Tous ces phénomènes conduisent à la formation d'hétérogénéités millimétriques à métriques. Certaines des hétérogénéités rencontrées dans l'intrusion se produisent plus à l'état magmatique comme la formation des litages rythmiques, des schlieren ou les accumulations de cristaux. D'autres semblent plus tardifs comme les filons leucocrates, les litages dans les filons, les rides et colonnes ou les structures en "peigne" ou en "arbre". Toutes ces hétérogénéités sont donc importantes, car elles représentent des indices d'un phénomène qui s'est produit lors de la mise en place du pluton. Bien sûr toutes les hétérogénéités ne sont pas conservées et les courants magmatiques ou les

injections successives de magma doivent détruire une partie de celles-ci. Pour qu'elles soient conservées, il faut imaginer que le magma devait déjà avoir un certain pourcentage de cristallisation qui peut varier au cours du temps et selon le type d'hétérogénéités.

Concernant le problème global de la mise en place de l'intrusion de Tuolumne, il est difficile de généraliser nos observations à toute l'intrusion. Pourtant dans nos zones d'études, certaines observations impliquent que des mélanges magmatiques sont présents même entre les différentes granodiorites. Ceci indique que le modèle de mise en place par des dykes dans des granitoïdes déjà solidifiés (Glazner *et al.*, 2004) est plus difficilement probable dans ces zones. Nos observations semblent plutôt supporter un modèle d'injections multiples de magma dans une partie de la chambre magmatique avec un fort degré de cristallisation. Les dykes s'ils se produisent se formeraient plutôt à travers des piles de cristaux non consolidées.

Une étude plus détaillée de litages rythmiques qui se forment précocement dans le système sera donc développée dans le chapitre suivant. Elle permettra de mieux se rendre compte de la possibilité de former des hétérogénéités de grande dimension à partir d'un matériel relativement riche en cristaux en domaine magmatique.

2.7. RÉFÉRENCE

- Ague, J. J. (1997). Thermodynamic calculation of emplacement pressures for batholithic rocks, California: Implications for the aluminum-in-hornblende barometer. *Geology* **25**, 563-566.
- Ague, J. J. & Brimhall, G. H. (1988). Magmatic arc asymmetry and distribution of anomalous plutonic belts in the batholiths of California - effects of assimilation, crustal thickness, and depth of crystallization. *Geological Society of America Bulletin* **100**, 912-927.
- Arth, J. G. (1976). Behavior of trace-elements during magmatic processes - summary of theoretical models and their applications. *Journal of Research of the US Geological Survey* **4**, 41-47.
- Arvin, M., Dargahi, S. & Babaei, A. A. (2004). Mafic microgranular enclave swarms in the Chenar granitoid stock, NW of Kerman, Iran: evidence for magma mingling. *Journal of Asian Earth Sciences* **24**, 105-113.
- Barbarin, B. (1988). Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard diorite and the Saint-Julien-La-Vetre monzogranite (Nord-Forez, Massif Central, France). *Canadian Journal of Earth Sciences* **25**, 49-59.
- Barbarin, B. (1990). Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra-Nevada Batholith, California. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets* **95**, 17747-17756.
- Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* **46**, 605-626.
- Barbarin, B. (2005). Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada Batholith, California: Nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos* **80**, 155-177.
- Barbey, P., Gasquet, D., Pin, C. & Bourgeix, A. L. (2008). Igneous banding, schlieren and mafic enclaves in calc-alkaline granites: The Budduso pluton (Sardinia). *Lithos* **104**, 147-163.
- Barrière, M. (1981). On curved laminae, graded layers, convection currents and dynamic crystal sorting in the Ploumanach (Brittany) subalkaline granite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **77**, 214-224.
- Bartley, J. M., Coleman, D. S. & Glazner, A. F. (2008). Incremental pluton emplacement by magmatic crack-seal. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* **97**, 383-396.

- Bateman, P. C. (1992). Plutonism in the central part of the Sierra Nevada Batholith, California. U.S. Geological Survey Professional Paper 1483, 186 pp.
- Bateman, P. C. & Chappell, B. W. (1979). Crystallization, fractionation, and solidification of the Tuolumne Intrusive Series, Yosemite-national-park, California. *Geological Society of America Bulletin* **90**, 465-482.
- Bateman, P. C., Chappell, B. W., Kistler, R. W., Peck, D. L. & Busacca, A. J. (1988). Tuolumne Meadows quadrangle, California-Analytic data. U.S. Geological Survey Bulletin 1819, 43 pp.
- Bateman, P. C. & Eaton, J. P. (1967). Sierra Nevada Batholith - batholith was generated within a synclinorium. *Science* **158**, 1407-1417.
- Bateman, P. C., Kistler, R. W., Peck, D. L. & Busacca, A. J. (1983). Geologic map of the Tuolumne Meadows Quadrangle, Yosemite National Park, California Report: GQ-1570. U. S. Geological Survey.
- 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.
- Brooks, C. K., Henderson, P. & Ronsbo, J. G. (1981). Rare-earth partition between allanite and glass in the obsidian of sandy-braes, Northern-Ireland. *Mineralogical Magazine* **44**, 157-160.
- Carlier, G. & Lorand, J. P. (2008). Zr-rich accessory minerals (titanite, perrierite, zirconolite, baddeleyite) record strong oxidation associated with magma mixing in the south Peruvian potassic province. *Lithos* **104**, 54-70.
- Clarke, D. B., Henry, A. S. & White, M. A. (1998). Exploding xenoliths and the absence of 'elephants' graveyards' in granite batholiths. *Journal of Structural Geology* **20**, 1325-1343.
- Coleman, D. S., Gray, W. & Glazner, A. F. (2004). Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. *Geology* **32**, 433-436.
- Collins, W. J., Flood, R. H., Vernon, R. H. & Shaw, S. E. (1989). The Wuluma granite, Arunta Block, Central Australia - an example of insitu, near isochemical granite formation in a granulite-facies terrane. *Lithos* **23**, 63-83.
- Collins, W. J., Richards, S. R., Healy, B. E. & Ellison, P. I. (2000). Origin of heterogeneous mafic enclaves by two-stage hybridisation in magma conduits (dykes) below and in granitic magma chambers. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* **91**, 27-45.

- Condie, K. C. (1993). Chemical-composition and evolution of the upper continental-crust - contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology* **104**, 1-37.
- D'Lemos, R. S. (1992). Magma-mingling and melt Modification between granitic pipes and host diorite, Guernsey, Channel Islands. *Journal of the Geological Society* **149**, 709-720.
- Davis, M., Koenders, M. A. & Petford, N. (2007). Vibro-agitation of chambered magma. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **167**, 24-36.
- Debon, F. & Lefort, P. (1988). A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations - Principles, method, applications. *Bulletin De Mineralogie* **111**, 493-510.
- Didier, J. & Barbarin, B. (1991). *Enclaves and granite petrology*. Elsevier: Amsterdam, 625 pp.
- Donaldson, C. H. (1977). Laboratory duplication of comb layering in Rhum Pluton. *Mineralogical Magazine* **41**, 323-336.
- Engebretson, D. C., Cox, A. & Gordon, R. G. (1985). Relative motions between oceanic plates of the Pacific Basin. *Geological Society of America Special Paper* **206**, 206-259.
- Farris, D. W. & Paterson, S. R. (2007). Contamination of silicic magmas and fractal fragmentation of xenoliths in Paleocene plutons on Kodiak Island, Alaska. *Canadian Mineralogist* **45**, 107-129.
- Fiske, R. S. & Tobisch, O. T. (1994). Middle cretaceous ash-flow tuff and caldera-collapse deposit in the minarets-caldera, East-Central Sierra-Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin* **106**, 582-593.
- Fowler, T. K. & Paterson, S. R. (1997). Timing and nature of magmatic fabrics from structural relations around stoped blocks. *Journal of Structural Geology* **19**, 209-224.
- Frey, F. A., Chappell, B. W. & Roy, S. D. (1978). Fractionation of rare-earth elements in Tuolumne Intrusive Series, Sierra-Nevada Batholith, California. *Geology* **6**, 239-242.
- Fujimaki, H. (1986). Partition-coefficients of Hf, Zr, and Ree between zircon, apatite, and liquid. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **94**, 42-45.
- Gardien, V., Thompson, A. B. & Ulmer, P. (2000). Melting of biotite plus plagioclase plus quartz gneisses: the role of H₂O in the stability of amphibole. *Journal of Petrology* **41**, 651-666.

- Glazner, A. F., Bartley, J. M., Coleman, D. S., Gray, W. & Taylor, R. Z. (2004). Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? *GSA Today* **14**, 4-11.
- Hallot, E., Davy, P., Bremond d'ars, J., Auvray, B., Matrin, H. & Van Damme, H. (1996). Non-Newtonian effects during injection in partially crystallised magmas. *Journal of Volcanology and geothermal Research* **71**, 31-44.
- Hawkins, D. P. & Wiebe, R. A. (2004). Discrete stopping events in granite plutons: A signature of eruptions from silicic magma chambers? *Geology* **32**, 1021-1024.
- Hibbard, M.J., 1991. Textural Anatomy of Twelve Magma-Mixed Granitic Systems. In: *Enclaves and Granite Petrology*. Didier, J. and B. Barbarin (Eds.). Elsevier, Amsterdam pp: 431-444.
- Higgins, J. B. & Ribbe, P. H. (1976). Crystal-chemistry and space groups of natural and synthetic titanites. *American Mineralogist* **61**, 878-888.
- Higgins, M. D. (1999). Origin of megacrysts in granitoids by textural coarsening; a crystal size distribution (CSD) study of microcline in the Cathedral Peak Granodiorite, Sierra Nevada, California. In: Castro, A., Fernandez, C. & Vigneresse, J. L. (eds.) *Understanding granites*. Geological Society of London, London, 207-219
- Hoskin, P. W. O., Kinny, P. D., Wyborn, D. & Chappell, B. W. (2000). Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: an integrated approach. *Journal of Petrology* **41**, 1365-1396.
- Huber, N. K., Bateman, P. C. & Wahrhaftig, C. (1989). Geologic map of Yosemite National Park and Vicinity, California. *U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigation Series*, map I-1874
- Hughes, C. J. (1971). Anatomy of a granophyre intrusion. *Lithos* **4**, 403-415.
- Humphrey, M. C. S., Blundy, J. D. & Sparks, R. S. J. (2006). Magma evolution and open-system processes at shiveluch volcano: insights from phenocryst zoning. *Journal of Petrology* **47**, 2303-2334.
- Hwang, K. S., German, R. M. & Lenel, F. V. (1987). Capillary forces between spheres during agglomeration and liquid-phase sintering. *Metallurgical Transactions a-Physical Metallurgy and Materials Science* **18**, 11-17.
- Irvine, T. N. (1987). Layering and related structures in Duke Island and Skaergaard intrusions: similarities, differences and origins. In: Parsons, I. (ed.) *Origins of Igneous Layering*. Reidel Inc., Dordrecht, Netherlands, 185-245.

- Janousek, V., Bowes, D. R., Braithwaite, C. J. R. & Rogers, G. (2000). Microstructural and mineralogical evidence for limited involvement of magma mixing in the petrogenesis of a Hercynian high-K calc-alkaline intrusion: the Kozarovice granodiorite, Central Bohemian Pluton, Czech Republic. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* **91**, 15-26.
- Johnson, A. M. & Pollard, D. D. (1973). Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in Henry Mountains, Utah .1. Field observations, Gilberts model, physical properties and flow of magma. *Tectonophysics* **18**, 261-309.
- Kerrick, D. M. (1969). K-feldspar megacrysts from a porphyritic quartz monzonite Central Sierra Nevada, California. *American Mineralogist* **54**, 839-847.
- Kistler, R. W., Chappell, B. W., Peck, D. L. & Bateman, P. C. (1986). Isotopic variation in the Tuolumne Intrusive Suite, Central Sierra-Nevada, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **94**, 205-220.
- Kistler, R. W. & Fleck, R. J. (1994). Field guide for a transect of the Central Sierra Nevada, California: geochronology and isotope geology. U.S. Geological Survey, Open-file Report 94-267, 50 pp.
- Koyaguchi, T. (1987). Magma mixing in a squeezed conduit. *Earth and Planetary Science Letters* **84**, 339-344.
- Langmuir, C. H. (1989). Geochemical consequences of insitu crystallization. *Nature* **340**, 199-205.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. & Guo, Y. Z. (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *American Mineralogist* **82**, 1019-1037.
- Lee, C.-T. A., Morton, D. M., Kistler, R. W. & Baird, A. K. (2007). Petrology and tectonics of Phanerozoic continent formation: from island arcs to accretion and continental arc magmatism. *Earth and Planetary Science Letters* **263**, 370-387.
- Lipman, P., Dungan, M. & Bachmann, O. (1997). Comagmatic granophyric granite in the Fish Canyon Tuff, Colorado: Implications for magma-chamber processes during a large ash-flow eruption. *Geology* **25**, 915-918.
- Lofgren, G. E. & Donaldson, C. H. (1975). Curved branching crystals and differentiation in comb-layered rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **49**, 309-319.

- Mahood, G. & Hildreth, W. (1983). Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **47**, 11-30.
- McDonough, W. F. & Sun, S. S. (1995). The composition of the earth. *Chemical Geology* **120**, 223-253.
- McNulty, B. A., Tobisch, O. T., Cruden, A. R. & Gilder, S. (2000). Multistage emplacement of the Mount Givens Pluton, central Sierra Nevada Batholith, California. *Geological Society of America Bulletin* **112**, 119-135.
- McNulty, B. A., Tong, W. X. & Tobisch, O. T. (1996). Assembly of a dike-fed magma chamber: The Jackass lakes pluton, central Sierra Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin* **108**, 926-940.
- 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.
- Moore, J. G. & Lockwood, J. P. (1973). Origin of comb layering and orbicular structure, Sierra Nevada Batholith, California; reply. *Geological Society of America Bulletin* **84**, 1-20.
- Mustart, D. A. & Horigan, M. J. (2000). Hydrothermal pipes in three granitic plutons of the Tuolumne Intrusive Suite, Sierra Nevada Batholith, California. Geological Society of America, annual meeting Abstracts with Programs - *Geological Society of America* **32**, 52.
- Nash, W. P. & Crecraft, H. R. (1985). Partition-coefficients for trace-elements in silicic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **49**, 2309-2322.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H. & Zak, J. (2005). Mechanical instabilities and physical accumulation of K-feldspar megacrysts in granitic magma, Tuolumne Batholith, California, USA. *Journal of Virtual Explorer*, <http://virtualexplorer.com.au/journal/2005/18/paterson/>.
- Paterson, S. R., Žák, J. & Janoušek, V. (2008). Growth of complex sheeted zones during recycling of older magmatic units into younger: Sawmill Canyon area, Tuolumne batholith, Sierra Nevada, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **177**, 457-484.
- Pearce, J. A. & Norry, M. J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic-rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **69**, 33-47.
- Phillips, E. R. (1974). Myrmekite - one hundred years later. *Lithos* **7**, 181-194.

- Piccoli, P., Candela, P. & Rivers, M. (2000). Interpreting magmatic processes from accessory phases: titanite - a small-scale recorder of large-scale processes. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences* **91**, 257-267.
- Pignotta, G. S. & Paterson, S. R. (2007). Voluminous stoping in the Mitchell peak granodiorite, Sierra Nevada Batholith, California, USA. *Canadian Mineralogist* **45**, 87-106.
- Platten, I. M. (2000). Incremental dilation of magma filled fractures: evidence from dykes on the Isle of Skye, Scotland. *Journal of Structural Geology* **22**, 1153-1164.
- Propach, G. (1976). Models of filter differentiation. *Lithos* **9**, 203-209.
- Reid, J. B., Evans, O. C. & Fates, D. G. (1983). Magma mixing in granitic rocks of the Central Sierra-Nevada, California. *Earth and Planetary Science Letters* **66**, 243-261.
- Reid, J. B. & Hamilton, M. A. (1987). Origin of Sierra Nevadan granite - evidence from small-scale composite dikes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **96**, 441-454.
- Reid, J. B., Murray, D. P., Hermes, O. D. & Steig, E. J. (1993). Fractional crystallization in granites of the Sierra-Nevada - how important is it. *Geology* **21**, 587-590.
- Rubin, A. M. (1995). Propagation of magma-filled cracks. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **23**, 287-336.
- Salby, E. & Martin, H. (2008). Mafic and felsic magma interaction in granites: the Hercynian Karkonosze Pluton (Sudetes, Bohemian Massif). *Journal of Petrology* **49**, 353-391.
- Sawyer, E. W. (2000). Grain-scale and outcrop-scale distribution and movement of melt in a crystallising granite. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* **91**, 73-85.
- Sawyer, E. W. (2001). Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. *Journal of Metamorphic Geology* **19**, 291-309.
- Schmidt, M. W. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **110**, 304-310.
- Schwindinger, K. R. & Anderson, A. T. (1989). Synneusis of Kilauea Iki olivines. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **103**, 187-198.

- Sibson, R. H. (1996). Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *Journal of Structural Geology* **18**, 1031-1042.
- Solgadi, F., Moyen, J. F., Vanderhaeghe, O., Sawyer, E. W. & Reisberg, L. (2007). The role of crustal anatexis and mantle-derived magmas in the genesis of synorogenic Hercynian granites of the Livradois area, French Massif Central. *Canadian Mineralogist* **45**, 581-606.
- Sparks, R. S., Huppert, H. E., Koyaguchi, T. & Hallworth, M. A. (1993). Origin of modal and rhythmic igneous layering by sedimentation in a convecting magma chamber. *Nature* **361**, 246-249.
- Taubeneck, W. H. & Poldervaart, A. (1960). Geology of the Elkhorn Mountains, Northeastern Oregon .2. Willow Lake intrusion. *Geological Society of America Bulletin* **71**, 1295-1321.
- Taylor, S. R. & McLennan, S. M. (1981). The composition and evolution of the continental-crust - rare-earth element evidence from sedimentary-rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series a-Mathematical Physical and Engineering Sciences* **301**, 381-399.
- Tikoff, B., Davis, M. R., Teyssier, C., Blanquat, M. D. S., Habert, G. & Morgan, S. (2005). Fabric studies within the Cascade Lake shear zone, Sierra Nevada, California. *Tectonophysics* **400**, 209-226.
- Titus, S. J., Clark, R. & Tikoff, B. (2005). Geologic and geophysical investigation of two fine-grained granites, Sierra Nevada Batholith, California: Evidence for structural controls on emplacement and volcanism. *Geological Society of America Bulletin* **117**, 1256-1271.
- Tobisch, O. T., McNulty, B. A. & Vernon, R. H. (1997). Microgranitoid enclave swarms in granitic plutons, central Sierra Nevada, California. *Lithos* **40**, 321-339.
- Tobisch, O. T., Saleeby, J. B., Renne, P. R., McNulty, B. & Tong, W. X. (1995). Variations in deformation fields during development of a large-volume magmatic arc, Central Sierra-Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin* **107**, 148-166.
- U.S.G.S (1966). Geologic map of California. *U.S. Geological Survey and California Division of Mines and Geology: Miscellaneous Geologic Investigations*, map I-512.
- Vernon, R. H. (1984). Microgranitoid enclaves in granites - globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature* **309**, 438-439.
- Vernon, R. H. (1986). K-feldspar megacrysts in granites - phenocrysts, not porphyroblasts. *Earth-Science Reviews* **23**, 1-63.

- Vernon, R. H. & Paterson, S. R. (2008). How late are K-feldspar megacrysts in granites? *Lithos* **104**, 327-336.
- Wada, H., Harayama, S. & Yamaguchi, Y. (2004). Mafic enclaves densely concentrated in the upper part of a vertically zoned felsic magma chamber: The Kurobegawa granitic pluton, Hida Mountain Range, central Japan. *Geological Society of America Bulletin* **116**, 788-801.
- 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 Bulletin* **113**, 508-520.
- Wiebe, R. A. (1996). Mafic-silicic layered intrusions: The role of basaltic injections on magmatic processes and the evolution of silicic magma chambers. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* **87**, 233-242.
- Wiebe, R. A., Blair, K. D., Hawkins, D. P. & Sabine, C. P. (2002). Mafic injections, in situ hybridization, and crystal accumulation in the Pyramid Peak granite, California. *Geological Society of America Bulletin* **114**, 909-920.
- Wiebe, R. A., Jellinek, M., Markley, M. J., Hawkins, D. P. & Snyder, D. (2007). Steep schlieren and associated enclaves in the Vinalhaven granite, Maine: possible indicators for granite rheology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **153**, 121-138.
- Žák, J. & Klominsky, J. (2007). Magmatic structures in the Krkonose-Jizera Plutonic Complex, Bohemian Massif: evidence for localized multiphase flow and small-scale thermal-mechanical instabilities in a granitic magma chamber. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **164**, 254-267.
- Žák, J. & Paterson, S. R. (2005). Characteristics of internal contacts in the Tuolumne Batholith, central Sierra Nevada, California (USA); implications for episodic emplacement and physical processes in a continental arc magma chamber. *Geological Society of America Bulletin* **117**, 1242-1255.
- Žák, J., Paterson, S. R. & Memeti, V. (2007). Four magmatic fabrics in the Tuolumne batholith, central Sierra Nevada, California (USA): Implications for interpreting fabric patterns in plutons and evolution of magma chambers in the upper crust. *Geological Society of America Bulletin* **119**, 184-201.

CHAPITRE 3

**FORMATION OF IGNEOUS LAYERING IN
GRANODIORITE BY GRAVITY FLOW: A FIELD,
MICROSTRUCTURE AND GEOCHEMICAL STUDY OF
TUOLUMNE INTRUSIVE SUITE AT SAWMILL
CANYON, CALIFORNIA**

F. Solgadi & E.W. Sawyer

Département des Sciences Appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi,
Québec G7H 2B1, CANADA

Journal of Petrology 2008, Vol. 49, pp 2009-2042

3.1. ABSTRACT

Layered granites and granodiorites occur in many plutons. They occur, together with non-layered granodiorites, at the margin of the Tuolumne Intrusive Suite, one of the largest late Cretaceous intrusions in the Sierra Nevada. Results from field observations, quantitative microstructural analysis and whole rock compositions from the non-layered Kuna Crest, Half Dome and Cathedral Peak granodiorites and layered granodiorites from the Sawmill Canyon area are compared to determine which processes contributed to the formation of the layering.

The non-layered granodiorites have foliated but homogeneous microstructures, which are attributed to the orientation of crystals with high aspect ratios when the magma flowed, before solidification; their compositions are consistent with magma mixing and fractional crystallization. The microstructure in the layered granodiorite is heterogeneous, and shows normal gradation of the dense, primocryst minerals magnetite, hornblende and titanite at the base, and inverse size gradation with large crystals of the less dense primocryst phases plagioclase and biotite at the top, and a systematic change in the preferred orientation of minerals from base to top. Macroscopic structures in the layers indicate erosion and the action of traction currents when the layers formed, and the sinking of the dense minerals and rise of interstitial melt immediately afterwards. The layered rocks have similar grain size and mineral compositions to the non-layered granodiorites, and thus could be derived from the same magmas as the Kuna Crest, Half Dome and Cathedral Peak non-layered granodiorites. The major and trace element patterns in the layered rocks are very different from those in the non-layered rocks and indicate a strong segregation of crystals during formation of the layers. However, the separation process did not fractionate the main rare earth

element-bearing phases from one another. The macrostructure and microstructural features in the layers resemble those from hyper-concentrated sediment gravity flows. The layering is interpreted to have formed from gravity flows of melt and crystals initiated by syn-magmatic tectonic deformation and seismic shaking. Two types of layering are identified; one, called normal layering, represents material derived from a single granodiorite magma and deposited from a relatively low energy gravity flow. Whereas the other, called melanocratic layering, incorporated mafic minerals eroded from the substrate, had their felsic tops eroded off by subsequent flows, incorporated crystals from more than one magma source and formed from gravity flows that had higher energy.

3.2. INTRODUCTION

Layered structures are common in both sedimentary and igneous rocks, however, the manner in which the layering, and the processes that formed it, have been studied is markedly different in each rock type. Most layered structures in sediments formed during the depositional process and, consequently, much research has concentrated on studying the grain fabrics, the microstructure and the mesostructure that develops in natural sediments or experiments, as a means of identifying which kinds of flow processes were active during deposition. This approach has been very successful, for example, in correlating changes in the physical character of sediments with the concentration of solid material in density flows (e.g., (Lowe, 1982; Fisher, 1983; Lowe, 1988; Mulder & Alexander, 2001). Igneous layering is particularly well known from intrusive bodies of mafic and ultramafic composition, and many processes, ranging from the settling of crystals (Wager *et al.*, 1960) to growth at convective boundary

layers (Irvine *et al.*, 1998) have been proposed to account for its formation, see the summary in Naslund & McBirney (1996). However, in contrast to the practice in sedimentology, virtually all the processes that have been proposed for igneous rocks are based on conceptual models, or on the rocks' mineralogical and compositional characteristics, combined with a consideration of the relevant phase diagrams, rather than using the microstructure of the layers to investigate the processes which created them. An explanation for the difference in approach may be that some of the most striking forms of layering in mafic rocks, e.g., layers of chromite and rhythmic layering, are dominated by essentially equant minerals. Fabric studies have been used to investigate flow in mafic dykes (Shelley, 1985) and in ophiolites (e.g., Benn *et al.*, 1988; Nicolas, 1992).

Layered structures have been reported from felsic plutons from a wide range of tectonic settings (Gilbert, 1906; Emeleus, 1963; Aucott, 1965; Wilshire, 1969; Barrière, 1981; Friend *et al.*, 1985; Clarke & Clarke, 1998; Weinberg *et al.*, 2001; Pons *et al.*, 2006; Žák & Klominsky, 2007; Barbey *et al.*, 2008) from around the world. However, the layering in felsic rocks is not generally considered to have formed in the same way as the layering in mafic rocks (or sediments) because of the higher viscosity of felsic magmas. Nevertheless, gravitational settling, the sinking of dense minerals in the less dense felsic melt that contains them (Claxton, 1968; Clarke & Clarke, 1998), was one of the first processes put forward to explain layering in granite (Barrière, 1981; Pons *et al.*, 2006). Irvine (1987) considered that convection within the crystallizing magma can assist the density-driven separation of minerals, and thus contribute to the formation of layering. Barbey *et al.* (2008) have proposed that hydrodynamic sorting (i.e., by size and shape of particles) in density currents can form layers in felsic plutons.

More dynamic mechanisms, still driven by gravity, but which include the flow of magma, have been proposed to account for layering with more complex, non-planar morphologies. Weinberg *et al.* (2001) have outlined a filter pressing process driven by the gradient in magma pressure across an interface in a crystal mush that is undergoing compaction. Residual melt moves out through the more crystallized magma, consequently, crystals “accumulate” at the interface, but on the side of the less crystallized magma. In situ fractional crystallization at a boundary layer is another process that has been invoked for the formation of layering. In this process the composition of a magma close to the interface between the crystal pile and the relatively crystal-free magma controls which phases are next to crystallize and, as the magma composition evolves, can produce a fine-scale modal layering parallel to the crystallization front. This process, initially proposed for mafic and ultramafic rocks (McBirney & Noyes, 1979; Langmuir, 1989), has been applied to granitic rocks (Pupier *et al.*, 2008), but it appears to be difficult to quantify (Pons *et al.*, 2006). Many open-system mechanisms have also been proposed. For example, the incomplete mixing and the stretching (transposition) of two, or more, different magmas intruded into a syn-plutonic shear zone can produce strongly layered rocks (Gasquet *et al.*, 1995; Lucas & St-Onge, 1995).

Since different processes could occur concurrently in the various part of a single pluton, no one mechanism may be responsible for all the layering found in a felsic pluton (Barbey *et al.*, 2008). The mechanisms which form the layering in felsic plutons can be divided into five broad categories. 1) Processes related to crystallization of the magma, such as crystal fractionation. 2) Hydrodynamic processes which redistribute crystals and includes, but is not restricted to, various kinds of density flows, erosion and

slumping. 3) Growth in a boundary layer. 4) Submagmatic processes due to the movement of melt through piles of crystals. 5) Injection and attenuation (transposition) of different batches of magma, with or without mixing, mingling or diffusive exchange between the batches. Thus, it is important to analyse and quantify each individual layered structure so as to understand which processes contributed to its formation.

Previous studies on the layered structures in felsic plutons have proposed mechanisms and processes that are primarily based on field observations and, in some cases, whole rock compositions. At present very little is known about the microstructure, i.e., the arrangement (distribution, orientation and size), shape and internal features of the constituent crystals (Vernon, 1976) found in the layers. This lack of information severely limits our ability to identify the mechanisms that could have produced the layering. Therefore, in this study of layered rocks from part of the Tuolumne Intrusive Suite, we build on the meso- and macrostructural information obtained from field observations by quantifying the microstructure of both the layered and non-layered rocks through measurement of the size, orientation, composition and distribution of their constituent minerals. Then, we compare the results from the layered and non-layered rocks in order to identify which processes have contributed to the formation of the layering in parts of this batholith.

3.3. GEOLOGICAL SETTING

The Sierra Nevada batholith (Fig. 3.1a) is part of a NNW-oriented Mesozoic (Jurassic to Cretaceous) continental magmatic arc. Most of the batholith consists of granitic intrusions of Cretaceous age (Tobisch *et al.*, 1995). The rocks exposed in the northern part of the Sierra Nevada batholith (Bateman, 1992) have crystallized at depths

corresponding to between 2.4 and 3.1 kbar (e.g., Ague, 1997). Some evidence of Cretaceous eruptive magmas equivalent to the intrusive ones has been found in the northern part of the batholith (Fiske & Tobisch, 1994). The youngest intrusions occur at the eastern margin of the batholith and are Cretaceous in age and calc-alkaline granodiorite in composition (Kistler *et al.*, 1986; Tikoff *et al.*, 2005). The Tuolumne Intrusive Suite in California, (Fig. 3.1b) covers approximately 1100 km² and is one of the largest intrusive complexes of this younger group (Huber *et al.*, 1989). The western edge of the Tuolumne Intrusive Suite was emplaced into early- to mid-Cretaceous granites and Paleozoic metasedimentary rocks (now preserved as pendants), and the eastern edge intruded into metavolcanic and metasedimentary rocks of Triassic to Cretaceous age (Albertz, 2006). The contact with the host rocks is steeply dipping, and numerous stoped blocks of country rock occur along the margin of the granodiorite (Fig. 3.2). Recent geochronological studies indicate that the Tuolumne Intrusive Suite was emplaced between 92 and 85 Ma (e.g., Coleman *et al.*, 2004). This range of ages, together with the Sr/Nd isotopic data (Kistler *et al.*, 1986) suggests that the batholith was assembled from several different batches of magma, possibly as innumerable dykes (Glazner *et al.*, 2004). The isotopic data and the presence of mafic microgranular enclaves (MME) in many places indicates that mixing between mafic and felsic magmas occurred during the creation of the magmas from which the Tuolumne Intrusive Suite was derived (Barbarin, 2005).

The batholith comprises four major units (Fig. 3.1b); some contacts between the units are relatively sharp, whereas others are gradational (Bateman, 1992; Žák & Paterson, 2005). The four units are summarized below.

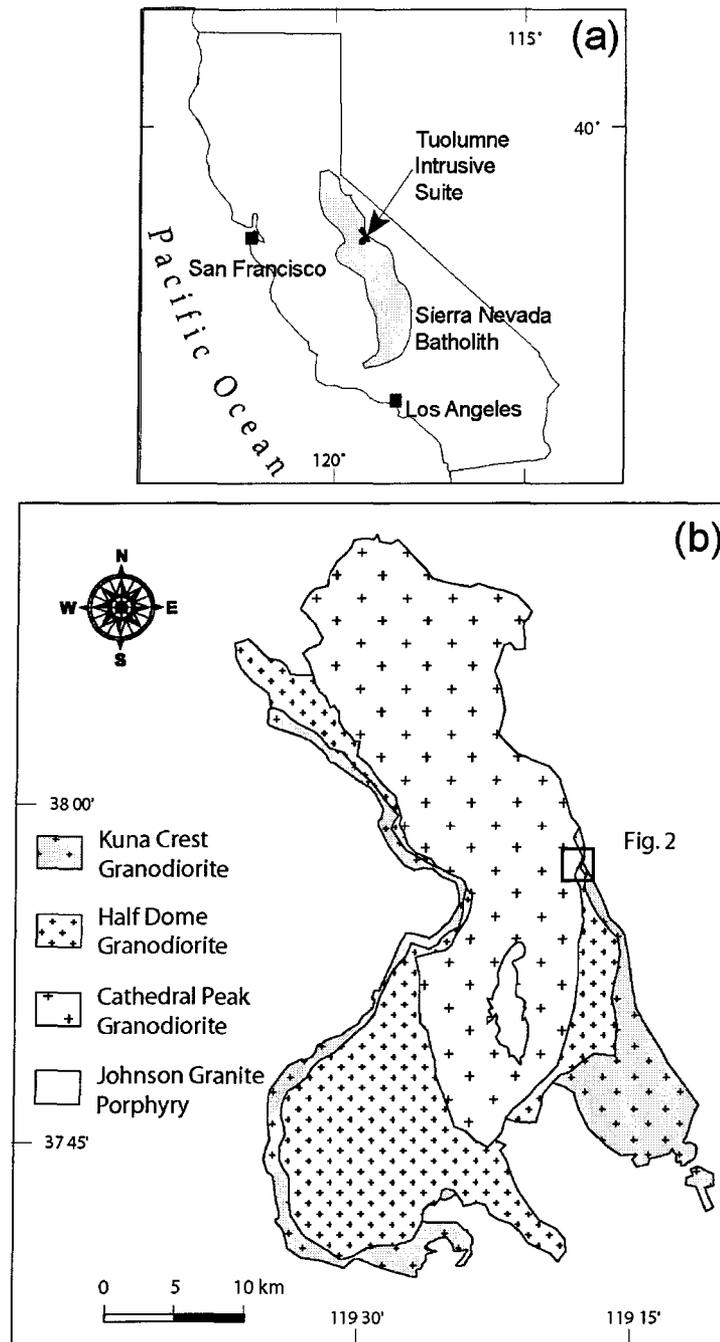


Fig. 3.1. (a) Map showing the location of Tuolumne Intrusive Suite within the Sierra Nevada Batholith, California. (b) Simplified geological map of the Tuolumne Intrusive Suite (after Huber *et al.*, 1989) showing the location of the Sawmill Canyon area (Fig. 3.2).

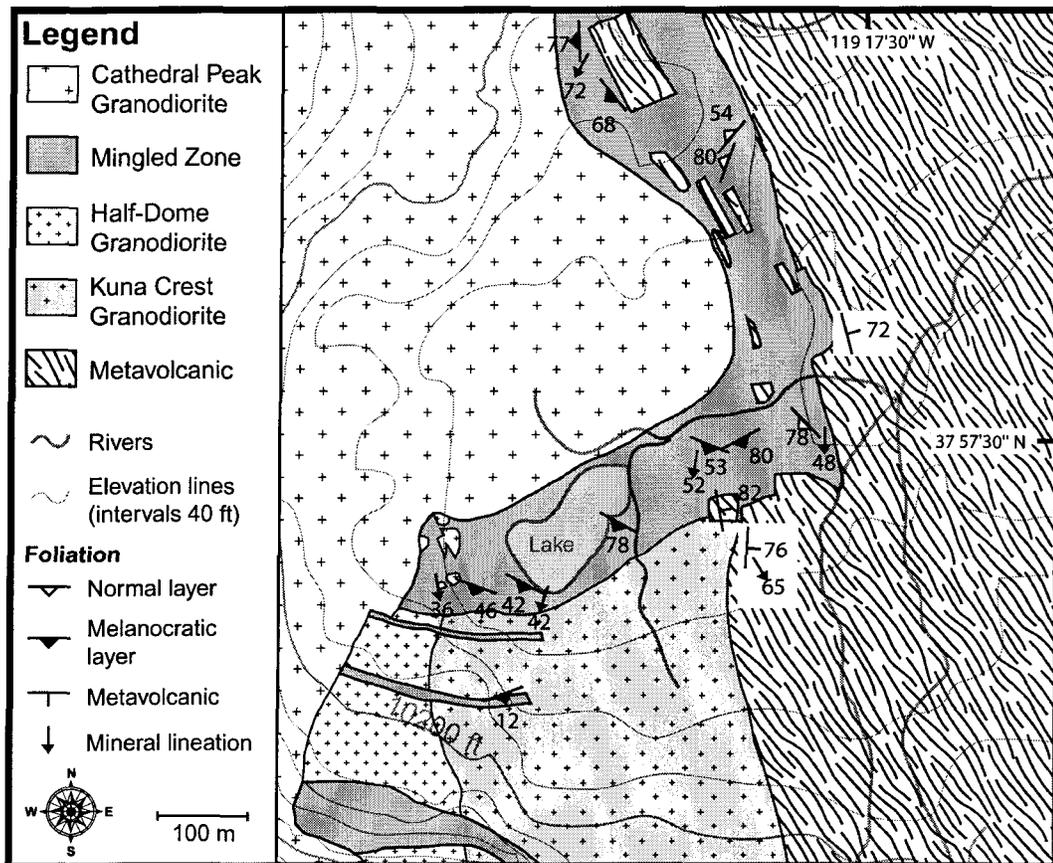


Fig. 3.2. Geological map of the Sawmill Canyon area after Žák & Paterson (2005) showing the orientation of the country rocks and the layering within the Tuolumne Intrusive Suite. The majority of the layered rocks that were studied occur within the northeast trending part of the mingled zone.

3.3.1. *The Kuna Crest granodiorite*

The Kuna Crest granodiorite forms most of the outer part of the Tuolumne Intrusive Suite (Fig. 3.1b). It is the most melanocratic of the granodiorites in the Tuolumne Intrusive Suite, and contains many mafic microgranular enclaves. The Kuna Crest granodiorite is a fine- to medium-grained (0.1 to 4 mm) rock in which the mafic minerals are generally oriented and define a foliation (Fig. 3.3a). Plagioclase is the most abundant mineral (Table 3.1) and generally forms euhedral crystals that rarely contain inclusions, thus plagioclase is interpreted to have been the first phase to crystallize from the magma. Many crystals of plagioclase are compositionally heterogeneous with variations of up to 12 mol % An. Some crystals have irregularly shaped cores that are more sodic than the outer parts. Plagioclase with similar complex internal structures occur in other plutons (e.g., Barbarin, 1990; Solgadi *et al.*, 2007) and are interpreted as evidence for mixing between different magmas. Crystals of magnetite and titanite in the Kuna Crest granodiorite are typically euhedral, and occur in aggregates, consequently, they are interpreted to be early phases (primocrysts) that crystallized together. The crystals of magnetite are noticeably smaller (~0.1 to 0.5 mm) than the titanite (~0.5 to 3 mm) which commonly display compositional zoning (Piccoli *et al.*, 2000). Crystals of biotite are 1 to 3 mm across and more-or-less euhedral, however, they contain small inclusions of titanite and magnetite, which indicates that crystallization of biotite began after them. The distinguishing feature of the Kuna Crest granodiorite is the presence (Table 3.1) of anhedral crystals of hornblende (Fig. 3.3a) that contain abundant inclusions of the other minerals. Thus, hornblende may have been the last mafic primocryst mineral to have finished growing. The last minerals to crystallize were the interstitial quartz and K-feldspar. These minerals are anhedral and equant (1 to 3 mm),

and show no evidence for significant post-crystallization strain. Apatite and zircon are common accessory minerals and occur as relatively euhedral crystals. Since none of the mafic minerals are bent or fractured and the interstitial quartz retains its equant shape, the strong orientation shown by the euhedral minerals and the hornblende is interpreted to be a magmatic foliation. The absence of well equilibrated, 120° interfacial angles between the minerals indicates that no major readjustment of the grain boundaries occurred after the magma had crystallized (Paterson *et al.*, 1989).

3.3.2. The Half Dome granodiorite

The Half Dome granodiorite occurs between the Kuna Crest and Cathedral Peak granodiorites (Fig. 3.1b). It is coarser grained (0.1 to 8 mm) than the Kuna Crest granodiorite (Fig. 3.3b), but has a similar mineral assemblage (Table 3.1) and order of crystallization. The distinctive characteristic of the Half Dome granodiorite is the presence of large (up to 1 cm) euhedral crystals of hornblende (<2 vol. % of the rock). These, like the abundant smaller, anhedral crystals of hornblende also present in this rock contain numerous inclusions. Thus, the crystallization of hornblende began when the magma contained relatively few crystals and ended when crystals dominated. The Half Dome granodiorite has a magmatic foliation that is strong at the margins but weaker in the interior (Bateman & Chappell, 1979). There are two phases of the Half Dome granodiorite; an equigranular one and a porphyritic variety which contains large megacrysts (up to 5 cm) of K-feldspar and occurs close to the Cathedral Peak granodiorite.

3.3.3. The Cathedral Peak granodiorite

The Cathedral Peak granodiorite makes up most of the Tuolumne Intrusive Suite and is more felsic than the Kuna Crest and Half Dome granodiorites, and its composition lies between granodiorite and granite sensu stricto. Although the mineral assemblage is similar to those of the Kuna Crest and Half Dome granodiorites, its microstructure and modal proportions are different (Table 3.1). Two distinctive field characteristics are the presence of abundant (15 %), large megacrysts of K-feldspar (Fig. 3.3c), and the absence of large euhedral crystals of hornblende. The sequence of crystallization in the Cathedral Peak granodiorite was similar to that in the other granodiorites, except that the presence of the euhedral megacrysts may indicate that K-feldspar crystallized somewhat earlier in this granodiorite. The mafic minerals define a magmatic foliation and, in some places, the megacrysts of K-feldspar are also oriented.

3.3.4. The Johnson granite porphyry

The Johnson granite porphyry is located at the centre of the Tuolumne Intrusive Suite (Fig. 3.1b). It is a fine- to medium-grained (0.5 mm to 5 mm) rock (Fig. 3.3d) in which the felsic minerals predominate, and the main mafic mineral is biotite (Table 3.1). Megacrysts of K-feldspar similar to those in Cathedral Peak granodiorite occur locally (Fig. 3.3d).

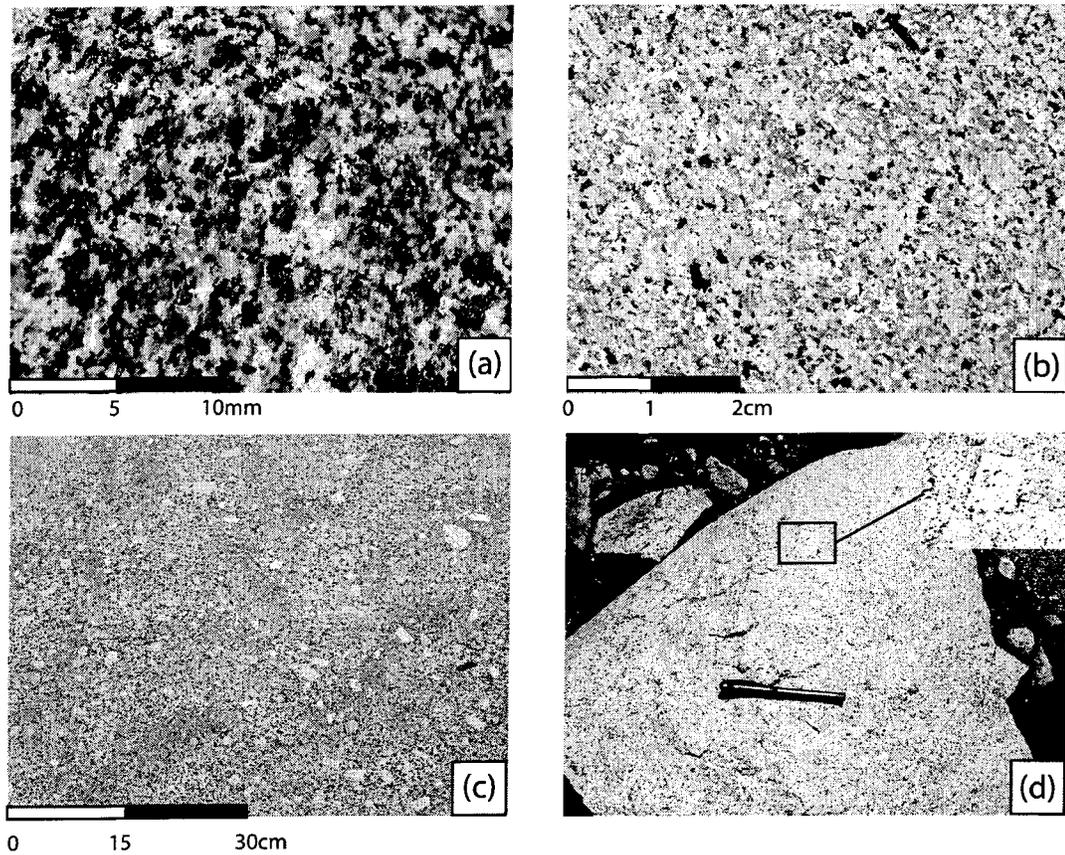


Fig. 3.3. Photographs showing the four principal rock types that comprise the Tuolumne Intrusive Suite. (a) Kuna Crest Granodiorite; note the high modal proportion of mafic minerals. (b) Half Dome Granodiorite; note the scattered large crystals of hornblende. (c) Cathedral Peak Granodiorite; note the megacrysts of K-feldspar. (d) Johnson Granite Porphyry; the inset shows details of a large megacryst of K-feldspar.

Table 3.1: Estimates from petrographic observation of the average mineral proportion of non-layered rocks of the Tuolumne Intrusive Suite

Nature of the rock		Kuna Crest granodiorite	Half Dome granodiorite	Cathedral Peak granodiorite	Johnson Granite Porphyry
Plagioclase	area %	40%	45%	45%	25%
Quartz	area %	20%	25%	28%	40%
Biotite	area %	15%	8%	5%	3%
K- feldspar	area %	9%	15 %	20% (15 megacrist – 5 interstitial)	31.5%
Hornblende	area %	15%	5% (2% large euhedral crystal and 3% xenomorpe)	1%	0.5%
Titanite	area %	0.5%	1%	0.5%	Trace
Magnetite	area %	0.5%	1%	0.5%	Trace

3.3.5. *Heterogeneities in the granodiorites*

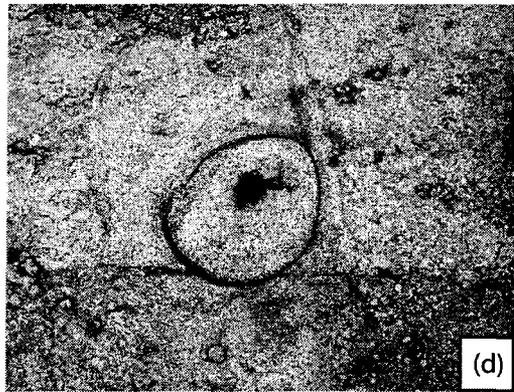
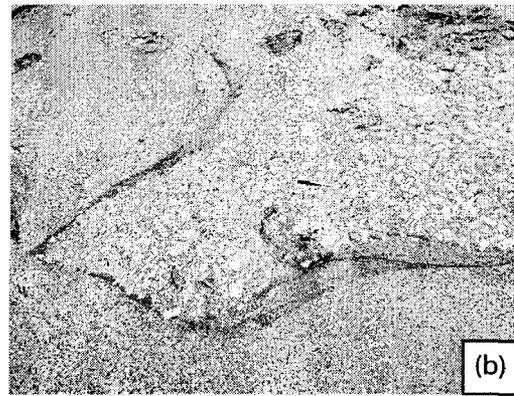
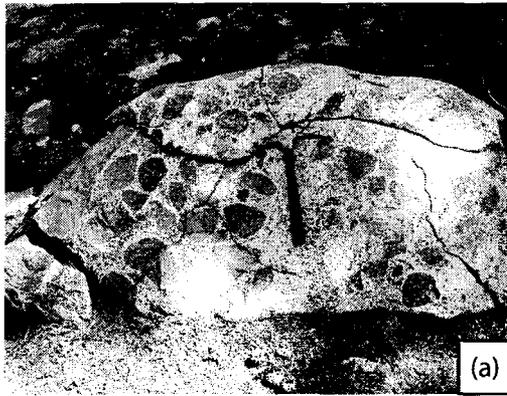
All three granodiorites are compositionally and microstructurally heterogeneous. The heterogeneities can be divided in two broad types, 1) those arising from interaction with another more mafic magma, and 2) those that developed from the crystallization of the granodiorites. The first type is represented by the MME which typically occur as isolated, medium-grained, lens-shaped bodies of meladiorite widely distributed throughout the three granodiorites, although rarer in the Cathedral Peak granodiorite. However, the MME also occur in swarms (as in other parts of the Sierra Nevada, e.g., Tobisch *et al.*, 1997) that attain several metres across (Fig. 3.4a). The MME are commonly flattened parallel to the magmatic foliation in their hosts, however, in places they have other orientations (Žák *et al.*, 2007).

The heterogeneities that developed as the granodiorite magmas crystallized are morphologically diverse, and can be dominated by either the felsic or the ferromagnesian minerals. Within the Cathedral Peak granodiorite for example, large megacrysts of K-feldspar locally occur in aggregates which range in size from several centimetres to several tens of meters. Some aggregates are separated from their hosts by a narrow border that is enriched in mafic minerals (Fig. 3.4b) which, Paterson *et al.* (2005) have suggested, formed by a filter pressing mechanism. Dikes and patches of leucogranite occur in many places and some cross the primary magmatic foliation in their host rocks (Fig. 3.4c). The patches and some of the dykes are interpreted to have crystallized from an evolved, or residual, melt that was expelled from the host; the lobate borders on some dykes are evidence that the host was not solid when the residual melts separated. Heterogeneities dominated by mafic minerals, e.g., “ring” (Fig. 3.4d), “snail” and “ladder” (Fig. 3.4e) structures also occur in parts of the Tuolumne Intrusive

Suite. The “ring”, “snail” and “ladder” structures are sections through more complex three dimensional shapes that probably formed during the local ascent of magma, melt or volatiles into a partially crystallized magma. The “ladder” structures may form when the vertical pipes oscillate and migrate; the enrichment of mafic minerals around the pipes is attributed to filter pressing (Weinberg *et al.*, 2001).

Domains of multiply layered rocks represent the largest scale of heterogeneity observed in the three granodiorites, and tend to be better developed near the contacts between different granodiorites, e.g., at Tenaya Lake (Reid *et al.*, 1993) and Mammoth Peak (Žák & Paterson, 2005) areas. We distinguish two contexts (there may be others) in which layered rocks occur in the Tuolumne Intrusive Suite. In the first, layered rocks occur within dykes, e.g., at Mammoth Peak. The layering in the dykes consists of thin melanocratic bands that are enriched in biotite and hornblende and alternate with wider leucocratic bands (Fig. 3.4f). In some cases layers are thinned by asymmetric boudinage, or by cross-cutting shear bands. This relationship suggests that the layers may have formed by a crack-and-seal mechanism as the dykes opened, or as different batches of magma in the dyke became attenuated and truncated.

In the second context, multiple, somewhat rhythmic layers (20 or more layers) identified by variations in their mineral assemblage, modal proportions and grain size (Fig. 3.5a), are associated with one, or more, distinct truncating surfaces. This type of layering is well developed in the Sawmill Canyon area described by Žák & Paterson (2005), and is the subject of this study (see next section).



Légende page suivante

Fig. 3.4. Photographs to illustrate the various types of heterogeneities that occur throughout the Tuolumne Intrusive Suite. (a) Cluster of mafic microgranular enclaves (MME) in the Half Dome Granodiorite. (b) Tongue of granodiorite with abundant megacrysts of K-feldspar separated from typical Cathedral Peak Granodiorite by a narrow zone that is enriched in dark minerals; pen is 15 cm long. (c) Dykes of leucogranite in the Half Dome Granodiorite, note the sharp contacts; pen is 15 cm long. (d) A ring structure (possibly a tube in three dimensions) consisting of a 5 mm wide lamina enriched in dark minerals, within the Cathedral Peak Granodiorite; compass case is 10cm long. (e) “Ladder structures” consisting of successive curved laminae rich in dark minerals in the Cathedral Peak Granodiorite; pen is 15 cm long. (f) Layered structures located within dykes at Mammoth Peak.

3.4. THE LAYERED ROCKS

3.4.1. Field relations in the Sawmill Canyon area

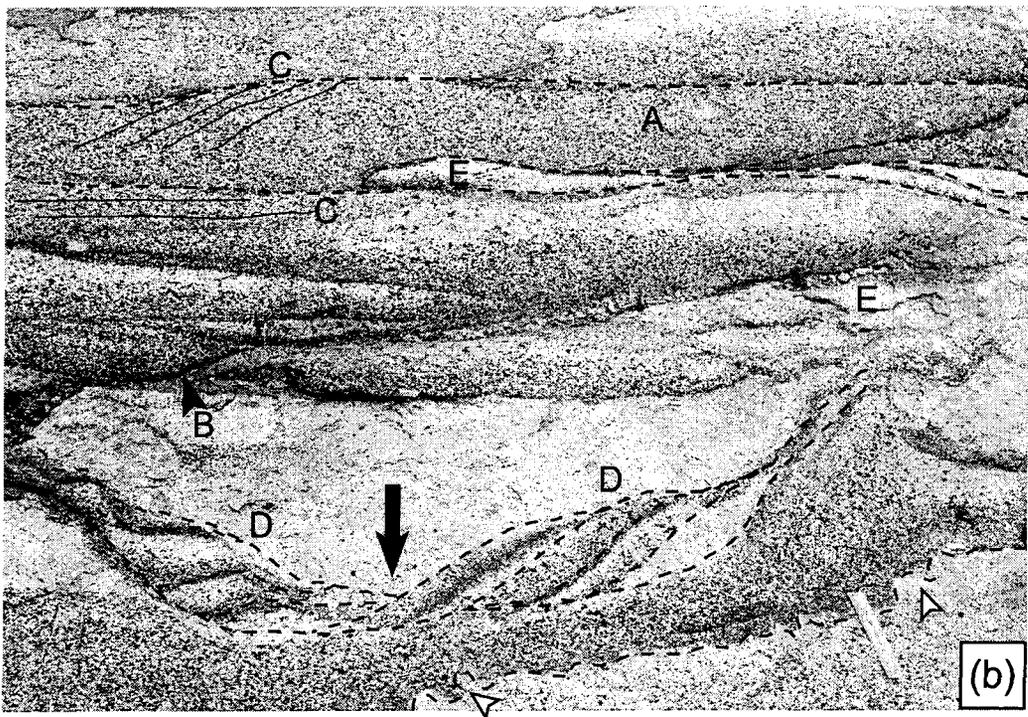
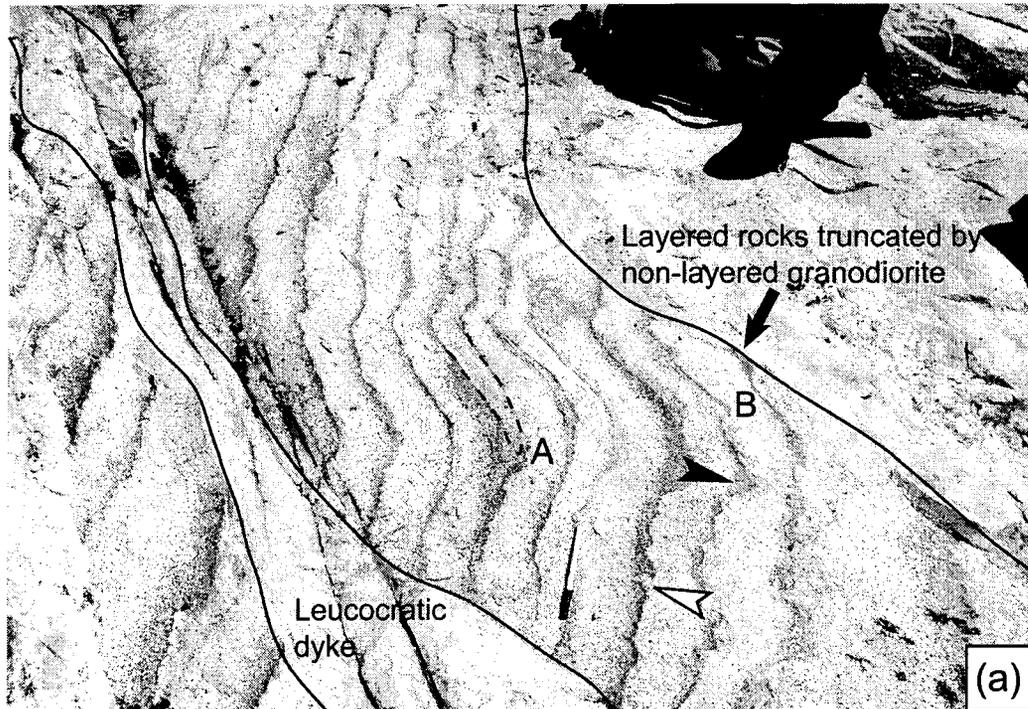
The Sawmill Canyon area is in the eastern part of the Tuolumne Intrusive Suite near its contact with strongly foliated country rocks (Fig. 3.2) that dip steeply ($\sim 70^\circ$). The metavolcanic country rocks are fine-grained (< 0.5 mm) and generally of intermediate composition. The development of spotted hornfels is the most obvious sign of contact metamorphism associated with the Tuolumne Intrusive Suite. Some stoped blocks of wall rock in the granodiorite contain wispy leucosomes which have formed by partial melting.

Žák and Paterson (2005) have defined a mingled zone between the Kuna Crest, Half Dome and Cathedral Peak granodiorites in the Sawmill Canyon area. It is difficult to distinguish the individual granodiorites in this zone because the large euhedral crystals of hornblende that are characteristic of the Half Dome granodiorite occur with megacrysts of K-feldspar that are characteristic of Cathedral Peak granodiorite and of the porphyritic phase of the Half Dome granodiorite. The north-trending portion of the mingled zone contains rafts and stoped blocks of the metavolcanic country rocks (Fig. 3.2); the layered rocks that we studied occur in the northeast-trending portion. Figure 3.2 shows that the layers typically have moderate to steep dips (50 to 80°) generally towards the south. A lineation due to the preferred orientation of elongate minerals in the layered rocks plunges moderately to steeply to the south or south-southeast.

Two types of layered rocks are identified in the Sawmill Canyon area. These are defined next, before some of the critical features in the layered rocks are described.

3.4.2. The “normal” layers

Many layers (Fig. 3.5a & b) display an enrichment of mafic minerals (hornblende, titanite and magnetite) at the base that diminishes rapidly upwards so that the upper half, or more, is leucocratic and enriched in plagioclase, K-feldspar and quartz. The mineral assemblage, proportions and characteristics of the entire layer generally corresponds to one, or other, of the granodiorites. Some layers have the same assemblage as the Kuna Crest granodiorite, and others of either the Half Dome or the Cathedral Peak granodiorites. Hence, these are termed “normal” layers. Individual layers are typically between 5 and 30 cm thick and occur in multiples of 20, or more, virtually identical layers; this imparts a rhythmic aspect to the normal layers.

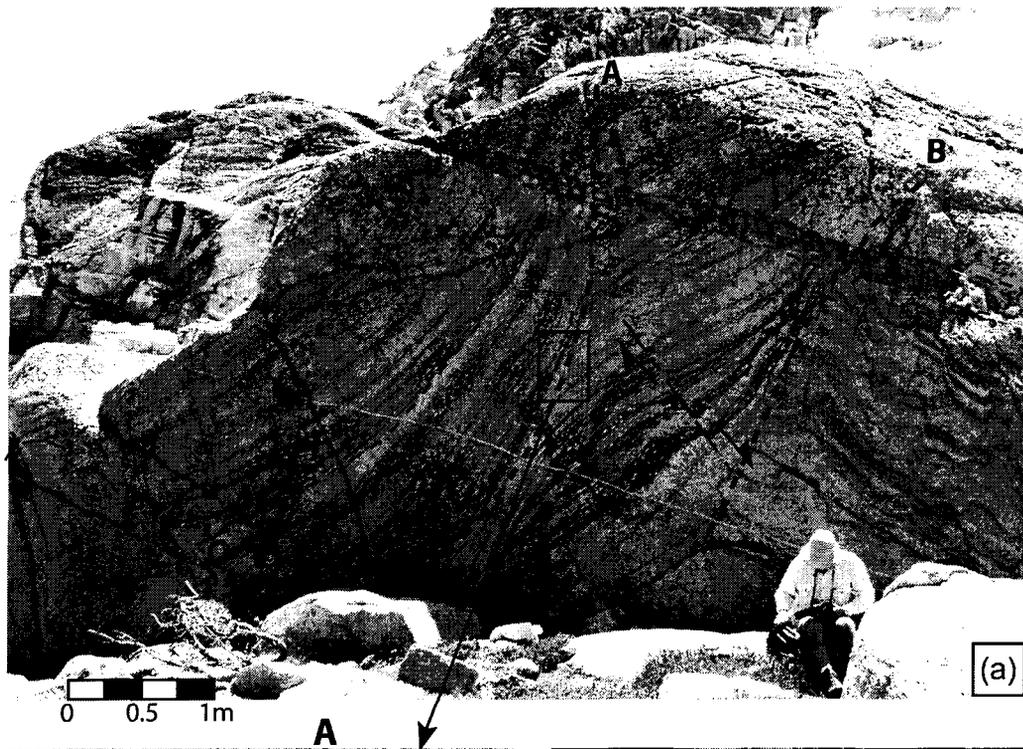


Légende page suivante

Fig. 3.5. Morphology of “normal layering” from the Sawmill Canyon area. (a) Sequence of thin (5 to 15 cm) layers (base of the sequence to the right) that are truncated by non-layered granodiorite in the upper right and cut by a leucocratic dyke at the left. All the layers have a conspicuous dark coloured base consisting of hornblende, magnetite and titanite and a coarser-grained leucocratic top rich in plagioclase. Some terminate abruptly (e.g. at A), elsewhere parts of the dark layers have detached (e.g. at B). The black arrow indicates concave portion where the base of the layer is thicker forming a structure that resembles a “load cast”. The white arrow indicates a felsic protuberance through the dark base of a layer; this structure resembles a “flame” structure. (b) Not all the “normal” layers show grain size or density gradations (e.g., layer A). Many layers are bounded by curvi-planar surfaces, some of which are concave-up and resemble scour structures (e.g., at B). “Flame” structures (see white arrows) occur along the interface between some layers. Other layers contain flat and inclined laminae (C) that are interpreted to have formed by the action of traction currents. Locally (e.g., at D), layers that contain graded beds (outlined by dashed lines) are sigmoidal in shape (possibly equivalent to fore-set beds); these also indicate sedimentation by traction currents. Lenticular and diffuse patches of leucogranite (e.g., E) occur in many layers. The pen and ruler are each 15 cm long.

3.4.3. The “melanocratic” layers

Some layers (Fig. 3.6a, b & c) are dominated by a lower part that is considerably enriched in dark minerals (hornblende, titanite and magnetite) and have an upper, felsic part that is volumetrically minor compared to that in the “normal” layers. Consequently, the bulk composition of these layers is more mafic than any of the granodiorites (Table 3.2), or the normal layers; hence these are termed “melanocratic” layers.



Légende page suivante

Fig. 3.6. Structures in the layered rocks from the Sawmill Canyon area. (a) Three sets of melanocratic layers separated by two (A & B) erosion surfaces (i.e., unconformities); note the large angular discordance associated with B. A less conspicuous erosion surface (C) is indicated in the uppermost package of layers. The layering is disrupted at the left by a non-foliated leucogranodiorite (L) in which the hornblende crystals display a strong subvertical orientation. Note the normal fault between the two erosion surfaces; it displaces some, but not all, of the layers. (b) Detail of erosion surface A. Note the irregular erosion surface with protruding megacrysts of K-feldspar (indicated by the arrow, B) and the accumulation of dark minerals (mainly magnetite and hornblende) in the concavities on the erosion surface. The strong alignment of the megacrysts and the presence of laminae containing dense minerals (indicated by the arrow C) in the overlying layer is evidence for traction currents. (c) Folding and low-angle reverse faulting that affect just a few of the layers within a sequence of layers.

3.4.4. Critical field relationships in the layered domains

3.4.4.1. Grain size and modal variations in layers

Most normal layers (Fig. 3.5a) show an inverse grain size gradation and a normal density gradation (see section 4, for details). The upper and lower surfaces of the layers are recognised by abrupt changes in grain size and mineral modes, and are generally parallel, but locally some layers thin abruptly (e.g., A on Fig. 3.5a). However, there are variations, and some normal layers; 1) do not exhibit an internal gradation in grain size or in modal proportions of minerals (A on Fig. 3.5b), 2) have curvilinear contacts with concave-up portions that resemble scour structures in sediments (B on Fig. 3.5b), 3) contain sets of inclined sub-parallel, planar, or weakly concave-up, laminations that consist of millimetre-wide accumulations of hornblende, magnetite and titanite, that are, in places, truncated (C on Fig. 3.5b), and resemble the traction and suspension/traction laminations described by Lowe (1982) and, 4) contain rare sigmoidal laminations (D on Fig. 3.5b and outlined with dashed line) that consist of hornblende, magnetite and titanite, or in some places sigmoidal cross-beds that show complete inverse size grading and normal density grading from bottom to top. The inverse size gradation and normal density grading in the cross beds are similar to those in the “normal” layers, thus, the sigmoidal cross beds are depositional features.

3.4.4.2. Erosion surfaces

Many of the layers, irrespective of whether they are normal or melanocratic, are parallel to one another and, therefore, it is uncertain whether the underlying layers are intact, or have been thinned by erosion. However, some contacts between different sets

of layers are clearly discordant (see A, B and C on Fig. 3.6a). Details of surface A are shown in figure 3.6b. The contact between a somewhat leucocratic layer which contains conspicuous large megacrysts of K-feldspar and the overlying set of layers is irregular. A large euhedral crystal of K-feldspar protrudes into the base of the overlying layer, and hence was partially exhumed by erosion. Other large crystals of K-feldspar were excavated from the underlying layer and incorporated entirely within the overlying layer. These reworked crystals have a strong preferred orientation consistent with movement by a traction current. Short laminae oriented parallel to the overlying layers and composed of magnetite, hornblende and titanite occur on either side of the megacrysts of K-feldspar, and in concavities on the eroded surface. These are interpreted to be concentrations of dense minerals eroded from the underlying layer, and are further evidence for the action of traction currents. Thus, the formation of the two domains of layered rocks for which the base is visible on figure 3.6a, commenced with erosion of the underlying substrate consisting of crystals plus melt.

3.4.4.3. Load-cast and flame-like structures

The layer of mafic minerals at the base of some normal layers is systematically thicker in the parts that are concave upwards (black arrow on Fig. 3.5a). Small tongues of the dark material enriched in mafic minerals are partially detached from the base of some layers (B on Fig. 3.5a) and occur in the upper, felsic part of the underlying layer. These observations suggest that locally the base of the mafic layer began to sink into the layer below and that the mafic minerals in the perturbed layer moved laterally and was concentrated at these down-moving sites. Some of these subsequently detached and sank into the layer below, in the manner of “load casts” in sedimentary rocks.

Moreover, finger-like protrusions of felsic material derived from the top of the underlying layer occur either in the convex portions of the undulate layers, or on the flanks of the concentrations of mafic minerals (white arrow on Fig. 3.5a, see also Fig. 3.5b). These structures closely resemble “flame” structures in sedimentary rocks and formed before the melt in the layers had solidified.

3.4.4.4. Felsic patches and lenses in the layers

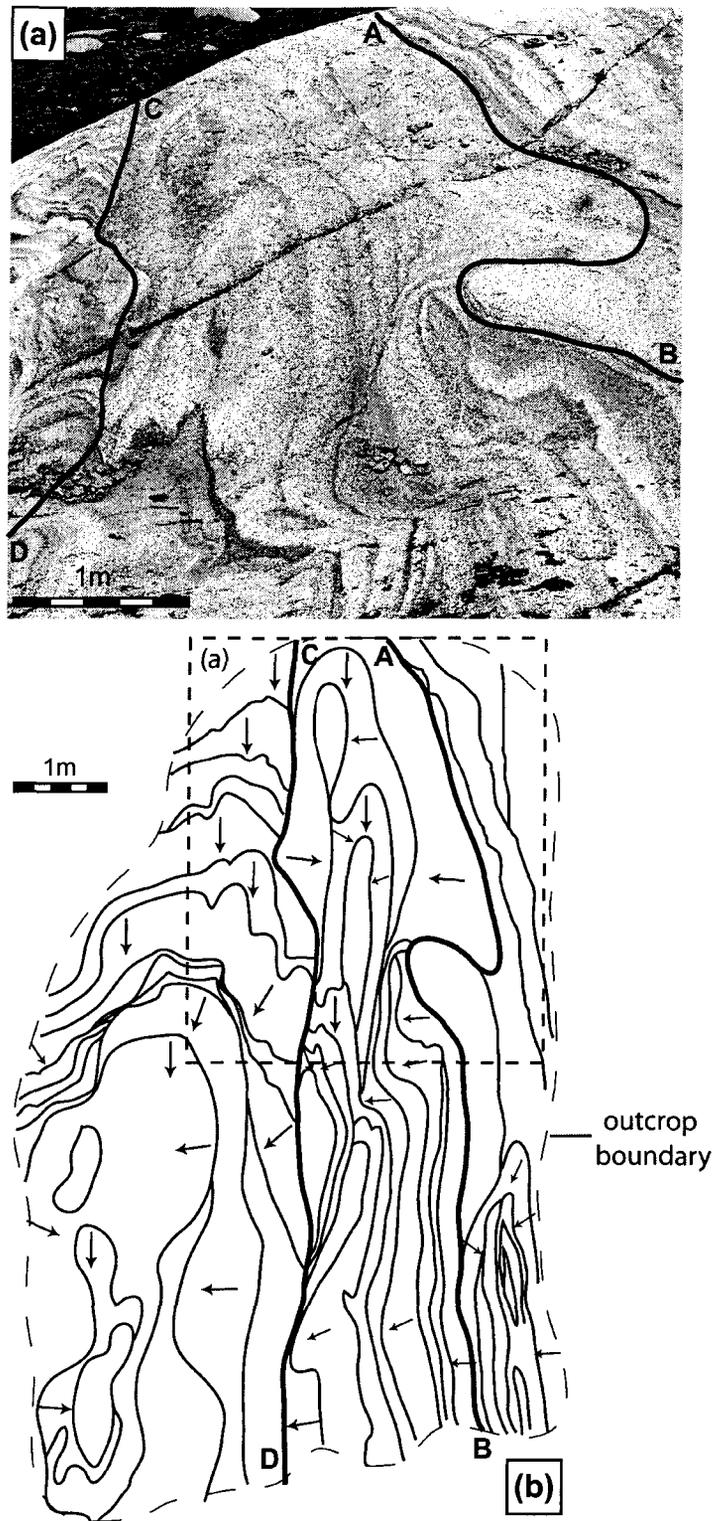
Figure 3.5b shows a sequence of normal layers, some of which have gradational leucocratic tops, like those in figure 3.5a. One portion contains layers that are sigmoidal in shape and also display the same gradation to a felsic top as the planar layers above it. In addition to felsic graded tops, the layered rocks also contain several small lenticular leucocratic bodies (E in Fig. 3.5b) that typically have a sharp top located immediately below a thin layer rich in hornblende, titanite and magnetite. The base and sides of the leucocratic bodies are concave and, generally, more diffuse. The base of the large leucocratic body in the centre of figure 3.5b rests on the “cross-bedded” layer, and the change in the orientation of the layers on either side of the leucocratic body (indicated by the arrow) is interpreted to be due to rotation during compaction. The lenticular leucocratic patches are interpreted to have formed where the felsic melt that was percolating upwards through the layers encountered less permeable layers that forced it to collect there before it crystallized. The leucocratic lenses are, therefore, a type of “demelting” structure analogous to “dewatering” structures in sedimentary rocks.

The layering shown in figure 3.6a becomes disrupted towards the lower left corner (and beyond), and diffuse relics of the layering occur within a large patch of coarse grained leucogranodiorite (L on Fig. 3.6a) that has diffuse, finger-like

protuberances up into the overlying rocks. The leucogranodiorite is not foliated, but elongate crystals of hornblende in it define a subvertical lineation. Thus, the leucogranodiorite is interpreted to represent mobilised interstitial melt that fluidized and disrupted the layered rocks.

3.4.4.5. Lobe structures

Figures 3.7a and b show melanocratic layers that have complex lobe-shaped geometries that appear to be tight, convoluted folds; they resemble some examples of contorted bedding in sediments. The polarity in the layers indicates that they are not inverted, although dips are locally subvertical at the edges of the lobes. Thus, the form of the structure is not sheath-like, and they are interpreted as a gravity flow structures (e.g., debris flow experiments of Major, 1997) not folds; the outcrop is a plan view, not a section through the layering. The layers (Fig. 3.7b) are separated into three domains by two narrow, curved shear planes, or erosion surfaces, that attenuate the layers and, in places, truncate them. These surfaces are interpreted to be the boundaries between adjacent lobe-shaped flows. The lobes trend to the south or southeast and plunge between 30 and 75°; they are located in the portion of the mingled zone strikes that to the northeast (Fig. 3.2). However, a few hundred metres farther north, lobes in the Cathedral Peak granodiorite plunge to the southwest and west.



Légende page suivante

Fig. 3.7. Lobe-shaped structures in the Sawmill Canyon area. (a) Photograph illustrating contorted layers truncated by two surfaces (A-B and C-D). The outcrop is viewed in the up-dip direction; the rounded surface of the outcrop slopes a few degrees more than the dip of the base of the structure and is the cause of the loop-structures (i.e., the appearance of the folds is a cut effect). (b) Line drawing map showing the contorted layering and the two shear surfaces (A-B and C-D) that truncate, or attenuate, some of the layers. Arrows indicate “way-up” in the layers.

3.4.4.6. Faults in the layered rocks

Small faults occur in many of the layered domains and formed synchronously with the layering. The normal fault in figure 3.6a is at a high angle to the layering and displaces only some of the layers. The small low-angle reverse fault shown in figure 3.6c roots in the core of an asymmetric fold and cuts the short limb. The fold affects just a few layers; the layers below it are essentially planar and the fold dies out a short distance upwards. Since the layering shown in figure 3.6c dips moderately (63°) to the southwest, the structures indicate a top-side-down sense of movement towards the interior of the pluton, away from the contact with the wall rock.

3.5. QUANTITATIVE ANALYSIS OF MICROSTRUCTURE

3.5.1. Methods

In order to investigate the microstructure of the non-layered rocks one thin section from each of the three major granodiorites was made parallel to the plane perpendicular to the magmatic foliation and parallel to the magmatic mineral lineation (if visible). For the layered rocks the orientation system shown in figure 3.8 was used; the plane of the layering is the xy -plane and the trace of the magmatic lineation on the plane of layering is the x direction. One thin section each from normal and melanocratic layers was cut parallel to the xy -plane, and two thin sections from each type were cut parallel to the xz -plane. Photomicrographs of each thin section were taken in cross polarized light and the images imported into Adobe Illustrator. Individual euhedral, prismatic crystals of plagioclase, biotite, hornblende, titanite, and magnetite were traced from each photomicrograph and then saved as different files. These minerals were selected

because they crystallized early and, therefore, may have been oriented by whatever process formed the layers. Minerals believed to have crystallized from melt trapped between the euhedral crystals (i.e., matrix crystals of quartz, plagioclase and K-feldspar) were not digitized; they are interpreted to have formed after the layering. The minerals were digitized in black with a white boundary in order to separate each grain from its neighbours (Williams *et al.*, 2006); this was done at the microscope in order to correctly identify and position the boundaries. Grains that were truncated by the edge of the photomicrographs were not used, as their inclusion could induce error in the calculated grain size and orientation. More than 8000 grains were digitized and an 8-bit black and white TIFF image was created for each mineral. The images were analysed using ImageJ, a PC version of NIH (U.S. National Institute of Health) software. This software determines the area of each grain and converts that into an ellipse of equivalent area. The position (x) and (y) or (z), the lengths of the major and minor axes, and their orientation are recorded with the ellipse. An aspect ratio (AR) is calculated for each grain by dividing the major axis length by the minor axis.

The digitized data were used to construct three types of graph. The first shows the average grain size at regular distance intervals up from the base of the layer (z). Average grain size is calculated from the total area of a particular mineral divided by the number of grains of that mineral occurring in an interval. The value calculated is plotted at the centre of each interval. The second type of graph shows the area proportion of a mineral in each, evenly spaced, distance interval (z) up from the base. The proportion is the total area of a mineral in an interval divided by the area of the interval; values are plotted at the centre of each interval. The third type of graph shows the orientation of minerals in the rocks. Rose diagrams were made using Grapher

(Golden Software Inc.) software and an angular interval of 15°. These rose diagrams were compared with ones obtained using the Intercept method developed by Launeau & Robin (1996). The results were similar, therefore, only the rose diagrams obtained with Grapher are shown.

The modal proportions of the whole thin section can be estimated from the total area of each mineral digitized divided by the total area digitized; the results are given in Table 3.2. The modal proportion is under-estimated for the digitized grains and over-estimated for quartz and K-feldspar, because; 1) the grains truncated by the picture boundary were not included, and 2) a white boundary was used for the grains. The error on the calculated modal proportions was estimated using an image where the truncated grains are digitized, and all the grains given a black boundary which facilitates an estimate of the imprecision during the digitization process. The calculated error is <20 % of the result; the major part of the error results from the boundary used and not the truncated grains.

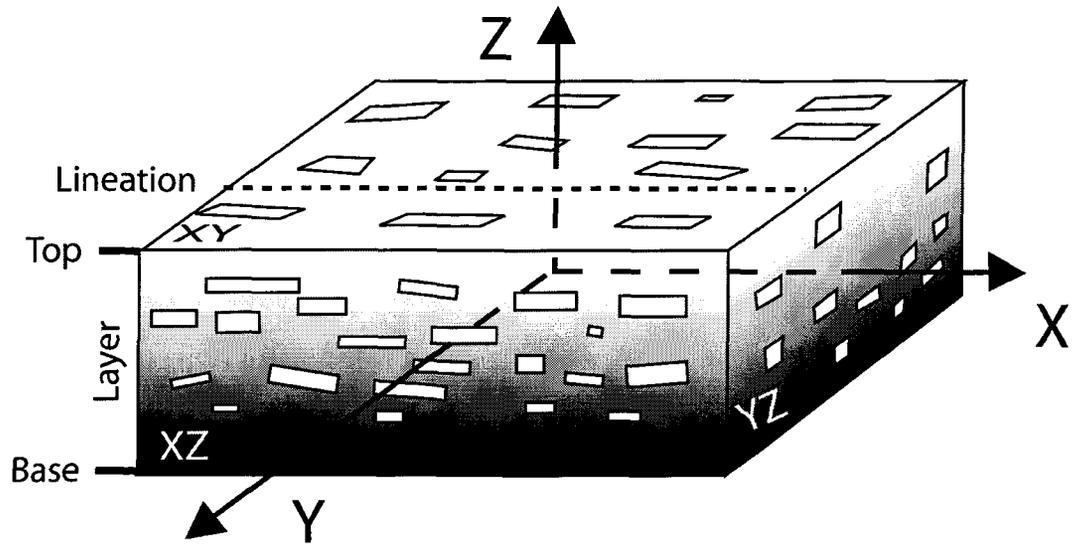


Fig. 3.8. Diagram showing the orientation convention used for thin sections. Oriented thin sections were made parallel to the xy and xz planes.

Table 3.2: Area percent of primocryst minerals calculated from the digitalized thin sections

Rock type	Non-Layered granodiorite				Layered granodiorite at Sawmill Canyon area					
	Kuna Crest	Half Dome	Cathedral Peak	Normal layering	Normal layering	Base of normal layering	Melano-cratic layering	Melano-cratic layering	Base of melano-cratic layering	
Thin section	TML1	TML2	TS31	TS16B	TS22C	TS16D	TS13A	TS11A	TS13B	
Plagioclase	area %	37.0	46.4	53.9	49.2	40.5	30.9	20.9	31.4	23.5
Hornblende	area %	10.1	2.2	1.0	5.5	6.9	13.7	18.7	9.6	21.2
Biotite	area %	10.5	6.5	4.3	8.4	18.3	12.4	13.4	21.6	13.4
Titanite	area %	0.3	0.4	0.2	1.2	1.0	2.9	5.4	2.1	10.1
Magnetite	area %	0.6	0.5	0.9	1.1	2.1	2.2	10.0	4.2	21.3
Sum area digitalized	area %	58.6	56.0	60.3	65.5	68.8	62.1	68.5	68.9	89.5
Quartz and K-feldspar	area %	41.4	44.0	39.7	34.5	31.2	37.9	31.5	31.1	10.5

The area percent of the quartz and K-feldspar is obtained by the subtraction of the area of the thin section and the sum area digitalized for all the primocryst.

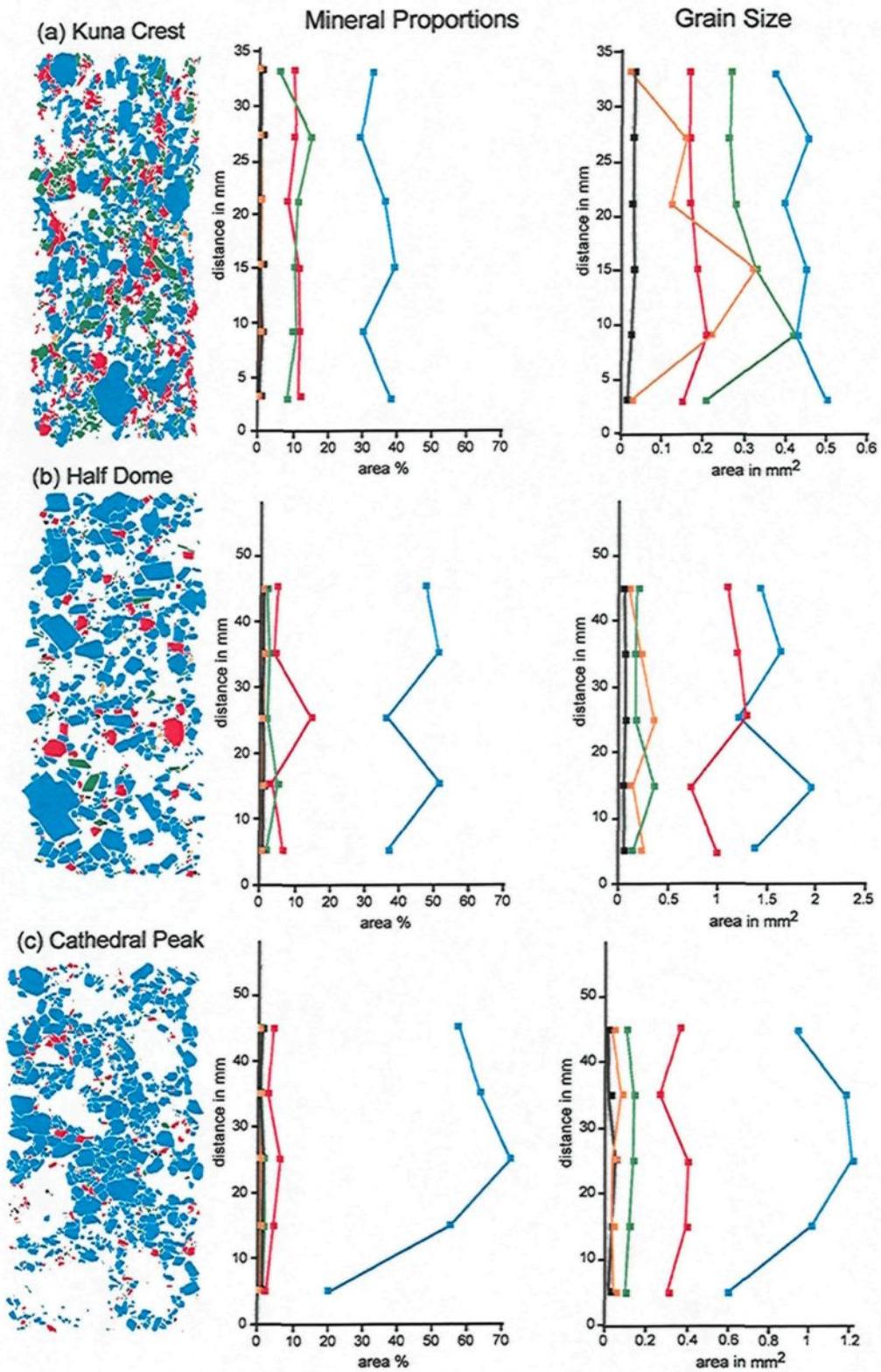
3.5.2. Mineral proportions

3.5.2.1. The non-layered granodiorites

Three thin sections of non-layered granodiorites were digitized, and the results (Table 3.1) show that the proportion of the mafic minerals is greater in the Kuna Crest granodiorite (21 %) and least in the Cathedral Peak granodiorite (7 %). Figure 3.9 shows the area proportion of each mineral in regularly spaced intervals across each thin section, and indicates that the Kuna Crest (TML1) and Half Dome granodiorites (TML2) are essentially homogeneous. A variation of mineral proportion ratio (V_{mp}) is defined as the ratio between the maximum and minimum mineral proportion in the intervals. For the non-layered Kuna Crest (TML1) and Half Dome (TML2) granodiorites the V_{mp} is <2 for all minerals.

The variation in mineral proportions across the Cathedral Peak granodiorite (Fig. 3.9; TS31) is more complex. The proportion of plagioclase varies from 20 to 70 %, which yields a V_{mp} of 3.5. However, this variation arises because the rock contains two different populations of grain size. In a thin section (3 x 6 cm) the presence of one megacryst of K-feldspar (2 to 3 cm long) can change dramatically the proportion of the minerals in the interval that contains it. More robust data from the Cathedral Peak granodiorite would require that a much larger surface be digitized (Tikoff *et al.*, 2005).

Légende page suivante



Légende page suivante

Fig. 3.9. Results from the quantitative study of the microstructure in non-layered granodiorites. (a) Kuna Crest Granodiorite sample TML1, (b) Half Dome Granodiorite sample TML2 and, (c) Cathedral Peak Granodiorite sample TS31. Changes in modal proportions and grain areas for primocryst minerals obtained from the digitized images are plotted against distance across the thin section. Legend: blue, plagioclase; green, hornblende; black, magnetite; orange, titanite; red, biotite.

3.5.2.2. *The layered rocks*

Four thin sections cut in the xz -plane are used to investigate the layered rocks. The mineral proportions calculated from the digitized images are given in Table 3.2. The variation in the proportion of minerals up through the layers (i.e., in the z direction) are shown for normal (Fig. 3.10) and for melanocratic (Fig. 3.11) layers. Unfortunately, only the bottom 16 mm (15%) of the melanocratic layer TS13B was collected and, therefore, the microstructure in its upper part could not be examined. The effect of bimodal grain size observed in the Cathedral Peak granodiorite was circumvented by the selection of layers without megacrysts of K-feldspar. The modal composition of the normal and melanocratic layers are different (Table 3.2), the latter contain a greater proportion of hornblende, titanite and magnetite and less plagioclase.

Magnetite, titanite, biotite and hornblende are more abundant in the bottom part (first centimetre) of the normal layers compared to the rest of it. For example in section TS16B on figure 3.10, hornblende represents 14 area % at the base of the layer, but only 0.6 area % at the top. Plagioclase shows the inverse relationship in sample TS16B; the base of the layer has ~20 area % plagioclase, whereas the top has ~60 area %. The V_{mp} ratios provide a comparison of the difference between the distribution of minerals in the normal layers and the non-layered granodiorites. The V_{mp} ratio for the mafic minerals is generally >2 in the layered rocks, for example the V_{mp} for hornblende is 20 in TS16B and 5 in TS22C, but is <2 in the non-layered granodiorites. The increase in the proportion of plagioclase up the layering results in a V_{mp} ratio that is greater (e.g., 3 for TS16B) than in the non-layered granodiorites ($V_{mp} <2$). Biotite shows a different type

of distribution; it increases in the basal part, then remains constant before decreasing in the uppermost part of the layer.

Melanocratic layers show a decrease in the proportion of the densest minerals magnetite and titanite upwards, for example ~5 area % for magnetite at the base of the layer (TS11A) and ~1.5 area % at the top (Fig. 3.11a). The V_{mp} ratio for the dense minerals hornblende, magnetite, and titanite are all >2. The proportion of plagioclase increases from base to top in the layers much as for the normal layers, however, the V_{mp} ratio for plagioclase is only 1.6, half of that in normal layers. The reasons for this difference are that the leucocratic portion at the top of the melanocratic layers and the area proportion of plagioclase in it, are significantly less than in the normal layers (compare Figs. 3.10 and 3.11).

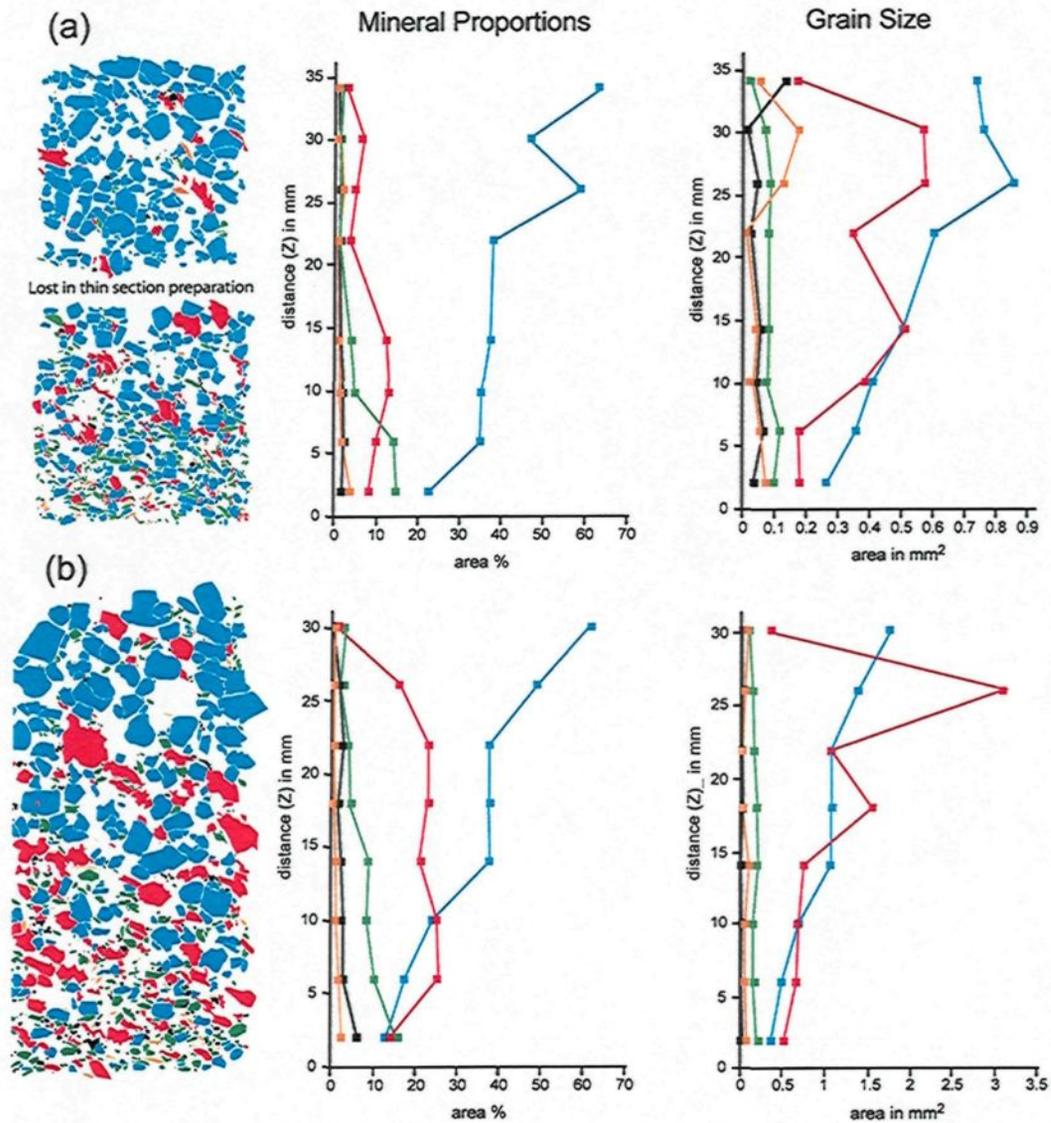


Fig. 3.10. Results from the quantitative study of the microstructure in the xz -plane of rocks with “normal” layering from the Sawmill Cayon area (see text for definition). (a) Sample TS16B and (b) sample TS22C. Changes in the modal proportions and grain areas for primocryst minerals obtained from the digitized images are plotted against distance from the base of the layer. Legend: blue, plagioclase; green, hornblende; black, magnetite; orange, titanite; red, biotite.

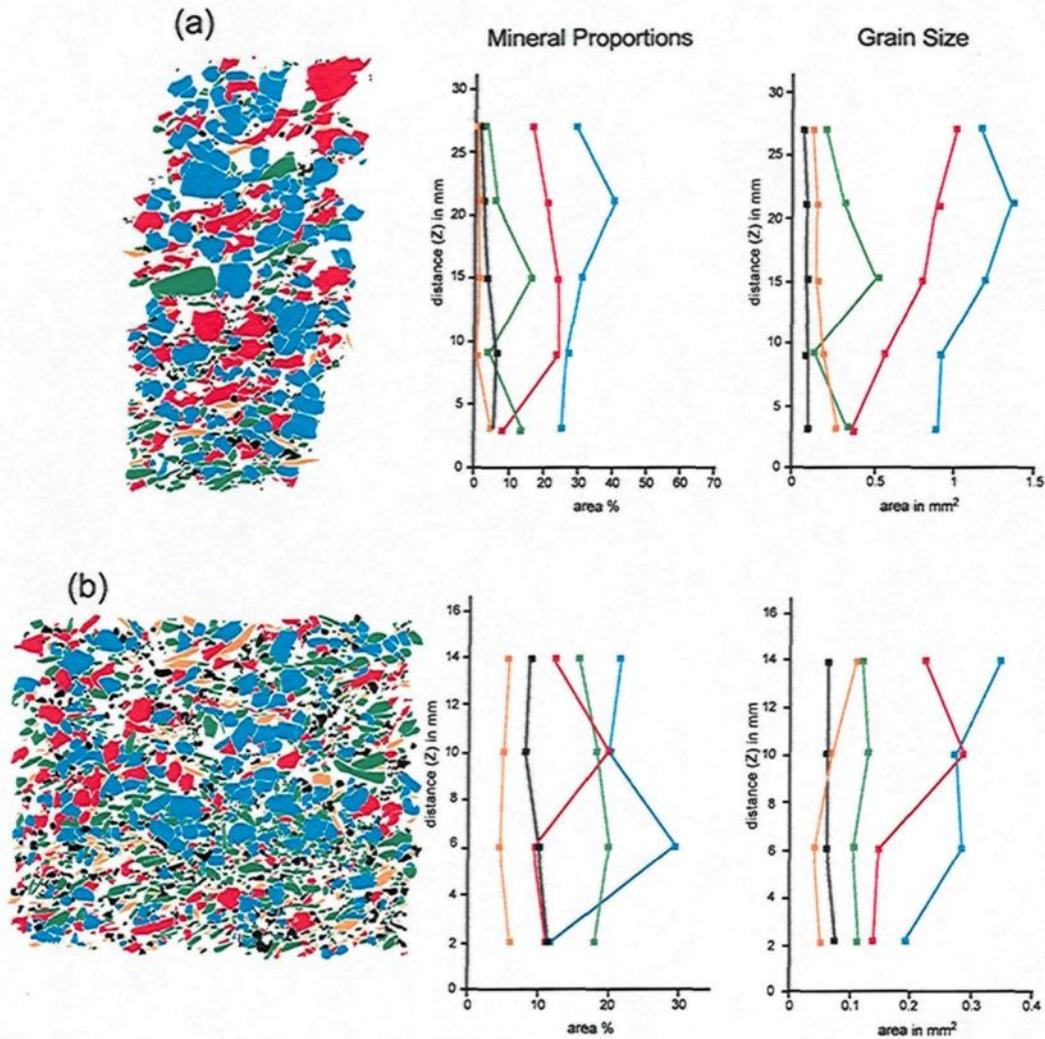


Fig. 3.11. Results from the quantitative study of the microstructure in the xz -plane of rocks with “melanocratic” layering from the Sawmill Cayon area (see text for definition). (a) Sample TS11A and, (b) sample TS13A. Changes in the modal proportions and grain areas for primocryst minerals obtained from digitized images are plotted against distance from the base of the layer. Legend: blue, plagioclase; green, hornblende; black, magnetite; yellow, titanite; red, biotite.

3.5.3. Grain size

3.5.3.1. The non-layered granodiorites

The three granodiorites show some differences in their average grain size (Fig. 3.9); the area of the average of the digitized minerals, plagioclase, biotite, hornblende, magnetite and titanite is $\sim 0.28 \text{ mm}^2$ for the Kuna Crest (TML1), but is $\sim 0.89 \text{ mm}^2$ for the Half Dome (TML2) granodiorite. The variation in grain size ratio (V_{gs}) is defined as the ratio between the maximum and minimum values of grain size in a particular distance interval. Thus, the V_{gs} ratio is a way to represent the variation between the maximum and minimum average grain size with distance across the thin section (or layer). There are some variations of grain size with distance across the samples (Fig. 3.9) from the Kuna Crest and Half Dome granodiorites, but these are generally insignificant and V_{gs} is < 2 for most minerals. The exception is titanite in the Kuna Crest (TML1, Fig. 3.9a) which shows a significant variation in size across the thin section, but this may be because it contained only 13 grains of titanite. The grain size in the Cathedral Peak granodiorite is difficult to evaluate because of the scattered large megacrysts of K-feldspar.

3.5.3.2. The layered rocks

Quantification of the average grain size within a layer is important because, in the outcrop, there appears to be an increase in grain size from the base to the top of layers (Fig. 3.5). Similar reverse gradation of grain size in layers has been reported from other granites (Wilshire, 1969; Barrière, 1981). The average grain size of hornblende, magnetite and titanite shows very little variation with distance across either the normal or the melanocratic layers (Figs. 3.10 and 3.11). In the normal layer TS16B (Fig.

3.10a), the average size of the hornblende is 0.1 mm^2 at the base and 0.07 mm^2 at the top, and in melanocratic layer TS11A (Fig. 3.11a) it is 0.2 mm^2 at the base and 0.3 mm^2 at the top. Overall, variation in the grain size of hornblende, magnetite and titanite is not large ($V_{gs} < 2$) in the layered samples, and is essentially the same as in the non-layered granodiorites. Only plagioclase and biotite increase in size upwards through the layers. The average size for the plagioclase in the normal layer TS16B (Fig. 3.10a) is $\sim 0.7 \text{ mm}^2$ at the base, but $\sim 3 \text{ mm}^2$ at the top, which results in a V_{gs} ratio of 4. The difference in the size of plagioclase crystals is less extreme for the melanocratic layer TS11A (Fig. 3.11a), $\sim 0.9 \text{ mm}^2$ at the base and $\sim 1.2 \text{ mm}^2$ at the top, which yields a V_{gs} of 1.3. The grain size of biotite increases from the base to the top in all layers (Figs. 3.10 and 3.11), and results in V_{gs} ratios between 2 and 3. Thus, a “reverse grain size” gradation applies only to plagioclase and biotite in the layered rocks that we studied.

3.5.4. The orientation of minerals

3.5.4.1. The non-layered granodiorites

The orientation of the minerals in the non-layered granodiorites is shown on figure 3.12. The sample from the Kuna Crest granodiorite has the strongest magmatic foliation, easily visible in the field, and hand sample, consequently, the rose diagrams show that its constituent minerals have essentially the same preferred orientation. However, the minerals with the highest aspect ratio (titanite and biotite, $AR > 2$) show a peak in orientation that differs by 15 to 30° from that of the minerals with $AR < 2$ (i.e., magnetite, plagioclase and hornblende). Titanite may show a second preferred orientation at $> 60^\circ$ to the first, but the number of grains measured is small.

The rose diagrams (Fig. 3.12) show that the minerals in the thin sections from the Half Dome and Cathedral Peak granodiorites have much weaker preferred orientations. Plagioclase, biotite and magnetite all have $AR < 2$ and poorly defined preferred orientations, in sharp contrast to the strongly defined orientations of these minerals in the Kuna Crest granodiorite. The principal preferred orientation for plagioclase and biotite are in the same direction, but noticeably different to the peak preferred orientation of magnetite. Titanite and hornblende both have high $AR > 2.3$ and tend to have the same orientation as plagioclase and biotite, but show a tighter peak with less dispersion. The titanite grains in both granodiorites, and the hornblende in the Cathedral Peak granodiorite, clearly display a secondary preferred orientation that is at a high angle ($>70^\circ$) to the main one.

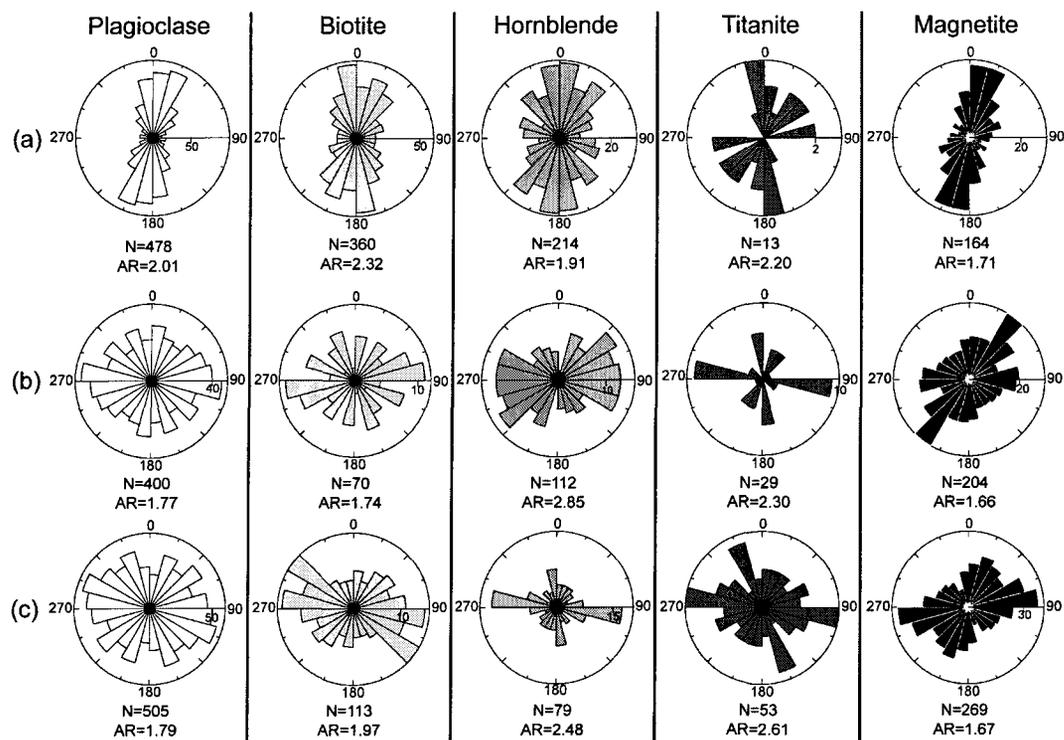


Fig. 3.12. Rose diagrams showing the orientation of minerals in the xz -plane of non-layered granodiorites shown in Fig. 3.9. (a) Kuna Crest Granodiorite sample TML1, (b) Half Dome Granodiorite sample TML2 and, (c) Cathedral Peak Granodiorite sample TS31. Kuna Crest, Half Dome and Cathedral Peak granodiorites. The 0-180 diameter of the rose diagram is arbitrarily set to correspond to the long edge of the thin section. Data from the entire thin section were used, N is the number of grains measured and AR is the average aspect ratio.

3.5.4.2. *The layered rocks*

Two thin sections each from normal and melanocratic layers were cut parallel to the xz -plane, and the orientations of their minerals, irrespective of position in the layer, are shown on figure 3.13. All the minerals in each of the four layers generally show a good preferred orientation, although it is better defined for the minerals with the highest aspect ratios (i.e., titanite and hornblende). All the minerals in the melanocratic layers (Fig. 3.13) record the same preferred orientation inclined at about 20° to the plane of the layer; there are virtually no secondary orientations. The orientation of the minerals in the normal layers is somewhat different. In sample TS16B (Fig. 3.12a), plagioclase, hornblende and titanite have well-defined orientations inclined at 15 to 20° to the plane of the layering (the 90-270 diameter of diagram), but the grains of magnetite, and a majority of the biotite, have steeper orientations at 20 to 90° to the layering. In sample TS22C (Fig. 3.13b), all the minerals show the same principal orientation at about 20° to the layer, but a significant proportion of the magnetite and plagioclase grains are oriented at 45° to the plane of the layering. Furthermore, a small proportion of hornblende and plagioclase crystals are oriented at 20° to the layer, but in the opposite direction.

The angle between the long axis of the minerals and the plane of the layering increases upwards through each layer. Figure 3.14 shows that crystals of hornblende and plagioclase in the lower quarter of the layer (zone 1) are oriented at a small angle ($<25^\circ$) to the plane of layering, whereas, in the upper half of the layer (zone 3) most crystals of plagioclase and some of the hornblende grains are oriented at a high angle ($>75^\circ$) to the layering.

In order to investigate the orientation of minerals in the plane of the layering thin sections were cut parallel to the *xy*-plane. Since the inclination of the minerals changes upwards in the layers care must be taken to compare similar levels within the layers. Thus, both of the sections used for figure 3.15 are from the base of their respective layers. Generally, the minerals with the highest average aspect ratio, typically hornblende and titanite, have the best-defined orientations. All the minerals in the melanocratic layers (Fig. 3.15b) are oriented in the same general direction, but there is some variation. In contrast, all the minerals in the normal layer (Fig. 3.15a) have a more sharply-defined orientation, however, both titanite and hornblende appear to show a second orientation that trends 45 to 60° from the principal one. Figure 3.16, shows the orientation data for all crystals of hornblende in sample TS13B as a function of aspect ratio. Crystals that have an AR >4 show a single preferred orientation, but as the aspect ratio decreases the preferred orientations are much weaker.

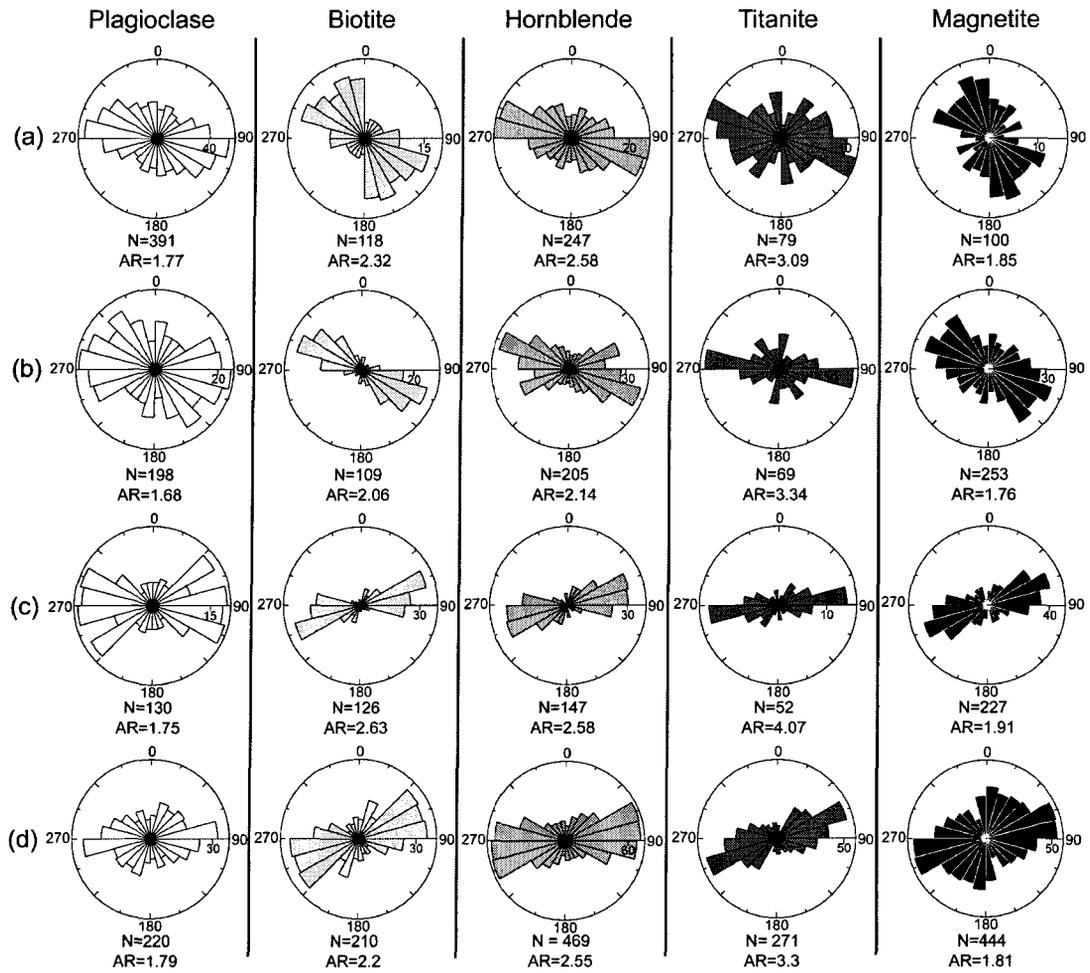


Fig. 3.13. Rose diagrams showing the orientation of minerals in the xz -plane from the layered rocks at Sawmill Canyon. (a) Normal layer TS16B, (b) normal layer TS22C, (c) melanocratic layer TS11A and (d) melanocratic layer TS13A. The 90-270 of the rose diagram is the plane of the layering. Data from the entire thin section were used without regard to distance from the base of the layer, N is the number of grains measured and AR is the average aspect ratio.

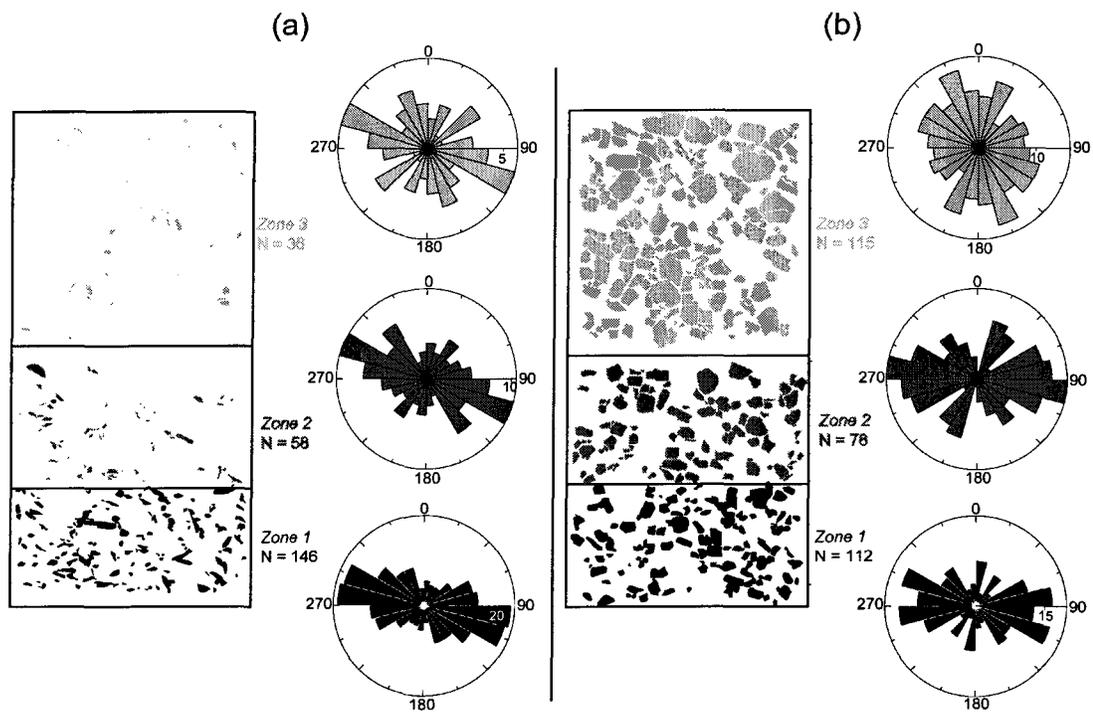


Fig. 3.14. Digitized maps showing the distribution of (a) hornblende and (b) plagioclase (as examples of minerals with high and low aspect ratios respectively), and rose diagrams showing their orientation with distance from the base of a “normal” layer TS16B. Distance from the base of the layer was reduced to three zones to ensure sufficient (>30) grains in each. The 90-270 diameter of the rose diagram corresponds to the plane of the layering; N is the number of grains measured and AR is the average aspect ratio.

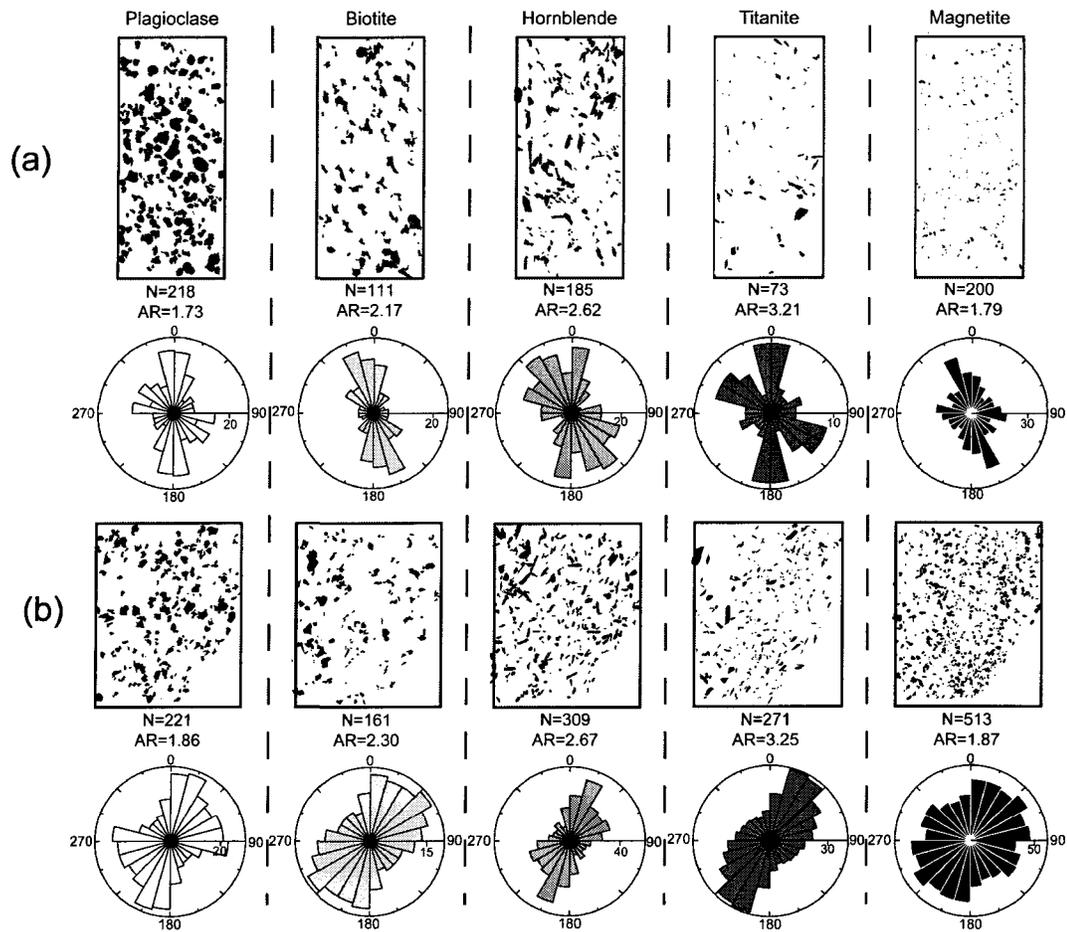


Fig. 3.15. Digitized maps showing the distribution of minerals and rose diagrams showing the orientation of the minerals in the plane of the layering (xy -plane). (a) Normal layer TS16D and (b) melanocratic layer TS13B. The 0-180 diameter of the rose diagram corresponds to the long side of the thin section, nominally cut parallel to the mineral lineation.

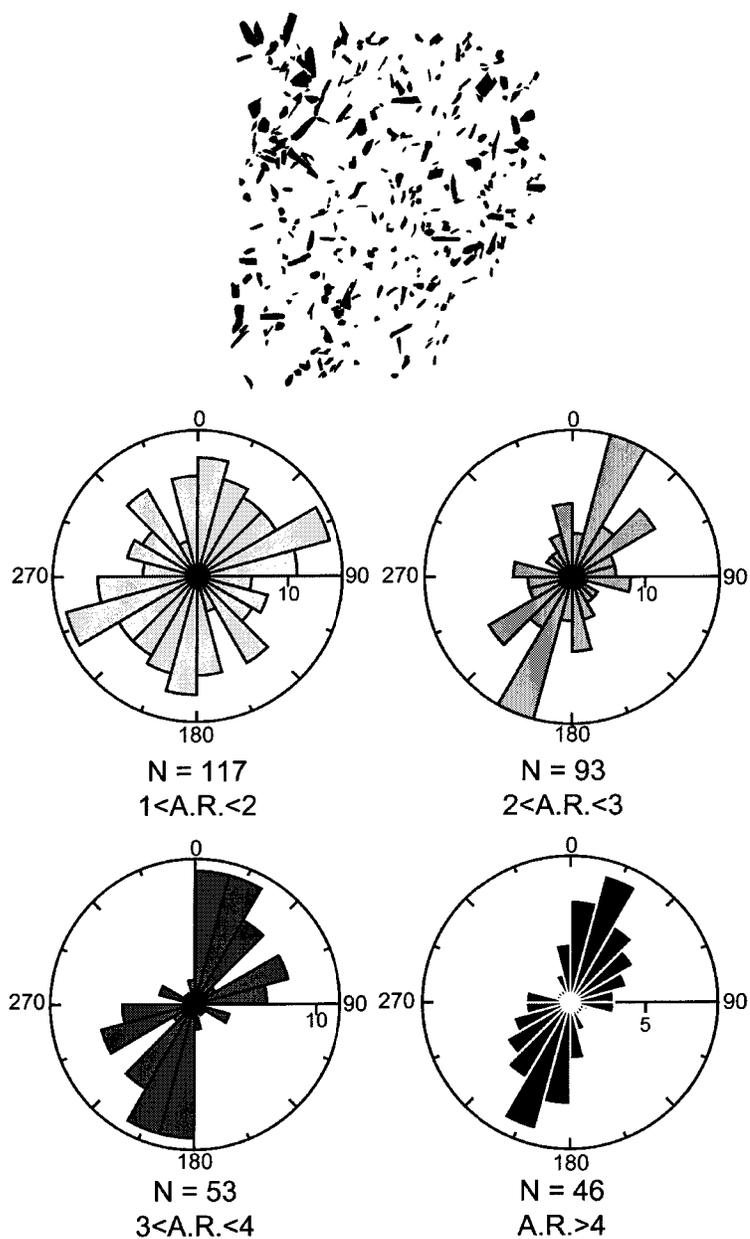


Fig. 3.16. Digitized map showing the distribution of hornblende and rose diagrams showing the orientation of the hornblende by aspect ratio in the plane of the layering (xy -plane) of melanocratic layer sample TS13B. The degree of preferred orientation increases with aspect ratio; the average orientation for hornblende in this thin section is shown in figure 3.15b.

3.6. WHOLE ROCK COMPOSITIONS

Thirty two fresh samples were selected for geochemical analyses; 12 from the non-layered granodiorites and 20 from the layered domains. The layered rocks were cut into rectangular blocks that correspond to an entire layer. Sample TS13, however, represents only the lowermost 5 cm (25%) of a melanocratic layer. All samples were crushed to a fine powder in an alumina mill. Whole-rock chemical analyses were performed at GEOLABS, Sudbury, Ontario (Canada), using X-ray fluorescence on fused glass discs for the major oxides and ICP-MS after closed digestion for the trace elements. Detection limits are estimated at 0.01 wt% for the major oxides and better than 0.1 ppm for the trace elements. The results are given in Table 3.3.

The compositions of the minerals have been determined using wavelength dispersive analysis on the Cameca SX100 electron microprobe at Laval University, Quebec (Canada) operated at 15 kV and 20 nA beam current.

3.6.1. Major elements

3.6.1.1. The non-layered granodiorites

All except one of the non-layered rocks fall in the granodiorite field (Fig. 3.17) on the Q-P diagram of Debon & Lefort (1988). The samples are all meta-aluminous and lie along the calc-alkaline trend for the Tuolumne Intrusive Suite.

The non-layered granodiorites define a linear trend (trend 1) on Harker diagrams (Figs. 3.18a to f), in which the Kuna Crest granodiorite lies at the low SiO₂ (59 to 66 wt %), Na₂O and K₂O, but high Fe₂O₃, MgO, TiO₂, and Al₂O₃ end, and the Cathedral Peak granodiorite lies at the other at 65 to 70 wt % SiO₂. The Half Dome granodiorite

partially overlaps the range of the Kuna Crest, and is generally more siliceous (63 to 66.5 wt % SiO₂). The least siliceous rocks on trend 1 are the mafic microgranular enclaves (Reid *et al.*, 1983; Reid *et al.*, 1993). Therefore, trend 1 can be interpreted as the result of hybridization between mafic and felsic magma as proposed by Reid *et al.* (1993).

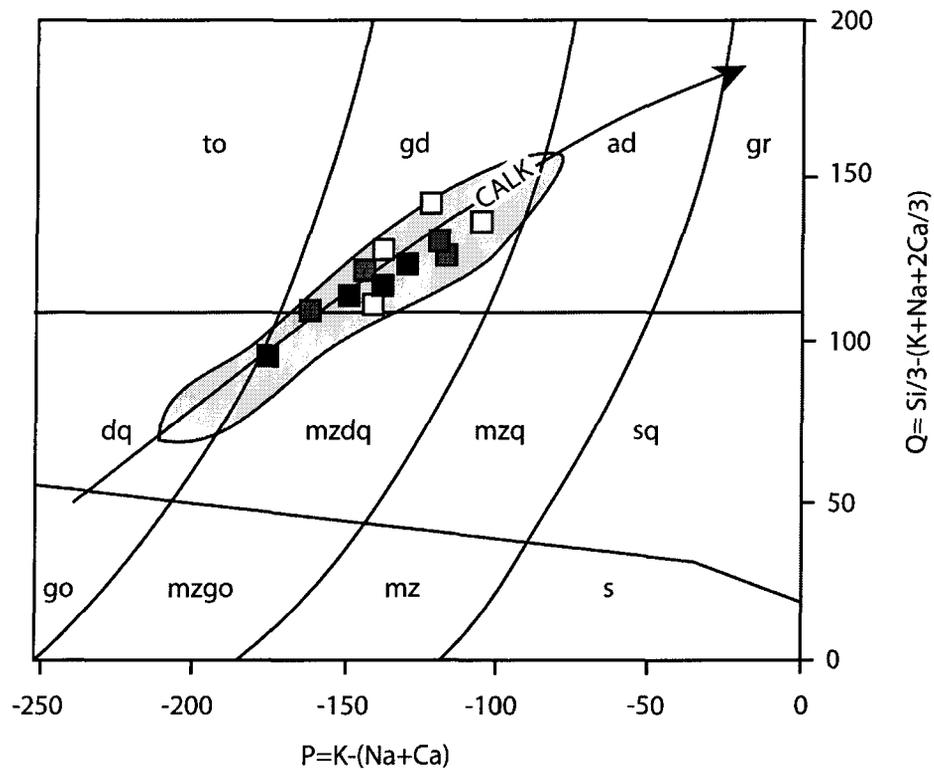


Fig. 3.17. Composition of non-layered granodiorites plotted on the QP diagram of Debon & LeFort (1988). Fields are; ad = adamellite, dq = quartz diorite, gd = granodiorite, go = gabbro, gr = granite, mz = monzonite, mzdq = quartz-monzodiorite, mzgo = monzogabbro, mzq = quartz-monzonite, s = syenite, sq = quartz-syenite, to = tonalite. The majority of samples fall in the granodiorite field, and all fall in the compositional field (shown in grey) for the Tuolumne Intrusive Suite, the calc-alkaline trend (arrow) defined by Debon & Lefort (1988). Symbols; black squares = Kuna Crest Granodiorite, grey squares = Half Dome Granodiorite, open squares = Cathedral Peak Granodiorite.

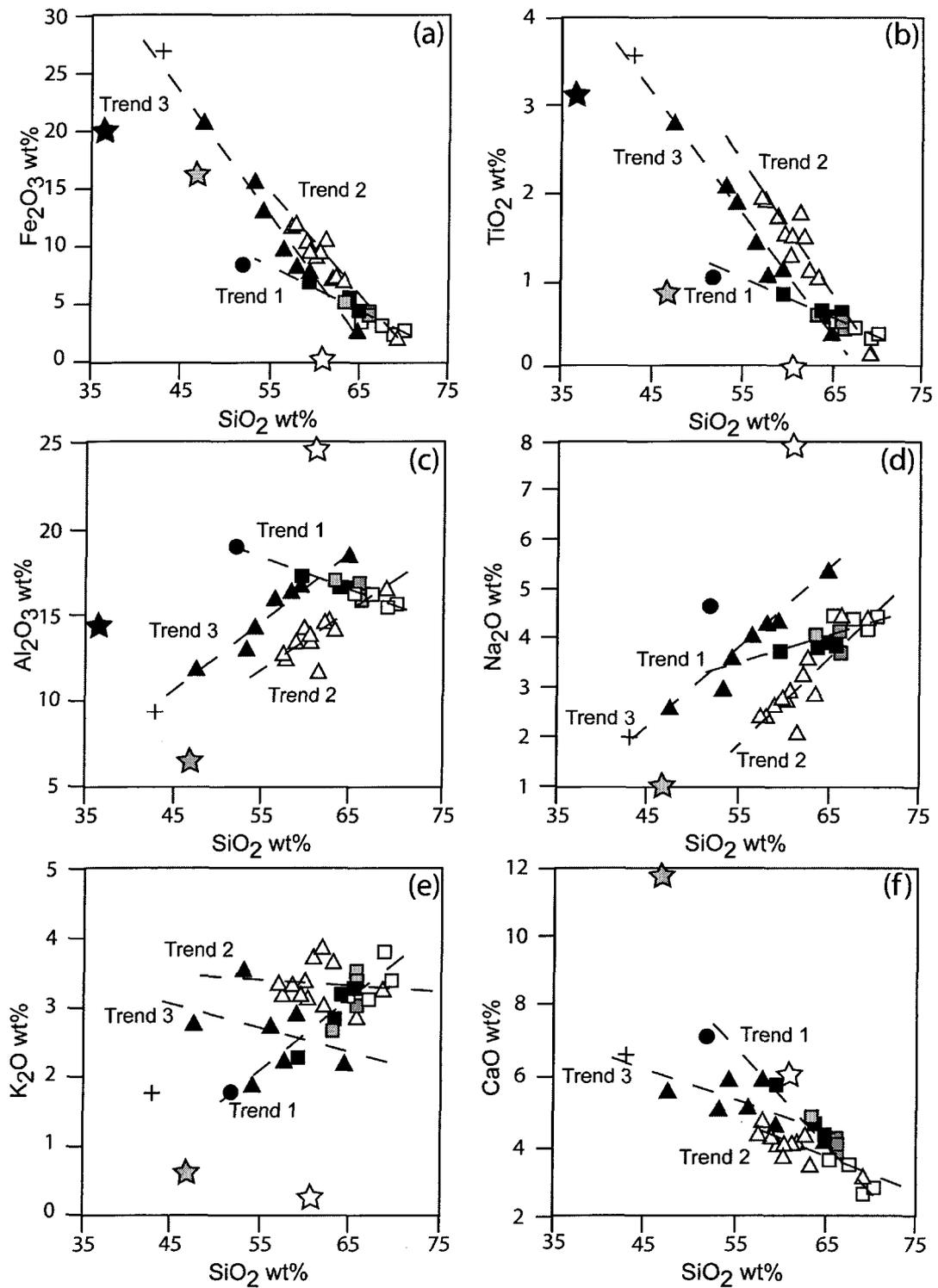
3.6.1.2. *The layered rocks*

The compositions of the layered rocks define two trends (trends 2 and 3) on the Harker diagrams (Figs. 3.18a to f) that are oblique to trend 1 defined by the non-layered rocks. Trend 2 is defined by samples from normal layers, and trend 3 by samples from the melanocratic layers. Sample (TS13), which consists of the lowest 5 cm of a melanocratic layer, lies on the extension of the trend 3 to lower silica contents; this sample was not used to draw trend 3.

Trends 2 and 3 are parallel on most plots, and are best separated on the SiO_2 vs. Al_2O_3 plot (Fig. 3.18c) where they intersect trend 1 at 66.7 wt. % and 61 wt. % SiO_2 respectively. Specifically, trend 2 intersects trend 1 near the boundary between the Half Dome and Cathedral Peak granodiorites, whereas, trend 3 intersects it near the boundary between the Half Dome and Kuna Crest granodiorites. Thus, the normal layers (trend 2) may have been derived from a more felsic source than the melanocratic layers (trend 3). Although from figure 3.18 it appears that the melanocratic and the normal layers could have been derived from the Kuna Crest and Cathedral Peak granodiorites respectively, the presence of large megacrysts in the melanocratic layers (see Fig. 3.6b) indicate that this interpretation is inadequate.

The two trends defined by the layered rocks are essentially parallel on the Harker plots (Fig. 3.18), and this suggests that the compositional fractionation displayed by each trend may have been caused by the same petrogenetic process. Although some layers of both types have compositions that are similar to some of the non-layered granodiorites, it is the melanocratic layers rocks that show the greatest departure from this; some samples showing an enrichment in TiO_2 and Fe_2O_3 by as much as a factor of 3, and SiO_2 contents as low as 45 wt. %. The position of the layered rocks relative to the

mineral compositions determined by electron microprobe on figure 3.18 indicates that trends 2 and 3 can be explained by variations in the degree to which plagioclase, quartz and possibly K-feldspar, or more likely plagioclase plus felsic melt, has been separated (i.e., fractionated) from hornblende, biotite, magnetite and titanite. A few layers of both types are enriched in plagioclase and quartz and plot on the high silica side of the trend defined by the non-layered granodiorites. At the other extreme, the Fe_2O_3 vs. SiO_2 plot (Fig. 3.18a) shows that hornblende and biotite alone cannot explain the high concentration of Fe_2O_3 in some samples; these must be enriched in magnetite also.



Légende page suivante

Fig. 3.18. Harker variation diagrams, comparing selected major oxide compositions of the three major types of non-layered granodiorite from the Tuolumne Intrusive Suite with the layered rocks from Sawmill Canyon. The samples outline three trends; trend 1 for the non-layered granodiorites and mafic microgranular enclaves, trend 2 for the “normal” layers and trend 3 for the “melanocratic” layers. Symbols: black dot = average composition of mafic microgranular enclaves from Reid *et al.* (1983); filled squares = Kuna Crest Granodiorite; grey squares = Half Dome Granodiorite; open squares = Cathedral Peak Granite, filled triangle = “melanocratic” layers; open triangles = “normal” layers; cross = basal 5 cm of melanocratic layer; filled star = average composition of biotite determined by electron microprobe; grey star = average composition of hornblende determined by electron microprobe; open star = average composition of plagioclase determined by electron microprobe.

3.6.2. Trace elements

3.6.2.1. The non-layered granodiorites

The non-layered granodiorites define a clear trend (trend 1) on trace element Harker diagrams (Fig. 3.19). The incompatible elements La and Sr show positive correlations with SiO₂ (Figs. 3.19a & b), whereas, the compatible trace elements Ni and Sc have negative correlations (Figs. 3.19c & d) with SiO₂. The Kuna Crest granodiorite is enriched in Ni and Sc, but is depleted in La and Sr relative to the Cathedral Peak granodiorite, consistent with it being the most melanocratic of the granodiorites.

Chondrite normalized rare earth element (REE) patterns for the non-layered granodiorites are shown in figure 3.20a. The slope of the REE patterns change systematically from the Kuna Crest (average La/LuN 12.1) through the Half Dome (average La/LuN 23.8) to the Cathedral Peak (average La/LuN 33.6) granodiorites. Moreover, the REE patterns from the Cathedral Peak granodiorite have essentially no Eu anomaly, whereas the Kuna Crest and Half Dome granodiorites have weak to moderate negative Eu anomalies. The abundance of light rare earth elements (LREE) is similar in all three granodiorites, but is lowest in the Kuna Crest. Thus, the principal difference in the REE patterns is that the Cathedral Peak granodiorite has systematically the lowest abundance of heavy rare earth elements (HREE). The shape of the REE patterns suggest that the Kuna Crest and Half Dome granodiorites both crystallized from melts that had already fractionated plagioclase. The steeper patterns of the Cathedral Peak granodiorite suggests that it too crystallized from a fractionated magma, but the absence of an Eu anomaly indicates a component of accumulated feldspar in it.

3.6.2.2. *The layered rocks*

The samples from the normal layers define a different trend (trend 2) to those from the melanocratic layers (trend 3) on the trace element Harker diagrams that are both different to that for the non-layered rocks (Fig. 3.19). On the La vs. SiO₂ plot (Fig. 3.19a) trend 2 defined by the normal layers lies at silica values about 5 wt % higher than trend 3 for the melanocratic layers. Both trends correlate negatively with SiO₂, whereas, La and SiO₂ are, as expected, positively correlated in the non-layered rocks; this suggests that the processes which controlled the distribution of La in the layered rocks were not the same as in the non-layered rocks. Figure 3.19 shows that for both the normal and the melanocratic layers the samples with the highest La contents also have the highest Ni and Sc, but the lowest Sr and SiO₂ contents, a relationship which indicates that the phases containing the LREE showed the same behaviour as the mafic minerals, and not as the feldspars, in the layer-making process. The position of trend 3 on figure 3.19b, together with the higher CaO and Na₂O, contents indicates that the melanocratic layers have a higher plagioclase/quartz ratio than the normal layers.

Although the La contents range from about 20 to 200 ppm, all the REE patterns, whether from normal or melanocratic layers, are essentially parallel (Fig. 3.20b) with La/LuN ratios of about 24. This relationship indicates that there was very little fractionation between the various minerals that are the principal reservoirs of the REE during the layer-making process. Since the decrease in the total abundance of REE correlates with increasing SiO₂, Na₂O and Sr, the change in the level of the REE patterns is interpreted to be due to dilution of the REE-bearing phases by phases that do not contain significant amounts of REE, such as plagioclase and melt (which later

crystallized quartz and K-feldspar) as the layers formed. Fifteen out of 17 REE patterns show small negative Eu anomalies, and these become less pronounced as the total REE content decreases. The layer with the lowest total REE content has a slight positive Eu anomaly; the sample with the next lowest has an essentially smooth pattern. Thus, the change in the Eu anomaly is also consistent with an increase in the proportion of plagioclase as the total REE content declines.

Sample TS13, which consists of the bottom 5 cm of a melanocratic layer, has a REE pattern that is parallel to the others, but has the highest total REE content and the largest negative Eu anomaly; as is to be expected given that the feldspar-rich top of the layer was not included. The normal and melanocratic layers have very similar trace element and REE trends, and this suggests that the same processes occurred during the formation of each type, although their starting compositions were different. The shape of the REE pattern from the layered rocks corresponds to that from non-layered *Half Dome* and *Cathedral Peak* granodiorites, but is between a factor of 2 and 8 higher. The majority of layers contain more REE than the non-layered granodiorites, a feature consistent with the concentration of REE-bearing phases in the layer-forming process and the loss of REE-depleted material (i.e., melt). The loss of the melt fraction may be because the melt-rich upper part of the layer has been eroded off, or it may be due to the redistribution of melt after the layers had formed and which created the felsic lenses shown in figure 3.5b.

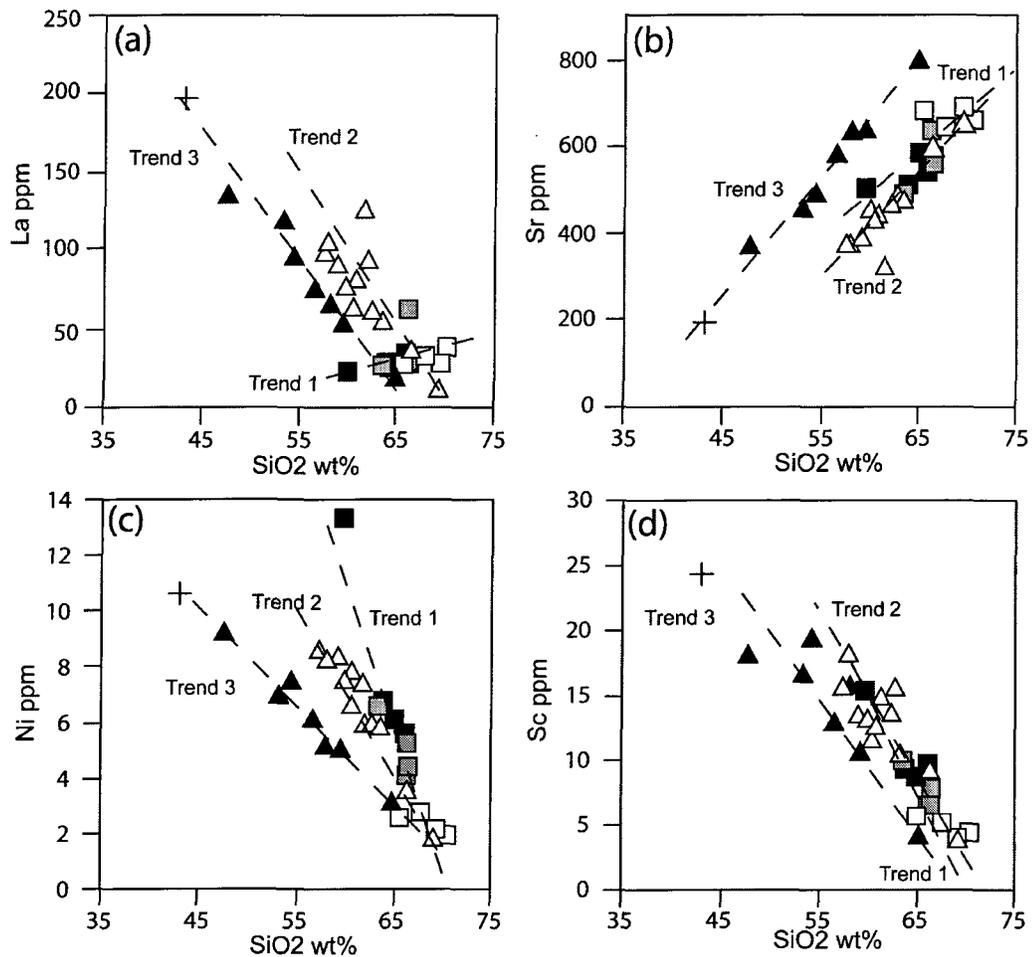


Fig. 3.19. Variation diagrams for selected trace elements versus SiO₂ comparing compositions of the three major types of non-layered granodiorite from the Tuolumne Intrusive Suite with the layered rocks from Sawmill Canyon. The samples outline three trends; trend 1 for the non-layered granodiorites and mafic microgranular enclaves, trend 2 for the “normal” layers and trend 3 for the “melanocratic” layers. Symbols: filled squares = Kuna Crest Granodiorite; grey squares = Half Dome Granodiorite; open squares = Cathedral Peak Granite, filled triangle = “melanocratic” layers; open triangles = “normal” layers; cross = basal 5 cm of melanocratic layer.

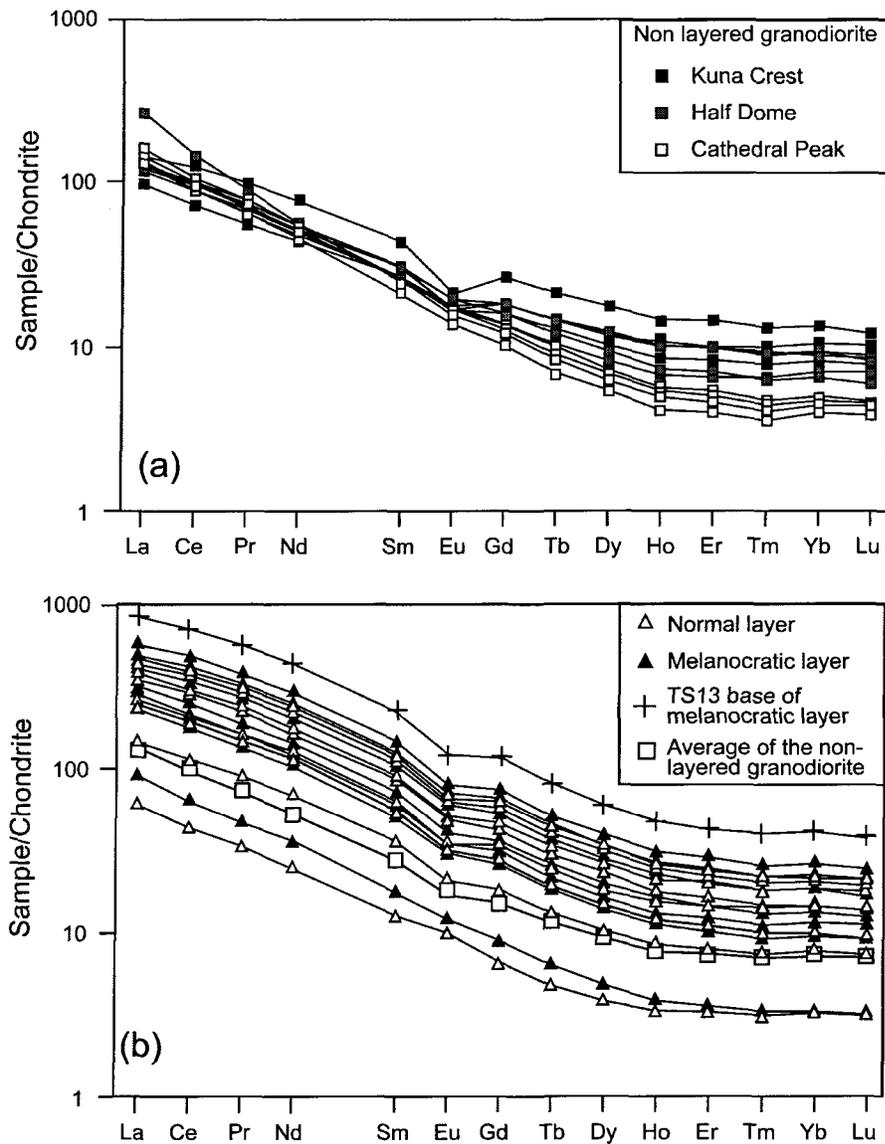


Fig. 3.20. Chondrite-normalized rare earth element (REE) diagrams. (a) Non-layered granodiorites from the Tuolumne Intrusive Suite. (b) Layered rocks from the Sawmill Canyon area. Note the change in La/Lu_N ratio for the non-layered granodiorites resulting from a lower heavy rare earth element content in the more felsic granodiorites. The layered rocks have essentially parallel patterns with higher total REE contents in the more melanocratic layers.

3.6.3. Mineral compositions

3.6.3.1. The non-layered granodiorites

The compositions of hornblende and plagioclase were determined in two non-layered rocks from each granodiorite. The amphibole is magnesiohornblende in the terminology of Leake *et al.* (1997). Variation in the FeO* (all iron expressed as FeO) and Al₂O₃ contents with SiO₂ in the amphiboles are shown on figures 3.21a & c. The amphibole populations from each granodiorite are different, and three fields are defined on figures 3.21b & d. Hornblende from the Kuna Crest granodiorite has the lowest SiO₂ and the highest Al₂O₃ and FeO* contents, whereas hornblende from the Cathedral Peak granodiorite has the highest SiO₂ and the lowest Al₂O₃ and FeO* contents. Hornblende from the Half Dome granodiorite defines an intermediate field on figures 3.21a & c. However, because they have similar Al₂O₃ and FeO* contents, but contain about 2 wt. % SiO₂ less than the amphibole from the Cathedral Peak granodiorite, the trend on figure 3.21a is not linear. These variations in the composition of the hornblende could be due to crystallization from magmas of different bulk composition, or it could reflect different conditions of crystallization, such as temperature and pressure (Ague, 1997). Further detailed examination of the composition of the hornblende is beyond the scope of this work.

Plagioclase from the granodiorites has compositions between An₁₇ and An₄₆. Plagioclase from the Kuna Crest granodiorite is the most calcic plagioclase and that from the Cathedral Peak granodiorite the least calcic (Fig. 3.21e). Plagioclase from the Half Dome granodiorite defines a field that partially overlaps the fields for plagioclase from the Kuna Crest and Cathedral Peak granodiorites. The overlap of the

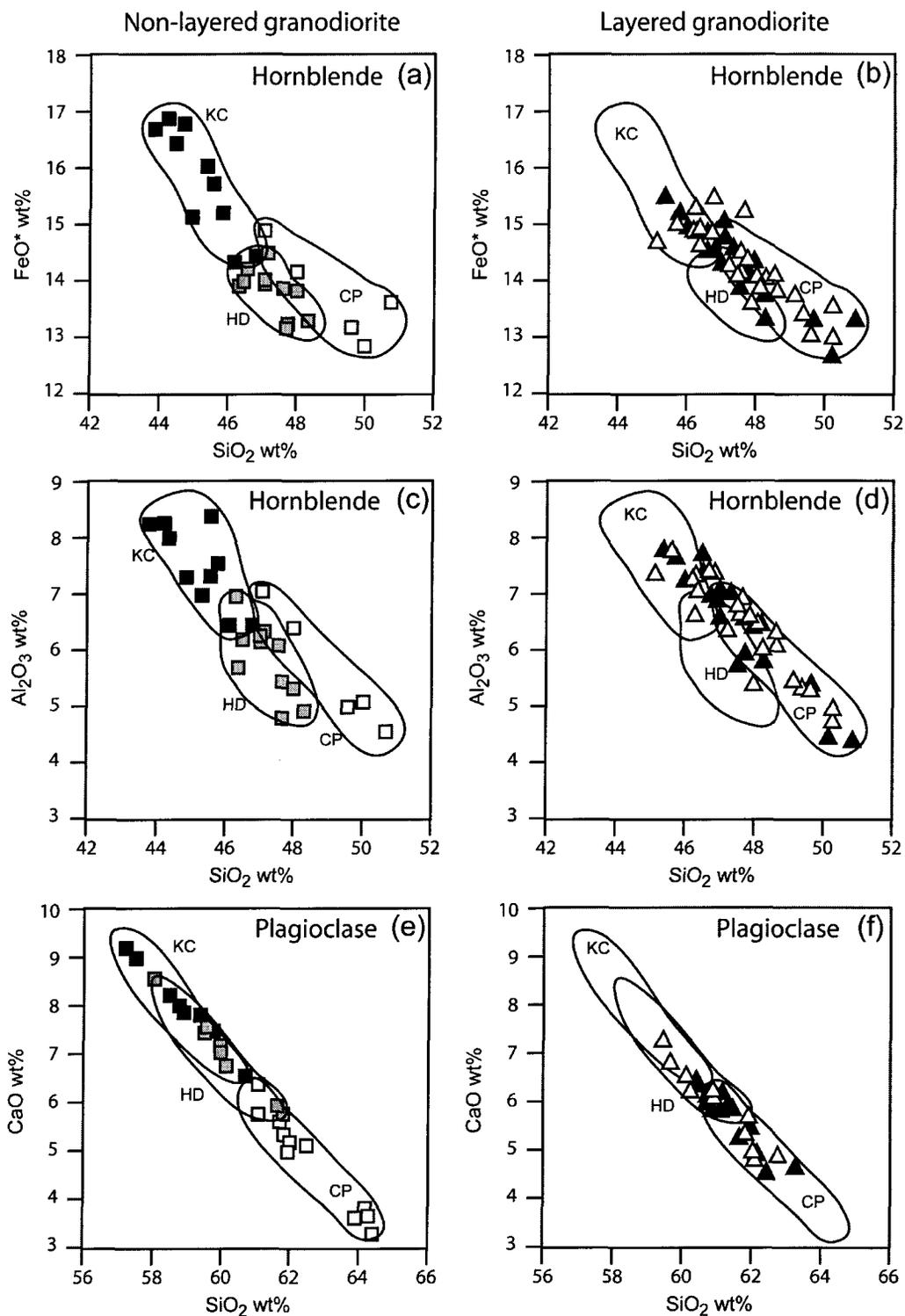
compositional fields is partly explained by compositional zoning in the plagioclase; some zoning can be attributed to magma mixing, and some to fractional crystallization.

3.6.3.2. *The layered rocks*

Hornblende from the layered rocks has a similar compositional range to that of the non-layered rocks, except for the absence of the most aluminous and Fe-rich hornblende with less than 45 wt % SiO₂ (Figs. 3.21b & d). There is no distinct difference between the compositions of hornblende from the normal and melanocratic layers. Hornblende from the layers define a field that is continuous from 45 to 51 wt. % SiO₂ and overlaps the fields for hornblende from the Kuna Crest, Half Dome and Cathedral Peak granodiorites.

Figure 3.22 shows the mg-number [$\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$] of hornblende from a single normal layer. There is no systematic change in mg-number from the bottom to the top of the layer, although there is considerable range from 0.57 to 0.67 within the layer. This result suggests accumulation of hornblende from an evolving melt, or in situ growth by fractional crystallization at a crystallization front or boundary layer, were not factors in forming the layers (e.g. Barbey *et al.*, 2008).

The range of plagioclase compositions from the layered rocks is less than that from the three non-layered granodiorites (Fig. 3.21f), both the most calcic and the most sodic compositions are missing. The field of plagioclase compositions for the melanocratic layers overlaps the fields for the Half Dome and Cathedral Peak granodiorites. The compositions of plagioclase from the normal layers extend to slightly more calcic compositions than are found in the melanocratic layers.



Légende page suivante

Fig. 3.21. Composition of hornblende and plagioclase from the non-layered granodiorites and the layered rocks. (a) Plot of FeO^* vs SiO_2 for hornblende from the non-layered granodiorites. (b) FeO^* vs SiO_2 for hornblende from the layered rocks compared to the fields for the non-layered granodiorites. (c) Al_2O_3 vs SiO_2 for hornblende from the non-layered granodiorites. (d) Al_2O_3 vs SiO_2 for hornblende from the layered rocks compared to the fields for the non-layered granodiorites. (e) CaO vs SiO_2 in plagioclase from the non-layered granodiorite. (f) CaO vs SiO_2 for plagioclase from the layered rocks compared to the fields for the non-layered granodiorites.

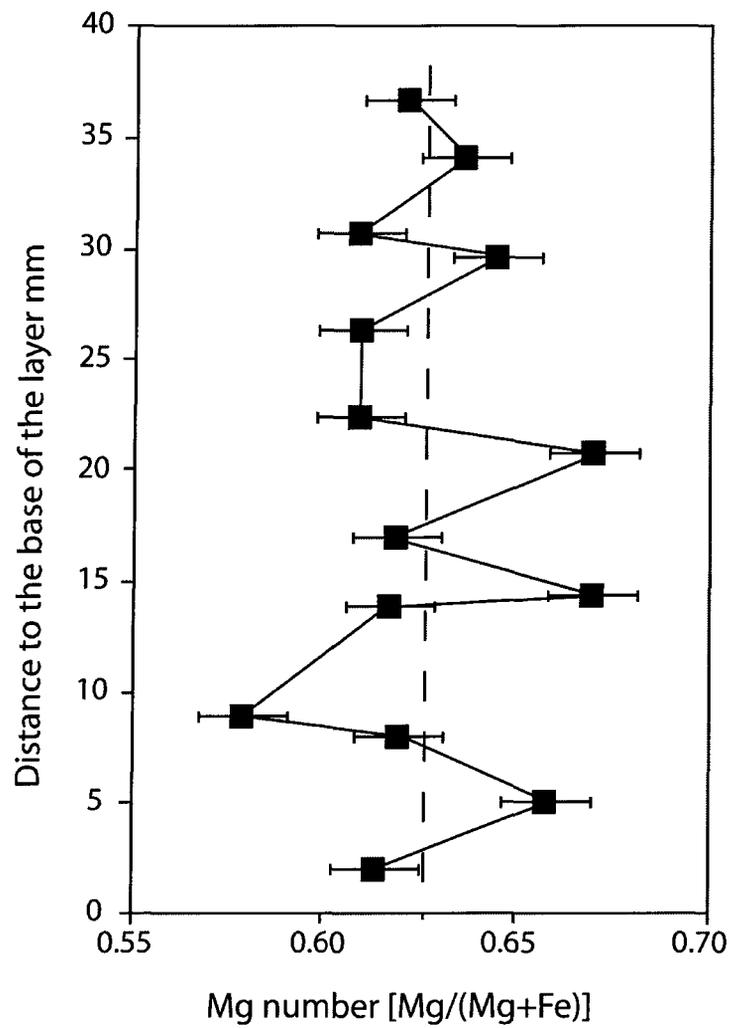


Fig. 3.22. Magnesium number [Mg/(Mg + Fe²⁺)] of hornblende with distance from the base of a normal layer, sample TS22B showing no systematic change across with height in layer.

Table 3.3: Whole rock compositions of rocks from the Sawmill Canyon area.

Lithology	sample No.	Kuna Crest granodiorite				Half Dome granodiorite				Cathedral Peak granodiorite			
		TS 27	TM 32	TM 33	TML1	TS 24	TS 26	TM 30	TML2	TS 31	TS 33	TS 21	TC 3
SiO ₂	wt%	63.86	66.06	65.07	59.68	63.60	66.36	66.43	66.38	70.36	65.57	67.78	69.45
TiO ₂	wt%	0.66	0.66	0.61	0.87	0.64	0.56	0.51	0.55	0.42	0.55	0.49	0.36
Al ₂ O ₃	wt%	16.66	16.15	16.63	17.31	16.92	16.87	16.52	16.14	15.65	16.37	16.16	15.47
Fe ₂ O ₃	wt%	5.43	4.24	4.53	7.09	5.29	4.10	4.08	4.20	2.77	3.45	3.18	2.42
MnO	wt%	0.09	0.07	0.08	0.11	0.09	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.06	0.05
MgO	wt%	2.20	1.73	1.87	3.29	2.18	1.46	1.64	1.55	0.77	1.15	1.00	0.68
CaO	wt%	4.82	4.32	4.45	5.93	4.94	4.33	4.09	3.95	2.90	3.72	3.56	2.77
Na ₂ O	wt%	3.81	3.80	3.90	3.67	4.03	4.06	3.67	3.74	4.41	4.40	4.35	4.21
K ₂ O	wt%	2.81	3.28	3.13	2.26	2.64	3.02	3.38	3.50	3.36	3.14	3.10	3.76
P ₂ O ₅	wt%	0.20	0.18	0.19	0.22	0.19	0.21	0.18	0.20	0.17	0.22	0.20	0.16
LOI	wt%	0.58	0.39	0.46	0.83	0.47	0.34	0.69	0.52	0.38	0.66	0.54	0.46
TOTAL	wt%	101.13	100.87	100.91	101.26	101.00	101.37	101.26	100.82	101.24	99.29	100.44	99.79
A/CNK		0.92	0.91	0.93	0.90	0.91	0.95	0.96	0.94	0.97	0.94	0.95	0.96
REE													
La	ppm	27.80	33.38	27.46	22.61	27.06	30.60	29.66	61.42	36.21	27.78	32.45	30.80
Ce	ppm	58.81	75.04	53.94	44.30	52.10	60.06	57.83	87.00	63.15	54.64	57.58	54.33
Pr	ppm	6.85	9.26	5.89	5.17	6.12	6.87	6.25	7.89	6.86	6.33	6.28	5.84
Nd	ppm	24.49	34.84	21.42	20.05	23.23	25.35	21.36	25.31	24.24	23.28	22.46	20.81
Sm	ppm	4.36	6.52	3.95	4.06	4.41	4.43	3.35	3.66	3.64	3.80	3.68	3.10
Eu	ppm	1.07	1.20	0.92	0.96	0.97	1.09	0.94	0.93	0.89	0.95	0.90	0.78
Gd	ppm	3.57	5.21	3.17	3.51	3.67	3.26	2.43	2.68	2.37	2.67	2.53	2.01
Tb	ppm	0.52	0.75	0.45	0.51	0.53	0.43	0.35	0.36	0.30	0.34	0.31	0.25
Dy	ppm	2.85	4.26	2.51	2.95	2.95	2.27	1.88	1.95	1.50	1.76	1.62	1.31
Ho	ppm	0.56	0.79	0.47	0.56	0.55	0.41	0.35	0.37	0.27	0.31	0.29	0.23
Er	ppm	1.62	2.24	1.30	1.58	1.53	1.10	1.04	1.07	0.73	0.85	0.81	0.63
Tm	ppm	0.24	0.32	0.19	0.23	0.22	0.16	0.17	0.16	0.11	0.12	0.11	0.09
Yb	ppm	1.67	2.12	1.31	1.48	1.44	1.04	1.16	1.12	0.71	0.79	0.75	0.62
Lu	ppm	0.25	0.30	0.19	0.22	0.21	0.15	0.19	0.18	0.11	0.12	0.11	0.09
Trace elements													
Cr	ppm	10.11	9.02	8.87	25.37	10.15	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni	ppm	6.77	5.56	6.10	13.32	6.58	4.11	5.37	4.45	1.93	2.62	2.72	2.17
Co	ppm	12.97	10.59	11.82	20.09	12.58	8.56	10.02	9.56	4.48	6.26	5.92	4.08
V	ppm	94.76	79.16	83.31	139.94	92.20	65.63	67.38	68.51	37.10	54.57	50.47	34.95
Ga	ppm	18.39	18.99	18.99	20.13	19.19	18.88	18.20	18.82	20.15	19.60	19.58	19.29
Cs	ppm	8.49	5.32	5.43	7.47	8.35	3.17	4.72	6.49	4.91	4.74	4.87	4.25
Rb	ppm	130.40	131.67	118.74	136.22	107.21	86.53	117.02	119.37	112.08	99.02	100.68	116.20
Ba	ppm	805.72	730.74	740.89	450.84	684.27	1040.98	956.20	1023.54	904.78	898.99	742.40	902.42
Th	ppm	23.63	22.96	22.57	14.36	22.20	10.60	25.99	49.18	13.47	9.46	13.34	12.18
U	ppm	17.99	7.12	5.27	5.47	6.46	4.49	5.89	11.14	3.23	3.29	3.76	2.78
Ta	ppm	0.92	1.20	0.79	0.51	0.68	0.74	1.02	1.00	0.59	0.62	0.54	0.51
Nb	ppm	9.10	11.50	8.50	7.60	8.00	9.00	9.00	11.40	8.60	9.10	8.10	7.40
Sr	ppm	502.60	549.50	583.30	501.80	491.30	631.10	558.80	565.90	663.60	684.60	647.40	686.60
Hf	ppm	2.10	3.00	2.90	2.10	2.60	2.30	2.90	2.20	3.70	3.20	3.20	2.80
Zr	ppm	62.70	93.60	98.80	74.10	76.80	74.50	95.90	70.30	133.70	114.90	108.30	100.30
Y	ppm	15.57	22.77	13.61	16.13	14.73	11.22	10.75	11.39	7.54	8.53	7.80	6.52

Table 3.3: Continued

Lithology		Normal layering											
sample No.		TS 16A	TS 16B	TS 16C	TS 18	TS22A	TS22B	TS22C	TS22D	TS22E	TS22F	TS22G	TS22H
SiO ₂	wt%	62.64	66.33	62.15	69.31	61.46	58.98	59.76	57.87	57.44	60.36	63.44	60.57
TiO ₂	wt%	1.19	0.62	1.57	0.23	1.84	1.79	1.58	1.98	2.01	1.38	1.10	1.56
Al ₂ O ₃	wt%	14.76	16.36	14.77	16.64	11.90	13.57	14.31	12.61	12.94	13.98	14.39	13.76
Fe ₂ O ₃	wt%	7.49	4.05	7.36	2.16	10.67	10.44	9.54	12.04	11.96	9.37	7.15	9.59
MnO	wt%	0.15	0.09	0.15	0.04	0.19	0.19	0.17	0.22	0.21	0.17	0.13	0.16
MgO	wt%	2.97	1.58	2.98	0.53	2.81	3.39	3.19	3.61	3.89	3.33	2.47	2.91
CaO	wt%	4.48	4.08	4.24	3.32	4.31	4.43	4.22	4.93	4.56	3.95	3.64	4.20
Na ₂ O	wt%	3.60	4.42	3.26	4.38	2.09	2.62	2.79	2.39	2.42	2.77	2.88	2.89
K ₂ O	wt%	3.02	2.86	3.88	3.24	3.76	3.31	3.23	3.19	3.32	3.37	3.65	3.14
P ₂ O ₅	wt%	0.40	0.22	0.37	0.13	0.45	0.48	0.44	0.56	0.54	0.46	0.34	0.42
LOI	wt%	0.55	0.44	0.60	0.45	0.86	1.13	1.06	1.00	1.09	1.15	1.04	1.12
TOTAL	wt%	101.25	101.03	101.32	100.42	100.34	100.33	100.29	100.40	100.38	100.29	100.23	100.32
A/CNK		0.85	0.92	0.85	0.99	0.77	0.85	0.91	0.77	0.81	0.91	0.94	0.87
REE													
La	ppm	62.24	35.50	94.54	14.53	127.32	91.66	79.81	107.16	101.60	64.62	56.56	82.40
Ce	ppm	130.31	71.76	194.61	27.14	260.25	204.36	175.52	240.49	227.80	134.78	117.80	177.74
Pr	ppm	15.55	8.61	22.67	3.11	30.10	24.06	20.56	28.42	26.80	15.19	13.58	20.65
Nd	ppm	57.68	31.93	83.05	11.20	113.56	89.37	76.67	106.76	101.03	56.28	49.95	77.07
Sm	ppm	9.43	5.34	13.77	1.88	18.44	14.65	12.66	17.54	16.42	9.17	8.12	12.65
Eu	ppm	2.02	1.19	2.93	0.55	3.91	3.16	2.72	3.76	3.51	1.98	1.77	2.72
Gd	ppm	6.71	3.67	9.61	1.32	12.24	9.74	8.30	11.67	10.77	6.02	5.38	8.40
Tb	ppm	0.86	0.48	1.27	0.17	1.56	1.23	1.06	1.47	1.37	0.77	0.69	1.06
Dy	ppm	4.67	2.54	6.48	0.95	8.31	6.52	5.62	7.85	7.29	4.08	3.63	5.67
Ho	ppm	0.85	0.47	1.17	0.18	1.44	1.12	0.97	1.37	1.27	0.71	0.63	0.98
Er	ppm	2.32	1.28	3.19	0.52	3.74	3.03	2.62	3.63	3.37	1.90	1.69	2.64
Tm	ppm	0.34	0.19	0.46	0.08	0.52	0.42	0.36	0.50	0.47	0.26	0.23	0.36
Yb	ppm	2.30	1.27	3.05	0.53	3.45	2.77	2.37	3.32	3.09	1.77	1.56	2.40
Lu	ppm	0.33	0.18	0.43	0.08	0.49	0.39	0.34	0.48	0.45	0.26	0.23	0.35
Trace elements													
Cr	ppm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	12.02	12.08	11.48	13.38	12.30	11.19	9.19	10.20
Ni	ppm	5.98	3.70	6.05	2.07	7.41	8.41	7.62	8.38	8.59	7.89	5.89	6.68
Co	ppm	15.95	8.21	16.45	3.62	15.85	19.70	18.09	19.62	21.73	18.08	13.77	16.37
V	ppm	117.72	63.40	120.81	30.68	186.42	184.09	165.37	211.30	203.89	149.02	121.25	160.09
Ga	ppm	22.63	20.45	22.55	18.36	20.13	23.72	22.43	22.41	23.46	22.22	20.92	22.20
Cs	ppm	12.42	4.75	12.45	2.16	4.04	5.99	4.33	3.09	4.30	4.00	3.46	4.84
Rb	ppm	137.46	83.25	159.36	82.07	107.83	124.13	114.56	99.29	123.49	123.22	123.03	112.66
Ba	ppm	492.37	535.38	643.33	545.50	475.59	496.20	542.71	532.11	556.39	560.28	556.02	485.02
Th	ppm	37.60	24.68	38.44	16.35	43.71	32.65	26.55	35.36	35.50	23.06	25.29	26.56
U	ppm	5.72	3.85	6.59	3.36	8.62	7.67	7.09	8.57	10.32	6.29	5.84	8.10
Ta	ppm	1.46	0.84	2.04	0.32	2.47	1.98	1.71	2.36	2.23	1.25	1.13	1.74
Nb	ppm	20.10	11.40	27.90	4.10	32.60	27.20	23.40	31.80	30.40	18.00	15.80	23.50
Sr	ppm	480.80	593.10	468.30	656.50	326.20	397.30	458.60	379.00	376.70	431.80	484.40	445.30
Hf	ppm	6.00	3.40	5.20	2.30	8.20	5.40	5.10	7.70	8.00	5.40	4.30	6.50
Zr	ppm	207.70	116.10	172.80	81.50	273.60	171.00	167.20	259.70	270.50	185.40	146.40	220.50
Y	ppm	23.72	13.16	32.01	5.14	37.83	29.77	25.77	36.19	33.69	18.93	16.93	25.97

Table 3.3: Continued

Lithology		Melanocratic layering							
sample No.		TS 8	TS 9A	TS 9B	TS 9C	TS 11	TS 13	TS 29A	TS 32
SiO ₂	wt%	54.29	64.99	56.49	59.39	47.60	43.06	58.10	53.21
TiO ₂	wt%	1.96	0.44	1.50	1.19	2.82	3.64	1.12	2.13
Al ₂ O ₃	wt%	14.38	18.66	16.04	16.93	12.02	9.54	16.52	13.15
Fe ₂ O ₃	wt%	13.12	3.02	10.13	7.95	20.74	27.24	8.49	15.80
MnO	wt%	0.23	0.06	0.18	0.15	0.28	0.36	0.16	0.24
MgO	wt%	4.12	1.06	3.24	2.89	4.55	4.36	2.79	3.16
CaO	wt%	6.18	4.33	5.32	4.80	5.78	6.88	6.14	5.27
Na ₂ O	wt%	3.66	5.40	4.06	4.40	2.64	2.16	4.34	2.95
K ₂ O	wt%	1.86	2.18	2.74	2.91	2.76	1.80	2.23	3.54
P ₂ O ₅	wt%	0.69	0.18	0.56	0.45	0.93	1.04	0.73	0.81
LOI	wt%	0.53	0.79	0.80	0.67	0.28	N.D.	0.66	0.32
TOTAL	wt%	101.01	101.11	101.06	101.72	100.41	100.10	101.30	100.57
A/CNK		0.75	0.98	0.83	0.88	0.67	0.53	0.80	0.72
REE									
La	ppm	97.80	22.09	76.00	56.60	136.14	198.57	68.31	119.51
Ce	ppm	210.52	39.79	156.58	112.28	300.81	440.72	134.68	263.16
Pr	ppm	25.31	4.47	18.06	12.86	35.82	53.16	15.29	31.69
Nd	ppm	94.98	16.55	66.94	47.43	133.78	202.61	56.38	117.24
Sm	ppm	15.74	2.68	10.94	7.67	22.00	33.55	9.08	19.10
Eu	ppm	3.33	0.70	2.37	1.73	4.62	7.02	2.01	4.09
Gd	ppm	10.73	1.81	7.37	5.23	15.03	23.14	6.32	13.32
Tb	ppm	1.37	0.23	0.95	0.67	1.91	2.96	0.79	1.68
Dy	ppm	6.92	1.21	4.86	3.46	9.82	14.95	4.11	8.46
Ho	ppm	1.23	0.22	0.88	0.62	1.73	2.66	0.72	1.48
Er	ppm	3.26	0.57	2.34	1.65	4.65	7.02	1.98	3.97
Tm	ppm	0.46	0.08	0.33	0.23	0.65	1.00	0.28	0.55
Yb	ppm	3.05	0.54	2.19	1.55	4.38	6.63	1.89	3.66
Lu	ppm	0.44	0.08	0.32	0.23	0.64	0.93	0.28	0.54
Trace elements									
Cr	ppm	8.96	n.d.	n.d.	n.d.	12.82	18.16	n.d.	12.32
Ni	ppm	7.58	3.19	6.10	5.15	9.31	10.72	5.21	7.08
Co	ppm	23.63	6.44	19.20	16.31	30.99	36.18	15.47	22.21
V	ppm	213.29	45.22	162.70	119.92	350.07	527.10	136.13	275.70
Ga	ppm	26.64	22.91	26.96	25.23	28.84	32.63	24.66	27.26
Cs	ppm	7.32	3.13	7.34	9.35	16.28	21.25	5.87	11.50
Rb	ppm	117.28	92.48	142.03	145.44	163.08	139.20	98.67	147.55
Ba	ppm	235.12	326.18	313.68	355.49	347.67	148.54	263.04	1455.28
Th	ppm	25.08	18.54	19.52	16.43	43.54	59.89	24.24	30.05
U	ppm	10.42	4.49	8.92	6.16	19.25	18.47	8.79	11.68
Ta	ppm	2.12	0.44	1.54	1.09	3.07	4.67	1.28	2.64
Nb	ppm	30.30	6.30	22.00	16.00	42.60	62.40	18.90	36.60
Sr	ppm	496.90	801.80	589.30	643.90	370.90	205.70	636.80	461.70
Hf	ppm	10.20	2.10	6.20	4.40	16.60	24.90	6.60	13.60
Zr	ppm	374.80	70.60	208.60	148.90	619.50	925.20	234.90	516.20
Y	ppm	34.04	6.05	23.89	16.64	47.68	72.19	20.00	40.95

LOI, loss on ignition; n.d., not determined

3.7. DISCUSSION

There are major differences in morphology, microstructure and whole rock composition between the non-layered granodiorites and layered rocks in the Tuolumne Intrusive Suite, and these provide the means of identifying the processes that formed the layered rocks. However, it is the field relationships, orientations and location of the layered rocks that provide the insight into what triggered their formation.

The trend for the non-layered rocks on Harker variation diagrams (Fig. 3.18) is consistent with mixing between mafic and felsic magma as the first order geochemical process in the Tuolumne Intrusive Suite (Reid *et al.*, 1983). However, the change in slopes (i.e., La/Lu_N) and the size of the Eu anomalies between the REE patterns (Fig. 3.20a), also reveal the effects of fractional crystallization on the magmas from which the granodiorites crystallized. The non-layered granodiorites are foliated (Fig. 3.12), but have essentially homogeneous microstructures in that the crystals with high aspect ratio are aligned, but there is no significant gradation in the grain size, or variation in the modal proportions of minerals in the thin section (Fig. 3.9). Thus, their microstructure records some gradients in the magmatic flow regime, but no separation of the melt fraction from the crystals at the scale of the sample.

The layered rocks fall on another trend on Harker diagrams (Figs. 3.18 & 3.19) and this indicates that they experienced different processes to those which affected the non-layered granodiorites. The trend for the layered rocks crosses that for the non-layered rocks, and the shape of the REE pattern in the layered rocks is the same as that from the Half Dome and Cathedral Peak granodiorites. Furthermore, the layered rocks contain minerals that have the same range of sizes and composition as those in the Half Dome and Cathedral Peak granodiorites, and a few contain larger grains typical of the

Kuna Crest granodiorite. Thus, the material in the layered rocks could have been derived from the same magmas from which the granodiorites formed.

Layered rocks define trends on Harker variation diagrams (Figs. 3.18 & 3.19) that extend from the mafic minerals hornblende, magnetite, titanite and biotite at one extreme to the felsic minerals plagioclase, quartz and K-feldspar (or plagioclase + felsic melt) at the other. The spread of samples along the trend is consistent with crystal fractionation; dense mafic crystals were separated from plagioclase and melt. The REE patterns from all the layered rocks are remarkably parallel (Fig. 3.20b), hence there was no fractionation between the different REE-bearing phases from one layer to another; the layer-making process did not distinguish between the REE-bearing minerals. Differences in the level of the patterns between layers is attributed to dilution of the REE-bearing phases by a phase (melt), or phases (plagioclase + melt), that contain very little REE. Next we discuss how this segregation of crystals may have occurred.

3.7.1. Microstructure and macrostructure

None of the minerals in the non-layered or layered rocks studied show evidence of deformation (no bent or broken grains, polygonal subgrains or deformation bands) or recrystallization (no lobate grain boundaries), and undulose extinction is minor. Hence the microstructures do not appear to be significantly reset and are, therefore, considered to be representative of those acquired during crystallization and solidification.

The layered rocks have complex microstructures. Most layers show inverse size gradation with large crystals of plagioclase and biotite at the top, normal density grading with magnetite, titanite and hornblende at the base (Figs. 3.10 & 3.11) and a

significant change in the orientation of crystals from bottom to top within the layers (Fig. 3.14). Similar microstructures are known from sediment gravity flows.

3.7.1.1. Processes and structures in sediment gravity flows

The structures that form in sediment gravity flows are, to a large extent, determined by the concentration of particles in the flow. There are two basic types of flow; cohesive and non-cohesive. In cohesive flows (e.g., mud flows), the matrix is strong and provides support for the grains, thus there is little alignment and sorting of the particles that are supported. Non-cohesive flows are subdivided according to the principal mechanism by which the particles are moved in the flow and put into suspension. There are four types. 1) Flows in which the concentration of particles is sufficiently high that grain-to-grain and grain-to-bed collisions maintain a “dispersive pressure” that prevents the particles from settling out from suspension, and hence from forming normal grading, are called hyper-concentrated flows by Mulder & Alexander (2001). 2) At slightly lower concentration of particles, the interactions between particles in a hyper-concentrated flow become fewer and the “dispersive pressure” is unable to support the densest (or more correctly the most negatively buoyant) particles which fall out to produce a “density” grading. The downward flux of these particles displaces fluid upwards which supports the least dense (or more correctly least negatively buoyant) particles by “buoyant lift”; these have been called liquefied flows by Lowe (1982). 3) At still lower concentrations of particles, the upper part of the flow becomes turbulent, and this turbulence holds particles aloft in the flow; the “dispersive pressure” in the lower part of the flow is weaker so that particles begin to settle out and sorting occurs. These are called concentrated flows by Mulder & Alexander (2001). 4) In flows with

very low concentrations of particles, the particles are kept in suspension by the turbulent motion of the fluid; these are turbidity currents (Lowe, 1982; Mulder & Alexander, 2001).

The concentration of particles in a flow is an important factor. A flow with very few particles does not generate a “dispersive pressure” from the collisions between particles, thus particles are not kept in suspension; in a laminar flow the particles will follow stream lines and eventually fall out when the flow velocity declines. A turbulent flow that has no particles of the requisite size and density to be held aloft by the turbulence of the fluid cannot produce a deposit from the settling out of turbulently supported particles.

Sediment gravity flows are rarely in a steady state. Changes in the properties during flow can result in significant changes in the structure of what is deposited, both vertically and laterally (Lowe, 1982); Fisher (1983) called this flow transformation. Changes in the speed of the flow (e.g., due to a change of slope) or in the concentration of particles in it (perhaps the flow was diluted by ingestion of water) can change rate at which the suspension load falls out. A concentrated flow could, for example, become unsteady and start to deposit some of its suspended load, and generate traction-sedimentation structures, such as flat lamination and oblique, or cross, lamination (sigmoidal layers). Erosion structures such as scours and flutes can develop on the base of concentrated high velocity flows; this might be because the flow was initiated on a steep slope, the slope steepened, or the flow became diluted and accelerated.

Sediment gravity flows contain a high proportion of fluid, and the escape of this fluid after deposition of sediment is a process called dewatering, or defluidization, and produces a variety of features, such as dish and pillar structures and flame structures.

Defluidization has been attributed to rapid loading and over-pressurization of the pore fluid by storm waves (Prior *et al.*, 1989), and by tidal bores (Greb & Archer, 2007). However, it is most commonly attributed to seismic shaking which induces better packing of the grains, and thus expulsion of the pore fluid.

3.7.1.2. Application to the layered rock of Sawmill Canyon

Many of the normal layers have normal density grading, inverse size gradation and strongly oriented minerals that are more steeply dipping at the top of the layer. This combination occurs in the deposits from hyper-concentrated sediment gravity flows that have a lowest concentration of particles. Layers, such as those in figure 3.5a, formed because the concentration of particles was not sufficient to maintain a “dispersive pressure” that could keep the densest (most negatively buoyant) particles (magnetite, titanite and hornblende) in suspension, thus they fell out and produced the normal density gradation. Crystals with high aspect ratios (titanite and hornblende) were oriented at an angle of about 20° to the flow, i.e., they were imbricated. The accumulation of dense particles displaced the melt (the intergranular fluid) upwards, and this flux supported the least dense (most buoyant) crystals in the flow, which in this case were large crystals of plagioclase, and perhaps biotite also, and this resulted in the inverse grain size gradation. When the flow waned, the plagioclase crystals were no longer supported and they settled, but possibly because the speed of the flow had declined by then, they adopted a steeper orientation as they settled, and this resulted in the progressive change in grain orientation vertically through the layers.

The layers which contain structures, such as flat or inclined laminae and cross laminations, formed, in part, by traction currents, i.e., in a laminar flow regime at the

base in which particles are moved along the flow direction, but not put into suspension. Such conditions may have arisen because of a change in the flow conditions. Possibly this occurred in response to a decrease in the flow speed, which resulted in an increase in the rate at which the material fell out of suspension, this material may then have moved along the bottom of the flow. Erosion structures and laminae resulting from the deposition of bed load are more common in the melanocratic layers, and these layers may have formed from flows that had systematically higher velocities. Erosion of the substrate can add a significant proportion of material to a sediment gravity flow (Mulder *et al.*, 1997), and this may be a reason for the high contents of hornblende, titanite and magnetite in the melanocratic layers. Erosion of the substrate may be how crystals of hornblende, titanite, magnetite and even zircon (Miller *et al.*, 2007) from different granodiorite magmas are incorporated into the layered granodiorites. If a proportion of the magnetite, titanite, hornblende, and even megacrysts of K-feldspar, were strongly negatively buoyant, then they are not put into suspension in the flow, but were moved along the base of the flow where they formed thin laminations.

None of the layers in the Sawmill Canyon area have fine-grained laminated tops that could represent material deposited from a turbulent suspension cloud. This is a noticeable difference between the layers in the granodiorite and layers developed from concentrated sediment gravity flows. The absence of laminated tops could be because there was no suitable material that could be suspended in a turbulent cloud or, alternatively, it could indicate that none of the flows became sufficiently turbulent to hold the available particles aloft in suspension. Another significant difference is the dip of the layered rocks. Sedimentary gravity flows can form on very shallow slopes ($<1^\circ$), however, all the layers we have studied in the Sawmill Canyon area have moderate to

steep dips ($>50^\circ$). This indicates that far more energy is required to initiate and sustain flows in granodiorite magma, or crystal mush. Both the lack deposits derived from a turbulent suspension cloud and the steeper dips of the layers are, perhaps, due to the higher viscosity of granodiorite magma.

3.7.2. Sequence of events at Sawmill Canyon area

3.7.2.1. Initiation of the gravity flows

Gravity flows require a slope and something to initiate them. Crystallization of magma either at the roof of an intrusion followed by movement of the crystals down the sides (Irvine *et al.*, 1998), or at the walls could create a steeply dipping interface between the crystal pile and overlying magma for a gravity flow to move down (Fig. 3.23a). Presently much of the layering at Sawmill Canyon dips steeply ($>50^\circ$). In the absence of any structural evidence that these dips are the result of tilting after the Tuolumne Intrusive Suite had solidified, they are assumed to reflect the dips at the time the layers formed.

An instability could be initiated either by increasing the slope a small amount, so that it fails, or by liquefaction of the crystal pile by upwards percolating interstitial melt which, once the fraction of melt passes some threshold value appropriate for the angle of slope, results in a loss of the shear strength and initiation of the gravity flow. What kind of material enters the gravity flow is, to some extent, controlled by the triggering mechanism.

The surface of a crystal pile that is already close to criticality could be fractionally steepened in two ways so that it fails. Crystals could be added to the top of the pile (Fig. 3.23a) following a new injection of magma until the slope becomes

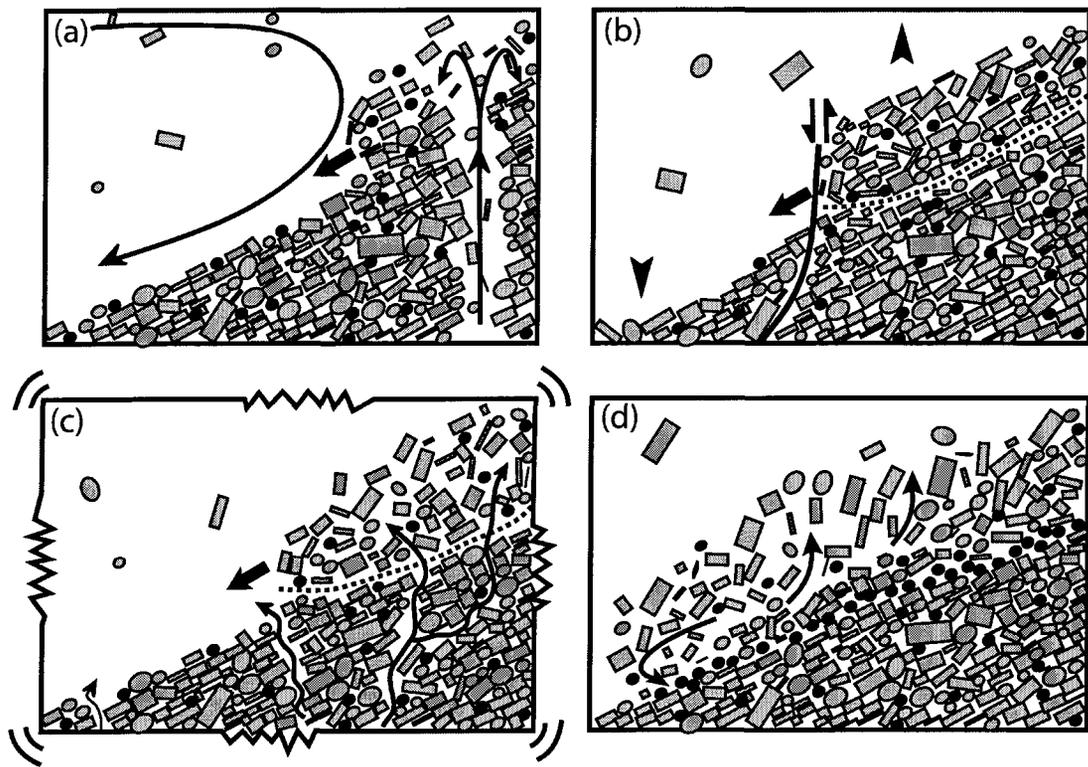
unstable and fails in a manner similar to the earliest phase of an avalanche. In this case the material that forms the gravity flow is likely to contain a high proportion of interstitial melt. Alternatively, the surface could be slightly steepened tectonically (Fig. 3.23b), perhaps as a consequence of a syn-magmatic normal fault in the crystal pile. The change in the dip of the layers between successive packages of melanocratic layers shown in figure 3.6a demonstrates that the layers were re-oriented, bent slightly and faulted between episodes of erosion and deposition, i.e., the layering formed in a tectonically active environment. Some of the normal faults that formed synchronously with the layering in the Sawmill Canyon area have a west-side-down displacement sense that would result in a slightly steepened surface to the crystal pile. The resulting gravity flow from an instability created this way could have a much lower content of melt because failure in a crystal pile containing a low fraction of melt could still occur; it just requires a steeper angle to initiate.

The abundant load casts, flame structures and leucocratic patches in many layers (Figs. 3.5b & 3.6b) provide strong evidence, for the widespread upward migration of interstitial melt in the rocks of the Sawmill Canyon area. In a tectonically active area seismic shaking is a major, perhaps even the principal, mechanism driving the upward movement of interstitial melt which forms these and other structures. Local, or widespread, fluidization of the crystal pile (Fig. 3.23c) resulting from seismic shaking will initiate gravity flows from parts of the crystal pile where the fraction of melt in the pores has been raised sufficiently to cause failure of the slope.

Failure of the slope and initiation of a gravity flow could also be achieved by the injection of new magma into the crystal pile. This could contribute melt directly by

inflating the pores, which would increase the pore pressure and lead to failure, or it could add heat and cause the crystals around the pore space to melt back.

The deposition of crystals begins once the gravity flow loses energy (see previous sections) and cannot keep them suspended. Figure 3.23d shows the settling out of the dense minerals at the base as plagioclase is still held in suspension by buoyant lift of expelled melt.



Légende page suivante

Fig. 3.23. Possible scenarios for the initiation of gravity flows comprising melt plus crystals in the Tuolumne Intrusive Suite at Sawmill Canyon. (a) Destabilisation due to growth of the crystal pile either by addition of crystals that were formed at the roof of the intrusion and carried down by currents (arrow in upper left), or by crystallization from batches of magma injected locally near the walls of the body (arrows at far right). Over-steepening of the slope, results in an instability and initiation of a gravity flow. (b) Destabilisation of the pile by slight steepening due to syn-magmatic faulting (fault shown as bold line, position arbitrary) and gravity flow is initiated above a failure surface (dashed line). (c) Destabilization of the pile by seismic shaking which causes melt in the pile to be displaced upwards (arrows in the crystal pile) which results in local fluidization and loss of strength which initiates the gravity flow. (d) Composite cross section of a gravity flow. Dense minerals (black dots represent magnetite crystals) have fallen out of the flow giving rise to a layer of normal density gradation at the base. The flux of displaced melt upwards (arrows) supports the less dense minerals (plagioclase) and the platy minerals (biotite), which fall out of suspension later (at far right) and adopt a more steeply inclined orientation. At the front of the flow (far left) the “dispersive pressure” maintains all but the very densest minerals in suspension; magnetite is shown to have formed a thin layer at the base.

3.7.2.2. *Coexistence of magmas*

Coleman *et al.* (2004) found that crystallization of the Half Dome granodiorite spanned 4 My, but that its age is similar to the Kuna Crest granodiorite (ca. 93 Ma) near their mutual contact and similar to the Cathedral Peak granodiorite (ca. 89 Ma) near their mutual contact. Because thermal models suggest that a magma body the size of the Half Dome pluton would have solidified in much less than 4 My, Coleman *et al.* (2004) concluded that “it is unlikely that the individual plutons comprising the Tuolumne Intrusive Suite ever coexisted as magmas”. They proposed that the Tuolumne Intrusive Suite was assembled in increments by smaller batches of magma emanating from a deeper source. Evidence that the main magma types were emplaced as dykes has been found in places in the Tuolumne Intrusive Suite (Glazner *et al.*, 2004; Bartley *et al.*, 2007).

The mingled zone mapped in the Sawmill Canyon area by Žák & Paterson (2005) challenges this because it contains evidence that Kuna Crest, Half Dome and Cathedral Peak magmas may have coexisted. Furthermore, the layers that have compositions similar to the Kuna Crest, Half Dome and Cathedral Peak granodiorites, and more importantly the layers that contain crystals from more than one magma, indicate that even if they did not coexist as “liquid magmas”, they coexisted as crystal + liquid mushes which could then be mixed together. Thus, if the Kuna Crest granodiorite is 4 My older than the Cathedral Peak, then how did they remain at temperatures above the solidus for that period of time so that they could be mingled and mixed? The problem is made more acute since the area is close to the wall rocks where the rate of cooling is expected to be high.

The Sawmill Canyon area is the locus for the injection of many small batches of magma. However, the relationship between successive batches of magma has been interpreted in several ways. Žák & Paterson (2005) argued that successive batches of Half Dome and Cathedral Peak granodiorite were mechanically stirred in a mingled zone. Paterson *et al.* (2008) interpreted the Sawmill Canyon area as a “zone of magmatic sheeting” into the Kuna Crest and equigranular Half Dome granodiorites. They interpreted the sheets as resulting from the injection of small batches of magma into mode 1 cracks propagating through either completely solid, or competent but not yet solidified, granodiorite; and suggest that layering formed by the repeated injection of magma into the dilating fracture (i.e., by a crack-seal mechanism, see Bartley *et al.*, 2007). The intrusion of magma between two competent walls typically results in a symmetrical distribution and orientation of the crystals carried by the magma, and the greatest concentration of crystals occurs along the centre (e.g., Komar 1972). The strongly asymmetric distribution of grain size, the normal density gradation and orientation of the crystals in the layers that we have studied (Figs. 3.5 & 3.6) is not compatible with the injection of magma between two strong walls, i.e., a simple dyke model. The asymmetry revealed by the quantitative analysis of microstructure of the layers together with the widespread evidence for erosion at the base of many layers are remarkably similar to the features seen in sediments derived from concentrated gravity flows. Thus, these layers are better interpreted to have formed by magmatic gravity flows along the interface between a substrate consisting of a crystal mush and an overlying, liquid-rich magma.

We suggest that the mingled zone tapped the deep magma source and represents the locus for the injection of multiple, small batches of Half Dome and Cathedral Peak

magmas (possibly also Kuna Crest) close together (Fig. 3.24) in space and time. The microstructure in the layered rocks suggests that some of the batches of magma were emplaced in sufficiently rapid succession so as to sustain a volume, probably small, of magma above the pile of crystals that grew from it. Gravity flows of melt plus crystals would be triggered by each new injection of magma (possibly as dykes), either through seismic shaking, tectonic steepening of the crystal pile, fluidization of the crystal pile because the new batch of magma was injected into it, or by over steepening owing to the addition of crystals to the top of the crystal pile. Each layer, therefore, contains crystals that were derived from the new batch of magma and crystals derived from previous batches of magma by reworking of the crystal pile.

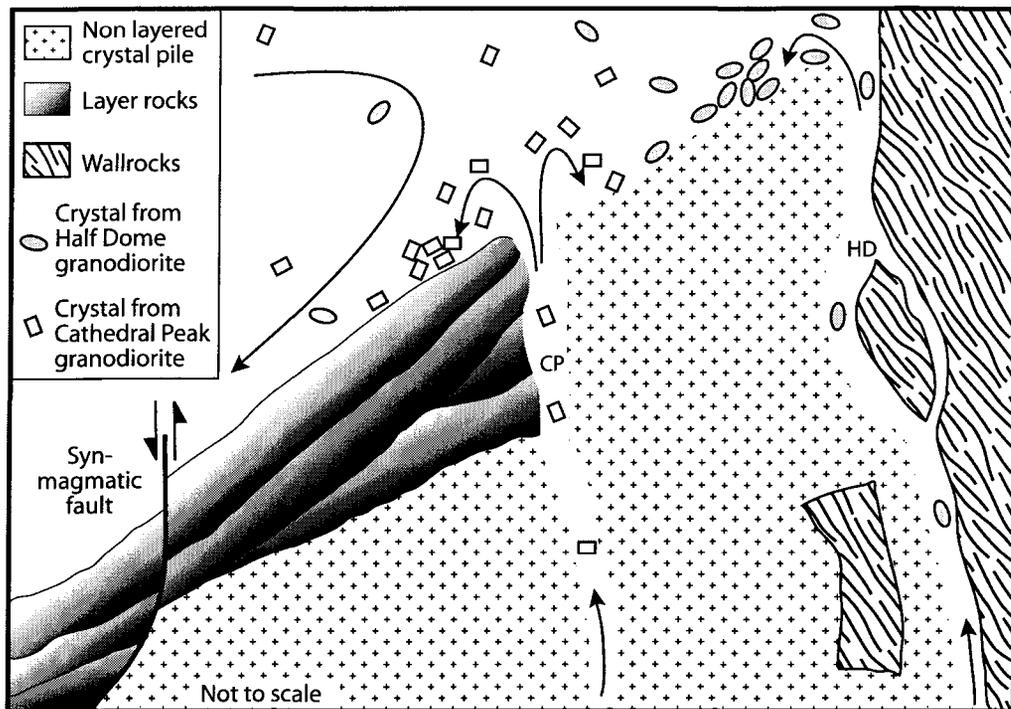


Fig. 3.24. The mingling of magmas and the mixing of different population of crystals, at Sawmill Canyon. The crystal pile grows at the margin of the intrusion due to the loss of heat to the wall rocks (far right). Kuna Crest, Half Dome and Cathedral Peak magmas are added in small volume batches near the wall rocks. The sketch shows a batch of Half Dome (HD) magma intruded along the contact and stopping blocks of wall rocks. The magma erupts into the overlying magma and crystallizes, adding to the pile of crystals there. A batch of Cathedral Peak (CP) magma intrudes slightly farther into the Tuolumne Intrusive Suite through the crystal pile and previously formed layered rocks. Crystallization of this batch adds K-feldspar megacrysts to the crystal pile. Thus, crystals from two different magmas are added to the pile and, if either seismic shaking or tectonic steepening, (see Fig. 3.23) were to initiate a gravity flow of melt plus crystals, the ensuing flow could mix crystals from the two batches of magmas, as found in some of the layered rocks.

3.8. CONCLUSIONS

There is a strong similarity in the orientation of minerals, their inverse gradation by grain size and their normal density grading between some of the layered rocks in the Sawmill Canyon area of the Tuolumne Intrusive Suite and rocks derived from hyperconcentrated and concentrated sediment gravity flows. Therefore, we conclude that some of the layered rocks studied were formed by crystal fractionation in gravity flows, from magma that was of similar initial composition to the main granodiorites of the Tuolumne Intrusive Suite. The processes that occurred in the gravity flows produced compositional trends for the suite of layered rocks that are different to those in non-layered granodiorites. Crystals of hornblende, titanite and magnetite were separated from plagioclase and the melt in the gravity flow. The dense minerals settled out, but the less dense crystals of plagioclase were held in suspension supported by the displaced felsic melt. Elongate dense minerals were aligned in the flow and imbricated in the bottom part of the layer, but plagioclase in the upper part settled later and adopted a steep orientation.

The variation in composition between layers is controlled principally by relative proportions of plagioclase + melt to hornblende + magnetite + titanite + biotite. Melanocratic layers formed from gravity flows that were able to erode their substrate and incorporate crystals of hornblende, magnetite, titanite and megacrysts of K-feldspar that were eroded from the substrate. Their melanocratic composition was further enhanced by removal of the felsic top by a subsequent flow. Normal layering formed from gravity flows that did not erode the substrate to any significant degree and maintained their initial composition more closely. Melanocratic layers formed from a

higher energy gravity flows perhaps initiated on steeper slopes than those that gave rise to normal layers.

3.9. ACKNOWLEDGEMENTS

We thank Scott Paterson for his hospitality, help and encouragement to examine the layered rocks in the Tuolumne Intrusive Suite, and for showing us the layered rocks described in this manuscript. Our colleagues Wulf Mueller and Pierre Cousineau are warmly thanked for their time and expertise in pointing out the similarities between the structures in sedimentary rocks and those in the TIS. We are also grateful to Marc Choquette of Laval University for assistance with electron microprobe analyses. Finally, we thank the journal reviewers, Pierre Barbey, Roberto Weinberg, Scott Paterson and an anonymous for their constructive comments. This work was funded by a Natural Sciences and Engineering Research Council Discovery Grant to EWS.

3.10. REFERENCES

- Ague, J. J. (1997). Thermodynamic calculation of emplacement pressures for batholithic rocks, California: Implications for the aluminum-in-hornblende barometer. *Geology* **25**, 563-566.
- Albertz, M. (2006). Relationships between melt-induced rheological transitions and finite strain: Observations from host rock pendants of the Tuolumne Intrusive Suite, Sierra Nevada, California. *Journal of Structural Geology* **28**, 1422-1444.
- Aucott, J. W. (1965). Layering in Galway Granite. *Nature* **207**, 929-930.
- Barbarin, B. (1990). Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra-Nevada Batholith, California. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets* **95**, 17747-17756.

- Barbarin, B. (2005). Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada Batholith, California: Nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos* **80**, 155-177.
- Barbey, P., Gasquet, D., Pin, C. & Bourgeix, A. L. (2008). Igneous banding, schlieren and mafic enclaves in calc-alkaline granites: the Budduso pluton (Sardinia). *Lithos* **104**, 147-163.
- Barrière, M. (1981). On curved laminae, graded layers, convection currents and dynamic crystal sorting in the Ploumanach (Brittany) subalkaline granite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **77**, 214-224.
- Bartley, J. M., Coleman, D. S. & Glazner, A. F. (2007). Incremental pluton emplacement by magmatic crack-seal. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* **97**, 383-396.
- Bateman, P. C. (1992). Plutonism in the central part of the Sierra Nevada Batholith, California. U.S. Geological Survey Professional Paper 1483, 186 pp.
- Bateman, P. C. & Chappell, B. W. (1979). Crystallization, fractionation, and solidification of the Tuolumne Intrusive Series, Yosemite National Park, California. *Geological Society of America Bulletin* **90**, 465-482.
- Benn, K., Nicolas, A. & Reuber, I. (1988). Mantle crust transition zone and origin of wehrlitic magmas - Evidence from the Oman ophiolite. *Tectonophysics* **151**, 75-85.
- Clarke, D. B. & Clarke, G. K. C. (1998). Layered granodiorites at Chebucto Head, South Mountain batholith, Nova Scotia. *Journal of Structural Geology* **20**, 1305-1324.
- Claxton, C. W. (1968). Mineral layering in Galway granite Connemara Eire. *Geological Magazine* **105**, 149-159.
- Coleman, D. S., Gray, W. & Glazner, A. F. (2004). Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. *Geology* **32**, 433-436.
- Debon, F. & Lefort, P. (1988). A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations - Principles, method, applications. *Bulletin de Mineralogie* **111**, 493-510.
- Emeleus, C. H. (1963). Structural and petrographic observations on layered granites from SW Greenland. *Mineralogical Society of America Special Paper* **1**, 22-29.
- Fisher, R. V. (1983). Flow transformations in sediment gravity flows. *Geology* **11**, 273-274.

- Fiske, R. S. & Tobisch, O. T. (1994). Middle Cretaceous ash-flow tuff and caldera-collapse deposit in the Minarets-caldera, east-central Sierra Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin* **106**, 582-593.
- Friend, C. R. L., Brown, M., Perkins, W. T. & Burwell, A. D. M. (1985). The geology of the Qorqut granite complex north of Qorqut, Godthabsfjord, southern West Greenland. *Bulletin - Gronlands Geologiske Undersogelse* **151**, 1-43.
- Gasquet, D., Fernandez, A., Mahé, C. & Boullier, A. M. (1995). Origine des rubanements dans les granitoides: exemple du monzogranite de Brignogan-Plouescat (NW du Massif armoricain). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II*. **321**, 369-376.
- Gilbert, G. K. (1906). Gravitational assemblage in granite. *Geological Society of America Bulletin* **17**, 321-328.
- Glazner, A. F., Bartley, J. M., Coleman, D. S., Gray, W. & Taylor, R. Z. (2004). Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? *GSA Today* **14**, 4-11.
- Greb, S. F. & Archer, A. W. (2007). Soft-sediment deformation produced by tides in a meizoseismic area, Turnagain Arm, Alaska. *Geology* **35**, 435-438.
- Huber, N. K., Bateman, P. C. & Wahrhaftig, C. (1989). Geologic map of Yosemite National Park and vicinity, California. *United States Geological Survey Miscellaneous Investigations Series*, map I-1874.
- Irvine, T. N. (1987). Layering and related structures in Duke Island and Skaergaard intrusions: similarities, differences and origins. In: Parsons, I. (ed.) *Origins of igneous layering*. Reidel Inc., Dordrecht, Netherlands, 185-245.
- Irvine, T. N., Andersen, J. C. O. & Brooks, C. K. (1998). Included blocks (and blocks within blocks) in the Skaergaard intrusion: Geologic relations and the origins of rhythmic modally graded layers. *Geological Society of America Bulletin* **110**, 1398-1447.
- Kistler, R. W., Chappell, B. W., Peck, D. L. & Bateman, P. C. (1986). Isotopic variation in the Tuolumne Intrusive Suite, Central Sierra Nevada, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **94**, 205-220.
- Komar, P. D. (1972). Mechanical interactions of phenocrysts and flow differentiation in igneous dikes and sills. *Geological Society of America Bulletin* **83**, 973-988.
- Langmuir, C. H. (1989). Geochemical consequences of in situ crystallization. *Nature* **340**, 199-205.

- Launeau, P. & Robin, P. Y. F. (1996). Fabric analysis using the intercept method. *Tectonophysics* **267**, 91-119.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. & Guo, Y. Z. (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *American Mineralogist* **82**, 1019-1037.
- Lowe, D. R. (1982). Sediment gravity flows. 2. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* **52**, 279-298.
- Lowe, D. R. (1988). Suspended-load fallout rate as an independent variable in the analysis of current structures. *Sedimentology* **35**, 765-776.
- Lucas, S. B. & St-Onge, M. R. (1995). Syntectonic magmatism and the development of compositional layering, Ungava orogen (northern Quebec, Canada). *Journal of Structural Geology* **17**, 475-491.
- Major, J. J. (1997). Depositional processes in large-scale debris-flow experiments. *Journal of Geology* **105**, 345-366.
- McBirney, A. R. & Noyes, R. M. (1979). Crystallization and layering of the Skaergaard intrusion. *Journal of Petrology* **20**, 487-554.
- Miller, J. S., Matzel, J. E. P., Miller, C. F., Burgess, S. D., & Miller, R. B. (2007). Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **167**, 282-299
- Mulder, T. & Alexander, J. (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* **48**, 269-299.
- Mulder, T., Savoye, B. & Syvitski, J. P. M. (1997). Numerical modelling of a mid-sized gravity flow: The 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget and seafloor impact) (vol 44, pg 305, 1997). *Sedimentology* **44**, 1149-1149.
- Naslund, H. R. & McBirney, A. R. (1996). Mechanisms of formation of igneous layering. In: Cawthorn, R.G. (ed.) *Layered Intrusions*. Amsterdam: Elsevier, pp. 1-43
- Nicolas, A. (1992). Kinematics in magmatic rocks with special reference to gabbros. *Journal of Petrology* **33**, 891-915.

- Paterson, S. R., Vernon, R. H. & Tobisch, O. T. (1989). A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology* **11**, 349-363.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H. & Zak, J. (2005). Mechanical instabilities and physical accumulation of K-feldspar megacrysts in granitic magma, Tuolumne Batholith, California, USA. *Journal of Virtual Explorer*, <http://virtualexplorer.com.au/journal/2005/18/paterson/>.
- Paterson, S. R., Žák, J., & Janoušek, V. (2008). Growth of complex sheeted zones during recycling of older magmatic units into younger: Sawmill Canyon area, Tuolumne batholith, Sierra Nevada, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **177**, 457-484.
- Piccoli, P., Candela, P. & Rivers, M. (2000). Interpreting magmatic processes from accessory phases: titanite - a small-scale recorder of large-scale processes. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences* **91**, 257-267.
- Pons, J., Barbey, P., Nachit, H. & Burg, J. P. (2006). Development of igneous layering during growth of pluton: The Tarcouate Laccolith (Morocco). *Tectonophysics* **413**, 271-286.
- Prior, D. B., Suhayda, J. N., Lu, N. Z., Bornhold, B. D., Keller, G. H., Wiseman, W. J., Wright, L. D. & Yang, Z. S. (1989). Storm wave reactivation of a submarine landslide. *Nature* **341**, 47-50.
- Pupier, E., Barbey, P., Toplis, M. J. & Bussy, F. (2008). Igneous layering, fractional crystallization and growth of granitic plutons: the Dolbel Batholith in SW Niger. *Journal of Petrology* **49**, 1043-1068.
- Reid, J. B., Evans, O. C. & Fates, D. G. (1983). Magma mixing in granitic rocks of the Central Sierra Nevada, California. *Earth and Planetary Science Letters* **66**, 243-261.
- Reid, J. B., Murray, D. P., Hermes, O. D. & Steig, E. J. (1993). Fractional crystallization in granites of the Sierra Nevada - how important is it? *Geology* **21**, 587-590.
- Shelley, D. (1985). Determining paleo-flow directions from groundmass fabrics in the Lyttelton radial dykes, New-Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **25**, 69-79.
- Solgadi, F., Moyen, J. F., Vanderhaeghe, O., Sawyer, E. W. & Reisberg, L. (2007). The role of crustal anatexis and mantle-derived magmas in the genesis of synorogenic Hercynian granites of the Livradois area, French Massif Central. *Canadian Mineralogist* **45**, 581-606.

- Tikoff, B., Davis, M. R., Teyssier, C., Blanquat, M. D. S., Habert, G. & Morgan, S. (2005). Fabric studies within the Cascade Lake shear zone, Sierra Nevada, California. *Tectonophysics* **400**, 209-226.
- Tobisch, O. T., McNulty, B. A. & Vernon, R. H. (1997). Microgranitoid enclave swarms in granitic plutons, central Sierra Nevada, California. *Lithos* **40**, 321-339.
- Tobisch, O. T., Saleeby, J. B., Renne, P. R., McNulty, B. & Tong, W. X. (1995). Variations in deformation fields during development of a large-volume magmatic arc, Central Sierra-Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin* **107**, 148-166.
- Vernon, R. H. (1976). *Metamorphic processes reactions and microstructure development*. : London: Thomas Murby, 247 pp.
- Wager, L. R., Brown, G. M. & Wadsworth, W. J. (1960). Types of igneous cumulates. *Journal of Petrology* **1**, 73-85.
- 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 Bulletin* **113**, 508-520.
- Williams, E., Boudreau, A. E., Boorman, S. & Kruger, F. J. (2006). Textures of orthopyroxenites from the Burgersfort bulge of the eastern Bushveld Complex, Republic of South Africa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **151**, 480-492.
- Wilshire, H. G. (1969). Twin Lakes Granodiorite, Colorado. In: Larsen, L. H., Prinz, M. & Manson, V. (eds.) *Igneous and Metamorphic Geology*. *Geological Society of America Memoira* **115**, 237-261.
- Žák, J. & Klominsky, J. (2007). Magmatic structures in the Krkonose-Jizera Plutonic Complex, Bohemian Massif: evidence for localized multiphase flow and small-scale thermal-mechanical instabilities in a granitic magma chamber. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **164**, 254-267.
- Žák, J. & Paterson, S. R. (2005). Characteristics of internal contacts in the Tuolumne Batholith, central Sierra Nevada, California (USA): implications for episodic emplacement and physical processes in a continental arc magma chamber. *Geological Society of America Bulletin* **117**, 1242-1255.
- Žák, J., Paterson, S. R. & Memeti, V. (2007). Four magmatic fabrics in the Tuolumne batholith, central Sierra Nevada, California (USA): implications for interpreting fabric patterns and evolution of magma chambers in the upper crust. *Geological Society of America Bulletin* **119**, 184-201.

CHAPITRE 4

**FORMATION ET DÉVELOPPEMENT DE LITAGES
DANS LE GRANITE DES PETITES-BERGERONNES
(TADOUSSAC), PROVINCE DU GRENVILLE, QUÉBEC,
CANADA.**

4.1. INTRODUCTION

Comme nous l'avons vu précédemment, les hétérogénéités et en particulier les litages peuvent se produire dans des environnements différents (Gasquet *et al.*, 1995; Clarke & Clarke, 1998; Pons *et al.*, 2006; Žák & Klominsky, 2007; Barbey *et al.*, 2008; Pupier *et al.*, 2008). En particulier, différents types de granite vont favoriser la formation de différents types hétérogénéités (Barbarin, 1999). Dans le cas de la suite intrusive de Tuolumne, les hétérogénéités se sont formées à partir d'un magma granodioritique qui a cristallisé dans un environnement soumis à de faibles déformations. Ce type d'environnement n'étant pas le seul à favoriser la formation de litage, un deuxième exemple dans une région complètement différente a été étudié. Le cas du granite des Petites-Bergeronnes (région de Tadoussac) a été choisi, car il est situé dans la province du Grenville et que la composition de la roche hôte des litages est un granite au sens strict. De nombreuses injections de magma mafique ont aussi été répertoriées dans la région et se trouvent parfois mélangées aux roches granitiques (Avramtchev, 1985; Fackir, 2005). La zone d'étude des Petites-Bergeronnes est aussi soumise à une plus forte déformation (Sawyer, 2000) que la zone de Tuolumne. Elle constitue donc un environnement intéressant pour montrer l'importance de la déformation ainsi que la chronologie des injections de magma différent pour expliquer la formation de litages.

4.2. CADRE GÉOLOGIQUE

4.2.1. Province du Grenville

La province du Grenville est exposée dans la partie sud-est du Bouclier Canadien. Elle s'étend sur plus de 2000 km de la mer du Labrador au lac Huron

(Wynne-Edwards, 1972). Au sud du lac Huron (Fig. 4.1), les roches grenvilliennes disparaissent sous une couverture paléozoïque (Davidson, 1995), mais se poursuivent jusqu'au Texas et au Mexique (Ruiz *et al.*, 1988; Rankin *et al.*, 1993). La figure 4.2 montre l'étendue des roches grenvilliennes en Amérique du Nord sous les différentes couvertures de plate-forme. De façon générale, les roches de la province du Grenville sont situées entre des roches d'âge archéen au nord-ouest, comme les roches de la province du Supérieur et des roches plus jeunes au sud-est comme les roches de l'orogénie appalachienne (Fig. 4.2). Les roches constituant la province du Grenville sont majoritairement métamorphisées. Le degré de métamorphisme varie du faciès schistes verts jusqu'au faciès granulite. Typiquement, les terranes sont métamorphisés à des faciès de haute pression et haute température telle que le faciès amphibolite ou granulite (Davidson, 1995). Les roches qui composent cette province sont datées de l'archéen jusqu'au mésoprotérozoïque inférieur (Rivers, 1997). La limite nord-ouest de la province est appelée le front du Grenville (Fig. 4.1). Il est exposé sur environ 2000 km de long et à un pendage modéré (30°) vers le sud-est (Rivers *et al.*, 1989). Le front du Grenville n'est pas une structure continue et passe d'une faille majeure à une zone de mylonitisation ou de déformation intense (Green *et al.*, 1988; Davidson, 2001). Certains des anciens terranes archéens des provinces de l'avant-pays semblent se poursuivre au sud-est du front du Grenville, dans la province elle-même. Le front du Grenville ne correspond donc pas à une suture entre différentes unités ou terranes, mais correspond plutôt à un front tectonique qui délimite la déformation et le métamorphisme reliés à l'orogénie grenvillienne (Rivers, 1997; Davidson, 2001). Au sud-est du front du Grenville, les roches ont généralement subi un métamorphisme majeur de haut grade contrairement aux roches situées dans les zones d'avant-pays.

Le Grenville a été séparé par Rivers *et al.* (1989) en différentes ceintures longitudinales, plus ou moins parallèles au front du Grenville (Fig. 4.1). Ces ceintures ont été définies sur des bases géologiques, géophysiques et géochronologiques. Ces ceintures proviendraient du collage de différents terranes lors de la formation du Grenville. (1) La première des ceintures est constituée de terranes parautochtones. Cette ceinture regroupe la plupart du temps des roches datées de l'Archéen au Protérozoïque (Rivers, 1997). Les terranes archéens représentent une continuité lithologique avec les roches de l'avant-pays au nord. (2) La deuxième ceinture correspond à des terranes allochtones polycycliques. Ces terranes sont tectoniquement au-dessus de la ceinture parautochtone. Ces terranes sont composés pour la plupart d'orthogneiss ou de paragneiss de haut grade de métamorphisme (faciès amphibolite supérieur à granulite). Le terme polycyclique indique que ces terranes ont subi un métamorphisme lors de leur formation et se retrouvent remaniées dans un deuxième métamorphisme lors de l'orogénie grenvillienne. Cette ceinture est souvent pénétrée par diverses intrusions de granite, gabbro, anorthosite ou charnockite (Fig. 4.1). (3) La ceinture allochtone monocyclique est essentiellement constituée de deux terranes séparés et qui ont juste subi un métamorphisme durant l'orogénie grenvillienne. Ces terranes ont aussi été introduits par des granitoïdes syn- à post-tectonique. Notons que la zone d'étude de ce projet est située dans la ceinture allochtone polycyclique dans la partie centrale du Grenville et correspond à une intrusion granitique.

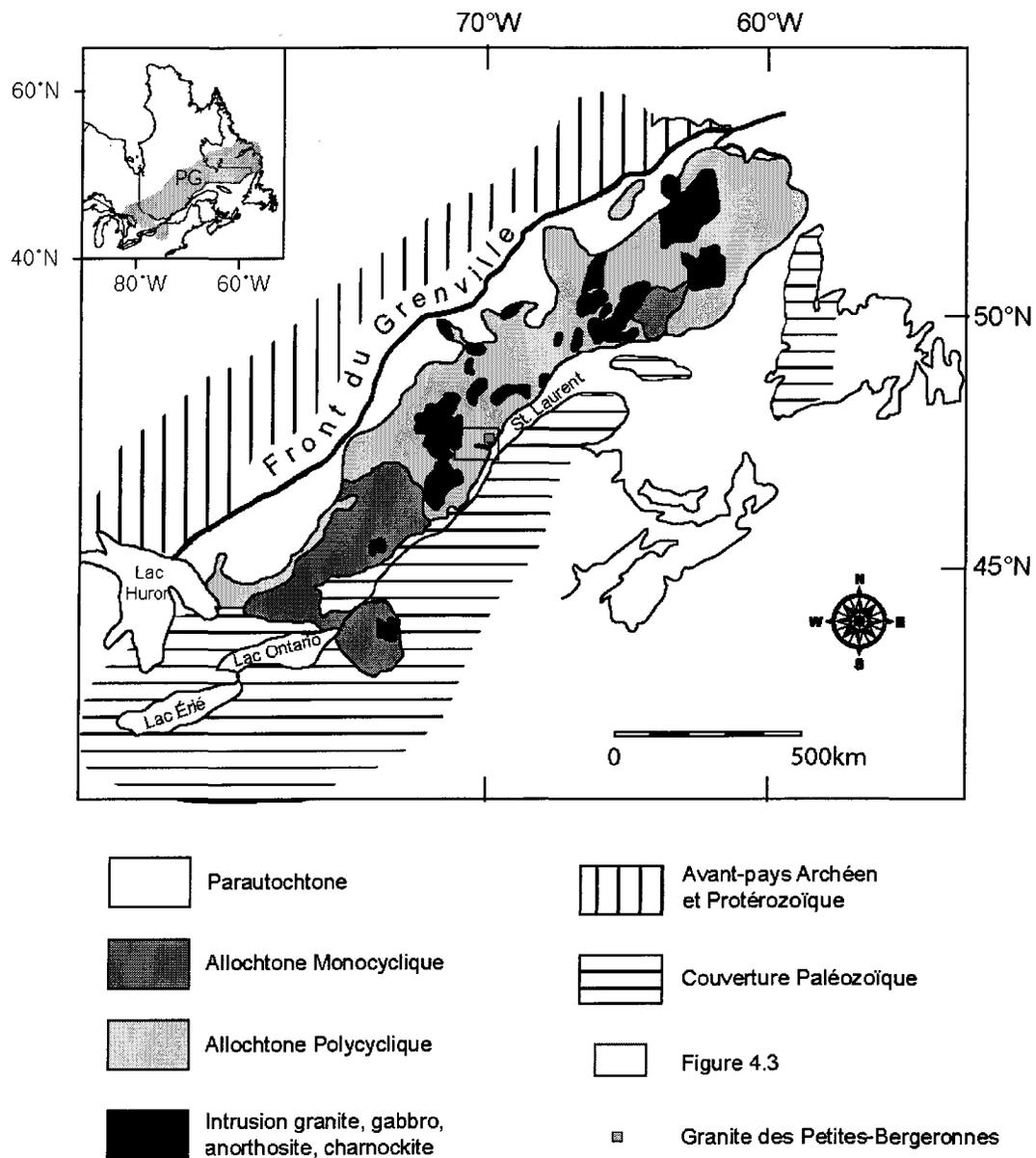


Fig. 4.1. Carte schématique de la province du Grenville (PG) modifiée d'après Rivers *et al.* (1989) montrant la localisation du Front du Grenville et des différentes grandes ceintures formant la province. L'emplacement de la zone d'étude est situé au centre-est de la province.

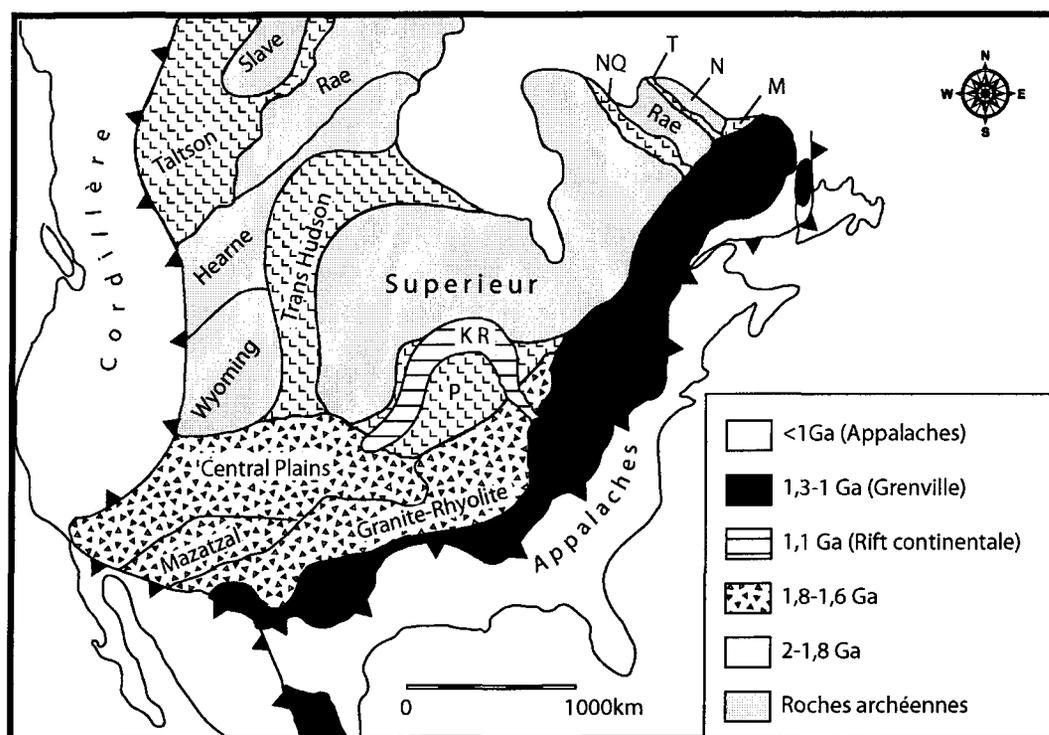


Fig. 4.2. Carte schématique de l'Amérique du Nord montrant les différentes provinces sans les couvertures de plate-forme. Carte modifiée d'après Hoffman (1989). KR = Keweenawan Rift; M = Makkovik; N = Nain; NQ = Nouveau Québec; P= Penokean; T = Torngat. Notez que les roches d'âge grenvillien se retrouvent jusqu'au Texas et au Mexique

4.2.2. *Mise en place du Grenville*

La province du Grenville regroupe plusieurs terranes d'âges différents partant de 2,5 Ga à 900 Ma (Rivers, 1997). Globalement ces terranes sont de plus en plus jeunes du nord-ouest au sud-est de la province (Rivers, 1997). La mise en place du Grenville correspond donc à un assemblage de ces différents terranes pendant différents événements d'accrétion. L'orogénie grenvillienne généralement datée à 1 Ga se situe à la fin du processus permettant la formation de la province. Plusieurs événements orogéniques se sont donc succédés pour façonner la province du Grenville au cours des temps géologiques.

Une des premières orogénies importantes dans le cycle de formation de la province du Grenville est l'orogénie labradorienne datée de 1,71 à 1,60 Ga (Hoffman, 1988; Gower, 1996). Cette orogénèse aurait commencé par un domaine extensif avec création d'un bassin d'arrière arc de 1,71 à 1,68 Ga. Par la suite une contraction, due à la subduction puis à la collision des terranes d'arc labradoriens, se serait produite de 1,68 à 1,60 Ga (Gower, 1996)

De 1,6 à 1,45 Ga, le Grenville semble rentrer dans une période assez calme de son histoire avec probablement la présence d'un supercontinent nommé Columbia (Williams *et al.*, 1991; Windley, 1993; Rogers & Santosh, 2002). Pour autant, une importante formation de grand volume de magma "anorogénique" se serait produite entre 1,5 et 1,45 Ga (Windley, 1993). Cette production de magma peut être expliquée par les précurseurs de l'orogénie grenvillienne comme le début de l'amincissement crustal par exemple (Windley, 1989; Windley, 1993). De plus de 1,5 à 1,45 Ga, l'orogénie pinwarienne pourrait jouer un rôle important dans la partie nord-est de la province (Gower, 1996; Wasteneys *et al.*, 1997; Corriveau & Bonnet, 2005). Cette

orogénie serait marquée par une zone de subduction à pendage sud associée à du magmatisme d'arc. Dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean, et dans la région central du Grenville certaines roches ignés et gneissique ont été datées à environ 1,5 Ga et sont probablement reliées à l'orogénie pinwarienne (Hebert, 2004; Moukhsil *et al.*, 2009).

De 1,45 à 1,25 Ga, le Grenville est soumis à nouveau à un domaine extensif avec création possible de croûte océanique et de bassin d'arrière-arc (Gower & Tucker, 1994; Gower, 1996).

De 1,25 à 1,22 Ga, l'orogénie elzévirienne entre en jeu (Rivers, 2008). L'orogénie elzévirienne commencerait avec la création d'une zone de subduction associée avec un épisode magmatique calcoalcalin (Rives & Corrigan, 2000). Cette orogénèse se termine par la fermeture du bassin d'arrière-arc produisant ainsi l'accrétion de plusieurs terranes au continent Laurentien (Rivers, 1997; Hanmer *et al.*, 2000).

De 1,19 à 1,14 Ga, la phase de Shawinigan représente la dernière orogénèse à se produire avant l'orogénèse grenvillienne à proprement parler (Rivers, 2008). Cette phase est marquée par un métamorphisme de haute température en particulier dans la zone sud du Grenville (Heumann *et al.*, 2006)

Pour finir de 1,1 à 0,95 Ga, l'orogénie grenvillienne (ou orogénie d'Ottawa) prend place. Cette orogénie est défini comme la fermeture de l'océan grenvillien (Windley, 1993). Cette orogénie est marquée par la collision entre le continent laurentien et l'Amérique du Sud. Cette collision entre deux continents est comparable à une collision de type himalayen (McLelland *et al.*, 2001; Gates *et al.*, 2004). C'est lors de cette orogénie que de nombreuses intrusions d'anorthosite-mangerite-charnockite-

granite (AMCG) se mettent en place essentiellement dans la ceinture allochtone polycyclique (Davidson, 1995). Par exemple dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean, les suites intrusives d'anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) se seraient mises en place entre 1,16 à 1,01 Ga (Higgins & van Breemen, 1996). De plus, la phase orogénique grenvillienne de collision continentale est importante, car elle induit un métamorphisme de haute température et haute pression à une grande partie de la province (Rivers, 1997).

4.2.3. Géologie locale et datation

L'intrusion granitique des Petites-Bergeronnes est située au centre-est de la province du Grenville, proche de la rive ouest du St. Laurent (Figs. 4.1 et 4.3). Cette intrusion est traversée par la route 138 qui relie la ville de Tadoussac à celle des Grandes-Bergeronnes. La figure 4.3 montre l'emplacement où ce granite a fait l'objet d'exploitation pour de la pierre ornementale, sous forme de petites carrières. De manière plus précise, ce granite a été exploité dans deux localités séparées par environ 500 m. La zone d'exploitation sud est constituée de la plus grosse carrière (environ 50 m de large par 100 m de long) (Fig. 4.4a) et représente la majeure partie de l'exploitation. Deux autres plus petites carrières (environ 20 m sur 20 m) sont situées dans une zone plus au nord. Du fait de la bonne qualité d'affleurements dans ces deux localités, elles ont constitué les deux zones principales d'échantillonnage pour cette étude.

L'intrusion des Petites-Bergeronnes s'est mise en place au contact avec une série d'orthogneiss gris au sud et une série de métasédiments identifiés par des paragneiss à sillimanite et parfois grenat (Fackir, 2005) au nord (Fig. 4.3). Ces roches encaissantes

sont des migmatites et possèdent donc des ségrégations felsiques (Sawyer, 2000). Seuls quelques orthogneiss gris de la région de Tadoussac ont été datés par la méthode Sm/Nd à $1,53 \pm 0,07$ Ga (Dickin & Higgins, 1992). L'âge de cette intrusion de granite des Petites-Bergeronnes étant inconnu, une datation sur zircon a été réalisée afin de mieux comprendre sa mise en place dans le contexte global du Grenville.

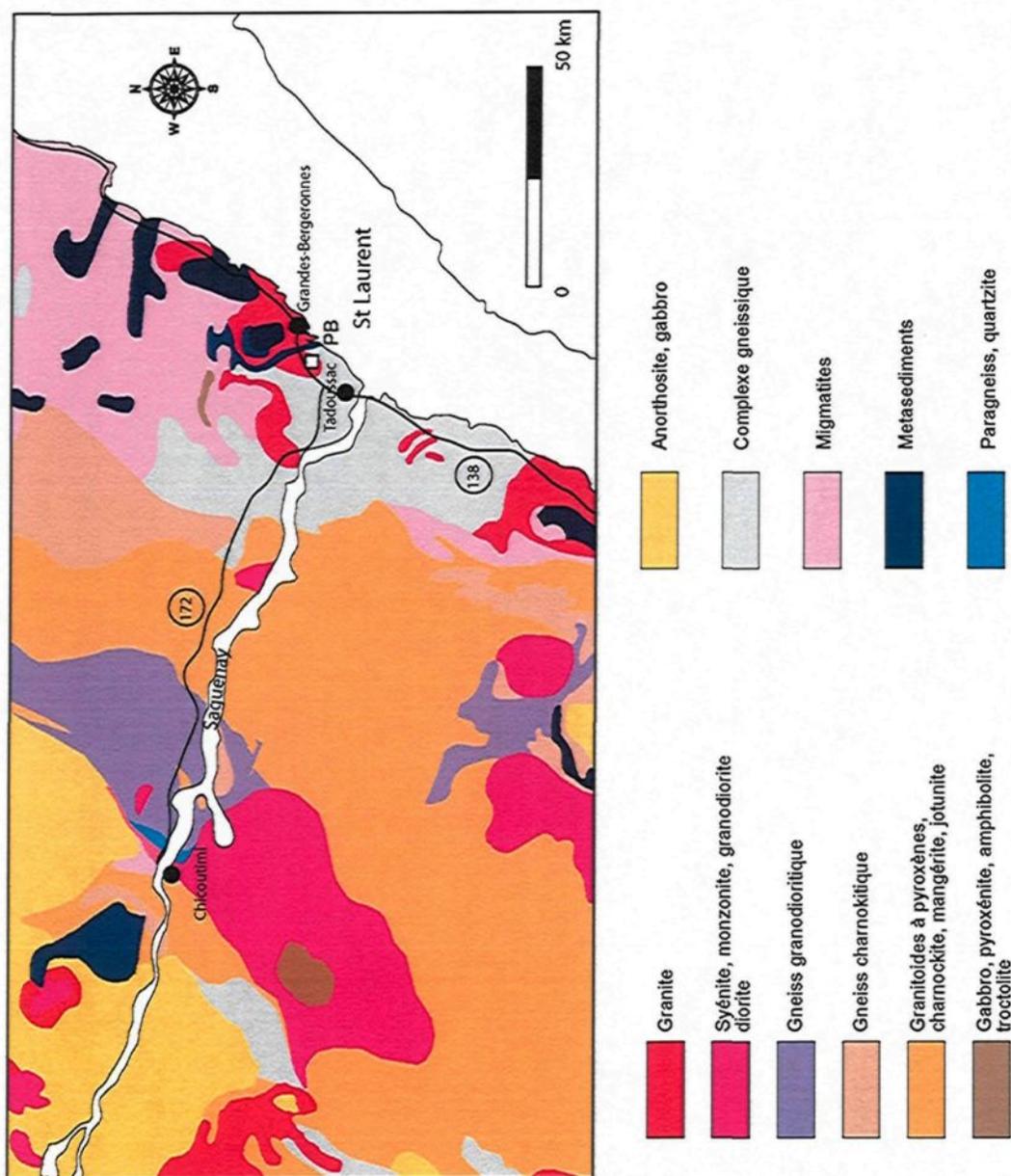


Fig. 4.3. Carte géologique simplifiée de la région du Saguenay d'après Avramtchev (1985). Le carré blanc situé dans l'intrusion granitique des Petites-Bergeronnes (PB) représente la zone d'exploitation et d'échantillonnage de ce granite.

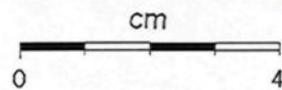


Fig. 4.4. (a) Carrière principale située dans la zone sud de l'exploitation du granite des Petites-Bergeronnes. La carrière fait environ 50 m de large par 100 m de long. (b) Photographie du granite des Petites-Bergeronnes, notez la forte foliation marquée par l'alignement de la plupart des minéraux. Notez aussi les plages arrondies correspondant aux agrégats des cristaux de feldspath potassique.

4.2.3.1 Méthode de datation

Une datation sur zircon a été réalisée sur un échantillon de granite des Petites-Bergeronnes (PB33B). Pour une meilleure analyse, les zircons ont d'abord été séparés puis analysés grâce à un LA-ICP-MS situé au laboratoire de l'UQAC. L'ensemble des méthodes et la description du matériel utilisé ont été reportés dans l'annexe 4.1.

4.2.3.2 Résultats

L'étude par cathodoluminescence des zircons a révélé que ceux-ci étaient faiblement zonés et que les cœurs hérités étaient relativement rares. Aucune différence majeure dans les zonations des zircons n'a été observée. De plus, ces zircons ne montraient pas une trop grande fluorescence, ce qui est généralement caractéristique d'une concentration modérée en terres rares lourdes (Marshall, 1988). Ces informations montrent que les zircons du granite des Petites-Bergeronnes ont probablement enregistré un seul événement de cristallisation. Pour vérifier que les âges ne changeaient pas trop en fonction des zonations, certains zircons ont été analysés à deux endroits différents (annexe 4.1). Les analyses se terminant par "a" dans l'annexe 4.3 correspondent à des points pris au cœur des zircons, les analyses se terminant par "b" correspondent à des points plus en bordure. Les points n'ayant ni "a" ni "b" correspondent à des zircons de trop petite dimension pour pouvoir faire deux analyses différentes. Les analyses doubles dans les mêmes zircons ne montrent pas des changements significatifs dans les rapports isotopiques. Ceci prouve donc que les zircons sont assez homogènes et qu'ils correspondent à un seul événement de datation. Les données corrigées pour les rapports isotopiques sont reportées dans l'annexe 4.3. La figure 4.5 montre les ellipses des rapports $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ calculées avec

une erreur de 1σ grâce à *isoplot* (Ludwing 2003). Notons que la plupart des ellipses tombent sur la concordia. Cette observation et la faible dispersion des ellipses montrent que les zircons définissent un seul âge de cristallisation. L'âge calculé pour le granite des Petites-Bergeronnes est de $1511,7\pm 6,3$ Ma. L'erreur sur l'âge est calculée d'après les incertitudes sur les mesures avec un écart de 2σ . Le zircon PL (Slama *et al.*, 2006) a aussi été analysé pour vérifier l'exactitude des résultats (annexe 4.4.). La figure 4.6 montre les ellipses du zircon PL calculées à partir des rapports $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ avec une erreur de 1σ . Les valeurs obtenues pour le zircon PL tombent aussi pour la plupart sur la concordia. L'âge calculé à partir des données pour le zircon PL est de 332 ± 5 Ma. Cet âge est concordant avec les âges de 335-338 Ma obtenus grâce à différentes techniques par Slama *et al.* (2008).

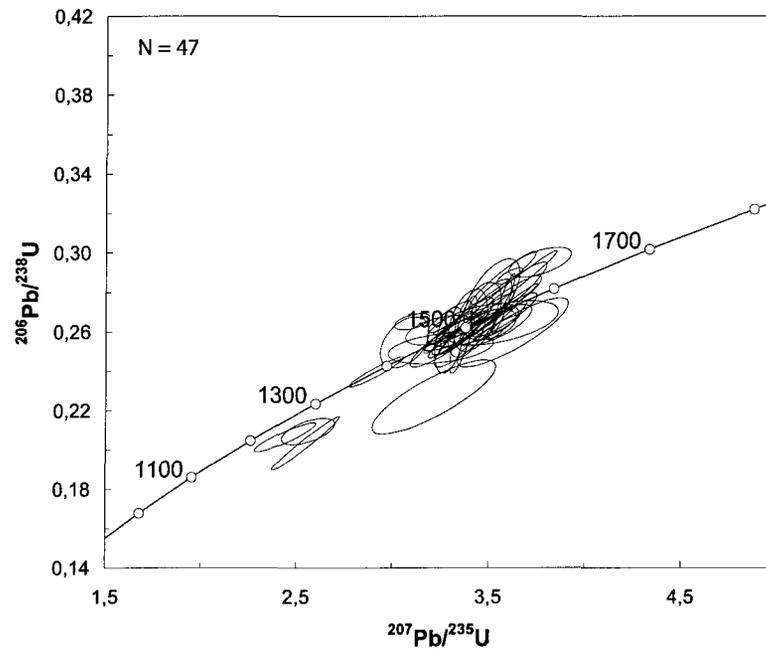


Fig. 4.5. Diagramme concordia U-Pb pour les zircons des Petites-Bergeronnes

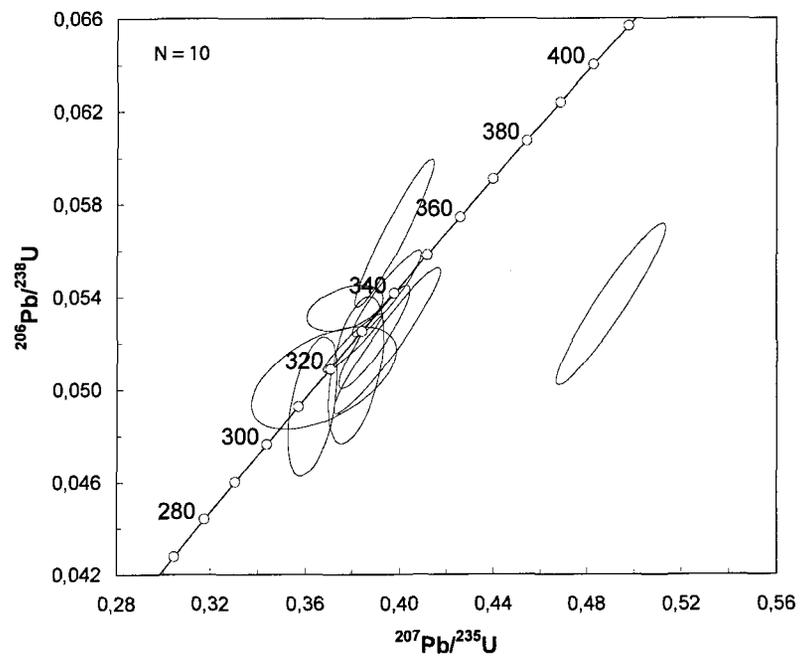


Fig. 4.6. Diagramme concordia U-Pb pour les zircons de référence PL (Slama *et al.*, 2006).

4.2.3.3 *Interprétation*

L'âge de $1511,7 \pm 6,3$ Ma pour le granite des Petites-Bergeronnes semble en accord avec l'âge de $1,53 \pm 0,07$ Ga pour l'orthogneiss gris de la région de Tadoussac (Dickin & Higgins, 1992). Dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean, certaines roches du complexe gneissique ont aussi été datées à environ 1,5 Ga (Hebert, 2004). Cet âge se retrouve aussi dans des roches ignées dans la région de Baie-Comeau (Moukhsil et al 2009). Ces âges à environ 1,5 Ga ne correspondent pas à un événement bien défini dans la région centrale de la province du Grenville. Dans la région nord-est du Grenville ainsi qu'au Labrador, les roches datées à 1,5 Ga sont généralement reliées à l'orogénie pinwarienne (Gower, 1996; Wasteneys *et al.*, 1997; Corriveau & Bonnet, 2005). Cette orogénie a été délimitée dans le temps entre 1520 et 1460 Ma par Gower & Krogh (2002). Le début de cette orogénie s'exprime généralement par un magmatisme felsique, se traduisant par la mise en place de nombreuses intrusions granitiques (Verpaelst *et al.*, 1997; Wasteneys *et al.*, 1997; James *et al.*, 2000; James *et al.*, 2001). Ces granites au sens strict ont la particularité d'être souvent porphyriques avec la présence de mégacristsaux de feldspath alcalin comme c'est le cas dans la partie non déformée du granite des Petites-Bergeronnes. Ce magmatisme granitique semble être relié à un magmatisme d'arc continental (Gower & Krogh, 2002). Le magmatisme d'arc serait donc engendré par un processus de subduction marquant ainsi le début de l'orogénie pinwarienne.

La datation du granite des Petites-Bergeronnes ainsi que les autres datations obtenues dans la région centrale du Grenville montrent qu'une activité magmatique est donc aussi présente dans la partie centrale de la province vers 1,5 Ga. Il serait donc intéressant d'avoir des études plus approfondies dans cette région pour voir si

l'orogénie pinwarienne ne pourrait pas avoir une extension plus importante jusque dans la partie centrale du Grenville.

4.3. PETROGRAPHIE

4.3.1. *Granite des Petites-Bergeronnes*

Le granite représente la majeure partie de l'intrusion des Petites-Bergeronnes. Il est caractérisé par une forte foliation marquée par l'orientation principale des minéraux et plus particulièrement des minéraux mafiques (Fig. 4.4b). Dans les deux zones d'exploitation, l'orientation de la foliation reste très constante et a une direction globale nord-sud avec un pendage subvertical. De petites variations locales et de petits plis d'entraînement montrant une cinématique dextre affectant parfois cette foliation (Sawyer, 2000). La linéation contenue dans le plan de foliation est subhorizontale et reste constante sur toute la zone d'étude. Le granite des Petites-Bergeronnes est de couleur rose et à une taille de grains moyens (0,5 à 10 mm). Il est essentiellement constitué de plagioclase, de feldspath potassique (microcline), de quartz, d'amphibole et de biotite (voir Tableau 4.1). Les feldspaths potassiques sont souvent perthitiques avec de nombreuses exsolutions de plagioclase. Les minéraux accessoires rencontrés sont l'allanite, la titanite, le zircon, les oxydes (ex. : ilménite ou magnétite), les sulfures (le plus souvent de la pyrite) et quelques apatites. Ces minéraux accessoires ont été déterminés optiquement pour la plupart. Pour les oxydes, le passage à la microsonde a permis de caractériser la présence d'ilménite et de magnétite. Concernant le granite des Petites-Bergeronnes, il possède des grains qui ont subi une déformation et une recristallisation. Les grains de quartz par exemple sont plutôt globulaires et montrent parfois un léger allongement selon la direction principale de la foliation. Parfois,

quelques extinctions ondulantes sont visibles et à la périphérie, il est possible de remarquer des structures lobées. (Fig. 4.7a). Ces textures laissent supposer que le matériel a subi une réduction de la taille des grains due à la déformation suivie d'une augmentation (recristallisation) de la taille de ces grains (Vernon *et al.*, 1983). Notons que malgré tout, les grains de quartz peuvent atteindre 2 mm de long et que donc le processus de déformation et de réduction des grains doit être limité. En effet, le fait de retrouver des structures lobées (Fig. 4.7a) au contact des grains nous indique que le processus de recristallisation à haute température (donc d'augmentation de la taille de ces grains) n'est pas total sinon tous les grains seraient polygonaux avec des angles à 120°. Les plagioclases sont plutôt automorphes et ont aussi dû subir des phénomènes de réduction de taille de grain, mais encore une fois de manière limitée. Les feldspaths potassiques sont les seuls minéraux qui montrent des structures de déformation plus intense. Ils se rencontrent souvent sous forme de plages elliptiques de 5 à 20 mm de diamètre et sont constitués d'un agrégat de cristaux. Généralement au cœur de cette plage, il y a un gros cristal de feldspath potassique arrondi, alors que de nombreux petits cristaux de feldspath potassique et de quartz polygonaux ou lobés se retrouvent en périphérie (Fig. 4.7b). Ce genre de structures laisse supposer qu'il y a eu une réduction de la taille des grains plus intense par récupération dans la structure cristalline du feldspath. Ce phénomène a donc créé des cristaux de plus petites tailles polygonaux. Par la suite lors du relâchement des contraintes, les cristaux ont pu recristalliser et former de plus gros cristaux avec parfois les structures lobées observées. Ces plages de feldspath potassique doivent correspondre à des reliques de phénocristaux. Ceci est confirmé par le fait que certains affleurements le long de la route 138 montrent le granite des Petites-Bergeronnes avec des compositions similaires et avec des phénocristaux de feldspath

potassique automorphe allant jusqu'à 5 cm. Pour finir, les minéraux mafiques comme l'amphibole et la biotite sont d'assez grande dimension (1 à 5 mm) et soulignent bien la foliation observée. Ces minéraux ont aussi subi de la déformation avec pour preuve l'observation d'extinction roulante dans la biotite. Dans le cas de l'amphibole, la déformation s'est probablement accommodée de la fracturation des grains, qui ont par la suite recristallisé formant de nombreux angles à 120° entre ces minéraux. Le fait que la plupart des minéraux aient enregistré les phénomènes de déformation et de recristallisation nous laisse supposer que la foliation observée s'est produite en fin de cristallisation dans des conditions submagmatiques

Dans la région, les contraintes d'une zone de cisaillement dextre ont été décrites par Sawyer (2000). C'est probablement au moment où les contraintes du cisaillement étaient présentes que le granite s'est mis en place et a ainsi développé une foliation submagmatique. C'est lors de cette déformation qu'il y a probablement eu orientation préférentielle des cristaux et parfois réduction de certains minéraux déjà cristallisés. Les phénocristaux de feldspath potassique étaient probablement les plus faciles à déformer du fait de leurs grandes tailles et de leur cristallisation précoce dans le magma. Ils ont donc enregistré la déformation de haute température conduisant à la réduction partielle de la taille des grains et à la recristallisation de ceux-ci (Vernon *et al.*, 1983). Par contre, les autres minéraux de plus petite taille ou qui ont cristallisé plus tardivement (ex. : quartz) ont enregistré moins de déformation et se sont essentiellement retrouvés alignés pour former la foliation planaire observée.

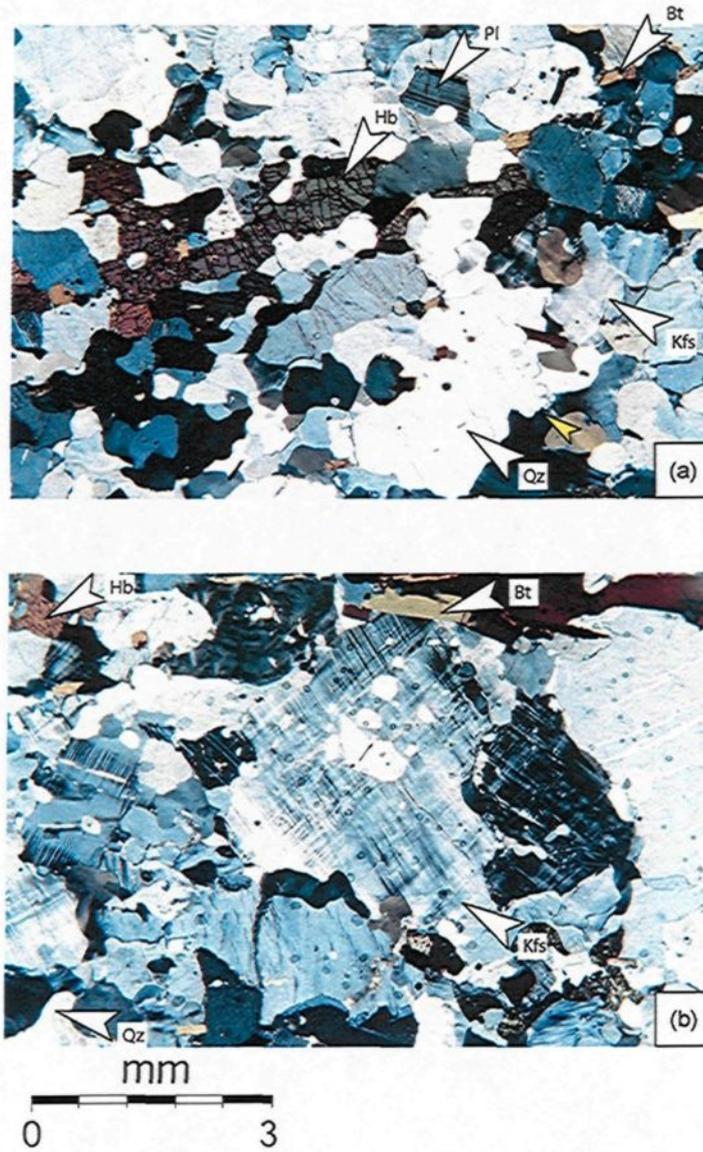


Fig. 4.7. Photomicrographies du granite des Petites-Bergeronnes. (a) En lumière polarisée analysée montrant une texture avec des quartz de relative grande dimension. La flèche jaune montre des microstructures lobées qui indiquent la migration dans les bordures de certains quartz ce qui dénote leur recristallisation. (b) Photomicrographie d'une plage riche en feldspath potassique (microcline). Notez que le cœur de ce feldspath est riche en gros cristaux alors que la bordure est constituée de plus petits cristaux plus ou moins lobés ou polygonaux.

4.3.2. Hétérogénéités

Le granite des Petites-Bergeronnes possède aussi de nombreuses hétérogénéités visibles à l'échelle de l'affleurement. Ces hétérogénéités sont soit plus leucocrates, soit plus mafiques que le granite moyen.

4.3.2.1. Hétérogénéités leucocrates

Pour ce qui est des hétérogénéités plus leucocrates, plusieurs structures sont visibles et ont été décrites et interprétées par Sawyer (2000). De façon générale, les structures leucocrates correspondent à des veines de taille limitée (quelques mètres au maximum) remplies majoritairement d'un matériel quartzo-feldspatique. Elles peuvent être soit concordantes ou recouper la foliation magmatique du granite. Ces hétérogénéités ont donc été interprétées comme tardives par rapport au processus de cristallisation du granite. Dans l'ensemble, l'ouverture de ces veines semble contrôlée par les contraintes appliquées par le cisaillement dextre. Les contacts des hétérogénéités avec le granite sont généralement diffus et les grains observés dans la partie leucocrate sont généralement plus grossiers que ceux du granite moyen. Ces veines correspondent donc à la ségrégation des derniers liquides magmatiques lors de la cristallisation du granite. Ces ségrégations se mettent en place dans les zones de faiblesses induites par la zone de cisaillement. Notons que même si l'orientation des ségrégations felsiques est contrôlée par les contraintes, les grains restent souvent plus grossiers dans les ségrégations leucocrates que dans le granite. Ceci prouve que la déformation induite par la zone de cisaillement n'était pas aussi importante à la fin de la cristallisation du granite et n'a pas pu engendrer de réduction de la taille des grains dans les hétérogénéités leucocrates tardives. Les contraintes de la déformation en cisaillement

devaient donc être plus importantes au début de la mise en place du granite et ont diminué à la fin de la cristallisation de ce magma.

4.3.2.2. Hétérogénéités mafiques

Les unités mafiques (à amphibole ou à biotite) ne sont pas rares dans la région entre Tadoussac et les Grandes-Bergeronnes (Fackir, 2005). Il n'est donc pas surprenant de rencontrer plusieurs types d'hétérogénéités mafiques dans le granite des Petites-Bergeronnes. De façon générale, ces hétérogénéités peuvent être séparées en deux groupes : les filons mafiques et les litages.

4.3.2.1.2. Filons mafiques

Les filons mafiques situés dans le granite constituent les hétérogénéités les plus visibles. En effet dans la carrière de la zone sud de l'exploitation, deux filons de grandes dimensions sont présents. Ils traversent la carrière de part en part et sont donc visibles sur une distance de plus d'une centaine de mètres. Un autre filon mafique de grande dimension est aussi présent dans une des petites carrières de la zone nord. Ces filons peuvent atteindre parfois plus d'un mètre de large (Fig. 4.8a). Les filons sont orientés parallèlement à la foliation générale du granite, c'est-à-dire avec une direction nord-sud et un pendage subvertical. Les minéraux constituant les filons sont aussi très orientés et définissent un plan de foliation et une linéation au sein du filon. Cette foliation est de direction nord-sud avec un pendage subvertical parallèle aux épontes des filons. La linéation minérale dans les filons mafiques est subhorizontale et est donc aussi parallèle à la linéation dans le granite. Parfois les filons ne sont pas constitués d'un seul tenant et de petites ramifications sont visibles dans le granite (Figs. 4.8a et b). Les filons ont

généralement des contacts bien nets avec le granite, mais ce contact est souvent courbe ou lobé (Fig. 4.8a). Les filons mafiques contiennent aussi parfois de petites injections de matériel granitique. Tout ceci laisse supposer que les deux roches du granite et des filons mafiques devaient être partiellement magmatiques en même temps lors de leur mise en place. Bien entendu les filons mafiques devaient avoir un taux de cristallisation plus élevé car sinon il y aurait des mélanges plus importants et disparition des filons. Les filons mafiques montrent aussi des plis passifs isoclinaux concordants avec la foliation (Fig. 4.8b). Ceci nous indique que ces filons ont probablement subi une légère transposition lors de leur mise en place. Ces plis prouvent que les roches mafiques ont aussi subi les contraintes du cisaillement dextre qui était actif lors de la mise en place du granite. Ceci prouve encore une fois que ces deux roches étaient partiellement comagmatiques au moment de leur mise en place.

Pétrographiquement, les filons mafiques sont essentiellement constitués d'amphibole, de plagioclase, de biotite, de quartz et de feldspath potassique (voir Tableau 4.1). Dans certains échantillons pris au centre des filons mafiques (ex. : PB14), des zones avec des clinopyroxènes (diopside selon annexe 4.15) sont présentes (Figs. 4.9a et b). Les clinopyroxènes n'étant pas présents dans tous les échantillons en particulier dans ceux des échantillons en contact avec le granite, des réactions de transformation du pyroxène en amphibole sont possibles dans les filons mafiques. Ces réactions peuvent être engendrées par métasomatisme dû au contact avec des magmas leucocrates riches en fluide (Beard *et al.*, 2004; Coltorti *et al.*, 2004). Les minéraux accessoires dans les filons mafiques sont plutôt rares et de faible dimension. Optiquement des titanites, des oxydes (ex. : ilménite, magnétite), des apatites et quelques rares zircons ont été observés. Les grains des filons mafiques sont de taille

moyenne (0,5 à 2 mm) et sont fortement orientés selon la direction de foliation (Fig. 4.10). Les minéraux présentent généralement des grains polygonaux avec des joints triples à 120° (Fig. 4.10a). Certains grains, comme les biotites, sont plus allongés, mais montrent toujours un aspect de joints polygonaux. Cette texture polygonale avec des angles à 120° représente une texture d'équilibre (Hunter, 1987). Les petits minéraux interstitiels, tels que les petits grains de quartz présents entre certains joints triples, et qui cristallisent plus tardivement dans le granite possèdent aussi des angles proches de 120° . Ces minéraux interstitiels indiquent que la texture d'équilibre observé correspond à une recristallisation des grains à haute température (Holness *et al.*, 2005). La taille des grains du filon mafique augmente légèrement sur une zone de quelques millimètres au contact avec le granite (Fig. 4.10b). De plus dans cette zone, la composition minéralogique globale du filon change ; le pourcentage en biotite augmente passant d'environ 5% (Tableau 4.1) à environ 30% au contact avec le granite. Cette concentration de biotite au contact entre un matériel mafique et un matériel granitique a déjà été notée dans la littérature (Wiebe *et al.*, 2001; Wiebe *et al.*, 2002). Ces changements de taille de grains et de nature des minéraux sont interprétés comme provenant d'une réaction d'hydratation entre les cristaux du magma mafique et le magma granitique (Wiebe, 1973; Beard *et al.*, 2004).

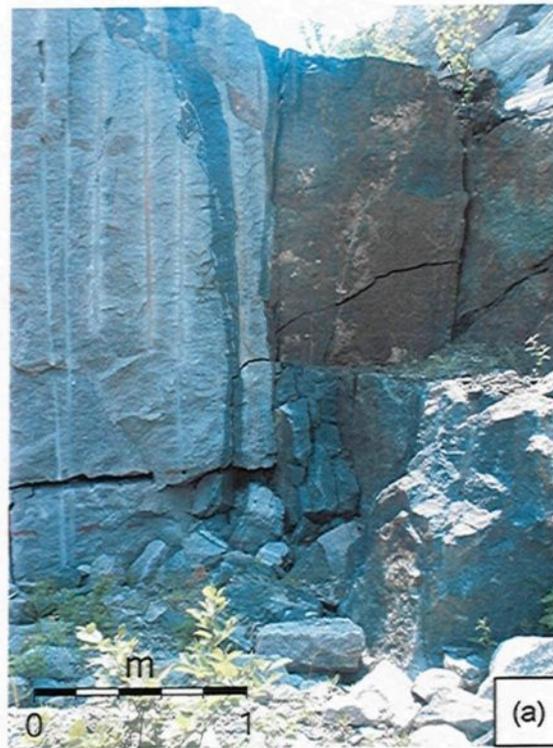


Fig. 4.8. (a) Filons mafiques à pendage subvertical. Notez sur la partie de gauche les ramifications de matériel mafique. (b) Plis isoclinaux passifs concordants à la foliation dans un filon mafique (marteau = 25 cm).

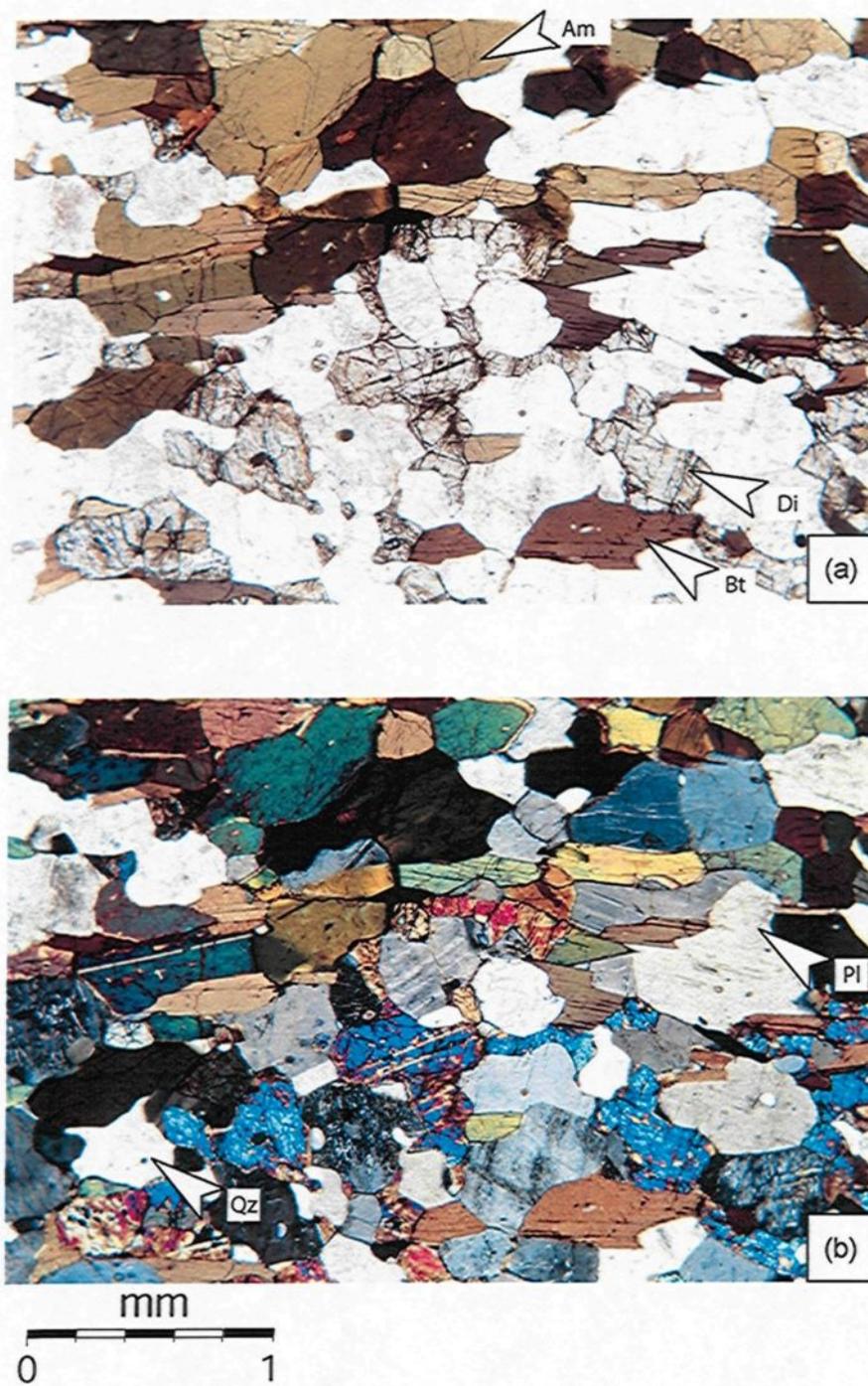


Fig. 4.9. Lame mince de filon mafique à clinopyroxène (a) Filon mafique PB 14 en lumière polarisée, notez la présence clinopyroxène (diopside). (b) Même chose que (a) mais en lumière polarisée analysée.

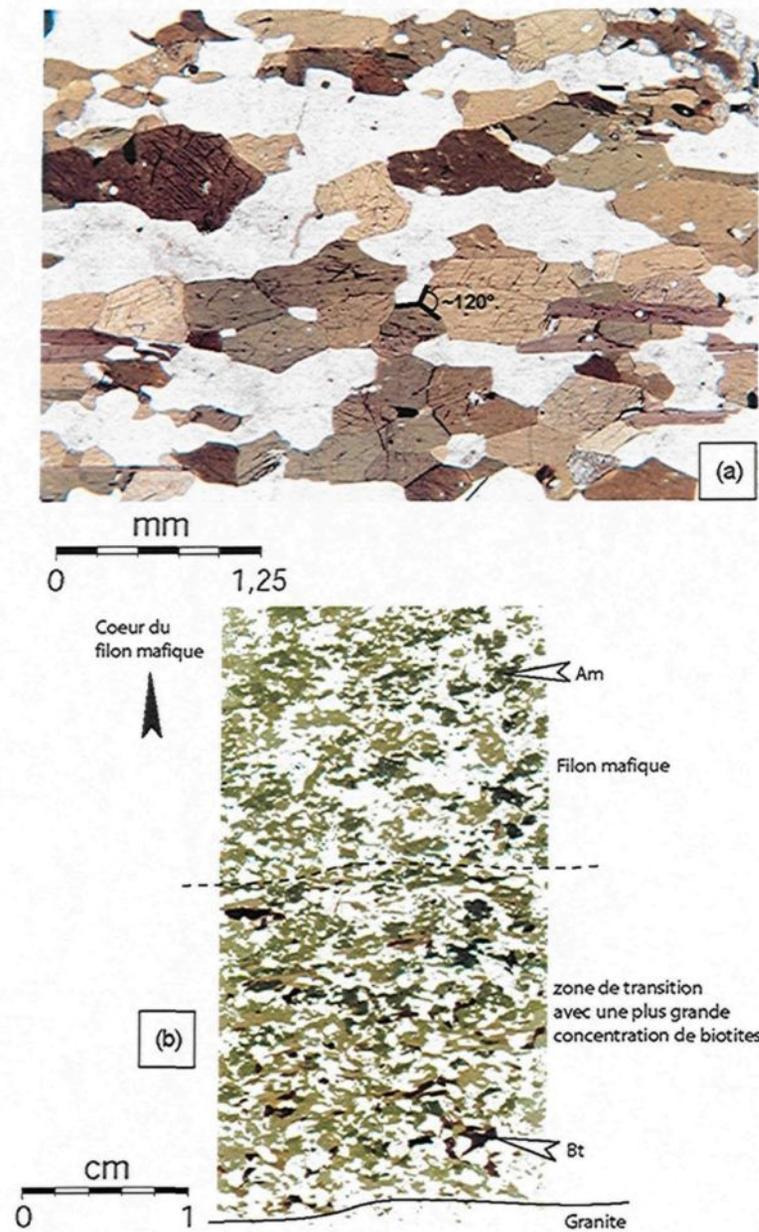


Fig. 4.10. (a) Photomicrographie en lumière polarisée de la texture d'un filon mafique; notez les cristaux polygonaux d'amphibole avec des joints triples à angles proches de 120° . (b) Photomicrographie d'une lame mince (PB29D) de filon mafique en lumière naturelle. Notez l'augmentation de la taille des grains ainsi que l'augmentation de la proportion des biotites dans la zone de transition à côté du contact avec le granite.

4.3.2.2 *Litages*

Le deuxième type d'hétérogénéités mafiques correspond aux litages. Les litages ont des extensions variables allant de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres et en règle générale, ils ne dépassent pas une largeur de 30 cm (Figs. 4.11, 4.12, et 4.13). Les litages sont eux aussi orientés parallèlement à la foliation générale du pluton, c'est-à-dire avec une direction nord-sud et un pendage subvertical.

À l'intérieur des litages, il est possible de reconnaître des plages elliptiques de matériel quartzo-feldspathique montrant une ressemblance avec les plages quartzo-feldspathiques caractéristiques du granite (Fig. 4.11a). Certains litages montrent des plis similaires à ceux observés pour les filons, c'est-à-dire des plis isoclinaux parallèles à la foliation générale du granite. Dans le granite des Petites-Bergeronnes, les litages sont parfois alignés et visibles sur plusieurs dizaines de mètres (Fig. 4.12a). Les extrémités des litages dans ce genre de structures ou ailleurs dans le granite peuvent être de deux types : (1) la terminaison du lit résulte de la troncation par une ségrégation felsique (Fig. 4.11b), ou (2) la terminaison du lit se produit par amincissement et rapprochement des deux bordures avec un faible angle de fermeture (Fig. 4.11a).

Le premier type de terminaison concernant les litages recoupés par du matériel felsique implique que les litages se sont mis en place avant les ségrégations felsiques. Ces zones de faille ou de zones injectées de matériel felsique déplacent aussi parfois les litages (Fig. 4.11b). De façon générale, les déplacements engendrés par ces zones tardives ont un mouvement de décrochement dextre. Ces informations montrent que ce genre de terminaison de litage se produit essentiellement en fin de cristallisation du granite, lorsque les ségrégations felsiques se mettent en place. De plus, ceci indique aussi que les litages devaient être cassants et donc fortement cristallisés à ce moment.

Le deuxième type de terminaison qui se produit par un amincissement du litage laisse penser que le litage a subi un étirement. Cette interprétation est soutenue aussi par le fait que plusieurs terminaisons identiques peuvent se suivre entre différents tronçons de lits alignés selon la foliation (Fig. 4.12). Cet étirement a dû se produire alors que le litage était encore légèrement plastique pour former la terminaison allongée avec le faible angle de fermeture. Bien entendu, même si les litages restent légèrement plastiques, ils peuvent être considérés comme des corps résistants (plus riches en cristaux) par rapport au granite encaissant, donc plus facile à déformer.

Ces informations indiquent donc que les litages ont subi la déformation du cisaillement dextre appliquée au granite lors de sa mise en place. Les litages devaient être un peu plus visqueux que le granite, mais devaient rester en partie magmatiques permettant ainsi une déformation plus facile que du boudinage au sens strict. Cette information nous laisse donc supposer que les litages ont dû se mettre en place pendant l'intrusion du granite et donc à peu près en même temps que le cisaillement dextre. Plusieurs litages ont été échantillonnés dans la zone nord et dans la zone sud de l'exploitation. Les litages peuvent être séparés en deux groupes selon la relation qu'ils ont au contact avec le granite :

(1) Les litages à contours nets : Comme leur nom l'indique, ces litages montrent des contacts francs avec le granite (Figs. 4.12a et b). Ces litages sont relativement riches en minéraux mafiques, tels que l'amphibole. Ce genre de litage est essentiellement observé dans la zone nord de l'exploitation.

(2) Les litages à contours flous : Ces litages ont un contact beaucoup plus diffus avec les granites (Figs. 4.13a et b). Leur composition et leur couleur sont plus proches de celles du granite que pour les litages à contours nets. Certains lits semblent même

plus enrichis en matériel felsique au centre des lits comparé aux bordures (Fig. 4.13b). Ces litages ont essentiellement été observés dans la zone sud de l'exploitation. Concernant ces litages ils passent parfois progressivement à des structures de plus petites dimensions que l'on peut définir comme des schlieren (Fig. 4.14).

Les litages en général peuvent être parfois difficiles à différencier des filons, car il semble y avoir une continuation entre ces deux hétérogénéités. Les litages peuvent être définis comme une concentration de minéraux mafiques (comparée au granite) entre deux surfaces plus ou moins parallèles. De plus, un litage doit avoir un lien génétique avec la roche hôte ici le granite qui contient ces hétérogénéités. Cet ajout à la définition de base d'un litage pour les roches magmatiques est essentiel pour ne pas le confondre avec un dyke qui pourrait arriver tardivement et qui n'aurait rien à voir avec la roche hôte. Nous récapitulerons donc ici quelques clefs permettant de bien classer ces deux types d'hétérogénéités en s'appuyant sur plusieurs indices.

(1) le point principal permettant de parler de litage est d'avoir un lien génétique avec la roche hôte. Ici la différence entre les filons et les litages se voit d'un point de vue pétrographique car les litages possèdent par exemple des reliques de mégacristaux de feldspaths potassiques caractéristiques du granite. Le lien génétique entre le granite et les litages sera aussi démontré par la suite d'un point de vue de la géochimie roche total ainsi que de la géochimie minérale. (2) Généralement, les litages sont de plus petite taille que les filons, aussi bien en longueur qu'en largeur. (3) Les litages ont subi plus de mélange magmatique et de transposition que les filons ce qui explique que leurs contours deviennent plus flous que les contours bien nets des filons.

Pétrographiquement, les litages sont essentiellement constitués de quartz, de feldspath potassique, de plagioclase, d'amphibole, et de biotite (voir Tableau 4.1). La

composition minéralogique moyenne d'un litage (Tableau 4.1) est plus proche de la composition d'un granite que celle d'un filon mafique. Bien entendu, cette composition varie selon le type de litages pris en compte et en règle générale les litages à contours nets sont plus riches en amphibole et en biotite que les litages à contours flous. De plus, des variations dans les proportions minérales sont parfois présentes dans les litages eux-mêmes. Ces hétérogénéités se caractérisent par la disparition des amphiboles sur quelques mm de large dans les litages. Ces zones sont allongées nord-sud et atteignent probablement quelques cm de long. Dans ces zones, la proportion de biotite augmente (voir partie microstructure) et laisse supposer qu'il s'agit d'une zone réactionnelle.

Les minéraux accessoires dans les litages sont : les titanites, les allanites, les oxydes (ex : ilménite), les zircons et quelques apatites. Concernant les minéraux accessoires, leur abondance varie aussi en fonction du type de litage. Les litages à contours flous sont plus enrichis en minéraux accessoires que ceux à contours nets (Fig. 4.15). On peut estimer même si les proportions sont très faibles et donc difficilement quantifiables qu'il y a environ deux fois plus de minéraux accessoires dans les litages à contours flous que dans les litages à contours nets. Ceci a une importance capitale pour la géochimie des éléments traces, car ces minéraux accessoires renferment une grande partie des éléments traces.

Les grains formant les litages sont de taille moyenne (0,5 à 2 mm) et sont orientés selon la direction de foliation. Les grains d'amphibole, de biotite, de plagioclase, de quartz et de feldspath potassique ont des formes similaires à celles observées dans le granite. Cela veut dire que les litages ont subi les mêmes événements de déformation et de recristallisation. Parfois pour les litages les plus mafiques, les

grains d'amphibole et de biotite semblent plus polygonaux avec de nombreux joints triples, comme c'est le cas dans les filons mafiques.



Fig. 4.11. (a) Terminaison de litage avec un faible angle de fermeture. Notez la ségrégation felsique parallèle aux litages ainsi qu'une autre plus tardive (en pointillés) perpendiculaire à la foliation. (b) Ségrégations felsiques recoupant trois petits litages; notez le décalage dextre des litages.



Fig. 4.12. Litages à contours nets. (a) Série de litages de la zone nord de l'exploitation montrant un certain étirement et boudinage selon la direction nord-sud (marteau =25 cm). (b) Litages de la zone nord montrant des contacts nets avec le granite. Notez la présence de nombreuses plages elliptiques roses de feldspath potassique à l'intérieur du litage.

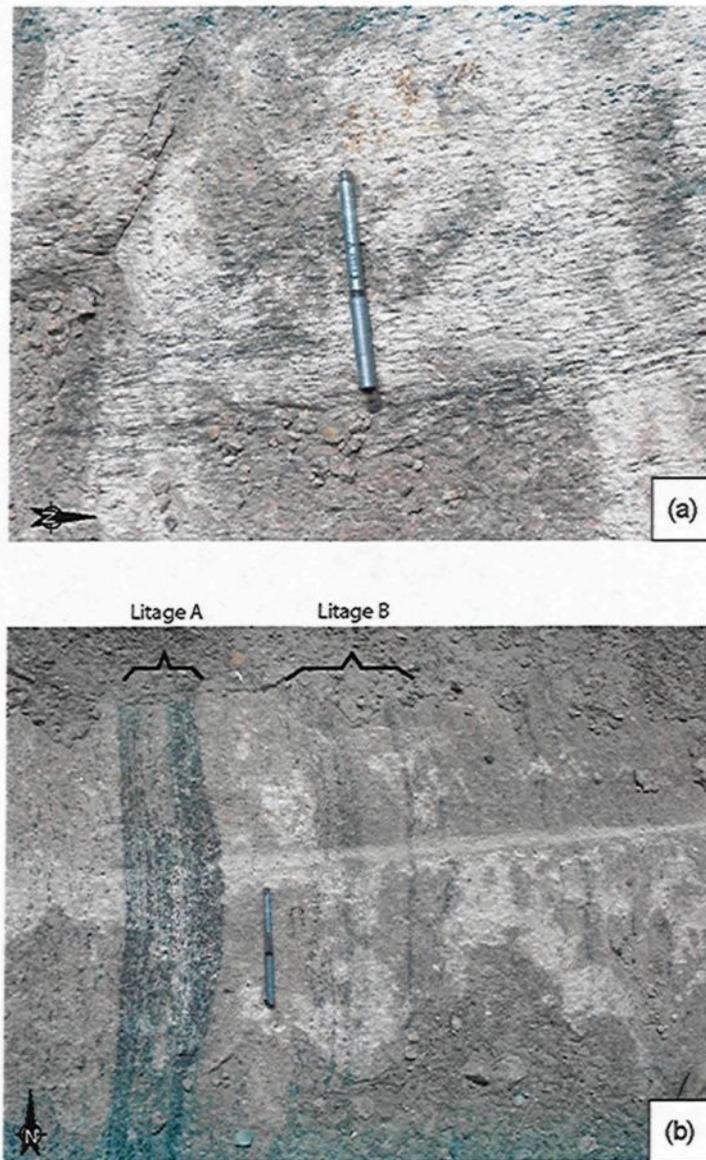


Fig. 4.13. Litages à contours flous photographiés dans la zone sud de l'exploitation. (a) Litage à contours très diffus et à proportion en minéraux mafiques plus basse que les litages à contours nets. (b) Deux litages A et B d'aspect différent. Le litage A montre une proportion élevée en minéraux mafiques ainsi qu'un contact relativement net avec le granite alors que le litage B est moins mafique et montre des bordures plus floues. Notez pour ces deux litages un léger appauvrissement en minéraux mafiques dans la partie centrale du lit comparé aux bordures (stylo =15cm).

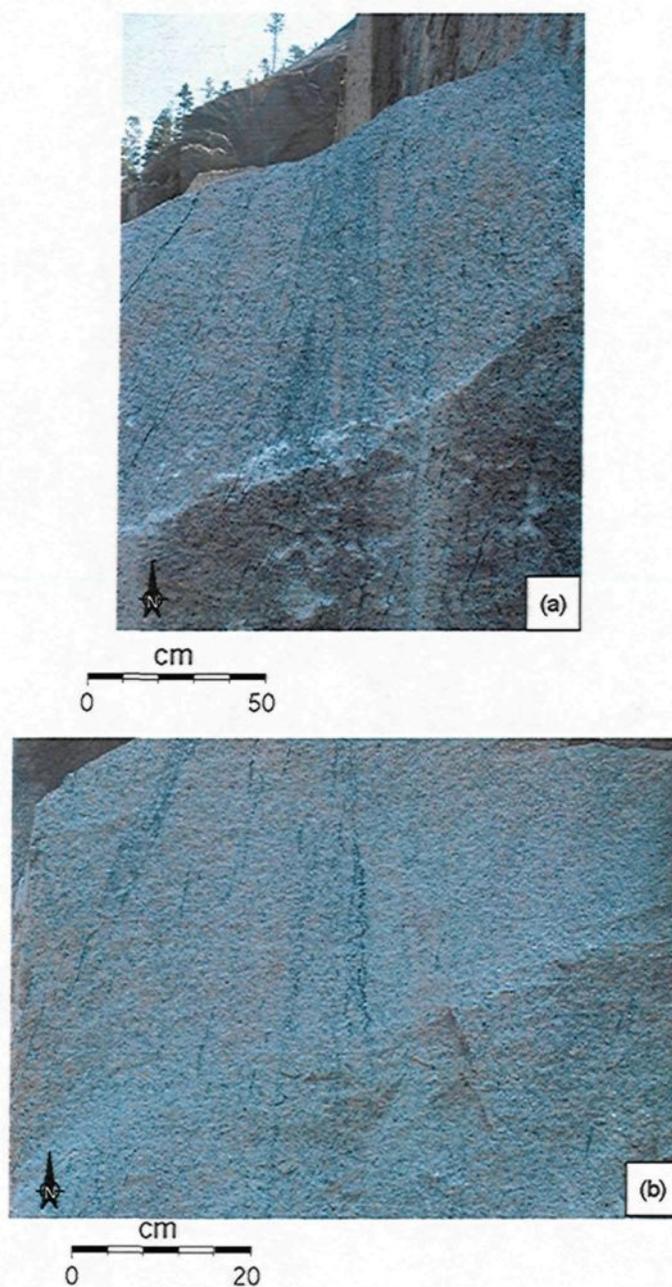


Fig. 4.14. Schlieren photographés dans la zone sud de l'exploitation. (a) schlieren concentrés dans une zone de 25 cm d'épaisseur. Notez que ces hétérogénéités sont très proches d'un litage à contours flous et qu'il semble exister tous les intermédiaires entre ces deux types d'hétérogénéités. (b) schlieren dispersés dans le granite, mais toujours parallèles à la foliation.

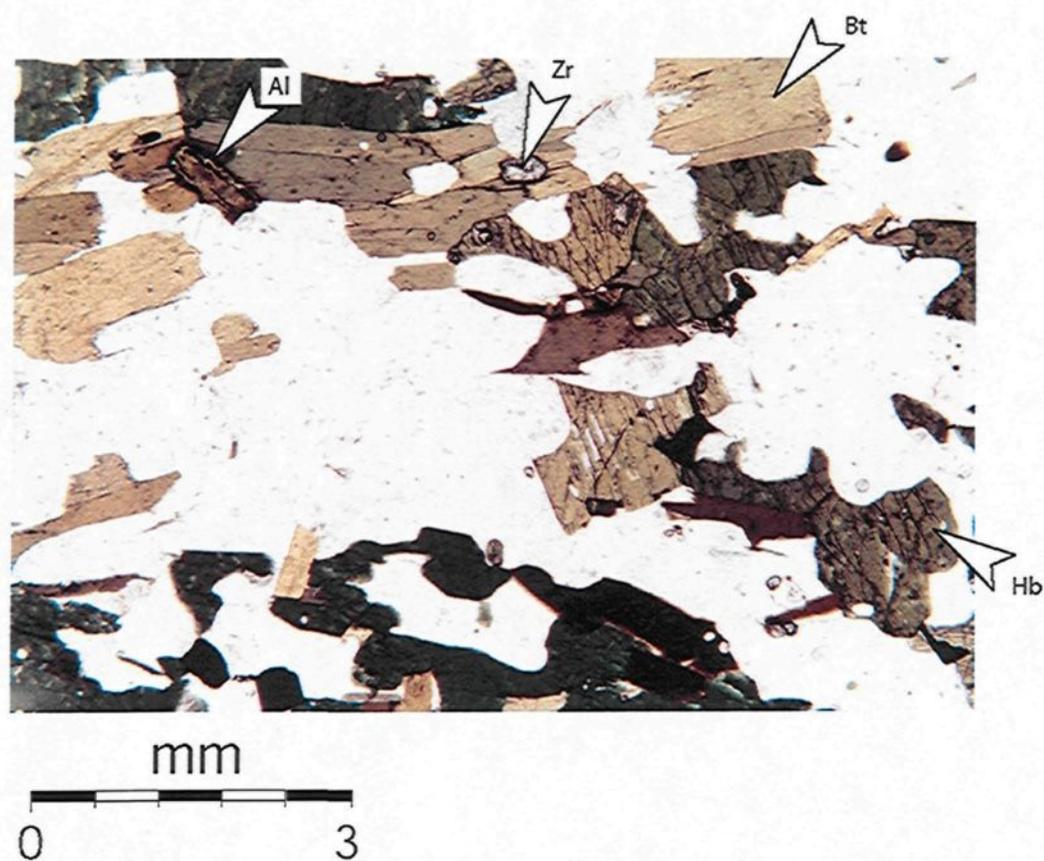


Fig. 4.15. Photomicrographie en lumière polarisée de la texture d'un litage à contours flous. Notez les nombreux cristaux de minéraux accessoires tels que l'allanite ou les zircons.

Tableau 4.1 : Pourcentages minéralogiques moyens obtenus d'après un estimé des différentes lames minces pour les principales roches de l'intrusion granitique des Petites-Bergeronnes.

Nature de la roche		Granite moyen des Petites- Bergeronnes	Filon mafique sans cpx	Filon mafique avec cpx	Litage moyen	Litage à contours flous	Litage à contours nets
Nombre de lames minces observé		8	4	1	9	3	6
Quartz	aire%	30	10	10	30	30	25
Feldspath potassique	aire%	40	15	10	15	25	10
Plagioclase	aire%	15	25	25	25	15	30
Amphibole	aire%	8	45	40	20	15	25
Biotite	aire%	7	5	5	10	15	10
CPX (Diopside)	aire%	0	0	10	0	0	0
Total	aire%	100	100	100	100	100	100

4.4. MICROSTRUCTURE

4.4.1. Méthodes

Pour cette étude, quatre lames minces caractéristiques des différents types de roches ont été choisies ; une lame pour le granite (PB19), une lame pour le filon mafique (PB3), une lame pour les litages à contours nets (PB31) et une lame mince pour les litages à contours flous (PB9). Ces lames ont été fabriquées à partir d'échantillons coupés perpendiculairement au plan de la foliation et parallèlement à la linéation. Des photomicrographies des lames minces ont été prises en lumière polarisée analysée. Environ 80% de la lame a été photographiée et les photographies ont été orientées selon la direction des litages : (X) correspond à l'axe vertical parallèle à la base des litages. (Y) correspond à l'axe horizontal perpendiculaire à la base du litage. Les images ont été importées dans Adobe Illustrator et différents minéraux comme le plagioclase, la biotite, ou l'amphibole ont été digitalisés et enregistrés sur des fichiers différents. Ces minéraux ont été choisis, car ils correspondent aux minéraux qui ont cristallisé précocement et ils ont aussi un peu moins subi les phénomènes de réduction des grains comparé au feldspath potassique ou au quartz. Ces minéraux ont été digitalisés en noir avec une bordure blanche pour séparer chaque grain de son voisin (Williams *et al.*, 2006). Cette opération a été réalisée avec un microscope pour vérifier la bordure de chaque grain. Les grains coupés par la photographie ne sont généralement pas tracés. Pour autant les grains de grande dimension (>1 mm) sont statistiquement plus coupés que les petits. Pour remédier à cela, les grands grains (>1 mm), dont plus des 3/4 de la surface est visible sur la photo, ont eux été tracés (en utilisant le microscope pour la partie manquante). Dans cette étude 3666 grains ont été digitalisés. Pour chaque groupe de minéraux, une image TIFF de 8 bits en noir et blanc a été créée. Les images ont ensuite

été analysées par ImageJ une version PC du logiciel NIH (National Institutes of Health). Ce logiciel mesure l'aire des grains et ajuste une ellipse avec une aire équivalente à la place de chaque grain. Le logiciel crée donc une base de données sur les positions (X; Y), la longueur des axes majeurs et mineurs, et l'orientation de chaque grain en se basant sur l'ellipse. Les données sont alors utilisées pour calculer 3 types de graphiques. (1) le premier type de graphiques représente la taille moyenne des grains en fonction de la distance sur l'axe (Y) de la photographie. Ce graphique est construit avec des intervalles réguliers pour la distance (Y) en mm. La taille moyenne des grains est calculée en sommant la surface totale d'un minéral dans un intervalle donné et en divisant cette somme par le nombre de grains dans l'intervalle. Les moyennes calculées sont reportées sur le graphique au centre de chaque intervalle. (2) Le deuxième graphique correspond à la proportion d'un minéral en fonction de la distance (Y). Il a aussi été construit en utilisant un intervalle régulier sur l'axe (Y) de la photographie. Les proportions minérales, pour un intervalle, sont calculées comme étant la somme de la surface occupée par le minéral divisé par la surface totale de l'intervalle. Les valeurs ainsi obtenues sont aussi reportées au centre de chaque intervalle sur les graphiques. (3) Le troisième type de graphiques correspond à des diagrammes en rose des vents permettant de reporter l'orientation préférentielle de chaque grain. Ces roses ont été construites en utilisant le logiciel Grapher (Golden Software Inc.). Toutes les roses des vents sont construites avec des groupes d'intervalles angulaires de 15°.

L'erreur sur les résultats, en particulier sur les proportions surfaciques des minéraux, provient essentiellement des imperfections lors de la digitalisation (bordure blanche et grains coupés non digitalisés). Cette erreur a été calculée et est en général plus importante pour les minéraux de faible dimension ou en faible proportion. Malgré

tout, pour l'ensemble des minéraux considérés dans cette étude, l'erreur est estimée inférieure à 20%.

4.4.2. Granulométrie et proportion minérale

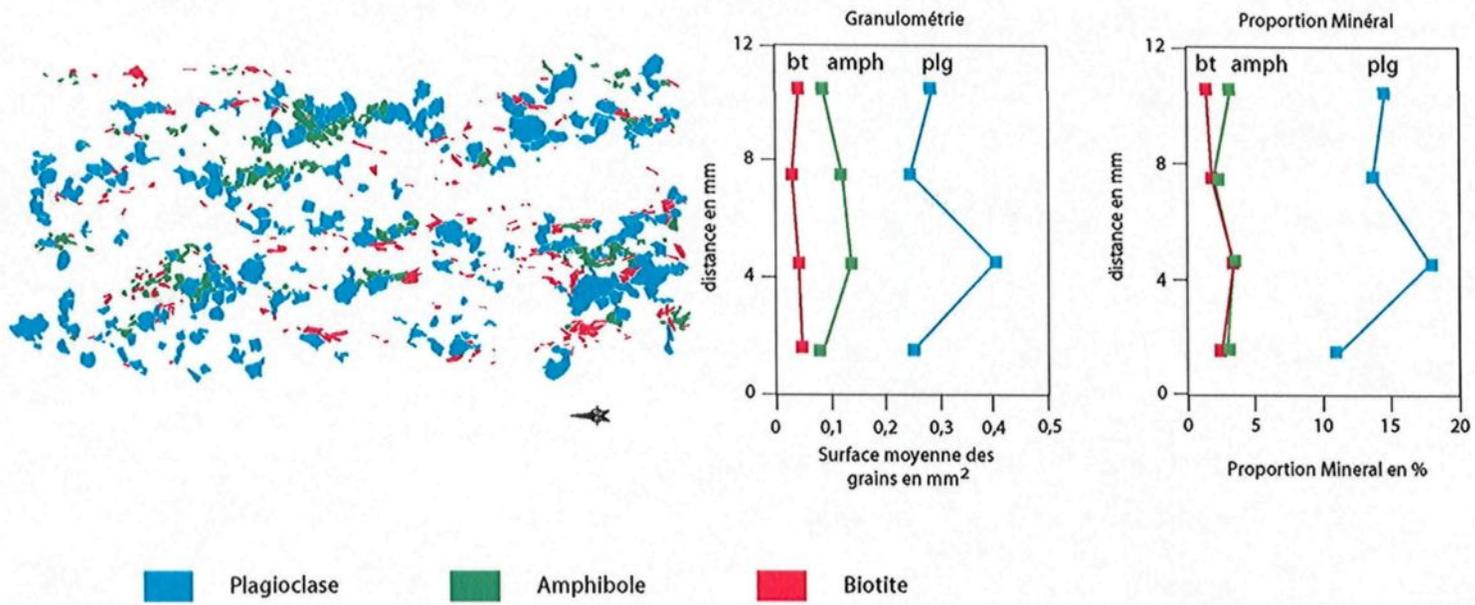
4.4.2.1. Granites

Concernant le granite à l'échelle de la lame mince, il semble plutôt homogène (Fig. 4.16). La taille moyenne pour tous les grains digitalisés (plagioclase, amphibole et biotite) dans le granite (lame PB 19) est de $0,15 \text{ mm}^2$. Le plagioclase représente les grains les plus grossiers qui ont été digitalisés avec une moyenne de surface de grain de $\sim 0,3 \text{ mm}^2$. Sur le graphique représentant la granulométrie en fonction de la distance (Y), la taille des grains de plagioclase varie un peu passant de $\sim 0,25$ à $0,40 \text{ mm}^2$. L'amphibole correspond aux deuxièmes plus gros grains digitalisés avec en moyenne une taille de grains de $\sim 0,11 \text{ mm}^2$. La taille des grains varie légèrement passant de $\sim 0,08$ à $0,13 \text{ mm}^2$ en fonction de la distance (Y). Le troisième minéral étudié ici est la biotite; elle montre les plus petites tailles de grains parmi les minéraux digitalisés avec en moyenne des grains à $0,04 \text{ mm}^2$. Les variations de la taille des biotites en fonction de la position (Y) ne sont pas très importantes avec des valeurs oscillantes entre $0,03$ et $0,05 \text{ mm}^2$. En conclusion, les variations dans la taille des grains des différents minéraux composant le granite existent, mais ne sont généralement pas de grande importance.

Concernant la proportion minérale, le plagioclase représente le minéral le plus important parmi ceux digitalisés avec en moyenne 16,6 % de la surface de la lame mince (Tableau 4.2). La proportion de plagioclase varie un peu en fonction de la distance (Y) passant de 11 à 18%. Les minéraux mafiques, comme la biotite ou l'amphibole, ont un comportement similaire. Ces minéraux sont en faible proportion

dans le granite de la lame PB19, l'amphibole représente ~2,5% de la surface digitalisée et la biotite montre aussi à peu près la même proportion de 2,5%. Les variations de proportion pour ces deux minéraux en fonction de la distance (Y) sont aussi assez minimes. Les résultats de l'analyse microstructurale pour ce granite (PB 19) montrent que les grains constituant la roche varient de façon limitée, aussi bien d'un point de vue granulométrique que d'un point de vue de leur proportion minéralogique.

Fig. 4.16. Granulométrie et proportions minérales d'un granite (PB19)



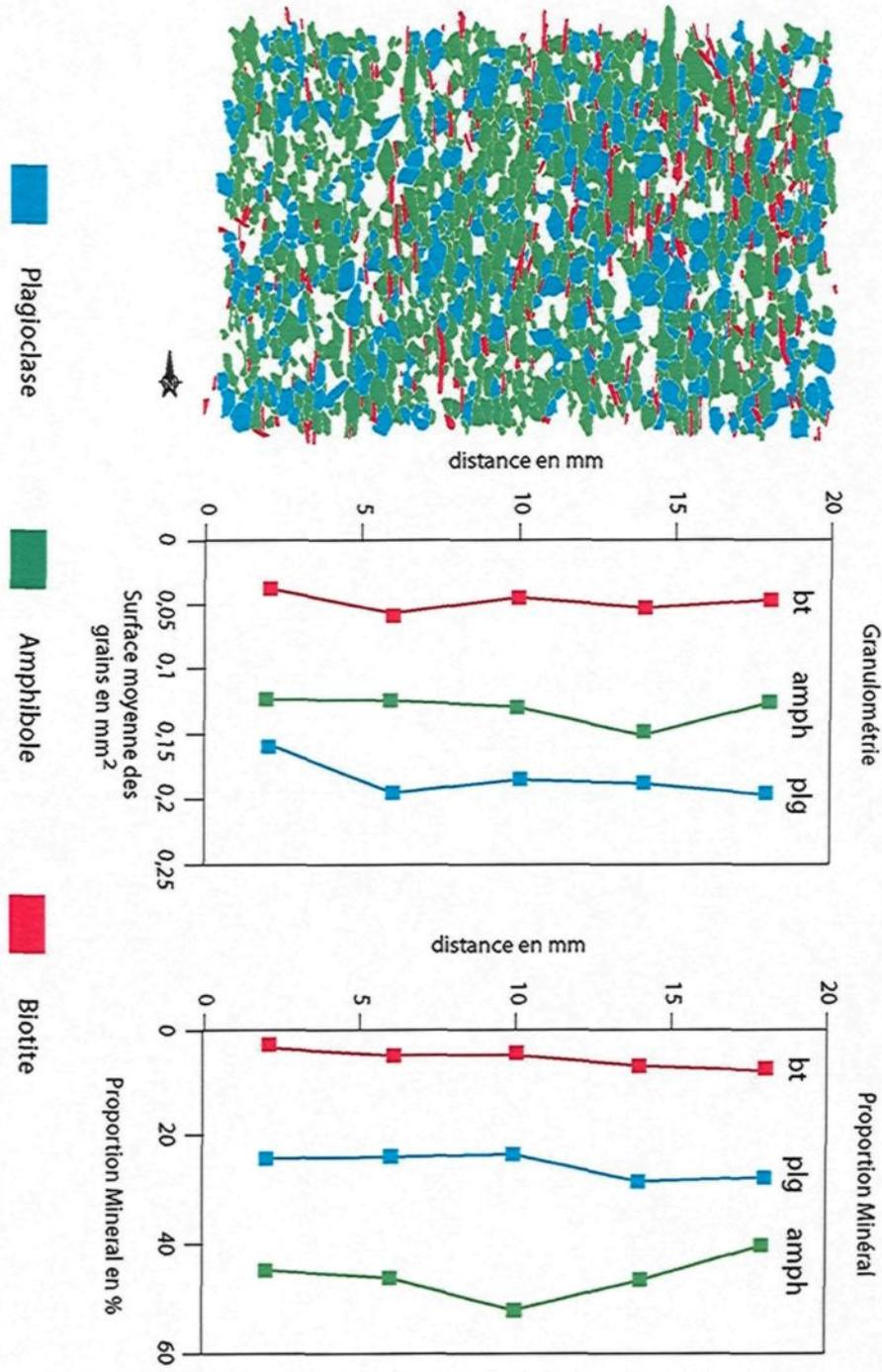
4.4.2.2. *Filons mafiques*

Le filon mafique de la lame PB3 (Fig. 4.17) à une taille de grain moyenne de $0,13 \text{ mm}^2$ pour tous les minéraux digitalisés. Cette taille moyenne de grain est plus petite que celle observée pour le granite. Parmi tous les grains, les plagioclases représentent les minéraux les plus grossiers qui ont été digitalisés avec une taille moyenne de grain de $0,18 \text{ mm}^2$. La taille des grains de plagioclase varie relativement peu en fonction de la distance selon (Y) passant en moyenne de $0,16$ à $0,20 \text{ mm}^2$. L'amphibole correspond aux deuxièmes plus gros grains digitalisés avec en moyenne une taille de $0,13 \text{ mm}^2$. Les variations de la taille moyenne des grains d'amphibole en fonction de (Y) sont aussi très limitées passant de $0,12$ à $0,15 \text{ mm}^2$. Les plus petits minéraux digitalisés sur la lame PB3 correspondent aux biotites avec une taille de grain moyenne de $0,047 \text{ mm}^2$. La figure 4.17 montre bien que la biotite forme de petites baguettes généralement très allongées. La taille moyenne des grains de biotite reportée en fonction de (Y), varie relativement peu passant de $0,04$ à $0,06 \text{ mm}^2$. En résumé, les variations dans la taille des grains des différents minéraux composant le filon mafique sont très limitées et sont généralement de moins grande importance que celles observées dans le granite. De plus, la figure 4.17 permet de bien se rendre compte de l'hexagonalité des grains avec de nombreux joints triples. Le fait que les grains ont certainement subi une recristallisation peut expliquer les faibles variations sur la taille des grains pour les différents minéraux.

D'un point de vue de la proportion minérale, les grains les plus abondants dans les filons mafiques sont les amphiboles. Elles représentent en moyenne 46,4% de la surface digitalisée sur la lame PB3 (Tableau 4.2). La proportion d'amphibole en fonction de la distance (Y) varie légèrement entre 40 et 52% en surface. Le deuxième

minéral le plus représenté sur la lame PB3 est le plagioclase avec 25,5% de la surface digitalisé. Ce minéral reste relativement constant en fonction de la distance (Y) passant de 23% à 28% de la surface des intervalles. Enfin, la biotite correspond au minéral digitalisé le moins volumineux parmi ceux digitalisés avec en moyenne 5,3% de la surface de la lame mince. Pour autant, notons que des variations importantes selon Y existent avec des valeurs qui augmentent de bas en haut de lame mince passant de 2,9 à 7,8%. Ceci veut donc dire que des zones sont plus enrichies en biotite que d'autres par plus d'un facteur 2. Cette variation de la proportion de biotite peut être beaucoup plus importante comme dans le cas de la lame PB29D (Fig. 4.10b) qui représente un cas extrême pour la teneur en biotite dans un filon. En effet, la lame PB29D située au contact avec le granite montre une proportion de biotite qui augmente jusqu'à ~30% de la surface. De possibles réactions chimiques, entre différents magmas, sont donc envisageables pour expliquer les hétérogénéités de la proportion en biotite dans le filon et seront décrites par la suite.

Fig. 4.17. Granulométrie et proportions minérales d'un filon marfique (PB3)



4.4.2.3. Litages

Deux types de litages ont été digitalisés. Un premier type correspond au litage à contours nets (PB31) retrouvé essentiellement dans la zone nord de l'exploitation. L'autre type correspond au litage à contours plus flous (PB9) essentiellement visible dans la zone sud de l'exploitation.

4.4.2.3.1. Litages à contours nets (PB31)

Le litage à contours nets (Fig. 4.18) montre une taille de grain moyenne de 0,15 mm² pour tous les minéraux digitalisés. Cette taille de grain est proche de celle observée pour le granite. Les grains les plus grossiers correspondent aux plagioclases avec une taille moyenne de 0,30 mm². Pour le plagioclase, la taille des grains varie peu selon (Y) passant de 0,25 à 0,35 mm² sur toute la distance (Y) de la lame. Les amphiboles correspondent aux deuxièmes plus gros grains digitalisés et donnent une valeur moyenne de 0,11 mm². Sur le diagramme représentant la taille des grains en fonction de la distance (Y), la granulométrie de l'amphibole n'a pu être calculée entre 12 et 16 mm, car aucun grain d'amphibole n'était visible dans cette zone. Pour autant mis à part ce problème, la taille des grains d'amphibole ne varie que légèrement passant de 0,09 à 0,13 mm² sur l'ensemble de la lame. La biotite représente les plus petits grains digitalisés sur la lame PB31 avec une taille moyenne de 0,04 mm². La granulométrie de la biotite montre des variations qui font plus que doubler avec des valeurs variant de 0,03 à 0,07 mm². Notons que la taille des grains de biotite est maximale dans les zones où l'amphibole est absente. La figure 4.18 permet de voir que quelques grains polygonaux avec des joints triples se retrouvent parfois sur cette lame. Bien entendu, ces grains polygonaux sont moins nombreux et moins bien définis que ceux observés

pour les filons mafiques. En conclusion, l'ensemble des grains digitalisés pour les litages à contours nets, montrent généralement de faibles variations de la taille des grains. La seule exception est la biotite qui augmente de taille dans les zones où l'amphibole est absente.

Concernant les proportions minérales, les grains les plus abondants digitalisés dans le litage avec des contours nets (PB31) correspondent au plagioclase avec 27,7% de la surface digitalisée. Cette valeur en plagioclase est proche de la valeur observée pour les filons mafiques et est bien différente de la proportion observée dans le granite (Tableau 4.2). La valeur de la proportion surfacique de plagioclase varie un peu selon la position (Y), passant de 21 à 33%. Concernant la proportion d'amphibole, elle est en moyenne de ~10 % de la surface totale calculée. Cette proportion d'amphibole est intermédiaire à celle observée dans le granite et à celle observée dans le filon mafique. Un intervalle situé entre 12 et 16 mm selon (Y) montre une disparition totale de l'amphibole. Les variations de la proportion d'amphibole selon (Y) sont donc importantes passant de 0 à 15%. La proportion surfacique de la biotite dans la lame PB31 est en moyenne de 3,8%. Cette valeur de proportion de biotite est encore une fois intermédiaire entre les valeurs observées pour les granites et celles observées pour les filons mafiques. Les proportions de biotite suivent un comportement inverse aux proportions d'amphibole. En général dans tous les intervalles de calcul, la biotite montre une proportion entre 2 et 3% de la surface de l'intervalle. Mais dans l'intervalle entre 12 et 16 mm selon (Y), la biotite représente plus de 7% de la surface de l'intervalle. Les variations de la proportion de biotite sont donc aussi très importantes et caractéristiques.

Notons aussi que la zone située entre 12 et 16 mm selon (Y) montre une diminution de la totalité des minéraux digitalisés donc de façon indirecte une augmentation des minéraux non digitalisés, tels que le quartz ou le feldspath potassique. Les zones de disparition de l'amphibole sont donc caractérisées par l'augmentation significative de la proportion de biotite, de quartz et de feldspath potassique. Ceci nous laisse supposer que ces zones ont cristallisé à partir d'un magma plus leucocrate de composition granitique qui se distingue de la composition normale des litages.

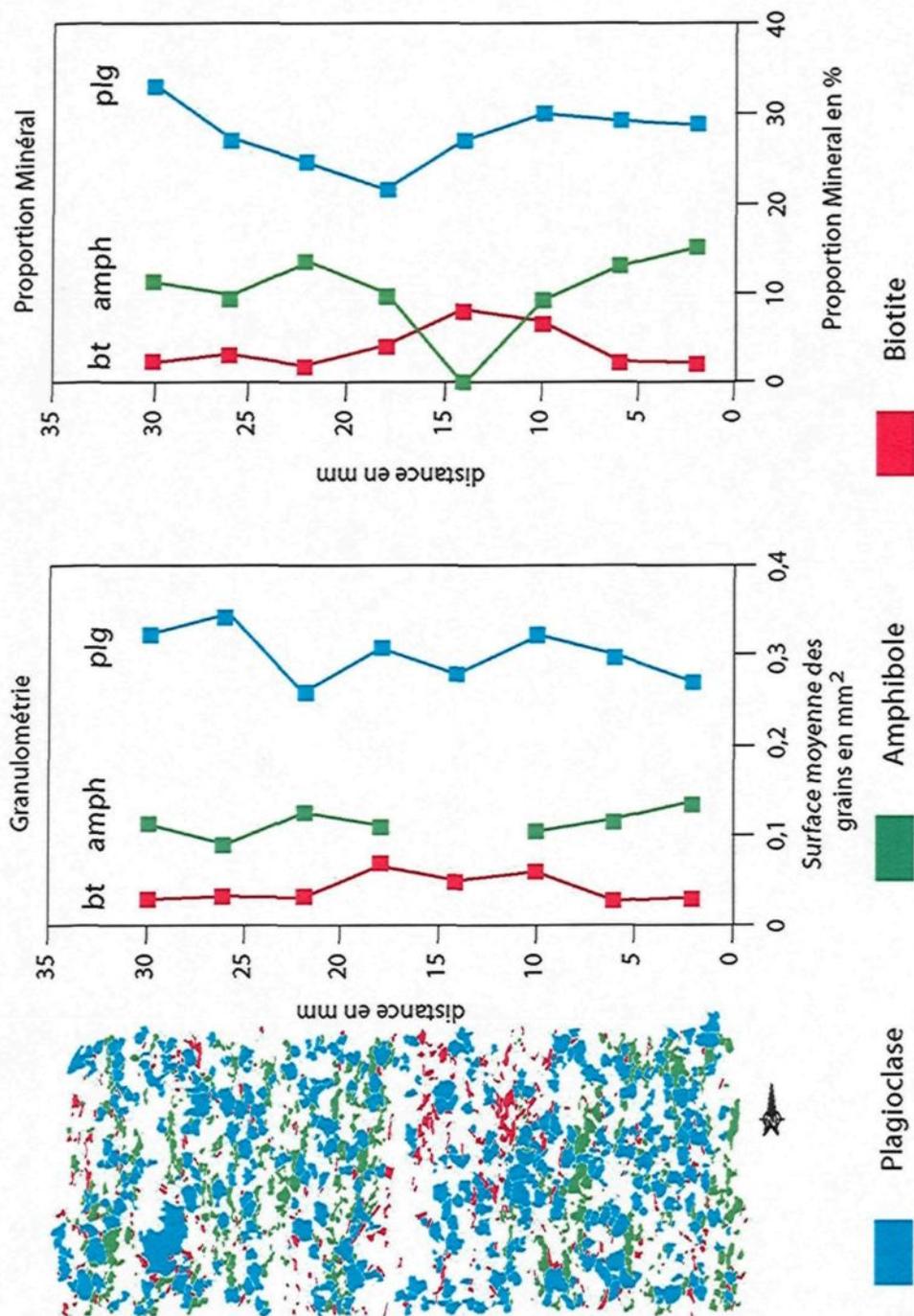


Fig. 4.18. Granulométrie et proportions minérales d'un litage à contours nets (PB31)

4.4.2.3.2. *Litages à contours flous (PB9)*

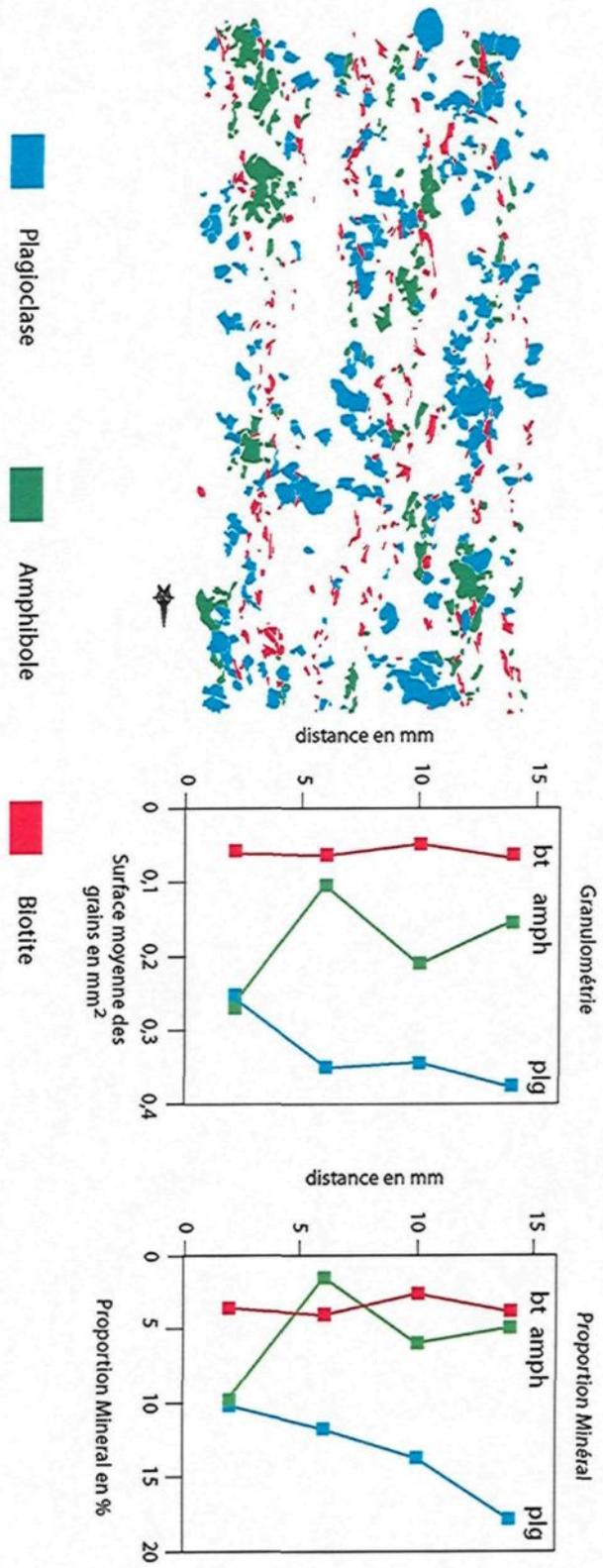
Le litage à contours flous (Fig. 4.19) montre une taille de grain moyenne de 0,18 mm² pour tous les minéraux digitalisés. Cette taille de grain est proche de celle observée pour le granite. Les grains plus grossiers correspondent au plagioclase avec une taille moyenne de 0,33 mm². Pour le plagioclase, la taille des grains ne varie pas trop selon (Y) passant de 0,25 à 0,37 mm² sur toute la distance (Y) de la lame. Les amphiboles sont les deuxièmes plus gros grains digitalisés et donnent une valeur moyenne de taille de grain de 0,18 mm². La granulométrie de l'amphibole varie entre 0,10 et 0,27 mm² selon (Y) montrant ainsi des variations assez importantes. Le plus petit minéral digitalisé dans la lame PB9 est la biotite, avec une taille moyenne de grain de 0,06mm². La taille des biotites varie relativement peu, passant de 0,057 à 0,065 mm². En résumé, la granulométrie générale de la lame PB9, en fonction d'Y, montre donc des variations un peu plus importantes que celles observées dans le granite ou les filons mafiques. Il est à noter aussi que les grains polygonaux sont plus rares dans ce type de litage et que la forme des grains rappelle plus celle observée dans les granites.

Concernant les proportions minérales, les grains les plus abondants digitalisés dans le litage à contours flous (PB9) correspondent au plagioclase avec 13,4% de la surface digitalisée. Cette valeur en plagioclase est proche de la valeur observée pour le granite et est bien différente de la proportion observée dans le litage à contours nets ou celle du filon mafique (Tableau 4.2). Les valeurs de la proportion surfacique de plagioclase varient un peu selon la position (Y), passant de 10 à 17%. La proportion moyenne d'amphibole de la lame PB9 est de ~ 5,6 % de la surface totale et varie assez passant de 1,6 à 10 %. De façon globale cette proportion d'amphibole est plus proche de la proportion observée pour le granite que celle du filon mafique ou du litage à contours

nets. Concernant la biotite, elle correspond au minéral le moins représenté parmi ceux digitalisés sur la lame PB9 avec une proportion moyenne de 3,5%. Cette proportion varie un peu, passant de 2,6 à 4%. Les valeurs de proportion de biotite les plus élevées à 4%, correspondent aux zones les plus pauvres en proportion d'amphibole.

Les proportions minérales de ce type de litage sont légèrement enrichies en minéraux mafiques (amphibole, biotite) par rapport au granite. Ceci est par définition normal, car un litage correspond à une variation dans la proportion des minéraux entre deux surfaces plus ou moins parallèles. Mais de façon globale, les litages à contours flous ont une composition plus proche des proportions observées dans les granites, que celle observée dans les filons mafiques ou dans les litages à contours nets.

Fig. 4.19. Granulométrie et proportions minérales d'un litage à contours flous (PB9)



4.4.3. Orientation minérale

L'orientation des minéraux a été reportée dans différentes roses des vents (Fig. 4.20) en fonction des quatre différents types de roche digitalisés. Pour faciliter la comparaison de ces roses, différents paramètres ont été reportés. Le premier paramètre correspond au nombre total de grains (N) utilisé pour construire les roses des vents. Le deuxième paramètre reporté correspond au rapport de forme moyen (AR). Il est calculé en divisant l'axe majeur d'un minéral par l'axe mineur pour tous les grains et en faisant la moyenne de toutes les valeurs ainsi obtenues. Ce paramètre donne donc une idée de l'allongement moyen des minéraux, plus la valeur est élevée plus les minéraux ont tendance à être allongé. Le dernier facteur à être reporté sur la figure 4.20 est le facteur d'alignement des grains (AF). Ce facteur est calculé à partir des valeurs propres du tenseur T caractéristique de l'ensemble des directions d'orientation des grains (Harvey & Laxton, 1980).

$$T = \frac{1}{N} \begin{vmatrix} \sum \sin(\theta^2) & \sum \sin(\theta) \cos(\theta) \\ \sum \sin(\theta) \cos(\theta) & \sum \cos(\theta)^2 \end{vmatrix}$$

Avec N = nombre de grains et θ = angle d'orientation d'un cristal

À partir des deux valeurs propres du tenseur T soit e_1 et e_2 ($e_1 < e_2$), il est possible de calculer le facteur d'alignement (AF)

$$AF = 2(e_1 - 0,5)$$

De façon globale, ce facteur permet de connaître le degré d'alignement des grains avec 2 valeurs extrêmes : AF = 0 tous les grains sont orientés de façon aléatoire, AF = 1 tous les grains sont strictement parallèles entre eux.

4.4.3.1. *Granites*

Le granite de la lame PB19 montre une orientation préférentielle nord-sud pour tous les grains digitalisés (Fig. 4.20). Ceci correspond à la forte foliation pénétrative de direction nord-sud décrite précédemment dans la partie pétrographique. Parmi les trois roses des vents, le minéral, avec le plus grand rapport de forme correspond à la biotite ($AR = 3,74$). Ce minéral a tendance à être assez bien orienté avec un facteur d'alignement $AF = 0,50$. La forme globale de la rose des vents de la biotite est plutôt resserrée autour de la direction nord-sud. L'amphibole correspond au deuxième minéral le plus allongé parmi ceux digitalisés avec un rapport de forme de 2,04. L'orientation de l'amphibole est moins importante que pour la biotite, ceci se traduisant par un facteur d'alignement $AF = 0,34$. Cette différence dans l'alignement se remarque aussi avec la rose des vents qui montre des valeurs angulaires plus dispersées et variant d'environ 60° autour de la direction principale d'orientation nord-sud. Le plagioclase est le minéral qui par sa forme est le moins allongé parmi ceux digitalisés sur cette lame mince. Le rapport de forme moyen calculé pour ce minéral est $AR = 1,76$. Le facteur d'alignement du plagioclase est assez faible ($AF = 0,21$), et la rose des vents est plus dispersée que pour la biotite ou l'amphibole, mais montre toujours une orientation préférentielle nord-sud. En résumé, les minéraux digitalisés les plus orientés correspondent à ceux qui sont les plus allongés comme la biotite. Mais en règle générale, les minéraux dans le granite forment les roses des vents les plus dispersées comparées aux autres roses des vents des différentes lames minces étudiées.

4.4.3.2. Filons mafiques

Le filon mafique de la lame PB3 montre une orientation préférentielle nord-sud pour tous les grains digitalisés (Fig. 4.20). La biotite dans le filon mafique est très automorphe et a cristallisé ou recristallisé sous forme de petites baguettes allongées (voir Fig. 4.17). Cette forme particulière confère à la biotite le rapport de forme le plus élevé pour cette étude ($AR = 6,27$). L'orientation des grains de biotite est très bonne avec un facteur d'alignement de 0,88 et une rose des vents très resserrée autour de la direction nord-sud. L'amphibole dans le filon mafique montre des grains polygonaux légèrement allongés ($AR = 2,19$) avec un rapport de forme comparable à celui observé dans le granite. Pour autant, l'orientation des grains d'amphibole dans le filon est meilleure que celle observée dans le granite avec un $AF = 0,71$ et une rose des vents très resserrée autour de la direction nord-sud. Le plagioclase montre environ le même comportement que l'amphibole avec des grains légèrement allongés ($AR = 2,67$) et une forte orientation des grains ($AF = 0,84$).

En résumé, le filon mafique de la lame PB3 montre les minéraux les mieux orientés parmi la série des quatre lames minces digitalisées. Cette bonne orientation peut être due au fait que les minéraux mafiques ont tendance à recristalliser avec une forme plus automorphe que d'autres minéraux, telle que le quartz ou le feldspath potassique.

4.4.3.3. Litages à contours nets

Le litage à contours nets de la lame PB31 montre une orientation préférentielle nord-sud pour tous les grains digitalisés dans cette lame mince (Fig. 4.20). La biotite dans le litage à contours nets a une forme proche de celle observée dans le granite avec

un rapport de forme de 3,41. L'orientation de ce minéral est bonne avec un facteur d'alignement intermédiaire entre celui du granite et celui du filon mafique (AF= 0,64). De la même façon, l'amphibole montre un rapport de forme similaire à celui du granite ou du filon mafique (AR = 2,57). Quant au facteur d'alignement (AF= 0,68), il est intermédiaire entre celui observé dans le granite et celui dans le filon mafique. Pour finir, les plagioclases montrent un allongement comparable aux grains dans le granite, mais l'orientation des plagioclases est plus importante dans le litage à contours nets avec un facteur d'alignement de 0,49 et une rose des vents plus resserrée autour des valeurs nord-sud.

En résumé, le litage à contours nets montre aussi une bonne orientation des grains de biotite, d'amphibole ou de plagioclase. Pourtant, ces grains semblent avoir un rapport de forme et une orientation intermédiaire entre ceux observés pour le granite et ceux observés pour le filon mafique.

4.4.3.4. Litages à contours flous

Le litage à contours flous de la lame PB9 montre une orientation préférentielle nord-sud pour tous les grains digitalisés dans cette lame mince (Fig. 4.20). La biotite dans le litage à contours flous a une forme proche de celle observée dans le granite avec un rapport de forme de 3,01. L'orientation de ce minéral est bonne avec un facteur d'alignement intermédiaire entre celui du granite et celui du filon mafique (AF= 0,61). L'amphibole montre un rapport de forme similaire à celui observé dans le granite ou dans le filon mafique (AR = 2,24). Concernant le facteur d'alignement pour l'amphibole (AF= 0,53), il est intermédiaire entre ceux observés pour le granite et pour le filon mafique. Concernant le plagioclase, il montre des grains avec un allongement

comparable aux grains dans le granite avec un rapport de forme de 1,8. L'orientation de ces grains est assez faible avec un facteur d'alignement de 0,16 et une rose des vents plutôt dispersée.

Pour conclure, le litage à contours flous montre un alignement souvent intermédiaire entre le granite et les filons mafiques. Mais en règle générale, les grains ont une forme et une orientation très similaires aux grains dans le granite.

4.4.3.5. Conclusion sur l'orientation minérale des lames minces

Les différentes lames minces étudiées montrent en moyenne pour chaque groupe de minéraux une même orientation nord-sud. Cette orientation est enregistrée dans la roche avec plus ou moins d'importance et peut être déterminée grâce au facteur d'alignements. Cette direction nord-sud est probablement reliée aux contraintes qui ont été appliquées sur ces roches et qui dans cette zone d'étude correspondent sans doute à un cisaillement dextre. La figure 4.20 a été construite de manière à classer les lames minces en fonction de l'importance de l'orientation minérale. À gauche dans la figure 4.20, se retrouvent les minéraux qui sont le moins bien orientés comme les minéraux observés dans le granite. À droite par contre se retrouvent les minéraux les plus ordonnés comme ceux observés dans le filon mafique. Concernant les roses des vents pour les litages, ils sont situés entre le granite et le filon mafique, donc leur orientation minérale moyenne peut être qualifiée d'intermédiaire entre ces deux pôles.

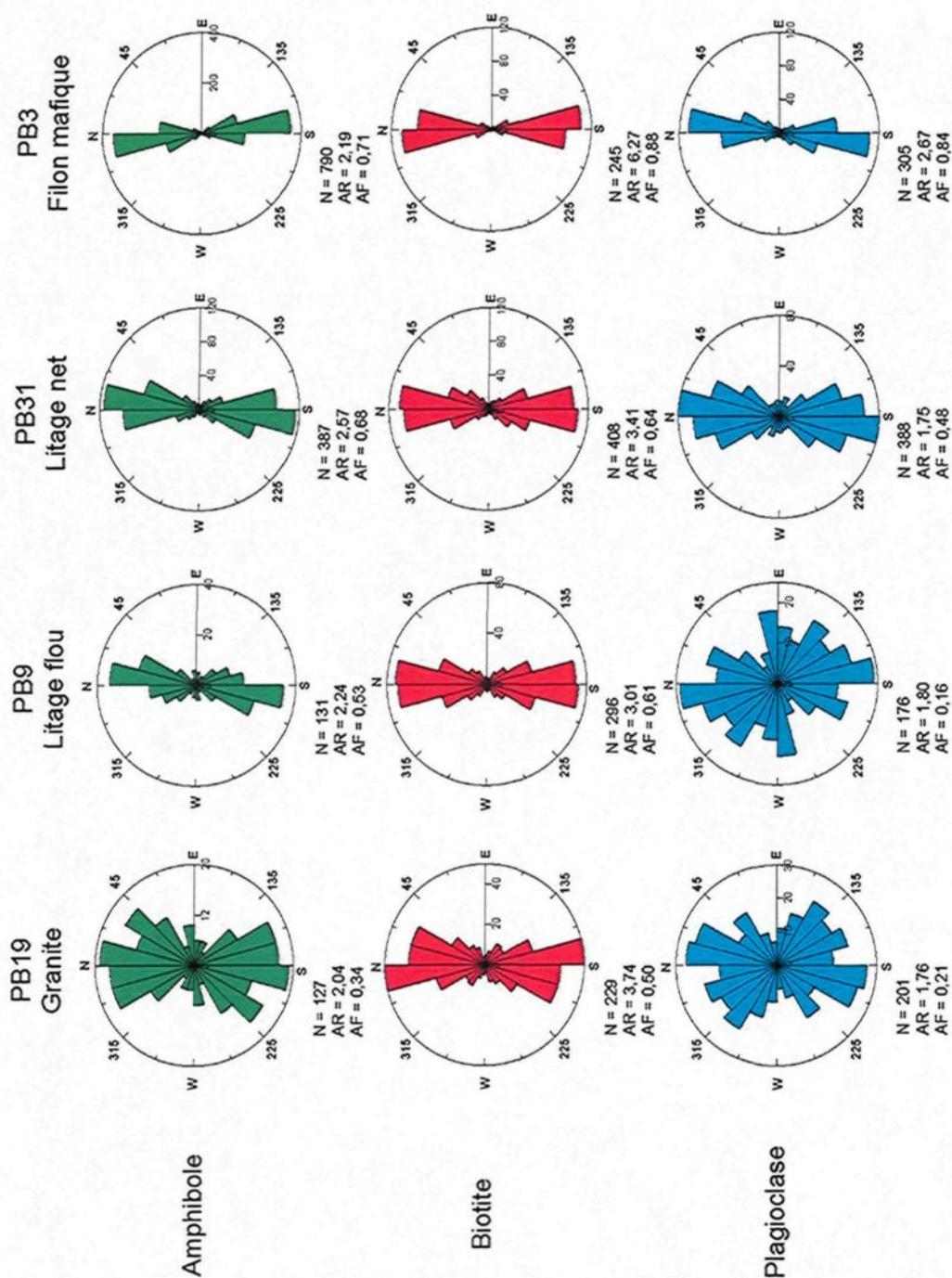


Fig. 4.20. Roses des vents pour les roches des Petites-Bergeronnes construites avec un intervalle angulaire de 15° . N correspond au nombre de grains utilisé pour chaque rose, AR correspond au rapport de forme moyen pour un minéral et AF représente le facteur d'alignement de ce minéral.

Tableau 4.2 : Proportions minéralogiques calculées à partir des lames minces digitalisées.

Nature de la roche		PB19 Granite	PB9 Litage à contours flous	PB31 Litage à contours nets	PB3 Filon mafique
Plagioclase	aire %	16,6	15,4	30,1	25,5
Amphibole	aire %	3,1	6,4	11,1	46,4
Biotite	aire %	2,5	4,0	4,4	5,3
Total	aire %	22,2	25,7	45,6	77,2
Quartz- Feldspath potassique	aire %	77,8	74,3	54,4	22,8

4.5. GÉOCHIMIE

4.5.1. Méthodes

Différents échantillons de granite, de litages, et de filons mafiques ont été choisis pour déterminer leur composition chimique. Deux grands types d'analyses ont donc été réalisés, des analyses roches totales et des analyses minéralogiques.

4.5.1.1. Roche totale

Concernant les analyses roches totales, les échantillons des différents types de roche ont été analysés. Concernant les échantillons de litages ils ont été découpés suivant deux surfaces parallèles à la bordure du lit. Les échantillons ainsi préparés correspondaient donc à des parallélépipèdes représentant la totalité d'un lit. Les différents échantillons ont été broyés puis porphyrisés à l'aide d'un bol et d'une masse en alumine. Les poudres ainsi obtenues ont été analysées par Geo Labs, Sudbury, Ontario (Canada), par fluorescence X pour les éléments majeurs et par spectrométrie de masse couplée à un plasma inductif (ICP-MS) pour les éléments traces. Les limites de détections ainsi que les analyses de ces échantillons ont été reportées dans l'annexe 4.5. Deux matériaux de référence interne (un shale et un granite) ont aussi été analysés pour vérifier la validité de ces résultats; les résultats des analyses géochimiques pour ces matériaux sont présentés dans l'annexe 2.2.

4.5.1.2. Analyse minéralogique

Des analyses ont été réalisées sur plusieurs minéraux afin de connaître leur composition chimique en éléments majeurs et traces. Ces analyses ont été réalisées sur des lames minces polies des différents faciès de roche décrits précédemment. Pour une

meilleure représentativité, deux lames minces prises dans deux échantillons différents ont été utilisées pour chaque type de roches. Concernant les analyses des éléments majeurs, elles ont été réalisées par une microsonde Cameca SX100 située à l'Université Laval, Québec (Canada) avec des conditions d'opération de 15 kV et 20 nA pour le courant du faisceau. L'erreur sur les mesures obtenues par microsonde, est inférieure à 2 % pour des analyses de plus de 10 pds % (poids d'oxyde) et est considérée inférieure à 10% pour les valeurs inférieures à 10 pds%. Les résultats ainsi obtenus ont été reportés dans l'annexe 4.7.

Concernant les analyses des éléments traces, elles ont été obtenues par ablation au laser couplée à un ICP-MS de type Thermo X7. Ces analyses ont été réalisées à l'UQAC avec un laser de type New Wave Research Nd :YAG UV (213nm). Ce laser a été utilisé avec un faisceau de 40 micromètres de diamètre, avec une énergie de 0,17 mJ et une fréquence de 20 Hz. Deux matériaux de référence certifiés (NIST 610 et NIST 612) ont été utilisés pour calibrer et vérifier les résultats des analyses. Un standard interne a aussi été utilisé pour les analyses en utilisant Ca ou Ti dépendamment des minéraux considérés pour l'analyse. L'utilisation d'un standard interne, implique que des analyses à la microsonde étaient préalablement nécessaires afin de quantifier les valeurs en Ca ou Ti. Les analyses à la microsonde ont aussi permis de choisir des zones sans inclusion visible à la surface des lames minces. Pour autant en trois dimensions il est toujours possible de toucher des inclusions comme de petits minéraux accessoires. Une analyse avec des valeurs anormales en Zr et Hf a donc été rejetée, car elle devait avoir analysé une petite inclusion de zircon. Deux autres analyses avec des valeurs élevées en U-Th ont aussi été rejetées, car elles avaient probablement touché des

inclusions de minéral uranifère. Les résultats des analyses en élément traces des différents minéraux sont reportés dans les annexes 4.18, 4.19 et 4.20.

4.5.2. Résultats des analyses roches totales

4.5.2.1. Éléments majeurs

À la suite des observations de terrain et des études pétrographiques qui montraient que les litages avaient des caractéristiques intermédiaires entre le granite et les filons mafiques, les résultats des analyses géochimiques vont être utilisés afin de tester les possibles mélanges entre ces magmas. Afin de mieux se rendre compte des variations géochimiques des roches en présence, plusieurs rapports et graphiques de classification ont été choisis. Le premier rapport calculé pour chaque échantillon est le rapport $[Al/(Ca+Na+K)]$. Les résultats ont été reportés dans l'annexe 4.5. Ce rapport permet en général de distinguer les roches peralumineuses ou métalumineuses. Dans le cas des roches des Petites-Bergeronnes, ce rapport est en général inférieur à 1 mais est assez variable entre les différents types de roches décrits précédemment, ce qui permet de bien les distinguer.

Par ailleurs, trois types de graphiques ont été créés pour une meilleure visualisation des résultats et pour mieux se rendre compte des différences qui existent entre chaque type de roche :

- Un diagramme QAP (Streckeisen, 1976) permettant de donner un nom aux différents types de roche a été créé en recalculant les compositions normatives (CIPW) à l'aide du logiciel Geochemical Data Toolkit (Janousek *et al.*, 2006). Les compositions normatives sont reportées dans l'annexe 4.6.

- Un autre diagramme de classification (QP) a été utilisé pour différencier les différents types de roche. Ce diagramme a été créé en calculant pour chaque échantillon

le paramètre Q et le paramètre P d'après les équations suivantes de Debon & Lefort, (1983):

$$Q = [(SiO_2 * 1000) / 180] - [K_2O * 1000 / 47] - [(Na_2O * 1000) / 31] - [2 * ((CaO * 1000) / 56) / 3]$$

$$P = [K_2O * 1000 / 47] - [(Na_2O * 1000) / 31] - [(CaO * 1000) / 56]$$

- Des diagrammes de Harker reportant chaque élément majeur en fonction de la teneur en SiO₂ en poids % ont aussi été construits. Ils permettront de mieux se rendre compte des variations de composition et des tendances de mélange qui pourraient exister entre les différents types de roche.

4.5.2.1.1. Granites

Concernant les analyses roches totales pour les granites, deux sous-groupes ont été formés. Ces deux sous-groupes sont : les granites "normaux" et les granites en contact avec les hétérogénéités mafiques (filons mafiques ou litages). Les échantillons de granite en contact avec les hétérogénéités mafiques sont situés à quelques cm de ces derniers. Bien entendu, étant donné la taille de l'échantillon, les variations chimiques observées ci-après sont plutôt caractéristiques d'une bande de 10 cm au contact avec les filons mafiques ou les litages.

L'ensemble des analyses des deux types de granite montrent des valeurs pour le rapport $[Al / (Ca + Na + K)]$ comprises entre 0,99 et 1,08. Ces valeurs proches de 1 varient faiblement et indiquent que ces roches sont très faiblement peralumineuses. Les diagrammes QAP ou QP (Figs. 4.21 et 4.22) montrent des valeurs pour tous les granites généralement bien resserrées. La plupart des points tombent dans le domaine des granites au sens strict. De manière plus précise, sur le diagramme QAP, la majorité des points correspond à des monzogranites et sur le diagramme QP la plupart des granites en contact avec des hétérogénéités mafiques tombent principalement dans le domaine de

l'adamellite (monzogranite). D'après le diagramme QP (Fig. 4.22) et la composition chimique globale, le granite de Tadoussac pourrait correspondre à un terme évolué d'une série calcoalcaline. Sur tous les diagrammes de Harker (Fig. 4.23), les analyses des granites forment un groupe assez resserré correspondant aux analyses les plus riches en silice avec des valeurs variant de 71,8 à 74,5 SiO₂ pds%. Les granites en général montrent des teneurs en éléments comme K₂O et Na₂O parmi les plus élevées des analyses. Par contre, les teneurs en éléments compatibles comme le Fe₂O₃, MgO ou TiO₂ correspondent aux valeurs les plus faibles. Ceci est compatible avec le fait que les granites représentent les roches les plus leucocrates analysées. De façon plus détaillée, les granites en contact avec les hétérogénéités mafiques semblent légèrement plus riches en silice et montrent des valeurs un peu plus appauvries en K₂O. Ces variations en éléments majeurs entre les deux groupes de granite sont minimales comparées aux variations de certains éléments traces comme les terres rares (voir paragraphe 4.5.2.2.1.).

4.5.2.1.2. Filons mafiques

De la même manière que pour les granites, au niveau des analyses roches totales, deux sous-groupes de filons mafiques ont été séparés : les filons mafiques "normaux" (échantillons pris au centre du filon) et les filons mafiques en contact avec le granite. Comme précédemment étant donnée la taille des échantillons analysés pour les filons en contact avec le granite, les variations chimiques mesurées sont caractéristiques des dix premiers centimètres du filon à partir du contact avec le granite.

L'ensemble des analyses de filons mafiques montrent des valeurs pour le rapport [Al/(Ca+Na+K)] comprises entre 0,60 et 0,79. Ces valeurs inférieures à 1 pour ce

rapport indiquent que ces roches sont clairement métalumineuses. De plus dans les diagrammes QAP et QP (Figs. 4.21 et 4.22), les analyses des filons mafiques varient, mais sont en règle générale concentrées autour des pôles de la diorite et de la diorite à quartz. Concernant les filons mafiques en contact avec les granites, ils montrent parfois un peu plus de variation que les filons mafiques "normaux" sur les diagrammes QAP et QP. Par exemple sur le diagramme QAP, une des analyses de ce type de filon est la seule à donner une composition monzodiorite à quartz pour l'échantillon PB16. Cet échantillon est donc plus riche en potassium que les filons mafiques "normaux". L'ensemble des filons mafiques se distinguent des autres roches analysées par de faibles valeurs en quartz normatif (annexe 4.6) qui se trouvent être toujours inférieures à 20%. Cette faible valeur en quartz normatif est aussi confirmée par les proportions minéralogiques observées sur les lames minces (voir Tableau 4.2). Mais il est à noter que les filons mafiques en contact avec le granite ont parfois tendance à être légèrement plus enrichis en quartz normatif, ce qui laisse penser que des interactions entre le granite et les filons mafiques sont possibles.

Dans les diagrammes de Harker, les analyses des filons mafiques constituent un autre pôle assez bien délimité. Ce groupe d'analyses est caractérisé par de faibles valeurs en silice qui varient de 48,2 à 53,9 SiO₂ pds%. Contrairement au granite, les teneurs en éléments compatibles comme le Fe₂O₃, MgO ou TiO₂ correspondent aux valeurs les plus élevées parmi celles analysées, ce qui est compatible avec une minéralogie plus riche en minéraux mafiques. De manière plus détaillée, les deux groupes de filons semblent aussi montrer de légères variations. En particulier les filons mafiques proches du contact avec les granites sont légèrement plus pauvres en certain

élément comme le CaO ou le P₂O₅ et légèrement enrichis en SiO₂ comparé aux échantillons de filons mafiques pris au centre des filons.

En résumé, les filons mafiques correspondent aux roches les plus riches en éléments ferromagnésiens comparés aux autres roches de la zone d'étude. Ils montrent aussi quelques variations chimiques qui sont reliées à une minéralogie changeante d'un échantillon à un autre avec par exemple la présence, ou non, de diopside qui peut influencer la chimie globale. Les variations pour les éléments majeurs entre les deux sous-groupes de filons sont encore une fois minimales comparées à la variation de certains éléments traces (voir paragraphe 4.5.2.2.2).

4.5.2.1.3. Litages à contours nets

Les analyses des litages à contours nets montrent des valeurs pour le rapport $[Al/(Ca+Na+K)]$ comprises entre 0,91 et 1,01. Ces valeurs généralement faiblement inférieures à 1 pour ce rapport indiquent que la roche formant les litages à contours nets est faiblement métallumineuse. Ces valeurs de $[Al/(Ca+Na+K)]$ sont globalement proches des valeurs observées pour le granite, mais en moyenne sont légèrement inférieures à ces dernières. Les valeurs moyennes des rapports $[Al/(Ca+Na+K)]$ pour les litages à contours nets comparées aux filons mafiques donnent un écart de 0,30 unité. Cet écart entre ces deux valeurs confirme que les litages et les filons se distinguent bien aussi par leur géochimie globale. Dans les diagrammes QAP et QP (Figs. 4.21 et 4.22), les analyses des litages à contours nets ont des valeurs intermédiaires entre celles observées pour le granite et celles observées pour les filons mafiques. Dans le diagramme QAP, les analyses des litages à contours nets tombent majoritairement dans les domaines de la granodiorite. Le diagramme QP montre une classification un peu plus étalée avec quelques points qui tombent dans le domaine de la

tonalite. De façon générale, ces deux classifications permettent de se rendre compte que les litages à contours nets ont des valeurs de silice (ou quartz normatif) intermédiaires entre celles des granites et des filons mafiques. Ces roches montrent aussi un enrichissement en plagioclase comparé aux granites.

Sur la plupart des diagrammes de Harker (Fe_2O_3 , CaO , MgO , TiO_2 , P_2O_5 vs SiO_2), les litages à contours nets ont des valeurs intermédiaires pour tous les éléments majeurs. Ces valeurs sont comprises entre celles observées pour les granites et celles observées pour les filons mafiques. Pour autant, les points reportés pour les litages à contours nets ne forment pas toujours un bon alignement entre deux pôles constitués par le granite et par les filons mafiques. De façon générale, il se rapproche d'une droite ou "zone de mélange" matérialisée sur l'ensemble des diagrammes (Fig. 4.23), mais quelques écarts sont visibles. En particulier dans le cas des diagrammes d'éléments comme Al_2O_3 , K_2O et Na_2O , les valeurs pour les litages à contours nets ne sont pas intermédiaires entre celles du granite et celles des filons mafiques. Les concentrations observées pour Al_2O_3 et le Na_2O sont parfois supérieures aux valeurs observées dans les granites ou les filons mafiques alors que les valeurs en K_2O sont plutôt inférieures aux valeurs observées pour les granites ou pour les filons mafiques. Un mélange simple entre deux pôles magmatiques n'est donc pas suffisant pour expliquer la formation de ces litages. Un début de réponse peut venir des calculs normatifs et de l'observation minéralogique de ces roches. En effet, les variations observées en Al_2O_3 , Na_2O et K_2O peuvent être expliquées par une plus grande proportion de plagioclase dans les litages à contours nets comparés aux autres roches.

4.5.2.1.4. *Litages à contours flous.*

Les analyses des litages à contours flous montrent des valeurs pour le rapport $[Al/(Ca+Na+K)]$ comprises entre 0,89 et 0,96. Ces valeurs faiblement inférieures à 1 sont proches des valeurs observées pour les litages à contours nets et indiquent que les roches formant les litages à contours flous sont faiblement métalumineuses. Dans le diagramme QAP (Fig. 4.21), les analyses des litages à contours flous tombent majoritairement dans le domaine des granodiorites et se rapprochent fortement de la composition des granites des Petites-Bergeronnes. Les litages à contours flous tombent majoritairement dans le domaine de l'adamellite dans le diagramme QP (Fig. 4.22). D'un point de vue minéralogique, la différence observée sur le diagramme QAP ou QP entre les granites et les litages à contours flous proviendrait majoritairement de la moindre proportion de feldspath potassique contenu dans les litages.

La composition chimique des litages à contours flous est malgré tout très proche de la composition du granite des Petites-Bergeronnes. En particulier, les valeurs en silice dans les différents diagrammes de Harker (Fig. 4.23) pour les quelques échantillons de litages à contours flous varient de 66,2 à 73,7 SiO₂ pds%. Ces valeurs en silice sont globalement comprises entre les valeurs moyennes des filons mafiques et celles du granite, mais sont beaucoup plus proches des valeurs observées pour le granite. De manière générale, pour tous les autres éléments majeurs, les litages à contours flous ont des valeurs proches des compositions pour les granites. Ils montrent malgré tout de petits enrichissements en Fe₂O₃, TiO₂ ou P₂O₅ et un léger appauvrissement en Al₂O₃ comparé aux droites de mélange. Ces variations sont compatibles avec les observations minéralogiques qui montrent que ces litages ont une proportion plus importante en minéraux ferromagnésiens, tels que l'amphibole ou la

biotite, et en minéraux accessoires, tels que l'apatite. Encore une fois comme dans le cas des litages à contours nets, un simple mélange à l'état magmatique entre un pôle granitique et un pôle mafique représenté par les filons est insuffisant pour expliquer la formation des litages à contours flous.

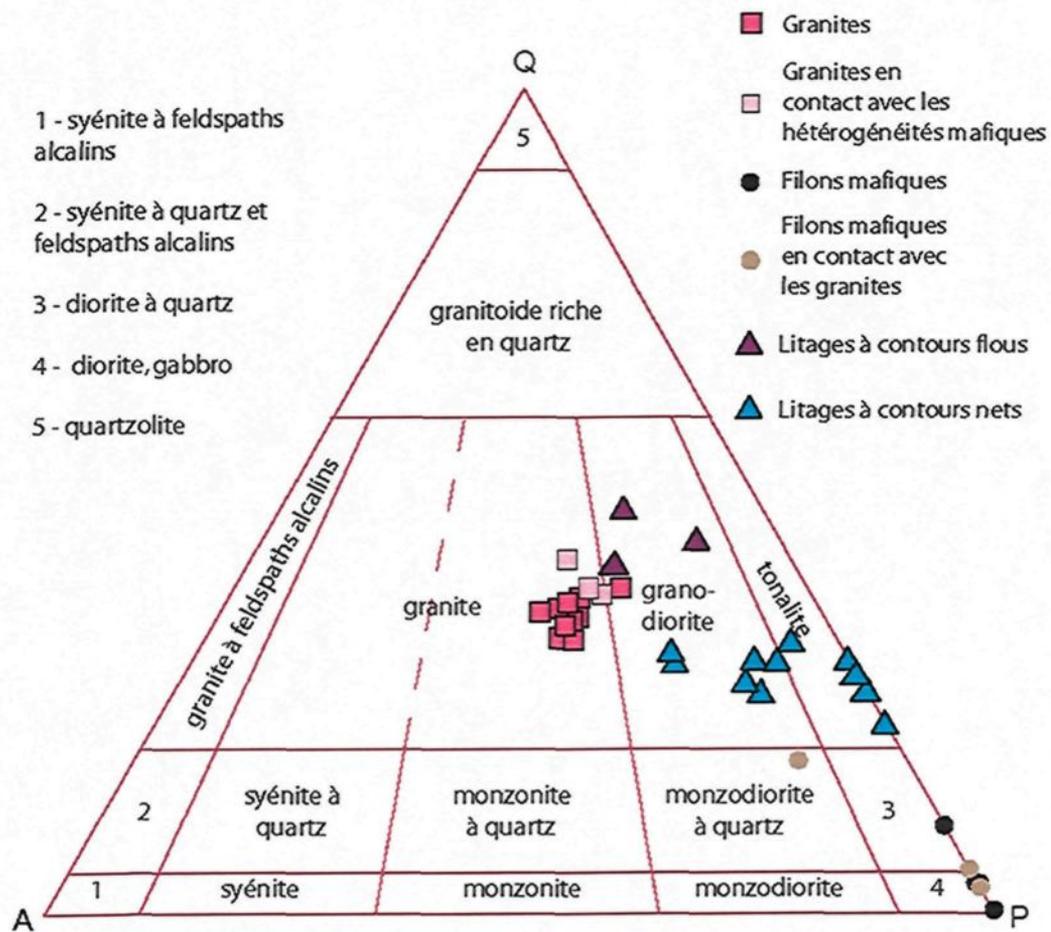


Fig. 4.21. Diagramme QAP pour les roches des Petites-Bergeronnes (Streckeisen, 1976). Construit à partir des données normatives de Quartz (Q) Orthose (A) et Plagioclase (P) (voir annexe 4.6)

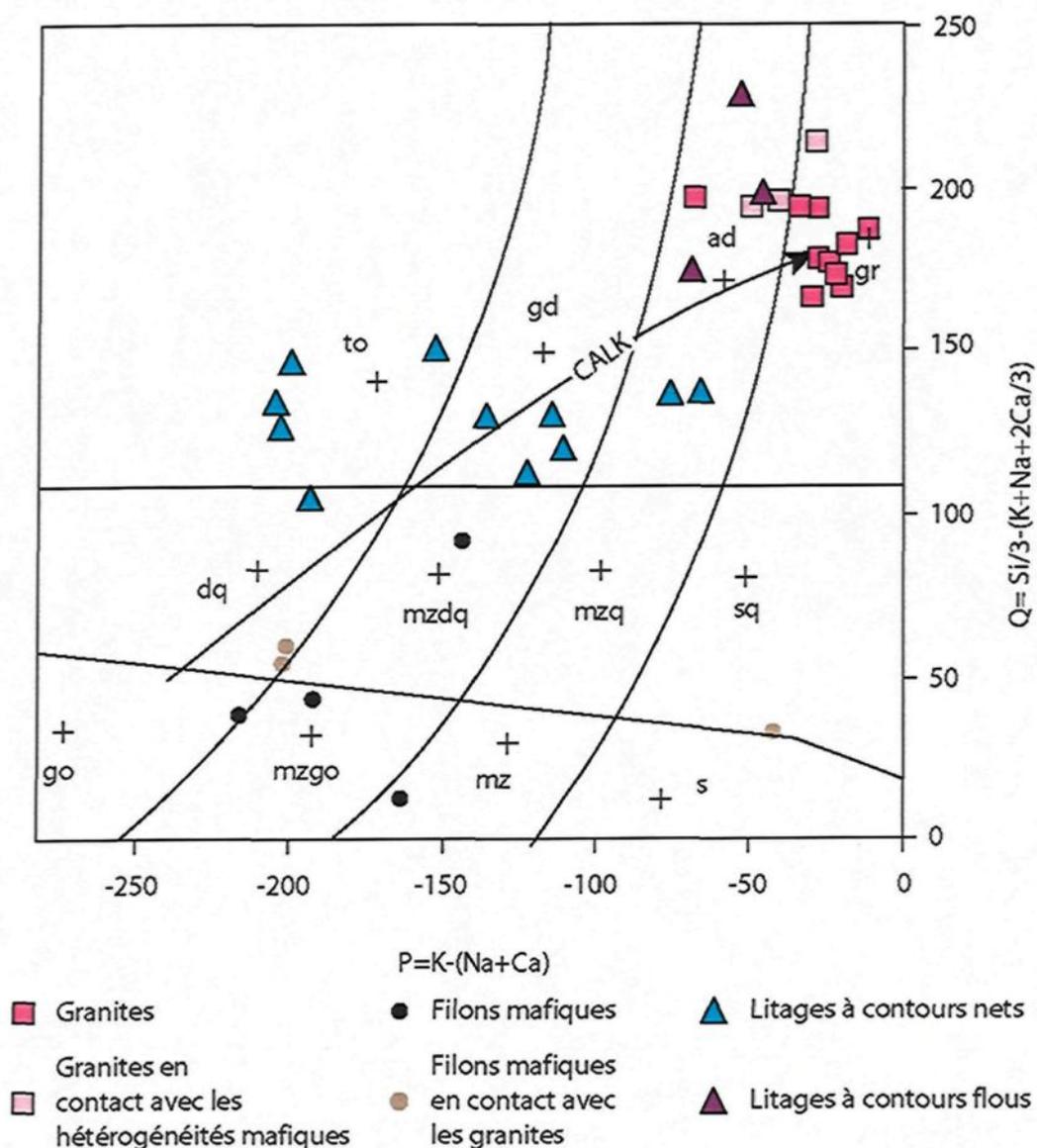
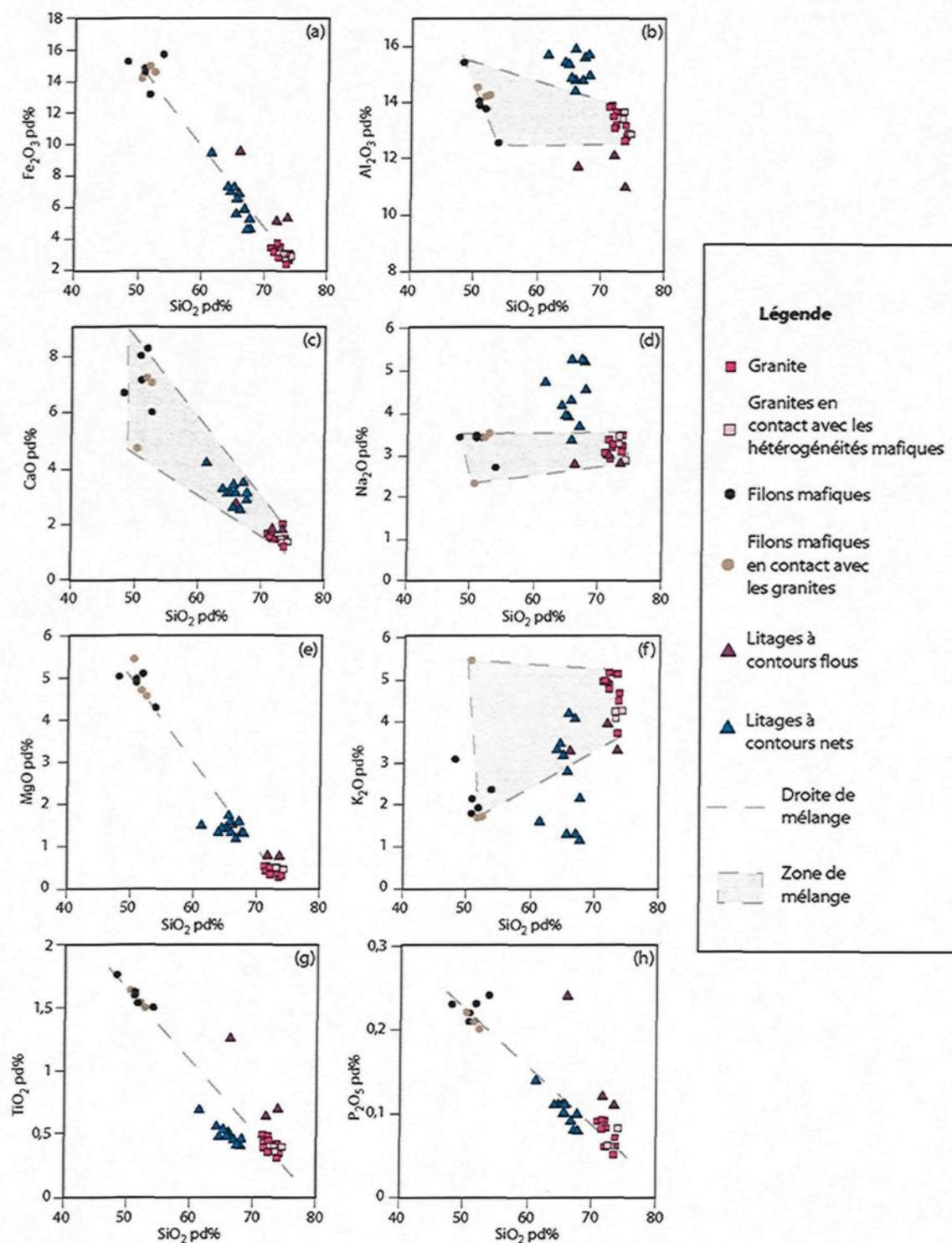


Fig. 4.22. Diagramme QP pour les roches des Petites-Bergeronnes regroupant les données des granites, des filons mafiques, des litages à contours flous et des litages à contours nets. Chaque division correspond à un type de roche : Ad : adamellite, dq : diorite à quartz, gd : granodiorite, go : gabbro, gr : granite, mz : monzonite, mzdq : monzodiorite à quartz, mzgo : monzogabbro, mzq : monzonite à quartz, s : syénite, sq : syénite à quartz et to : tonalite.



Légende page suivante.

Fig. 4.23. Diagrammes de Harker pour les roches des Petites-Bergeronnes regroupant les analyses des granites, des filons mafiques, des litages à contours flous et des litages à contours nets. Sur chaque graphique une droite ou une zone de mélange ont été dessinées entre le pôle des granites et le pôle des filons mafiques. Il est possible de voir que, si dans l'ensemble les litages se rapprochent des droites ou zones de mélange, les données ne sont pas toujours tout à fait alignées sur les tendances de mélange.

4.5.2.2. Éléments Traces

Comme dans le cas des éléments majeurs, les éléments traces sont étudiés ici afin de mieux se rendre compte des possibles échanges ou mélanges magmatiques permettant la formation des litages. Pour ce faire, différents diagrammes ont été construits afin de comparer les résultats. Concernant les éléments traces, le premier type de diagrammes créés correspond à des variations entre deux éléments choisis. Ces diagrammes de variations reportent, soit un élément trace en ppm en fonction de la concentration en SiO₂ en pds %, ou soit reportent la concentration de deux éléments traces en ppm (Fig. 4.24). Le deuxième type de diagramme correspond à des diagrammes multiélémentaires pour les terres rares. Les spectres de terres rares sont normalisés aux chondrites CI (McDonough & Sun, 1995) et sont reportés dans les figures 4.25 et 4.26. Sur ces graphiques, la zone pâle représente la dispersion des différents échantillons analysés et la ligne foncée représente la moyenne de ces analyses. Le troisième type de diagramme correspond à des diagrammes multiéléments (Figs. 4.27 et 4.28). Afin de mieux observer les variations entre les différents types de roches, il a été choisi de ne pas normaliser les concentrations aux valeurs des chondrites qui ont une composition trop éloignée des granites. Il a plutôt été choisi de normaliser les spectres à des valeurs proches des granites, comme les roches de la croûte supérieure (Taylor & McLennan, 1981).

4.5.2.2.1. Granites

Les diagrammes de variation pour les éléments traces (Fig. 4.24) montrent, comme pour les diagrammes de Harker, un groupe assez bien défini et resserré pour l'ensemble des analyses de granites. Globalement, même si les granites sur la figure

4.24 montrent des valeurs resserrées pour les éléments traces, des variations plus importantes que pour les éléments majeurs sont visibles. En particulier, pour des éléments comme le Sr ou le Rb, les valeurs varient respectivement de 97 à 180 ppm et de 97 à 161 ppm. Les deux sous-groupes de granites montrent quelques variations sur la plupart des diagrammes avec par exemple des valeurs parmi les plus pauvres en Rb ou les plus riches en Sr (Fig. 4.24a et c) pour les granites en contact avec les hétérogénéités mafiques. De plus les concentrations en terres rares lourdes comme l'Yb (Fig. 4.24d) sont clairement plus basses dans le cas des granites en contact avec les hétérogénéités mafiques.

Concernant les spectres de terres rares, les granites "normaux" montrent des spectres assez bien resserrés pour l'ensemble des analyses. La forme générale des spectres est légèrement décroissante des terres rares légères jusqu'aux terres rares lourdes avec une anomalie négative en europium. Les granites aux contacts avec les hétérogénéités mafiques montrent plus de variation en particulier pour les terres rares lourdes (Fig. 4.25a). La forme générale des spectres pour les granites en contact avec les hétérogénéités mafiques reste assez proche de celle des granites "normaux". Pour les terres rares légères (du La à Eu), les spectres sont quasiment confondus pour les deux types de granite. Pour les terres rares lourdes, un découplage des spectres est visible du Gd au Lu. La diminution est significative, car il y a presque un facteur deux entre les valeurs en terres rares lourdes pour les granites normaux et les granites au contact avec une hétérogénéité mafique.

Sur le diagramme multiélément (Fig. 4.27a), les granites montrent des valeurs proches de 1, c'est-à-dire avec des concentrations similaires à la croûte supérieure déterminées par Taylor & McLennan (1981). Les deux types de granites ont des valeurs,

qui encore une fois sont très proches les unes par rapport aux autres. De façon globale, les spectres montrent quelques pics négatifs, par exemple en Nb, Sr ou en P. Les deux types de granite se distinguent encore une fois par leurs terres rares lourdes ou par des éléments qui ont le même comportement comme l'Y. Ces éléments sont donc appauvris dans les granites au contact avec les hétérogénéités mafiques comparé aux granites "normaux"

4.5.2.2.2. Filons mafiques

Sur les diagrammes de variation pour les éléments traces, les analyses des filons mafiques montrent une certaine hétérogénéité. En particulier, les éléments comme le Rb varient de 48 à 275 ppm et le Sr varie de 145 à 251 ppm. Ces variations semblent parfois reliées à la position de l'échantillon dans le filon. Contrairement aux granites en contact avec les hétérogénéités mafiques, les filons en contact avec le granite sont appauvris en Sr et sont parfois enrichis en Rb comparés aux échantillons pris au centre des filons. De la même manière, le Yb sur la figure 4.24d est enrichi dans le sous-groupe des filons mafiques en contact avec le granite. Concernant les valeurs d'Yb, elles varient en moyenne de 4,2 ppm pour les filons normaux à 6,3 ppm pour les filons au contact avec le granite. Ces variations peuvent être considérées comme importantes et donc caractéristiques des deux sous-groupes de filons mafiques. Par contre d'autres éléments traces, comme le zirconium ou les terres rares légères comme le La (fig. 4. 24c et d), ne montrent pas de variations caractéristiques entre les 2 sous-groupes.

Concernant le possible processus de mélange, les analyses des filons mafiques constituent un autre pôle dans les diagrammes de variation (Fig. 4.24). Généralement,

ces roches sont appauvries en silice et en éléments incompatibles, comme le La, comparé au granite.

Cette faible teneur en éléments incompatibles se retrouve aussi sur les diagrammes de terres rares (Fig. 4.25b). Par exemple les filons mafiques "normaux", forment un domaine assez resserré avec des spectres de terres rares relativement appauvries. Ces spectres sont faiblement décroissants des terres rares légères aux terres rares lourdes avec une légère anomalie en europium. Pour les filons mafiques au contact avec le granite, les spectres de terres rares sont encore légèrement décroissants, mais généralement ils sont plus riches en terres rares lourdes (Fig. 4.25b).

Les diagrammes multiéléments (Fig. 4.27b) montrent des valeurs pour la majorité des éléments qui sont inférieures aux valeurs observées pour les granites. De la même manière, il est possible de distinguer les filons mafiques "normaux" et les filons mafiques en contact avec le granite d'après leur contenu en terres rares lourdes ou en éléments qui ont un comportement similaire comme l'Y. Ces éléments sont donc enrichis dans les filons au contact avec le granite comparé aux filons "normaux". Cette augmentation des terres rares lourdes au contact du granite est aussi interprétée comme une possible interaction entre un magma mafique et le magma granitique. Cette interaction peut être considérée comme complémentaire avec celle qui se produit dans les granites aux contacts avec les filons mafiques.

4.5.2.2.3. Litages à contours nets

Contrairement aux filons mafiques et aux granites, il est impossible de faire la différence entre la partie du litage au contact avec le granite et la partie du litage plus au centre, ceci étant dû à la faible épaisseur des lits et à l'épaisseur des échantillons qui

correspondent à la totalité d'un lit. Les éléments traces pour les litages à contours nets ont généralement des valeurs moyennes intermédiaires entre celles observées pour les granites et celles observées pour les filons mafiques (Fig. 4.24). De façon plus précise, quelques variations existent, par exemple le Rb a des valeurs plutôt similaires à la plupart des filons mafiques.

Les échantillons de litage à contours nets dans le diagramme de terres rares, possèdent des spectres plus proches de ceux observés pour les granites que pour les filons mafiques. De façon globale, les spectres sont décroissants des terres rares lourdes aux terres rares légères avec une anomalie négative en europium bien visible (Fig. 4.26b). De façon plus précise, les terres rares légères (La, Ce, et Pr) ont des valeurs inférieures à celles observées pour les granites. Par exemple, la valeur moyenne du La pour les litages à contours nets est de 48 ppm alors qu'elle atteint 69 ppm pour les granites et seulement 16 ppm pour les filons mafiques. Pour les terres rares lourdes (en particulier du Sm au Lu) le spectre des terres rares moyen est très parallèle à celui observé pour les granites, mais généralement les valeurs sont plus élevées. Par exemple, les teneurs moyennes en Lu sont de 1,17 ppm pour les litages à contours nets et de 0,92 ppm pour les granites et seulement 0,63 ppm pour les filons mafiques.

Concernant les diagrammes multiéléments (Fig. 4.28b), le même genre d'observation peut être fait. Les litages à contours nets ont des valeurs pour la majorité des éléments qui sont proches des valeurs observées pour les granites. Les spectres montrent, comme dans le cas des granites, un pic négatif en Sr assez prononcé. Comme dans le cas des terres rares, certains éléments sont en plus faible proportion dans les litages à contours nets comme le Rb ou le Th qui ont des valeurs moyennes respectives de 73,5 et de 6,1 ppm dans les litages à contours nets alors qu'elles sont en moyenne à

145 et 16,1 ppm dans les granites normaux. Concernant les éléments associés aux terres rares lourdes comme l'Y, il montre plutôt un léger enrichissement dans les litages à contours nets avec des valeurs moyennes de 46 ppm alors que dans les granites "normaux" les concentrations moyennes ne sont que de 39 ppm.

Toutes ces variations, en particulier l'enrichissement en terres rares lourdes dans les litages à contours nets comparé aux granites, peuvent être considérées comme des phénomènes similaires à ceux observés dans les filons au contact avec le granite. Il y aurait donc possiblement migration d'éléments, tels que les terres rares lourdes du granite vers les hétérogénéités mafiques

4.5.2.2.4. Litages à contours flous

De la même façon que pour les litages à contours nets, la taille des échantillons des litages à contours flous ne permet pas de différencier la bordure du centre de l'hétérogénéité. Généralement, les analyses de litages à contours flous montrent des valeurs en éléments traces proches de celles observées pour les granites. Dans certains cas, comme pour les diagrammes avec le La ou le Zr (Figs. 4.24d, e et f), la concentration en éléments traces dans les litages à contours flous est supérieure à celle observée pour les granites. Cette forte teneur en éléments traces comme le La ou Zr permet de distinguer les litages à contours flous des litages à contours nets.

Concernant les terres rares, la figure 4.26a montre que les analyses de litages à contours flous sont enrichies dans toutes les terres rares sauf l'euporium comparées aux granites ou aux litages à contours nets. Contrairement aux litages à contours nets, les valeurs pour les terres rares légères telles que le La ou le Ce, sont supérieures aux valeurs observées pour le granite. Par exemple, la teneur moyenne en La dans les litages

à contours flous est de 135 ppm alors qu'elle est de 69 ppm dans le granite et juste de 48 ppm dans les litages à contours nets. La forme globale des spectres pour les litages à contours flous est descendante des terres rares légères aux terres rares lourdes. Les litages à contours flous montrent des spectres très parallèles à ceux observés pour les granites, mais avec des valeurs près de deux fois plus élevées. On notera cependant que le pic négatif en europium est très important dans ce type de roches et que la valeur en europium est similaire aux concentrations observées pour les granites.

Au niveau des diagrammes multiéléments, la forme globale des spectres pour les litages à contours flous est proche de la forme observée pour les granites, mais les concentrations sont globalement plus élevées en la majorité des éléments traces qui ont un comportement similaire aux terres rares. Par contre, d'autres éléments traces comme le Sr sont légèrement appauvris dans les litages à contours flous avec une valeur moyenne de 10,2 ppm alors qu'elle est de 15,8 ppm dans les granites.

Le fait que ces hétérogénéités correspondent aux analyses les plus enrichies, en terres rares et en certains éléments traces, laisse supposer que les litages à contours flous lors de leurs processus de formation ont réussi à capter et à retenir une grande partie de ces éléments. Ceci est compatible avec les observations minéralogiques qui montrent que ces litages sont riches en minéraux accessoires qui renferment généralement de grandes quantités de terres rares et certains éléments traces au comportement similaire.

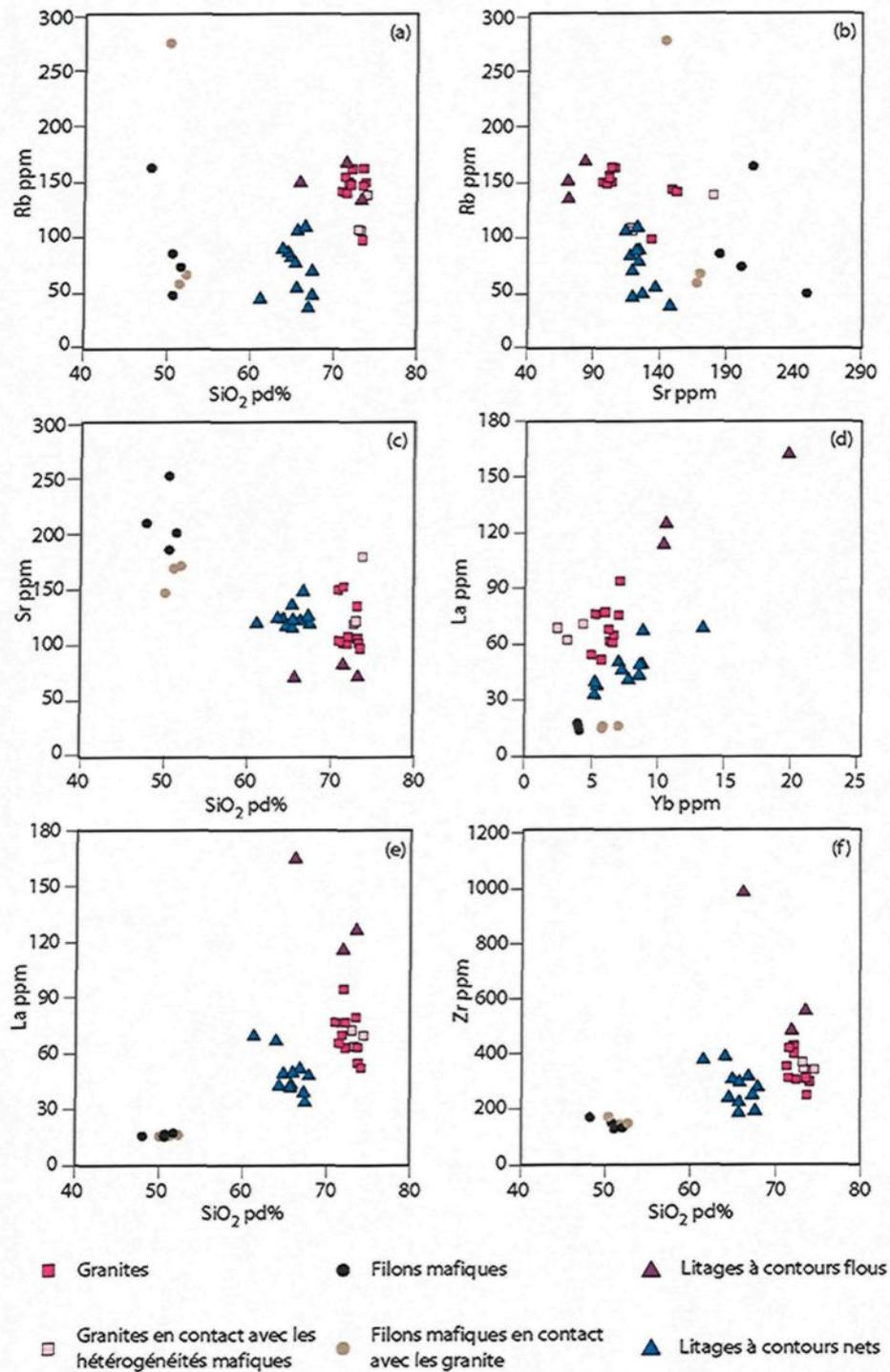


Fig. 4.24. Diagrammes de variation pour les roches des Petites-Bergeronnes regroupant les analyses des granites, des filons mafiques, des litages à contours flous et des litages à contours nets.

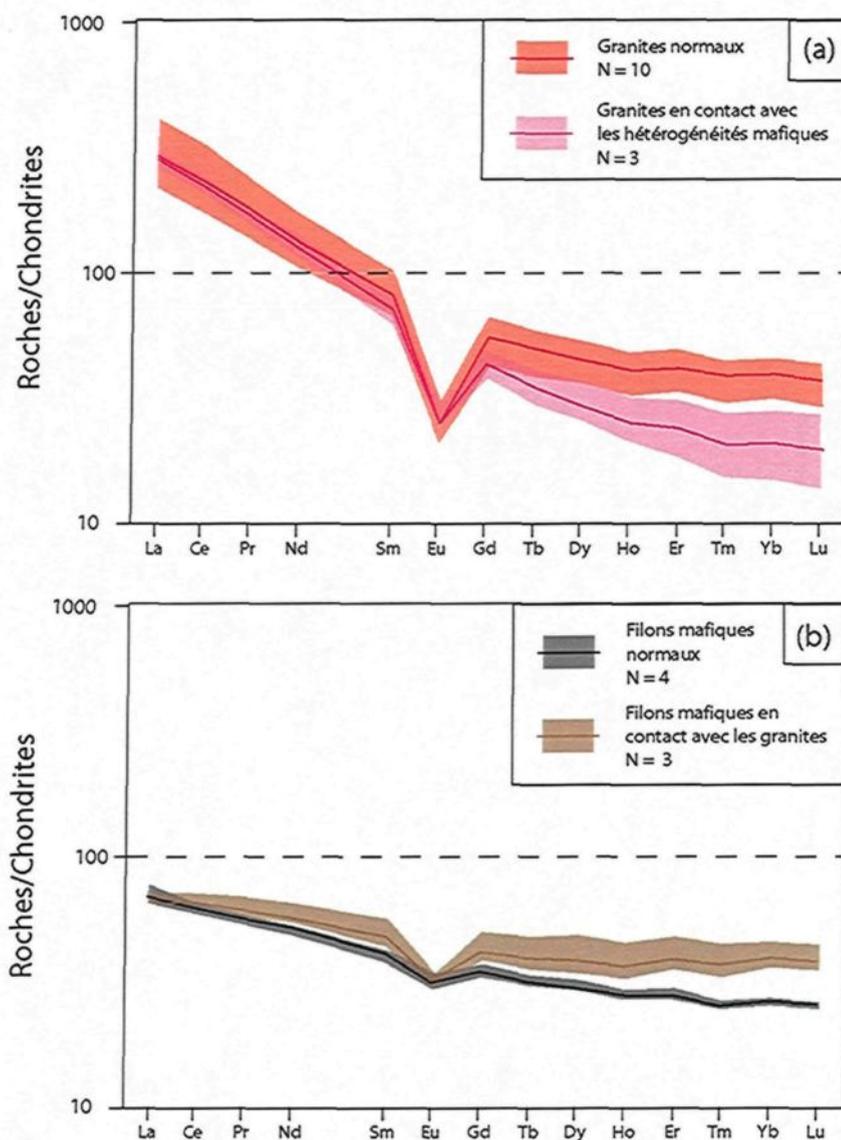


Fig. 4.25. Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (McDonough & Sun, 1995) pour les granites et les filons mafiques. La zone claire correspond à l'ensemble des analyses d'une même roche, la ligne plus foncée représente la moyenne de ces analyses. Les tirets représentent une ligne repère choisie arbitrairement à 100 fois la valeur des chondrites. (a) Correspond aux analyses des granites "normaux" ou en contact avec les hétérogénéités mafiques. (b) Correspond aux analyses des filons mafiques normaux ou en contact avec le granite.

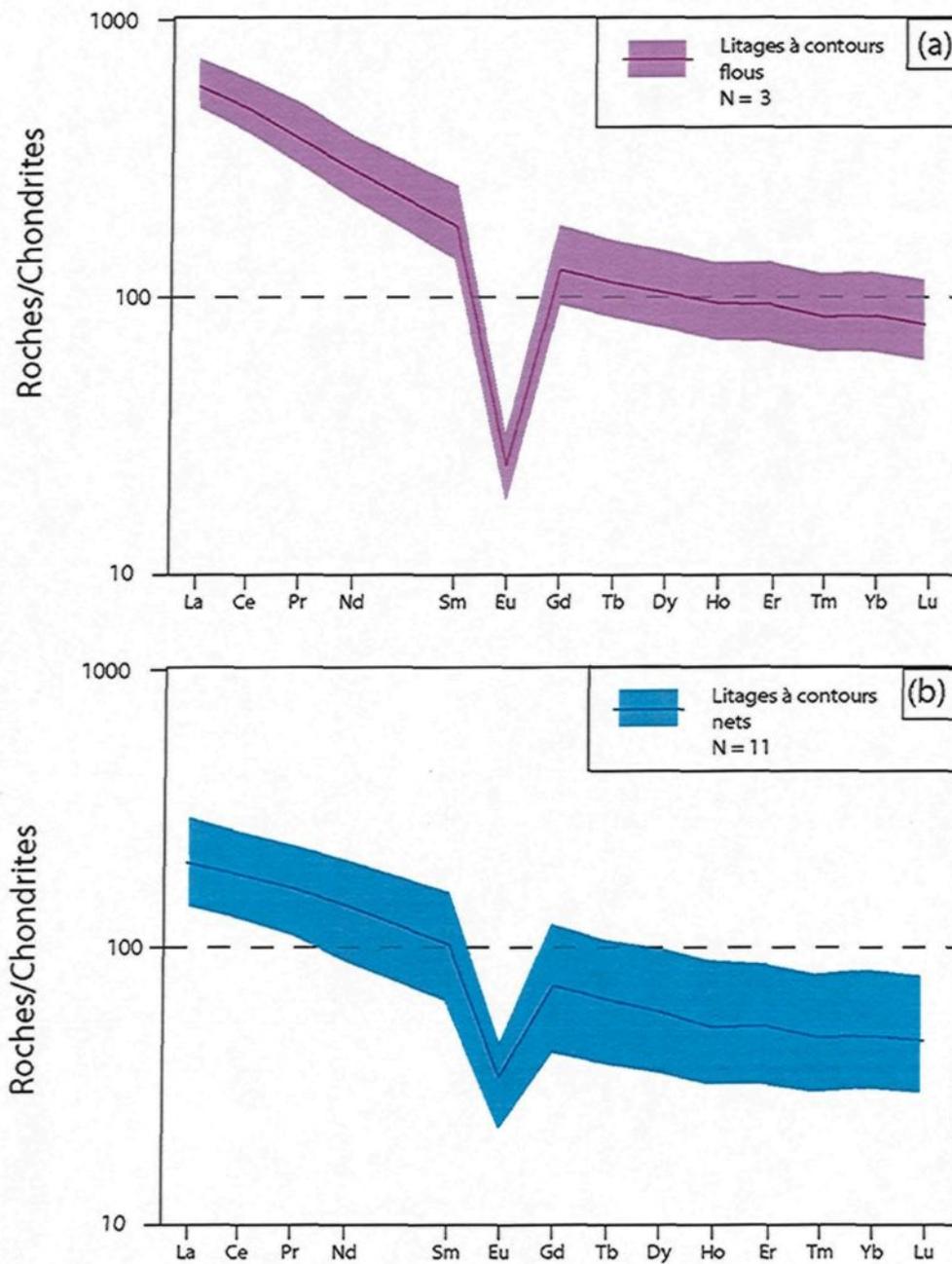


Fig. 4.26. Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (McDonough & Sun, 1995) pour les litages. La zone claire correspond à l'ensemble des analyses d'une même roche, la ligne plus foncée représente la moyenne de ces analyses. Les tirets représentent une ligne repère choisie arbitrairement à 100 fois la valeur des chondrites. (a) Correspond aux litages à contours flous. (b) Correspond aux analyses des litages à contours nets.

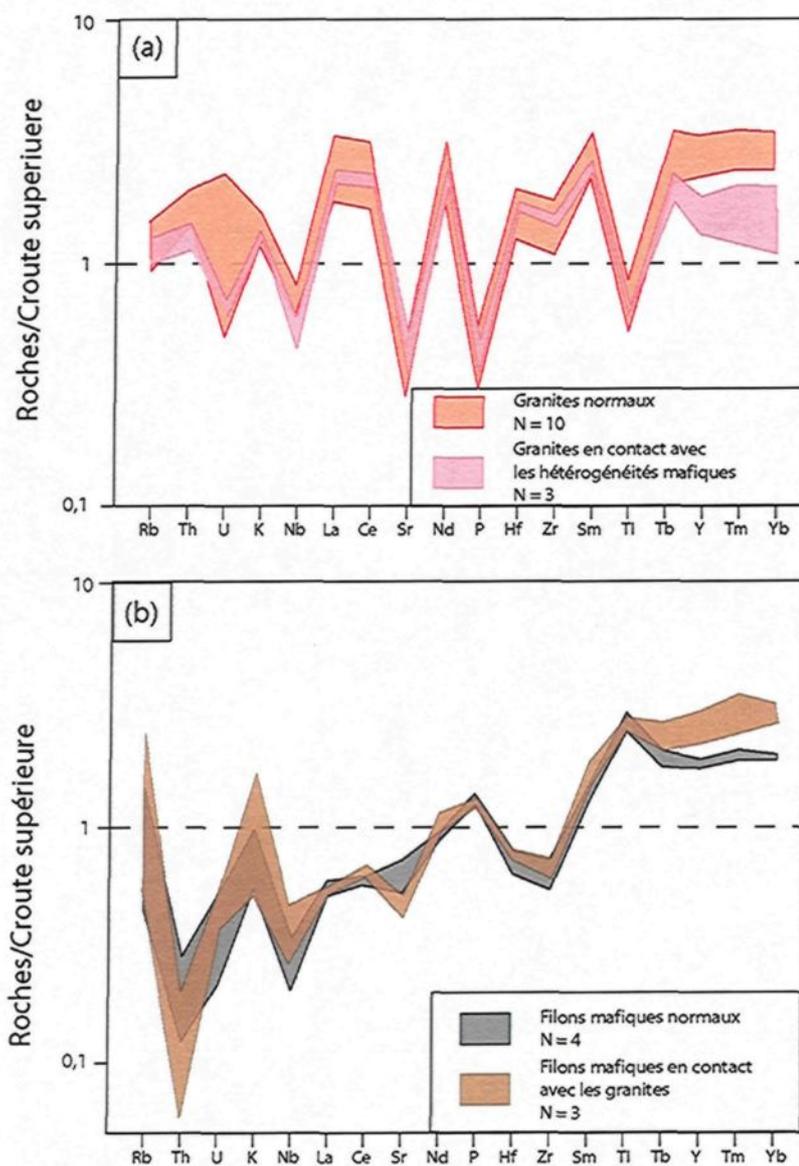


Fig. 4.27. Diagrammes multiéléments normalisés à la croûte supérieure (Taylor & McLennan, 1981) pour les granites et les filons mafiques. Les diagrammes correspondent à la dispersion des analyses pour un même type de roche. Les tirets représentent une ligne repère choisie arbitrairement à une fois la valeur de la croûte supérieure. (a) Correspond aux analyses des granites normaux et de ceux en contact avec les hétérogénéités mafiques. (b) Correspond aux analyses des filons mafiques normaux ou de ceux en contact avec le granite

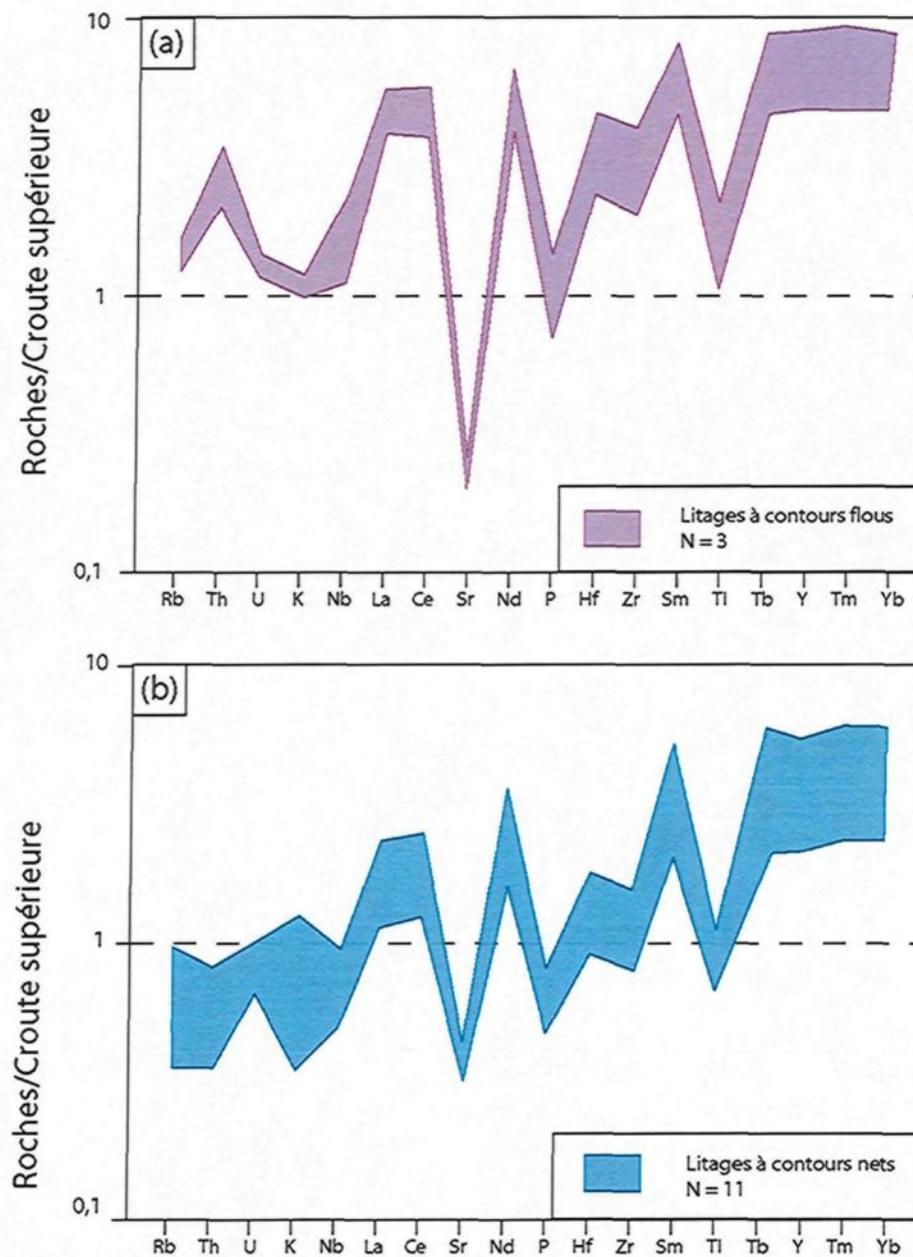


Fig. 4.28. Diagrammes multiéléments normalisés à la croûte supérieure (Taylor & McLennan, 1981) pour les litages. Les diagrammes correspondent à la dispersion des analyses pour un même type de roche. Les tirets représentent une ligne repère choisie arbitrairement à une fois la valeur de la croûte supérieure. (a) Correspond aux analyses des litages à contours flous. (b) Correspond aux analyses des litages à contours nets

4.5.3. Résultats des analyses minéralogiques

Des points sur différents minéraux, de différents types de roches, ont été analysés à la microsonde pour leur composition chimique. Les lames minces, utilisées pour les analyses, correspondent à des échantillons essentiellement pris au centre de chaque roche. Cet échantillonnage devrait limiter les variations géochimiques qui pourraient être présentes si les échantillons étaient pris proches des zones de contact. La majorité des analyses ont été réalisées sur les amphiboles, les plagioclases et de façon moins importante sur les titanites, biotites, pyroxènes et allanites. Les analyses ont montré de faibles variations aléatoires entre le cœur et la bordure de la plupart des minéraux. Ces faibles variations dénotent que les minéraux sont probablement homogénéisés grâce au phénomène de recristallisation. Seuls quelques plagioclases ont montré des bordures appauvries en Ca. Sur les figures 4.29 et 4.30, il a donc été choisi de représenter les analyses, sans distinguer cœur et bordure, afin de ne pas compliquer ces diagrammes.

4.5.3.1. Compositions en éléments majeurs dans les minéraux

Les deux principaux minéraux qui ont été analysés dans les quatre types de roche sont l'amphibole et le plagioclase. Ils constituent donc les seuls résultats pour les éléments majeurs qui seront comparés ici. Les résultats concernant ces éléments majeurs ont été reportés en pourcentage d'oxyde dans des diagrammes binaires de variation. Concernant le fer, la microsonde donne des concentrations sous la forme FeO pds% est non sous la forme Fe₂O₃ pds%. Pour montrer que tout le fer est calculé sous sa forme Fe²⁺ les concentrations pour la microsonde sont notées FeO_T (pour fer total). Les résultats des analyses à la microsonde ont permis de recalculer les formules cationiques

des différents minéraux et ces résultats sont reportés dans les annexes 4.7 à 4.17. Plusieurs rapports discriminants ont été calculés grâce à ces valeurs cationiques en fonction des minéraux analysés. Pour les amphiboles, le Mg# est défini par la relation suivante :

$$\text{Mg\#} = [\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})]*100.$$

Concernant les plagioclases le pourcentage en anorthite (An) a été calculé de la façon suivante

$$\text{An} = [\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})]*100.$$

4.5.3.1.1. Amphiboles

Les amphiboles analysées (annexe 4.7 à 4.10), que se soit dans le granite, les filons mafiques ou les litages tombent tous dans le champ des amphiboles calciques et de manière plus précise correspondent à de l'hastingsite selon la classification de Leake *et al.* (1997). Pour autant, des changements dans la composition des amphiboles existent et sont visibles sur les diagrammes de variation (Fig. 4.29). Les différentes roches identifiées précédemment cristallisent des amphiboles avec des compositions légèrement différentes.

Un premier groupe d'amphiboles correspond aux amphiboles contenues dans le granite. Ces amphiboles ont une composition assez restreinte avec des valeurs en SiO₂ variant légèrement de 38,5 à 40,6 pds%. De la même façon les variations des autres éléments, tels que le FeO_T, TiO₂, Al₂O₃, MgO, Na₂O et le K₂O sont faibles et montrent que les cristaux d'amphiboles dans les granites sont relativement homogènes. La teneur en alcalins est relativement élevée dans les amphiboles présentes dans le granite (Fig. 4.29d). Par contre, le Mg# calculé à partir des formules cationiques des amphiboles est

relativement bas avec des valeurs variant de 24 à 26. Ces variations montrent donc que les amphiboles qui sont présentes dans le granite proviennent de la cristallisation ou de la recristallisation d'une roche felsique relativement évoluée comparée aux hétérogénéités de cette intrusion.

Les analyses en éléments majeurs pour les amphiboles contenues dans les filons mafiques constituent un autre groupe bien défini avec peu de variation. Les valeurs en SiO_2 de ces analyses sont supérieures à celles observées pour les granites et varient de 40,9 à 42,9 pds%. De la même façon, les autres valeurs en éléments majeurs, tels que FeO_T , TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Na_2O et le K_2O , varient peu pour ce type d'amphiboles. La teneur en alcalin de ces amphiboles est assez faible comparée aux amphiboles dans le granite. Par contre, le Mg# a des valeurs parmi les plus élevées variant de 39 à 41. Ces variations confirment que la roche dans laquelle se trouvent ces amphiboles a une composition plus mafique que le granite.

Les analyses en éléments majeurs pour les amphiboles contenues dans les litages à contours nets constituent un autre groupe. Les valeurs en SiO_2 de ces analyses varient de 40 à 42,7 pds%. Elles sont donc intermédiaires entre celles observées pour les granites et celles des filons mafiques. De la même façon, les autres éléments majeurs, tels que FeO_T , TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Na_2O et K_2O des amphiboles, varient entre les valeurs observées pour les granites et celles des filons mafiques. Le Mg# des amphiboles dans les litages à contours nets varie assez fortement passant de 28 à 41. Malgré cela, les valeurs observées restent intermédiaires entre celles pour les granites et celles pour les filons mafiques.

Les analyses en éléments majeurs pour les amphiboles contenues dans les litages à contours flous constituent le quatrième groupe d'amphibole. Ces amphiboles ont de

façon générale une composition proche de celles des granites. Par exemple, la teneur en SiO_2 varie de 38,3 à 40,5 pds%. Les autres éléments majeurs dans ces amphiboles varient assez peu avec des valeurs proches de celles pour les granites. Pourtant, les valeurs de FeO_T des amphiboles dans les litages à contours flous sont légèrement supérieures à celles observées pour les granites alors que pour le MgO et le TiO_2 , les valeurs des analyses d'amphibole de cette roche sont légèrement inférieures à celles observées dans les granites. Le Mg#, qui varie de 20 à 26 pour les amphiboles des litages à contours flous, confirme que ces minéraux ont une composition proche des amphiboles du granite.

En conclusion, les analyses dans les amphiboles permettent de bien faire la différence entre les différents types de roche rencontrés sur le terrain. Concernant la formation et la cristallisation des litages, il semble y avoir des différences fondamentales entre les litages à contours nets et les litages à contours flous. Les litages à contours nets cristallisent ou recristallisent des amphiboles de composition plutôt intermédiaire entre celle observée dans le granite et celle observée dans les filons. Ces variations sont facilement explicables par un début d'hybridation du magma mafique avec le magma granitique. Par contre, les litages à contours flous ont des valeurs pour leurs amphiboles proches des amphiboles rencontrées dans les granites. Ces amphiboles ont donc dû se former précocement et ont pu interagir fortement avec le magma granitique lors de la recristallisation pour obtenir une composition chimique quasi similaire aux amphiboles du granite.

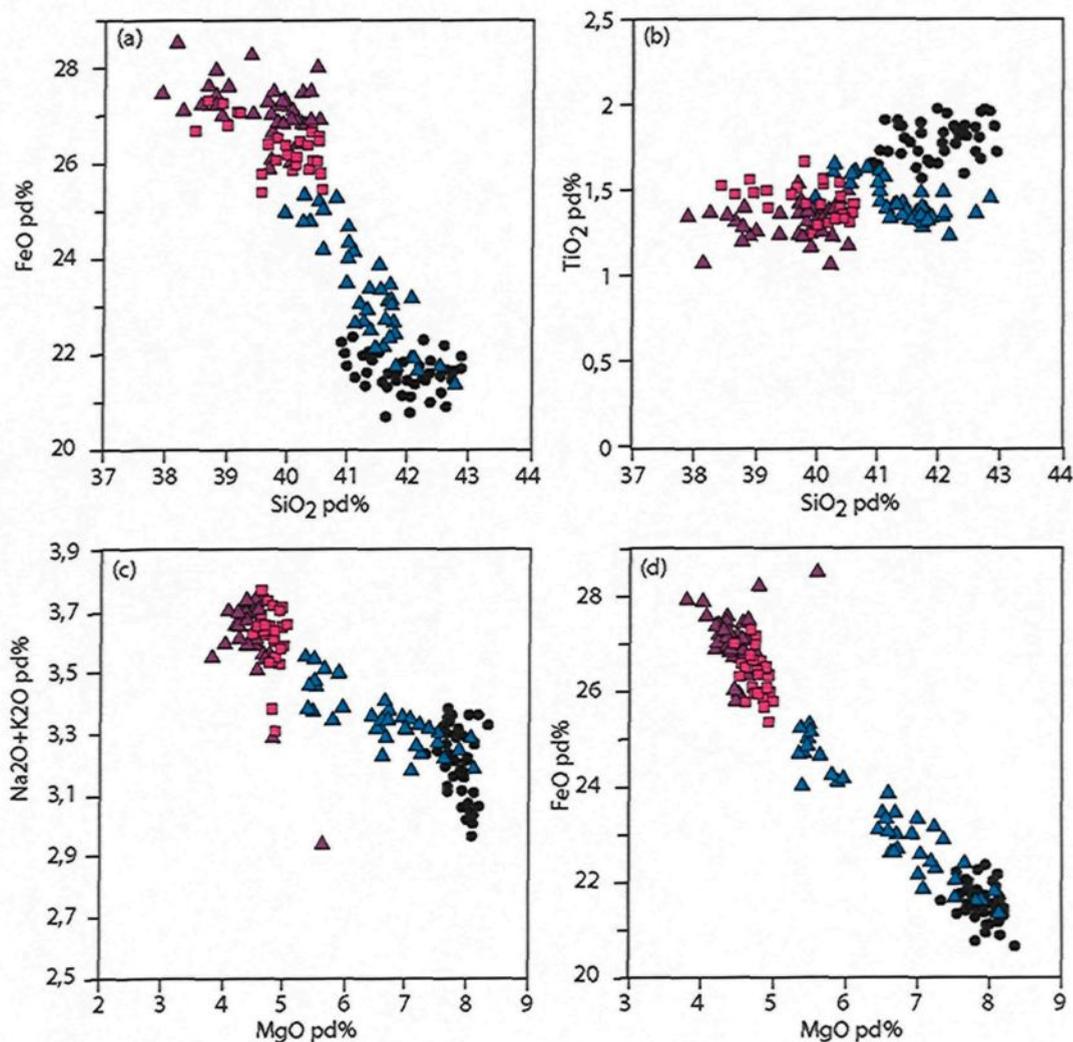


Fig. 4.29. Diagrammes de variation pour la chimie de l'amphibole. Les points noirs représentent des analyses d'amphibole dans les filons mafiques, les carrés roses représentent les analyses d'amphiboles dans des granites, les triangles bleus représentent des analyses d'amphibole dans des litages à contours nets et les triangles violets représentent des analyses dans les litages à contours flous.

4.5.3.1.2. Plagioclases

Les analyses les plus calciques correspondent aux plagioclases observés dans les filons mafiques (Fig. 4.30). Les valeurs en anorthite calculées pour ces plagioclases varient de 19,4 à 23,2 % (annexes 4.11 à 4.14). Concernant les autres types de roches, les analyses des plagioclases ne permettent pas de faire une bonne distinction en fonction de leur chimie. De façon globale, les plagioclases dans le granite, les litages à contours nets ou les litages à contours flous ont une chimie légèrement plus sodique que celle des filons mafiques. Les teneurs en anorthite pour les plagioclases de ces trois types de roches varient généralement de 13,1 à 16,8 %. Un groupe d'analyses de quelques plagioclases situés dans des litages et dans des granites possèdent une chimie très sodique c'est-à-dire avec des valeurs en anorthite comprises entre 0,5 et 1%. Ces analyses ne représentent pas la majorité des grains, car elles ont été effectuées dans des zones à la bordure de grains de plagioclase. Ces zones d'après les images BSE microsonde sont de petite taille et ne se retrouvent pas partout sur chaque grain de plagioclase. Elles pourraient donc correspondre à la cristallisation de liquide résiduel piégé et donc évolué ou à des phénomènes tardifs de lessivage par des fluides ou encore à de la recristallisation de la roche due à la déformation.

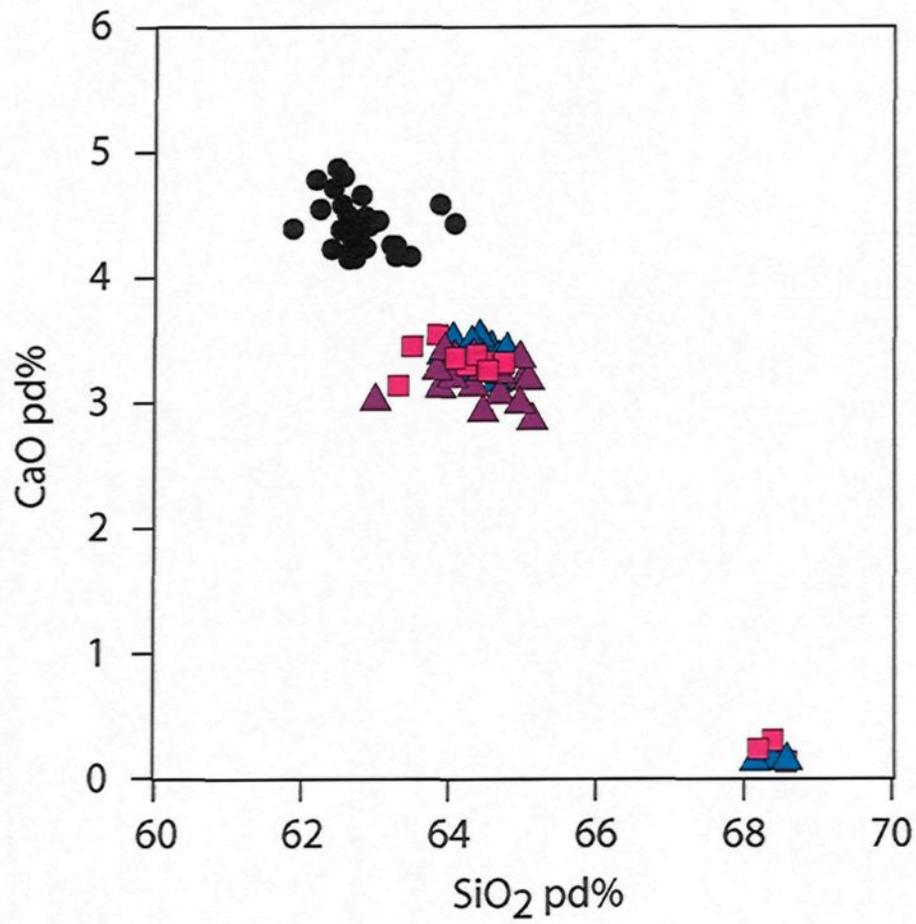


Fig. 4.30. Diagrammes de variation pour la chimie du plagioclase. Les points noirs représentent des analyses de plagioclase dans les filons mafiques, les carrés roses représentent les analyses dans des granites, les triangles bleus représentent les analyses dans des litages à contours nets et les triangles violets représentent des analyses dans les litages à contours flous.

4.5.3.2. Analyses minéralogiques des éléments traces

Certains minéraux ont été analysés par ICP-MS pour connaître leurs contenus en éléments traces. Les minéraux, tels que l'amphibole, l'allanite et la titanite, ont été choisis pour l'analyse, car ils ont un contenu en éléments traces assez important pour être détectable par l'instrumentation. Seules les amphiboles présentent des grains d'assez grande dimension et en assez grande quantité pour pouvoir être analysées dans les quatre types de roches. La totalité des analyses en éléments traces dans les amphiboles et autres minéraux a été reportée dans les annexes 4.18 à 4.20

4.5.3.2.1. Amphiboles

Les analyses des éléments traces des amphiboles pour chaque type de roche sont assez nombreuses et ont été réalisées au centre et à la bordure de différents grains d'amphibole. Comme précédemment pour les éléments majeurs, aucune tendance entre cœur et bordure ne se dessine et il a donc été choisi de traiter l'ensemble des données sans les différencier. Concernant les analyses dans le granite des Petites-Bergeronnes, les terres rares sont particulièrement enrichies dans les amphiboles présentes dans le granite (Fig. 4.31). La forme générale du spectre montre un appauvrissement en terres rares légères (La, Ce, Pr et Nd) comparé aux autres terres rares. L'anomalie en europium est bien visible sur le spectre des amphiboles du granite. De plus, d'autres éléments traces avec un comportement similaire aux terres rares tel que le Nb ou le Y ont des valeurs relativement élevées comparées aux autres amphiboles des hétérogénéités mafiques avec des valeurs moyennes de 107 ppm pour le Nb et de 824 ppm pour le Y.

Ces observations peuvent être reliées au fait que les magmas plus felsiques sont normalement riches en éléments traces et en particulier en terres rares. De plus, les

amphiboles dans le granite sont peu nombreuses et correspondent aux rares minéraux qui ont un coefficient de partage élevé pour ces éléments (Arth, 1976). Donc, il semble normal que les amphiboles du granite soient globalement assez enrichies en la majorité des éléments traces.

Concernant les éléments traces pour les amphiboles dans les litages, elles ont des valeurs plutôt intermédiaires entre celles dans les granites et celles dans les filons mafiques. Concernant les spectres moyens en terres rares des amphiboles de ces hétérogénéités, ils sont très parallèles aux spectres des amphiboles dans le granite. Les concentrations relatives en terres rares changent entre les litages à contours flous et les litages à contours nets. Globalement, il y a une diminution de la teneur en terres rares des amphiboles en passant des granites, aux litages à contours flous, aux litages à contours nets. Le même phénomène est visible lorsque l'on regarde les autres éléments traces comme le Nb ou le Y. Les valeurs moyennes varient respectivement de 92 ppm et de 571 ppm pour le Nb et le Y dans les litages à contours flous à des valeurs de 70 ppm et de 272 ppm pour les litages à contours nets.

Concernant les amphiboles analysées dans les filons mafiques, elles montrent des valeurs variables en éléments traces. De façon globale, les concentrations en terres rares des amphiboles dans les filons mafiques sont parmi les plus faibles de la série d'analyse. Seuls les éléments tels que les terres rares légères sont plutôt enrichis dans les amphiboles contenues dans les filons mafiques comparés aux autres roches. Le spectre moyen pour ces amphiboles est de forme différente comparé aux autres roches. Le spectre est globalement beaucoup plus plat avec une légère décroissance des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes (Fig. 4.31). L'anomalie en europium est aussi moins prononcée dans ce spectre comparé aux autres spectres d'amphiboles

des autres types de roches. Pour ce qui est des autres éléments traces comme le Nb ou le Y les valeurs moyennes dans les filons sont respectivement de 10 ppm et de 67 ppm. Ces valeurs correspondent aux plus faibles observés pour l'ensemble des roches analysées

En conclusion, les éléments traces dans les amphiboles des roches des Petites-Bergeronnes montrent des variations assez importantes. De manière générale, plus la roche est mafique, plus la composition de l'amphibole est pauvre en certains éléments traces comme les terres rares lourdes. Ces variations et changements dans la composition des amphiboles sont compatibles avec la variation de la proportion d'amphibole à travers les différentes roches. Les roches magmatiques ont une quantité de terres rares limitée, les amphiboles se partagent donc cette quantité limitée d'éléments lors de la cristallisation ou lors de la recristallisations. Plus une roche est riche en amphibole plus les terres rares vont être séparés à travers la proportion d'amphibole. Ceci explique en partie que les roches plus mafiques vont avoir des compositions d'amphibole globalement inférieure pour leur composition en terres rares comparées aux roches felsiques.

Une des raisons pour laquelle il est possible de retrouver une diminution de la teneur en terres rares légères dans les amphiboles des litages ou des granites est la présence de minéraux comme l'allanite. En effet, ce minéral a tendance à intégrer à sa structure une grande partie des terres rares légères (voir paragraphe suivant). Ces minéraux étant plus abondants dans les roches comme les litages ou les granites, ils pourraient donc accaparer une partie des terres rares légères et par opposition donner des amphiboles avec des teneurs un peu plus faibles.

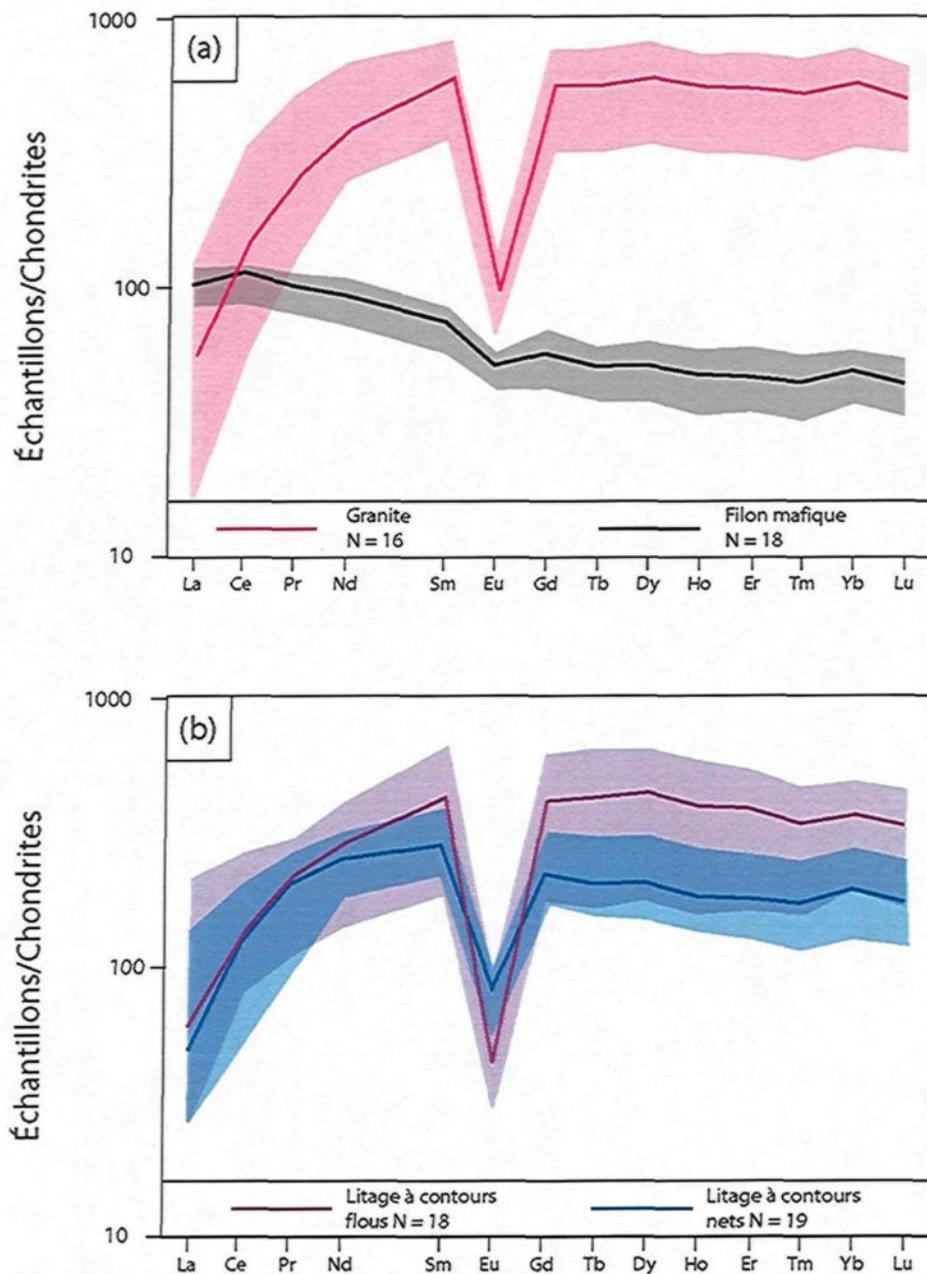


Fig. 4.31. Spectres de terres rares pour les analyses d'amphiboles normalisés aux chondrites CI (McDonough & Sun, 1995). Le diagramme représente la moyenne et la dispersion des analyses pour chaque groupe d'amphiboles dans (a) le granite et le filon mafique, (b) le litage à contours flous et le litage à contours nets.

4.5.3.2.2. *Allanites*

Concernant les analyses des éléments traces dans les allanites, celles-ci ont pu être réalisées uniquement dans les granites et les litages à contours flous, là où ces minéraux sont présents en assez grand nombre et avec une taille suffisante pour le laser. De façon globale, les éléments traces comme les terres rares analysées dans les allanites du granite ont des concentrations très élevées. Ceci n'est pas une surprise, car par définition, l'allanite est une épidote riche en terres rares. Les autres éléments traces, tels que le Ba, Sr, Th ou Zr, sont aussi en grande quantité dans ce minéral (annexe 4.19). Sur la figure 4.32, les spectres pour les terres rares ont une forme très similaire à la composition roche totale des granites. En particulier, les spectres sont décroissants des terres rares légères aux terres rares lourdes avec une anomalie prononcée en europium. Ceci s'explique simplement, car l'allanite est le minéral le plus riche en terres rares parmi ceux analysés. Les quelques grains d'allanite que renferme la roche contiennent donc la majorité des terres rares de la roche.

Les autres allanites étudiées provenant des litages à contours flous ont montré des résultats assez comparables à ceux observés dans les granites. Cependant, des éléments, tels que le Ba, Y ou le Zr, sont en plus faible concentration dans les allanites des litages à contours flous que dans celles du granite (annexe 4.30). De la même manière, les terres rares lourdes sont aussi en plus faible concentration dans les litages à contours flous (Fig. 4.32). Ceci indique que les allanites qui ont cristallisé ou recristallisé dans le litage à contours flous étaient dans des conditions chimiques légèrement différentes, mais proches de celles des granites.

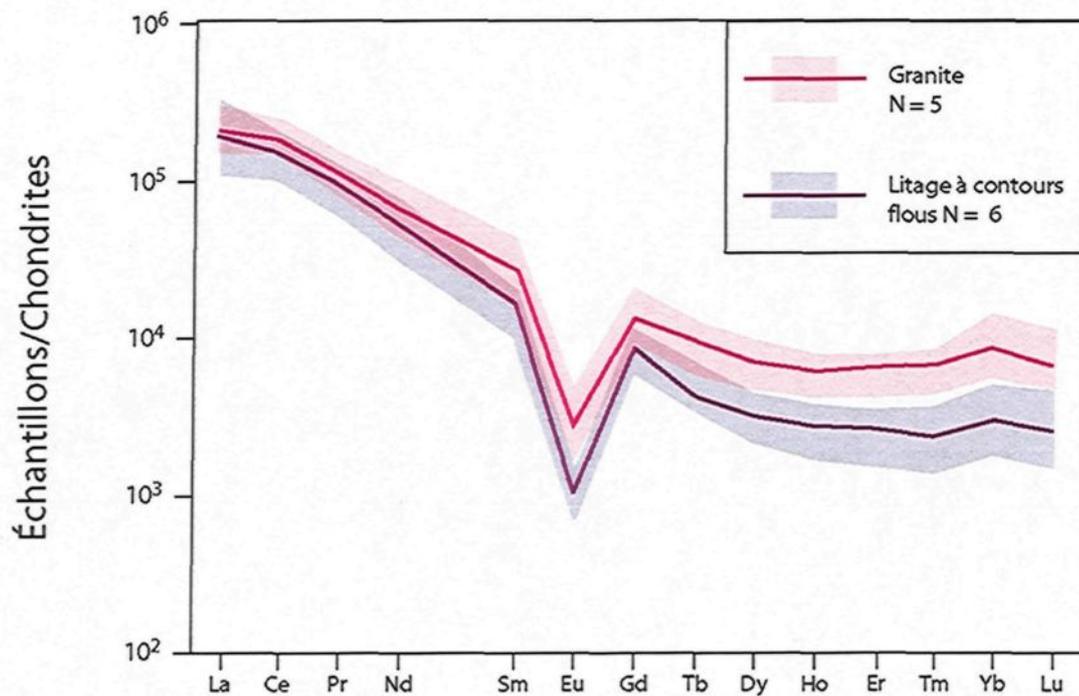


Fig. 4.32. Spectres de terres rares pour les analyses d'allanites normalisés aux chondrites CI (McDonough & Sun, 1995). L'ensemble de la dispersion des analyses pour les allanites du granite est représenté en rose pâle, le trait en rose foncé représente la moyenne. L'ensemble de la dispersion des analyses pour les allanites du litage à contours flous est représenté en violet pâle, le trait en violet foncé représente la moyenne. Pour les autres types de roche, l'abondance et la taille de ces minéraux n'ont pas permis de faire d'analyse.

4.5.3.2.3. Titanites

Concernant les analyses des éléments traces dans les titanites, il a été difficile de trouver des titanites de grande dimension et assez abondantes sur les lames minces des différents types de roche. Seules les titanites des litages à contours flous et celles des filons mafiques ont permis leur analyse.

Dans le cas des filons mafiques, les quelques grains de titanite qui ont pu être analysés ont montré des valeurs pour la majorité des éléments traces relativement élevées comparées à la roche totale (annexe 4.20). Dans le cas particulier des terres rares, le spectre moyen de ces analyses est légèrement décroissant des terres rares légères aux terres rares lourdes et il n'y a pas d'anomalie en europium de visible (Fig. 4.33). Ce type de spectres rappelle fortement ceux observés pour la roche totale. Le fait que les spectres de la roche totale et des analyses minéralogiques soient quasiment parallèles est logique, car les principaux minéraux accessoires présents dans les filons mafiques sont les titanites et les apatites. Ces minéraux accessoires étant les principaux minéraux à renfermer les éléments traces comme les terres rares il est normale qu'ils aient des spectres similaires.

En ce qui concerne les éléments traces dans les titanites contenues dans les litages à contours flous, ces minéraux ont des valeurs variables pour l'ensemble des éléments traces. Comparés aux valeurs observées dans les filons mafiques, certains éléments comme le Th, U ou le Sr se retrouvent appauvris. Par contre, d'autres éléments, au comportement similaire aux terres rares lourdes comme l'Y, sont clairement enrichis dans les titanites des litages à contours flous.

Ces variations se remarquent donc aussi au niveau des terres rares avec globalement une diminution de la concentration en terres rares légères et une

augmentation en terres rares lourdes des titanites contenues dans les litages à contours nets comparés aux filons mafiques.

Ces variations de la composition des titanites indiquent encore une fois que les minéraux dans les litages à contours flous ont des proportions en éléments traces et plus spécifiquement en terres rares lourdes qui sont plus élevées que dans les minéraux de la roche mafique. Ce genre de variations montre bien que les éléments traces ne sont pas répartis de la même manière entre les différentes hétérogénéités et que les filons à contours flous ont probablement un contact plus important avec le magma granitique que les filons mafiques. Ces interactions permettent donc aux minéraux de cristalliser ou recristalliser avec des compositions géochimiques qui reflètent plus ou moins celle du granite encaissant.

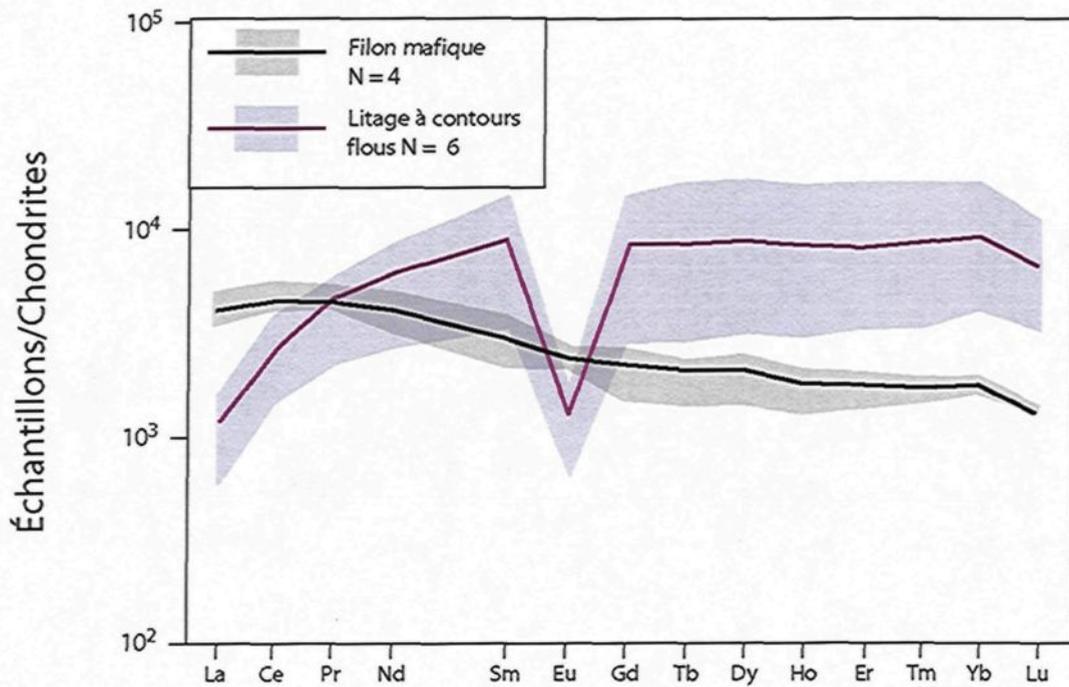


Fig. 4.33. Spectres de terres rares pour les analyses de titanites normalisés aux chondrites CI (McDonough & Sun, 1995). L'ensemble de la dispersion des analyses pour les titanites du filon mafique est représenté en gris, le trait noir représente la moyenne. L'ensemble de la dispersion des analyses pour les titanites du litage à contours flous est représenté en violet pâle, le trait en violet foncé représente la moyenne. Pour les autres types de roche, l'abondance et la taille de ces minéraux n'ont pas permis de faire d'analyse.

4.6. DISCUSSION

Comme nous l'avons vu précédemment, les litages à contours flous et à contours nets sont présents à l'intérieur du granite des Petites-Bergeronnes. Toutes les roches et les structures à l'intérieur de ce pluton ont une orientation nord-sud qui reflète probablement l'action d'un cisaillement dextre présent lors de la cristallisation (Sawyer, 2000). Les observations de terrain impliquent aussi que des injections de matériel magmatique mafique se sont produites dans le granite pendant, ou à la fin de sa cristallisation. Les magmas mafiques arrivés tardivement dans le système n'ont pas trop subi de changement chimique et ont cristallisé formant ainsi les filons mafiques (Figs. 4.34a et b). Concernant les litages, ils ont des caractéristiques compositionnelles et texturales généralement intermédiaires entre les granites et les filons mafiques. Ils pourraient donc correspondre à des magmas mafiques qui ont interagi avec le magma granitique (Figs. 4.34c, d, e et f). Cela peut se produire si le magma mafique a été injecté plus précocement dans le magma granitique. Ce genre de rubanement et de litage a déjà été observé dans des granites cristallisant dans des zones de déformation (Gasquet *et al.*, 1995; Lucas & St-Onge, 1995). Mais les processus mis en œuvre pour leur formation sont généralement peu étudiés et mal compris.

4.6.1. Granite des Petites-Bergeronnes

Le granite des Petites-Bergeronnes correspond certainement à un terme assez évolué de magma parmi les roches intrusives rencontrées dans la province du Grenville. En particulier, il est riche en silice et a des proportions normatives en minéraux Qz-Ab-Or, proches de l'eutectique avec une somme de ces trois minéraux compris entre 81 et 86 % (voir annexe 4.6). Ce granite a aussi des teneurs en terres rares assez élevées avec

un pic négatif en europium. Ce granite semble s'être mis en place à travers des zones dont les conditions de déformation varient rapidement d'un endroit à l'autre. Par exemple, certaines places de l'intrusion le long de la route 138 n'ont pas enregistré de déformation intense et la texture de la roche est alors plutôt isotrope. Par contre, dans la zone d'étude au niveau de la carrière, le granite montre clairement des indices de mise en place dans un environnement en cisaillement dextre. L'étude pétrographique de cette roche, dans la carrière des Petites-Bergeronnes, montre que le granite a subi des phénomènes de déformation et de réduction de la taille des grains (Bell & Etheridge, 1973; Vernon *et al.*, 1983). Ceci veut donc dire que le taux de cristallisation du magma devait être important afin d'enregistrer ces textures. Pour autant, les nombreuses hétérogénéités leucocrates souvent moins déformées que le granite nous indiquent que la roche n'était pas totalement solidifiée au moment de la déformation (Sawyer, 2000). L'étude microstructurale a aussi montré que le granite des Petites-Bergeronnes a des proportions minérales et une orientation de ses cristaux parfois légèrement changeantes (Figs. 4.16 et 4.20). Le fait que le granite montre des petites variations au niveau de la proportion minérale peut être expliqué par la forte déformation et recristallisation qui a tendance à modifier légèrement la distribution des minéraux dans le granite. En fait, certains minéraux déformés et recristallisés peuvent former des alignements sous forme de plages minérales allant jusqu'à quelques millimètres de long et ainsi rendre localement le granite plus anisotrope (Bell & Etheridge, 1973). Pour ce qui est de l'orientation des minéraux, ceux-ci semblent moins bien orientés que dans les roches mafiques. La minéralogie, plus complexe dans le granite que dans les roches mafiques, ne semble pas favoriser une recristallisation avec des formes de minéraux polygonaux.

En conclusion, le granite au niveau de la zone d'études dans la carrière des Petites-Bergeronnes est fortement affecté par de la déformation pénétrative. Ce granite enregistre la déformation d'un cisaillement dextre alors qu'il cristallise. La zone de cisaillement semble être de faible intensité, car elle n'a enregistré de la déformation dans le granite que lorsque celui-ci était partiellement fondu. Lorsque le taux de cristallisation a été trop important et qu'il ne restait plus beaucoup de liquide interstitiel, le niveau de déformation a diminué. Les dernières poches leucocrates qui se mettent en place n'enregistrent alors plus les mêmes phénomènes de réduction de taille de grain. Le matériel mafique subissant aussi les mêmes types de déformation, il doit se mettre en place à peu près en même temps que la cristallisation du granite. Ces magmas mafiques peuvent donc interagir avec des magmas granitiques issus de la cristallisation fractionnée.

4.6.2. Filons mafiques

La composition des filons mafiques quant à elle est très différente des autres roches analysées. Cette roche métalumineuse riche en amphibole a une composition variable (Figs. 4.21 et 4.22) avec une minéralogie changeante. Il est difficile d'évaluer le degré de contamination du magma mafique, car la roche source est inconnue et que plusieurs processus de contamination sont possibles lors de la remontée du magma à travers la croûte continentale. Le seul point qui puisse être tiré de nos observations est que les échantillons de filons mafiques sont les roches qui ont probablement une composition la plus proche des magmas mafiques initiaux.

Comme le montrent les observations de terrain, les filons mafiques sont généralement de grande taille et sont globalement orientés parallèlement à la foliation

principale du granite. La température de cristallisation de ces deux magmas est légèrement différente malgré les observations de possible interaction telle que les plis isoclinaux ou l'injection de magma granitique dans les filons (Fig. 4.8). Fernandez & Gasquet (1994) ou Wiebe *et al.* (2001) donnent une différence de température de cristallisation entre un magma granitique et un magma mafique de l'ordre de 100 à 200°C. Pour autant, si la température est relativement élevée dans le granite, les deux magmas semblent pouvoir rester une partie du temps comagmatique. Dans le cas des filons des Petites-Bergeronnes, Le fait que la géochimie globale, la géochimie des minéraux et les microtextures soient très différentes de celle du granite, implique que les interactions entre les deux types de magmas sont très limitées. Ces observations imposent que le magma mafique à l'origine des filons arrive dans le granite des Petites-Bergeronnes alors que celui-ci devait être partiellement cristallisé. Dans de telles conditions, le magma mafique lui aussi devait être fortement cristallisé en particulier avec des minéraux mafiques comme les amphiboles.

La déformation pénétrative, active lors de la mise en place du magma mafique, va avoir pour effet de créer des plis passifs isoclinaux entre le granite et les filons mafiques. Ces plis suggèrent que les filons ont été transposés et ont subi un aplatissement lors de leur mise en place (Sengupta & Ghosh, 2007). Au départ, le matériel mafique a pu se mettre en place dans des zones de faiblesse induites par les contraintes régionales (Fig. 4.34b). Le processus de transposition induit par le cisaillement dextre de direction nord-sud va avoir tendance à développer de nombreux plis d'entraînement (Fig. 4.34c). La formation de ces plis correspondrait aussi à un mécanisme d'invasion du matériel granitique dans les filons (Fig. 4.34c). Le magma granitique piégé à l'intérieur des plis isoclinaux peut circuler parallèlement à la

déformation nord-sud et peut aussi engendrer des modifications dans la chimie du magma mafique partiellement cristallisé (Figs. 4.34d et e).

Les échanges chimiques complexes observés aux bordures des filons et dans les granites se produiraient donc principalement à cet instant. En particulier, les terres rares contenues dans le magma granitique en partie liquide vont pouvoir migrer vers les bordures des filons mafiques qui eux sont riches en cristaux. Ce métasomatisme entre cristaux et magma est couramment évoqué dans les roches mantélliques (Xu *et al.*, 1998; Bodinier *et al.*, 2004; Shaw *et al.*, 2005) et semble aussi pouvoir se produire entre deux magmas partiellement cristallisés. Ce processus peut engendrer l'hydratation du diopside et sa transformation en amphibole (Beard *et al.*, 2004; Coltorti *et al.*, 2004) et est aussi à l'origine de l'augmentation de la teneur en biotite en bordure du filon. ceci indique donc que les réactions observées se produisent majoritairement à la bordure des filons.

Le fait, que ce soit principalement les terres rares lourdes qui migrent du granite vers les hétérogénéités mafiques (Fig. 4.25), peut s'expliquer par plusieurs phénomènes reliés à la composition minéralogique du granite et du filon mafique. (1) En premier lieu, la cristallisation de l'amphibole ou de la titanite à la bordure des filons mafiques permettrait de capter une partie de ces terres rares lourdes. En effet, si on regarde les spectres des amphiboles dans les filons mafiques loin de la bordure de réaction, ils correspondent aux spectres les plus pauvres en terres rares lourdes (Figs. 4.31 et 4.33). Par contre, les amphiboles dans le granite sont plus enrichies en terres rares lourdes et ont à peu près la même valeur pour les terres rares légères. La rééquilibration de ces deux types d'amphibole a donc tendance à se produire essentiellement pour les terres rares lourdes expliquant ainsi les variations observées (2) La différence de concentration

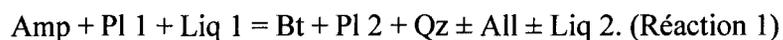
qui existe entre les terres rares lourdes et légères au niveau des bordures peut aussi être due aux minéraux déjà cristallisés dans le granite avant la rééquilibration. En particulier, dans le cas du granite, l'allanite correspond au minéral avec les plus grandes proportions en terres rares. Si cette épidote a déjà cristallisé dans le granite, elle aura tendance à intégrer dans sa structure une grande proportion de terres rares légères (Fig. 4.32) et ainsi va rendre ces éléments plus difficilement accessibles pour la rééquilibration. Seules les terres rares lourdes encore disponibles dans les liquides granitiques vont pouvoir être rééquilibrées avec les amphiboles des bordures de filons. Bien entendu il est impossible de connaître le moment où l'allanite cristallise dans le granite. Mais comme nous l'avons vu précédemment la mise en place des filons se fait relativement tardivement dans le processus de cristallisation du magma granitique et donc il est tout à fait envisageable qu'une partie des allanites soient déjà cristallisées.

Si le mélange entre les magmas granitiques et mafiques est plus important, c'est à dire si le magma mafique arrive plus précocement dans le système, il va perdre sa composition initiale et il est alors possible de former des structures qui elles vont avoir un lien de parenté avec le granite encaissant et que l'on pourra donc appeler litages.

4.6.3. Litages à contours nets

Les litages à contours nets essentiellement échantillonnés dans la partie nord de l'exploitation ont une composition minéralogique intermédiaire entre les filons mafiques et le granite. Cette composition pourrait refléter une contamination du matériel mafique par le magma granitique. D'autres hétérogénéités minéralogiques montrent que les mélanges magmatiques semblent, comme dans le cas des filons mafiques, se produire de façon localisée. Par exemple la figure 4.18 montre que des

zones, à l'intérieur du litage, sont dépourvues en amphiboles, mais enrichies en biotites. Notons aussi que la proportion globale de quartz et de feldspath potassique est plus importante dans ces zones. Ces zones de variation minéralogique, allongées dans le sens nord-sud de la déformation, laissent supposer qu'elles ont été introduites par un magma ou une roche leucocrate. Ces interactions, entre matériel granitique et matériel mafique sont aussi appuyées par le fait qu'il existe dans les litages à contours nets des plages de matériel quartzo-feldspathique ovales caractéristiques d'anciens mégacristaux décrits dans le granite (Fig. 4.12b). Ces plages déformées et allongées selon la direction nord-sud sont les témoins que le magma granitique, soumis à la déformation du cisaillement dextre, a circulé dans les litages. L'intégration et la circulation du magma felsique dans les magmas mafiques sont probablement contrôlées par les contraintes tectoniques du cisaillement dextre. L'injection du magma peut débiter par la formation de plis isoclinaux similaires à ceux observés dans les filons mafiques (Fig. 4.8b). La présence d'un magma leucocrate, au contact des amphiboles cristallisées dans le matériel mafique, provoquerait leur déstabilisation à la faveur des biotites (Wiebe, 1973; Speer, 1987). Une réaction inverse aux réactions de fusion-déshydratation de la biotite (Gardien *et al.*, 2000) peut être envisagée. Ce type de réaction peut s'écrire :



Avec :

Amp : Amphiboles présentes dans les roches mafiques

Pl1 : plagioclases calciques. Ces plagioclases sont présents dans les hétérogénéités mafiques globalement plus riches en CaO comme c'est le cas dans les filons.

Liq 1 : liquide granitique riche en SiO_2 , K_2O , Na_2O , OH et REE, et en la plupart des autres éléments traces. Ce liquide peut facilement correspondre au liquide qui en cristallisant donne naissance au granite.

Bt : Biotite produite lors de la réaction. Dans certaines zones de réaction (Fig. 4.18) la biotite devient le principal minéral mafique alors qu'on observe la disparition de l'amphibole.

Pl2 : plagioclase sodique. Ce plagioclase se forme dans les litages et donne donc une composition pour la roche totale plus riche en Na_2O que celle des filons mafiques (Fig. 4.23)

Qz : Quartz produit lors de la réaction.

Liq 2 : liquide appauvri en K_2O , REE et la plupart des autres éléments traces, comparé au liquide 1. Le liquide 2 quant à lui, peut soit être totalement mélangé dans les zones des litages à contours nets ou peut retourner se mélanger avec le liquide 1. Étant donné que la proportion de liq1 est très grande comparée au liq2 le magma granitique ne devrait pas voir sa composition géochimique beaucoup bouleversée par cette réaction.

All : Allanite produite par la réaction. Ces minéraux sont généralement stabilisés dans des milieux de mélange magmatique entre magma mafique et magma leucocrate. Ces minéraux peuvent jouer un rôle important sur la répartition des terres rares dans le système.

La réaction décrite ci-dessus produit des changements minéralogiques qui font que les litages à contours nets ont des proportions minérales intermédiaires entre celles observées dans le granite et celles observées dans les filons mafiques. Ces variations minéralogiques influent aussi sur les textures d'équilibres qui sont plus difficiles à atteindre dans le cas des litages. En effet, plus la minéralogie d'une roche est variée plus

les contacts entre deux grains d'un même minéral sont rares et donc plus il faut d'énergie pour former des textures d'équilibres.

D'un point de vue géochimique, les litages à contours nets ne correspondent pas toujours à un mélange chimique simple. En effet ces roches montrent une teneur pour la roche totale plus importante en Na_2O ou l' Al_2O_3 alors que le K_2O est appauvri comparé au granite et au filon mafique. Pour mieux comprendre ces variations chimiques complexes, il faut raisonner à l'échelle des minéraux. Concernant le Na_2O et l' Al_2O_3 , leurs fortes concentrations peuvent s'expliquer par : (1) une proportion volumique de plagioclase importante (Tableau 4.1) et (2) la composition de ces plagioclases est sodique comme c'est le cas pour les plagioclases du granite (Fig. 4.30.).

La plus grande proportion de plagioclase dans les litages à contours nets pourrait aussi être intimement reliée à la faible concentration de K_2O dans ces zones. Un processus qui pourrait expliquer ces variations serait la cristallisation fractionnée. Le magma hybride à l'origine des litages pourrait donc perdre lors de la cristallisation, une partie des derniers liquides magmatiques riches en K_2O . Les zones du litage déjà cristallisées se retrouveraient donc par opposition enrichies en plagioclase.

Il est possible d'expliquer le fait que ces plagioclases sont riches en Na_2O en invoquant des réactions entre le matériel mafique et leucocrate. Les plagioclases peuvent donc changer de composition et capter une partie du Na_2O initialement présent dans le magma granitique (voir réaction 1). Étant donné la grande proportion de magma granitique et les zones très localisées des réactions métasomatiques, la composition du magma granitique ne devrait pas être transformée. Par contre, les litages sont des zones où les variations chimiques vont être visibles.

Dans le cas des terres rares légères, les litages à contours nets ont une composition intermédiaire entre la composition des granites et la composition des filons mafiques, alors que les terres rares lourdes montrent une composition plus élevée que dans les granites ou les filons mafiques. Les études de la chimie des minéraux permettent de mieux comprendre cette répartition en terres rares. Les principaux minéraux qui contiennent les terres rares sont principalement les amphiboles et les minéraux accessoires. Ces minéraux peuvent être soit créés soit rehomogénéisés par des réactions métasomatiques d'équilibration chimique entre un magma granitique et des minéraux déjà cristallisés dans le magma mafique. Ce phénomène de migration des terres rares lourdes est similaire à celui observé au contact entre les filons mafiques et les granites. En particulier, les amphiboles créées ou rééquilibrées par ce processus montrent des valeurs plutôt élevées en terres rares lourdes comparées aux amphiboles dans les filons mafiques (Fig. 4.31). Ces amphiboles ont tendance à capter préférentiellement les terres rares lourdes comparées aux terres rares légères. Une des possibilités pour expliquer ceci est d'imaginer que des minéraux accessoires du granite ont cristallisé avant les réactions du métasomatisme. Dans le cas des granites, si des allanites ont déjà cristallisé, elles vont "emprisonner" une grande partie des terres rares légères et les empêcher de migrer vers les litages à contours nets.

En résumé, la géochimie des litages à contours nets n'est pas contrôlée par un mélange simple des liquides magmatiques, car ils produiraient des valeurs intermédiaires pour tous les éléments. En fait, il faut considérer les litages comme des systèmes ouverts où des cristaux se réhomogénéisent et où des phénomènes de cristallisation fractionnée se produisent. Ces réactions permettent de concentrer ou d'appauvrir certains éléments dans la roche totale en fonction des minéraux ségrégués

ou rééquilibrés. Si les mélanges sont plus importants, c'est-à-dire si le magma mafique arrive plus précocement dans le système, il aura la possibilité d'interagir beaucoup avec le granite. Les litages se trouveront donc plus modifiés et il est alors possible de créer de façon graduelle des litages à contours flous.

4.6.4. Litages à contours flous

Comparés aux litages à contours nets, les litages à contours flous montrent une composition minéralogique plus proche du granite que des filons mafiques. En particulier les pourcentages en minéraux accessoires sont beaucoup plus importants. D'un point de vue des processus mécaniques, les litages à contours flous se formeraient précocement, par l'arrivée de matériel mafique dans un magma granitique moins cristallisé que dans le cas des filons mafiques ou des litages à contours nets. Le magma granitique dans ce genre de roche a pu interagir plus largement avec la roche mafique produisant ainsi un contact diffus (Fig. 4.34f). Les processus de mélange et de diffusion dans le matériel mafique seraient donc plus importants que dans le cas des litages à contours nets. Les litages avec des zones plus leucocrates au centre de la structure (Fig. 4.13b) indiquent aussi que le mélange et l'interaction entre le granite et le magma mafique est plus important et que les liquides peuvent s'interpénétrer plus facilement. Cette forte contamination par du matériel granitique s'observe au niveau des proportions minérales et au niveau de la texture. Les proportions minérales dans les litages à contours flous sont plus proches des pourcentages observés dans les granites (Tableau 4.1). Reliée aux pourcentages en minéraux, la texture dans les litages à contours flous est aussi très similaire à la texture dans les granites. La composition minéralogique étant plus complexe dans les litages à contours flous, les contacts entre

deux minéraux identiques sont plus rares ce qui demande plus d'énergie pour obtenir des textures d'équilibre de grains polygonaux avec les angles à 120° .

La géochimie des litages à contours flous montre aussi un système complexe de mélange pour une grande partie des éléments. En particulier pour les éléments majeurs, la plupart des valeurs pour les litages à contours flous sont proches des valeurs observées pour les granites. Malgré tout, certains éléments comme le Fe_2O_3 , le TiO_2 ou le P_2O_5 sont enrichis comparés à la droite de mélange entre les granites et les filons mafiques (Fig. 4.23). Ces enrichissements sont compatibles avec la proportion et la chimie de différents minéraux présents dans ces litages. Les enrichissements en Fe_2O_3 peuvent être reliés à la proportion d'amphibole, de biotite et d'oxydes (Tableau 4.1). Cette proportion plus élevée en minéraux mafiques dans les litages provient du fait que ces hétérogénéités sont issues d'un magma mafique qui a tendance à cristalliser dans ces premiers stades une plus grande quantité de minéraux mafiques. Par la suite deux processus possiblement complémentaires pourraient expliquer l'écart observé avec la droite de mélange (Fig. 4.23). Un premier processus qui pourrait expliquer par exemple la plus grande concentration de minéraux accessoires et en particulier en oxydes pourrait être la soustraction des derniers liquides felsiques lors de la cristallisation fractionnée dans le litage. En effet si une partie des liquides magmatiques du magma hybride repart se mélanger avec le magma granitique la composition globale du litage se retrouvera enrichi en minéraux qui ont cristallisé précocement soit en minéraux mafiques. Un second phénomène qui peut aussi expliquer la concentration en Fe_2O_3 dans les litages est un processus d'homogénéisation de la composition des amphiboles avec le magma granitique. Comme le montre les analyses minéralogiques des amphiboles dans les litages à contours flous, celles-ci ont une composition proche de

celle retrouvée dans le granite. Il y a donc après la cristallisation de ces minéraux un processus de métasomatisme et de réhomogénéisation de ces amphiboles avec le magma granitique. Les litages à contours flous par leurs contacts plus importants avec le magma granitique vont donc capter une partie du fer contenu dans ce magma pour équilibrer les amphiboles et probablement aussi les biotites de ces hétérogénéités.

Concernant le TiO_2 , la biotite et les minéraux accessoires comme la titanite ou l'ilménite peuvent jouer un rôle important sur la répartition de cet élément dans les roches. Comme nous l'avons vu précédemment, deux processus peuvent jouer un rôle important sur la répartition des éléments chimiques dans ce type de litage. Le premier, est la cristallisation fractionnée du magma hybride à l'origine des litages qui va pouvoir enrichir ces lits en minéraux accessoires comme en ilménite ou titanite. Le second phénomène est relié à la possible homogénéisation de la biotite des litages à contours flous avec le granite. Malheureusement, ce minéral n'a pas été analysé, mais il est possible que la teneur en TiO_2 des biotites dans les litages à contours flous soit identique à la teneur en TiO_2 des biotites du granite. Cette homogénéisation se produirait comme dans le cas des amphiboles lors de réactions métasomatiques entre le liquide granitique et les minéraux déjà cristallisés dans les litages. Un troisième facteur peut aussi être important dans le cas du titane, car les titanites sont d'autant plus stables que le rapport Ca/Al dans un magma est élevé (Thieblemont *et al.*, 1988; Frost *et al.*, 2001). Concernant les litages à contours flous, leurs rapports Ca/Al sont parmi les plus élevés comparés aux autres roches analysées. Les titanites semblent donc stabilisées dans des magmas hybrides et donc dans les litages à contours flous ce qui peut expliquer leur relative abondance dans ces lits.

Pour finir, les enrichissements en P_2O_5 sont fortement reliés à la proportion d'apatite qui semble plus élevée dans ce type de roche. Le phosphore étant plus soluble dans un magma mafique (Harrison & Watson, 1984) le mélange avec un magma granitique va permettre la cristallisation des apatites. Tollari *et al.* (2006) ont démontré ceci en prouvant que les apatites sont stabilisées dans des magmas riches en CaO et en SiO_2 . Donc les magmas hybrides à l'origine des litages à contours flous sont favorables à la cristallisation des apatites. Ce phénomène relié à un processus de cristallisation fractionnée peut expliquer la relative abondance du phosphore dans les litages à contour fou.

Dans le cas des terres rares, il est aussi impossible d'expliquer la formation des litages par un simple mécanisme de mélange de liquides magmatiques. Par exemple, les terres rares sont généralement plus enrichies dans les analyses de litages à contours flous comparées à toutes les analyses des autres roches. Pour mieux comprendre comment ceci est possible, il faut raisonner à l'échelle des minéraux et en particulier des minéraux accessoires. Les analyses pétrographiques montrent que la fraction massique des minéraux accessoires dans les litages à contours flous est plus importante que dans n'importe quelle autre roche de l'intrusion. En particulier, l'allanite est plus enrichie dans les litages à contours flous que dans le granite. Le champ de stabilité de l'allanite est malheureusement mal défini dans la littérature. Pourtant certains auteurs suggèrent que l'allanite serait plus stable dans un magma assez riche en SiO_2 (Chesner & Ettliger, 1989; Vazquez *et al.*, 2004). Des études expérimentales montrent qu'il est possible de saturer et de cristalliser de l'allanite avec des magmas dacitiques contenant environ 65 pds % de SiO_2 (Hermann, 2002). Ceci peut expliquer le fait que l'on ne

retrouve pas d'allanite dans les filons mafiques, car les teneurs en SiO₂ sont d'environ 50 pds % et ne permettent pas la cristallisation de ce minéral.

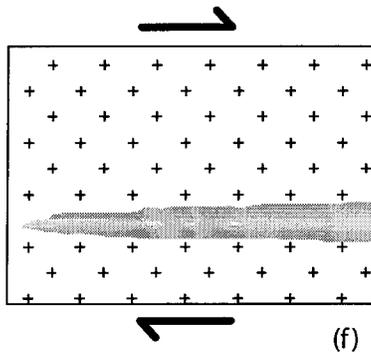
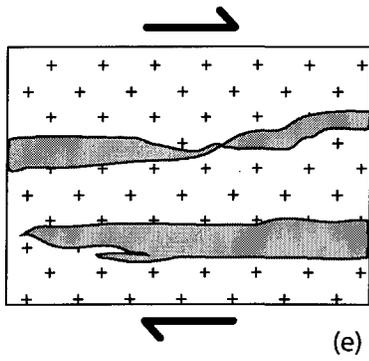
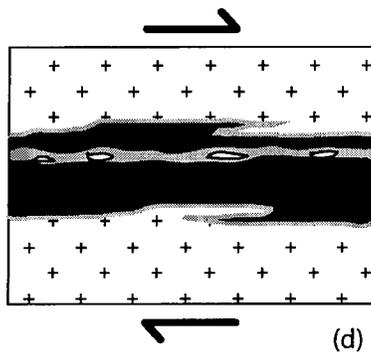
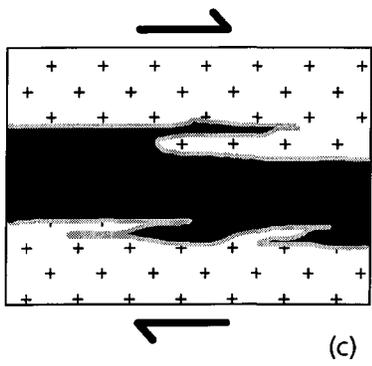
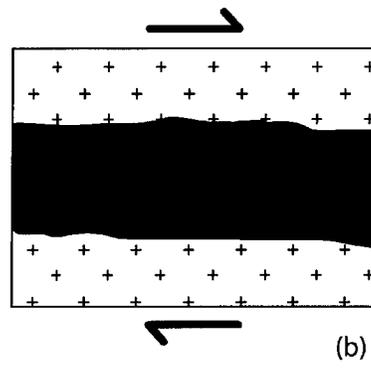
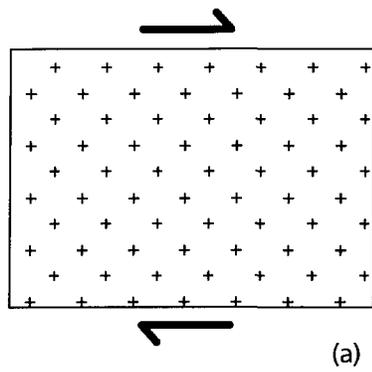
La formule chimique de l'allanite étant A₂M₃(SiO₄)(Si₂O₇)(O,F)(OH) avec A = Ca, REE et M = Al, Fe (Gieré & Sorensen, 2004), les concentrations en Ca, Al et alcalins joue un rôle fondamental sur la stabilité de ce minéral. De façon générale, une forte concentration en Ca et un faible rapport Al/(Ca+Na+K) favorise la stabilité de l'allanite (Cuney & Friedrich, 1987). La concentration en CaO moyenne dans les litages à contours flous est de 2,16 pds % et le rapport [Al/(Ca+Na+K)] est légèrement inférieur à 1. Pour le granite la concentration en CaO représente seulement 1,54 pds % et le rapport [Al/(Ca+Na+K)] est supérieur ou égal à 1. La composition chimique du magma à l'origine des litages à contours flous a donc tendance à stabiliser et favoriser la cristallisation de l'allanite comparée aux autres magmas étudiés. Ce faisant l'allanite a tendance à capter par diffusion une grande quantité de terres rares et en particulier les terres rares légères qui sont très enrichies dans ce minéral (annexe 4.29). Les environnements de mélange magmatique, comme dans le cas du granite des Petites-Bergeronnes, seraient un environnement propice à la cristallisation de l'allanite, car il combine généralement des éléments comme la silice et des éléments plutôt compatibles comme le calcium. De plus, de nombreuses études montrent que les environnements de mélange magmatique semblables seraient favorables à la cristallisation de l'allanite (Dini *et al.*, 2004; Solgadi *et al.*, 2007; Vlach & Gualda, 2007).

En conclusion, les litages à contours flous correspondraient à une contamination et un mélange important entre un magma mafique et un magma granitique. La composition minéralogique, texturale, et géochimique du magma mafique se trouve donc très modifiée et plus proche de la composition globale du granite que des filons

mafiques. Dans les litages, les minéraux peuvent en général se former par deux types de réactions. (1) Les minéraux cristallisés à partir d'un magma mafique ont tendance à réagir avec le magma leucocrate créant ainsi des zones réactionnelles comme les zones de déstabilisation de l'amphibole au profit de la biotite. (2) Certains autres minéraux sont stabilisés du fait du mélange de magma comme les allanites et cristallisent en intégrant à leurs structures certains éléments caractéristiques des deux types de magma.

En plus de ces deux réactions, le processus de cristallisation fractionnée peut produire des accumulations locales de minéraux et ainsi créer des hétérogénéités chimiques très locales. Ceci explique pourquoi les litages peuvent avoir une chimie différente de celle attendue par un simple mélange chimique entre deux magmas.

Si le processus de mélange se poursuit de manière plus importante, les litages vont progressivement passer par des structures plus fines comme des schlieren pour finir par se faire complètement incorporer et disparaître dans le granite.



Composition granitique



Composition mafique



Composition mixte

Légende page suivante

Fig. 4.34. Modèle de formation pour les hétérogénéités mafiques de la région des Petites-Bergeronnes. (a) Granite partiellement cristallisé soumis à une zone de déformation dextre (b) injection de magma mafique dans une zone d'ouverture parallèle à la déformation (c) transposition et création de plis d'entraînement dans le filon mafique, notez aussi un début de réaction à la bordure du filon. (d) mélange des deux magmas se faisant parallèlement au filon à cause de la déformation et des plis isoclinaux. (e) mélange complet des deux magmas pour former les litages à contours nets (f) mélange plus important avec le granite pour former les litages à contours flous.

4.7. CONCLUSION

Le granite des Petites-Bergeronnes s'est donc mis en place vers 1,5 Ga dans la zone centrale de la province du Grenville. À ce moment, des contraintes tectoniques étaient actives dans la région et le granite a pu enregistrer de façon localisée, dans l'espace et dans le temps, des indices d'un cisaillement dextre. Le fait que le granite ait enregistré de la déformation n'est pas une surprise, car la formation du Grenville s'est produite par une succession de plusieurs orogénies. L'âge de cette intrusion ainsi que d'autres datations à environ 1,5 Ga (Dickin & Higgins, 1992; Hebert, 2004) impliquent que la région centrale du Grenville a été une zone magmatiquement active à cette période. De plus, la déformation en cisaillement dextre semble être contemporaine de la mise en place et de la cristallisation du granite, ce qui implique que cette zone était aussi tectoniquement active vers 1,5 Ga. Notre étude montre aussi que des intrusions de magma mafique se sont produites à peu près au même moment que la mise en place du magma granitique. Les injections et interactions entre magma granitique et magma mafique sont bien connues dans la littérature (Wiebe, 1973; Wiebe, 1996; Salby & Martin, 2008) et peuvent créer soit des enclaves mafiques soit des filons mafiques (Vernon, 1984; Barbarin, 1988; Collins *et al.*, 2000; Wiebe *et al.*, 2001). Les enclaves mafiques se produisent plutôt dans des intrusions relativement riches en liquide magmatique alors que les filons seraient plutôt caractéristiques des magmas avec un plus fort taux de cristallisation (Barbarin, 2005). De plus dans le cas de magma relativement liquide, les courants de convection magmatique peuvent permettre une meilleure dispersion des enclaves mafiques, ce qui expliquerait leur relative abondance dans l'ensemble des intrusions. Dans le cas du granite des Petites-Bergeronnes, les injections de magma mafique se font plutôt sous forme de filons, ce qui est compatible

avec le fait que le magma granitique devait avoir un taux de cristallisation important lors de la mise en place des filons. La forme de ces filons est contrôlée par les contraintes régionales qui sont à l'origine du cisaillement dextre. Ces filons enregistrent aussi les contraintes tectoniques du cisaillement dextre et se retrouvent donc transposés et étirés dans le granite. Ce processus de cisaillement est fondamental pour la formation des litages, car il facilite l'interaction entre les deux magmas qui sont déjà partiellement cristallisés. Le processus qui amène à la formation des litages est un processus progressif de mélange physique et chimique (mixing, et mingling). Les observations chimiques montrent aussi qu'un processus de cristallisation fractionnée ou de recristallisation associé à l'homogénéisation de certains éléments se produit lors du mélange. Les litages se forment donc progressivement à partir des filons en passant par les litages à contours nets puis par des litages à contours flous. Plus les litages sont flous, plus ils ont donc dû subir des mélanges et des échanges chimiques intenses. Ceci implique que ce qui détermine la formation d'un filon ou d'un litage et le moment où le magma mafique a été injecté dans le système. Si le magma mafique arrive tardivement, il ne pourra pas réagir avec le granite et donc on parlera de filon. Par contre si le magma arrive plus précocement et a le temps de se mélanger avec le granite, il existera un lien de parenté entre le granite et ces hétérogénéités mafiques et on pourra alors parler de litages. Si du magma mafique a été injecté très précocement, alors que le granite était faiblement cristallisé, il est possible que le mélange soit total et que ce magma mafique soit totalement intégré au granite. Bien sûr, du fait du processus de recristallisation et d'homogénéisation à l'échelle des minéraux il est impossible de retrouver des zonations minérales démontrant le mélange de magmas (Barbarin, 1990; Janousek *et al.*, 2000). Des études isotopiques pourraient peut-être nous renseigner sur le degré de

contamination du magma granitique par le magma mafique. Il est juste vraisemblable que s'il y eut mélange précoce, ceci a dû se faire de façon limitée, car le granite de Petites-Bergeronnes correspond plus à un terme évolué et riche en silice d'une roche magmatique.

4.8. RÉFÉRENCE

- Arth, J. G. (1976). Behavior of trace-elements during magmatic processes - summary of theoretical models and their applications. *Journal of Research of the US Geological Survey* **4**, 41-47.
- Avramtchev, L. (1985). Carte géologique du Québec. *Ministère des Ressources Naturelles du Québec*, Carte 2000, DV84-02.
- Barbarin, B. (1988). Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard diorite and the Saint-Julien-La-Vetre monzogranite (Nord-Forez, Massif Central, France). *Canadian Journal of Earth Sciences* **25**, 49-59.
- Barbarin, B. (1990). Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra-Nevada Batholith, California. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets* **95**, 17747-17756.
- Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* **46**, 605-626.
- Barbarin, B. (2005). Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada Batholith, California: Nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos* **80**, 155-177.
- Barbey, P., Gasquet, D., Pin, C. & Bourgeix, A. L. (2008). Igneous banding, schlieren and mafic enclaves in calc-alkaline granites: The Budduso pluton (Sardinia). *Lithos* **104**, 147-163.
- Barrière, M. (1981). On curved laminae, graded layers, convection currents and dynamic crystal sorting in the Ploumanach (Brittany) subalkaline granite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **77**, 214-224.
- 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.

- Bell, T. H. & Etheridge, M. A. (1973). Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos* **6**, 337-348.
- Bodinier, J. L., Menzies, M. A., Shimizu, N., Frey, F. A. & McPherson, E. (2004). Silicate, hydrous and carbonate metasomatism at Lherz, France: Contemporaneous derivatives of silicate melt-harzburgite reaction. *Journal of Petrology* **45**, 299-320.
- Chang, Z. S., Vervoort, J. D., McClelland, W. C. & Knaack, C. (2006). U-Pb dating of zircon by LA-ICP-MS. *Geochemistry Geophysics Geosystems* **7**, 1-14.
- Chesner, C. A. & Ettliger, A. D. (1989). Composition of volcanic allanite from the Toba-tuffs, Sumatra, Indonesia. *American Mineralogist* **74**, 750-758.
- Clarke, D. B. & Clarke, G. K. C. (1998). Layered granodiorites at Chebucto Head, South Mountain batholith, Nova Scotia. *Journal of Structural Geology* **20**, 1305-1324.
- Collins, W. J., Richards, S. R., Healy, B. E. & Ellison, P. I. (2000). Origin of heterogeneous mafic enclaves by two-stage hybridisation in magma conduits (dykes) below and in granitic magma chambers. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* **91**, 27-45.
- Coltorti, M., Beccaluva, L., Bonadiman, C., Faccini, B., Ntaflos, T. & Siena, F. (2004). Amphibole genesis via metasomatic reaction with clinopyroxene in mantle xenoliths from Victoria Land, Antarctica. *Lithos* **75**, 115-139.
- Corriveau, L. & Bonnet, A. L. (2005). Pinwarian (1.50 Ga) volcanism and hydrothermal activity at the eastern margin of the Wakeham Group, Grenville Province, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* **42**, 1749-1782.
- Cox, R. A., Wilton, D. H. C. & Kosler, J. (2003). Laser-ablation U-Th-Pb in situ dating of zircon and allanite: An example from the October Harbour granite, central coastal Labrador, Canada. *Canadian Mineralogist* **41**, 273-291.
- Cuney, M. & Friedrich, M. (1987). Physicochemical and crystal-chemical controls on accessory mineral paragenesis in granitoids - implications for uranium metallogenesis. *Bulletin De Mineralogie* **110**, 235-247.
- Davidson, A. (1995). A review of the Grenville orogen in its North American type. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics* **16**, 3-24.
- Davidson, A. (2001). The Chief Lake complex revisited, and the problem of correlation across the Grenville Front south of Sudbury, Ontario. *Precambrian Research* **107**, 5-29.

- Debon, F. & Lefort, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* **73**, 135-149.
- Dickin, A. P. & Higgins, M. D. (1992). Sm/Nd evidence for a major 1.5 Ga crust-forming event in the Central Grenville Province. *Geology* **20**, 137-140.
- Dini, A., Rocchi, S. & Westerman, D. S. (2004). Reaction microtextures of REE-Y-Th-U accessory minerals in the Monte Capanne pluton (Elba Island, Italy): a possible indicator of hybridization processes. *Lithos* **78**, 101-118.
- Fackir, S. (2005). Origine des ségrégations leucocrates et des biotites dans une intrusion felsique-mafique syntectonique : exemple de la région de Baie-Comeau (Tadoussac). Master Thesis, Université du Québec à Chicoutimi, 146 pp.
- Fernandez, A. N. & Gasquet, D. R. (1994). Relative rheological evolution of chemically contrasted coeval magmas : example of the Tichka plutonic complex (Morocco). *Contributions to Mineralogy and Petrology* **116**, 316-326.
- Foucault, A. & Raoult, J. F. (2005). *Dictionnaire de géologie*. Paris: Masson, 324 pp.
- Frost, B. R., Chamberlain, K. R. & Schumacher, J. C. (2001). Sphene (titanite): phase relations and role as a geochronometer. *Chemical Geology* **172**, 131-148.
- Gardien, V., Thompson, A. B. & Ulmer, P. (2000). Melting of biotite plus plagioclase plus quartz gneisses: the role of H₂O in the stability of amphibole. *Journal of Petrology* **41**, 651-666.
- Gasquet, D., Fernandez, A., Mahé, C. & Boullier, A. M. (1995). Origine des rubanements dans les granitoides: exemple du monzogranite de Brignogan-Plouescat (NW du Massif armoricain). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Serie II*. **321**, 369-376.
- Gates, A. E., Valentino, D. W., Chiarenzelli, J. R., Solar, G. S. & Hamilton, M. A. (2004). Exhumed Himalayan-type syntaxis in the Grenville orogen, northeastern Laurentia. *Journal of Geodynamics* **37**, 337-359.
- Gieré, R. & Sorensen, S. S. (2004). Allanite and other REE-rich epidote-group minerals. In: Liebscher, A. & Franz, G. (eds.) *Epidotes*. Mineralogical Society of America and Geochemical Society, Washington, 431-493
- Gower, C. F. (1996). The evolution of the Grenville Province in eastern Labrador, Canada. In: Brewer, T. S. (ed.) *Precambrian crustal evolution in the north Atlantic region*. Geological Society of London, London, United Kingdom, 197-218

- Gower, C. F. & Krogh, T. E. (2002). A U-Pb geochronological review of the Proterozoic history of the eastern Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences* **39**, 795-829.
- Gower, C. F. & Tucker, R. D. (1994). Distribution of pre-1400 Ma crust in the Grenville Province - implications for rifting in Laurentia-Baltica during Geon-14. *Geology* **22**, 827-830.
- Green, A. G., Milkereit, B., Davidson, A., Spencer, C., Hutchinson, D. R., Cannon, W. F., Lee, M. W., Ager, W. F., Behrendt, J. C. & Hinze, W. J. (1988). Crustal structure of the Grenville front and adjacent terranes. *Geology* **16**, 788-792.
- Hanmer, S., Corrigan, D., Pehrsson, S. & Nadeau, L. (2000). SW Grenville Province, Canada: the case against post-1.4 Ga accretionary tectonics. *Tectonophysics* **319**, 33-51.
- Harrison, T. M. & Watson, E. B. (1984). The behaviour of apatite during crustal anatexis : Equilibrium and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **48**, 1467-1477.
- Harvey, P. K. & Laxton, R. R. (1980). The estimation of finite strain from the orientation distribution of passively deformed linear markers - eigenvalue relationships. *Tectonophysics* **70**, 285-307.
- Hebert, C. (2004). Mesoproterozoic basement of the Lac St. Jean Anorthosite Suite and younger Grenvillian intrusions in the Saguenay region, Quebec: structural relationships and U-Pb geochronology. *Geological Society of America Memoir* **197**, 65-79.
- Hermann, J. (2002). Allanite: thorium and light rare earth element carrier in subducted crust. *Chemical Geology* **192**, 289-306.
- Heumann, M. J., Bickford M.E., Hill, B.M., McLelland, J.M., Selleck, B.W. & Jercinovic M.J. (2006). Timing of anatexis in metapelites from the Adirondack lowlands and southern highlands: A manifestation of the shawinigan orogeny and subsequent anorthosite-mangerite-charnockite-granite magmatism. *Geological Society of America Bulletin* **118**, 1283-1298.
- Higgins, M. D. & vanBreemen, O. (1996). Three generations of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) magmatism, contact metamorphism and tectonism in the Saguenay-Lac-Saint-Jean region of the Grenville province, Canada. *Precambrian Research* **79**, 327-346.
- Hoffman, P. F. (1988). United plates of America, the birth of a craton - Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **16**, 543-603.

- Hoffman, P. F. (1989). Precambrian geology and tectonic history of North America. In: Bally, A. W. & Palmer, A. R. (eds.) *The geology of north America-an overview*. Geological Society of America, Boulder, CO, United States, 447-512
- Holness, M. B., Cheadle, M. J. & McKenzie, D. (2005). On the use of changes in dihedral angle to decode late-stage textural evolution in cumulates. *Journal of Petrology* **46**, 1565-1583.
- Hunter, R. H. (1987). Textural equilibrium in layered igneous rocks. In: Parsons, I. (ed.) *Origins of igneous layering*. Reidel Inc., Dordrecht, Netherlands, 473-503
- Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L. & Belousova, E. A. (2004). The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* **211**, 47-69.
- James, D. T., Kamo, S. & Krogh, T. (2000). Preliminary report on U-Pb geochronological data from the Mealy Mountains terrane, Grenville Province, southern Labrador. Current Research - Newfoundland. Geological Survey, Report 2000-1, 169-178.
- James, D. T., Kamo, S., Krogh, T. & Nadeau, L. (eds.) (2001). Preliminary U-Pb geochronological data from Mesoproterozoic rocks, Grenville Province, southern Labrador. Current Research - Newfoundland. Geological Survey, Report 2001-1, 45-53.
- Janousek, V., Bowes, D. R., Braithwaite, C. J. R. & Rogers, G. (2000). Microstructural and mineralogical evidence for limited involvement of magma mixing in the petrogenesis of a Hercynian high-K calc-alkaline intrusion: the Kozarovice granodiorite, Central Bohemian Pluton, Czech Republic. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* **91**, 15-26.
- Janousek, V., Farrow, C. M. & Erban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* **47**, 1255-1259.
- Kosler, J., Fonneland, H., Sylvester, P., Tubrett, M. & Pedersen, R. B. (2002). U-Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies - a comparison of laser ablation ICPMS and SIMS techniques. *Chemical Geology* **182**, 605-618.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. & Guo, Y. Z. (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *American Mineralogist* **82**, 1019-1037.

- Lucas, S. B. & St-Onge, M. R. (1995). Syntectonic magmatism and the development of compositional layering, Ungava orogen (Northern Quebec, Canada). *Journal of Structural Geology* **17**, 475-491.
- Ludwig, K.R., 2003. User's manual for Isoplot 3.00. A geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center*, Special Publication No. 4a, Berkeley, California.
- Marshall, D. J. (1988). Cathodoluminescence of geological materials. Unwin Hyman, London, United Kingdom 146 pp.
- McBirney, A. R. & Nicolas, A. (1997). The Skaergaard layered series .2. Magmatic flow and dynamic layering. *Journal of Petrology* **38**, 569-580.
- McDonough, W. F. & Sun, S. S. (1995). The composition of the earth. *Chemical Geology* **120**, 223-253.
- McLelland, J., Hamilton, M., Selleck, B., McLelland, J., Walker, D. & Orrell, S. (2001). Zircon U-Pb geochronology of the Ottawa Orogeny, Adirondack Highlands, New York: regional and tectonic implications. *Precambrian Research* **109**, 39-72.
- Moore, J. M. & Thompson, P. H. (1980). The Flinton Group - a late Precambrian meta-sedimentary succession in the Grenville Province of Eastern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences* **17**, 1685-1707.
- Moukhsil, A., Lacoste, P., Gobeil, A. & David, J. (2009). Synthèse géologique de la région de Baie-Comeau (SNRC 22F). *Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec* RG 2009-03, pp 28.
- Naslund, H. R. & McBirney, A. R. (1996). Mechanisms of formation of igneous layering. In: Cawthorn, R.G. (ed.) *Layered Intrusions*. Amsterdam: Elsevier, pp. 1-43
- Pons, J., Barbey, P., Nachit, H. & Burg, J. P. (2006). Development of igneous layering during growth of pluton: The Tarcouate Laccolith (Morocco). *Tectonophysics* **413**, 271-286.
- Pupier, E., Barbey, P., Toplis, M. J. & Bussy, F. (2008). Igneous layering, fractional crystallization and growth of granitic plutons: the Dolbel Batholith in SW Niger. *Journal of Petrology* **49**, 1043-1068.
- Pupin, J. P. (1980). Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **73**, 207-220.
- Rankin, D. W., Chiarenzelli, J. R., Drake, A. A., Jr., Goldsmith, R., Hall, L. M., Hinze, W. J., Isachsen, Y. W., Lidiak, E. G., McLelland, J., Mosher, S., Ratcliffe, N. M., Secor, D. T., Jr. & Whitney, P. R. (1993). Proterozoic rocks east and southeast of

- the Grenville Front. In: Reed, J. C., Jr., Bickford, M. E., Houston, R. S., Link, P. K., Rankin, D. W., Sims, P. K. & Van Schmus, W. R. (eds.) *Precambrian: conterminous U.S. Geological Society of America, The geology of North America*. Geological Society of America, Boulder, CO, United States, 335-461
- Rivers, T. (1997). Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications. *Precambrian Research* **86**, 117-154.
- Rivers, T. (2008) Assembly and preservation of lower, mid, and upper orogenic crust in the Grenville province. Implications for the evolution of large hot long-duration orogens. *Precambrian Research* **167**, 237-259.
- Rivers, T. & Corrigan, D. (2000). Convergent margin on southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic: tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences* **37**, 359-383.
- Rivers, T., Martignole, J., Gower, C. F. & Davidson, A. (1989). New tectonic divisions of the Grenville Province, Southeast Canadian Shield. *Tectonics* **8**, 63-84.
- Rogers, J. J. W. & Santosh, M. (2002). Configuration of Columbia, a mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Research* **5**, 5-22.
- Ruiz, J., Patchett, P. J. & Ortegagutierrez, F. (1988). Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies. *Geological Society of America Bulletin* **100**, 274-281.
- Salby, E. & Martin, H. (2008). Mafic and felsic magma interaction in granites: the Hercynian Karkonosze Pluton (Sudetes, Bohemian Massif). *Journal of Petrology* **49**, 353-391.
- Sawyer, E. W. (2000). Grain-scale and outcrop-scale distribution and movement of melt in a crystallising granite. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* **91**, 73-85.
- Sengupta, S. & Ghosh, S. K. (2007). Origin of striping lineation and transposition of linear structures in shear zones. *Journal of Structural Geology* **29**, 273-287.
- Shaw, C. S. J., Eyzaguirre, J., Fryer, B. & Gagnon, J. (2005). Regional variations in the mineralogy of metasomatic assemblages in mantle xenoliths from the West Eifel Volcanic Field, Germany. *Journal of Petrology* **46**, 945-972.
- Slama, J., Kosler, J., Schaltegger, U., Tubrett, M. & Gutjahr, M. (2006) New natural zircon standard for laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology. *ICP Information Newsletter* **31**: 187-188
- Slama, J., Kosler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Horstwood, M. S. A., Morris, G. A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U.,

- Schoene, B., Tubrett, M. N. & Whitehouse, M. J. (2008). Plesovice zircon - A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology* **249**, 1-35.
- Solgadi, F., Moyen, J. F., Vanderhaeghe, O., Sawyer, E. W. & Reisberg, L. (2007). The role of crustal anatexis and mantle-derived magmas in the genesis of synorogenic Hercynian granites of the Livradois area, French Massif Central. *Canadian Mineralogist* **45**, 581-606.
- Speer, J. A. (1987). Evolution of magmatic afm mineral assemblages in granitoid rocks - the hornblende + melt = biotite reaction in the Liberty Hill Pluton, South-Carolina. *American Mineralogist* **72**, 863-878.
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews* **12**, 1-33.
- Taylor, S. R. & McLennan, S. M. (1981). The composition and evolution of the continental-crust - rare-earth element evidence from sedimentary-rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series a-Mathematical Physical and Engineering Sciences* **301**, 381-399.
- Thieblemont, D., Triboulet, C. & Godard, G. (1988). Mineralogy, Petrology and P-T-T Path of Ca-Na Amphibole Assemblages, Saint-Martin Des Noyers Formation, Vendee, France. *Journal of Metamorphic Geology* **6**, 697-715.
- Tollari, N., Toplis, M. J. & Barnes, S. J. (2006). Predicting phosphate saturation in silicate magmas: An experimental study of the effects of melt composition and temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **70**, 1518-1536.
- Vazquez, J. A., Manning, C. E. & Reid, M. R. (2004) Experimental determination of allanite stability in high-silica rhyolite. *Eos Transactions of AGU, Fall Meeting Supplement, Abstract V41C-1407* **85**, 47
- Vernon, R. H. (1984). Microgranitoid enclaves in granites - globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature* **309**, 438-439.
- Vernon, R. H., Williams, V. A. & Darcy, W. F. (1983). Grain-size reduction and foliation development in a deformed granitoid batholith. *Tectonophysics* **92**, 123-145.
- Verpaelst, P., Madore, L., Brisebois, D., Choinière, J., Dion, D.-J. & David, J. (1997). Géologie de la région du lac Bohier. Ministère des Ressources naturelles, Quebec. RG 97-07, 29 pp.
- Vlach, S. R. F. & Gualda, G. A. R. (2007). Allanite and chevkinite in A-type granites and syenites of the Graciosa Province, southern Brazil. *Lithos* **97**, 98-121.

- Wasteneys, H. A., Kamo, S. L., Moser, D., Krogh, T. E., Gower, C. F. & Owen, J. V. (1997). U-Pb geochronological constraints on the geological evolution of the Pinware terrane and adjacent areas, Grenville province, southeast Labrador, Canada. *Precambrian Research* **81**, 101-128.
- Wiebe, R. A. (1973). Relations between coexisting basaltic and granitic magmas in a composite dike. *American Journal of Science* **273**, 130-151.
- Wiebe, R. A. (1996). Mafic-silicic layered intrusions: The role of basaltic injections on magmatic processes and the evolution of silicic magma chambers. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* **87**, 233-242.
- Wiebe, R. A., Blair, K. D., Hawkins, D. P. & Sabine, C. P. (2002). Mafic injections, in situ hybridization, and crystal accumulation in the Pyramid Peak granite, California. *Geological Society of America Bulletin* **114**, 909-920.
- Wiebe, R. A., Frey, H. & Hawkins, D. P. (2001). Basaltic pillow mounds in the Vinalhaven intrusion, Maine. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **107**, 171-184.
- Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F., Vonquadt, A., Roddick, J. C. & Spiegel, W. (1995). 3 natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace-element and REE analyses. *Geostandards Newsletter* **19**, 1-23.
- Williams, E., Boudreau, A. E., Boorman, S. & Kruger, F. J. (2006). Textures of orthopyroxenites from the burgersfort bulge of the eastern Bushveld Complex, Republic of South Africa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **151**, 480-492.
- Williams, H., Hoffman, P. F., Lewry, J. F., Monger, J. W. H. & Rivers, T. (1991). Anatomy of North-America - thematic geologic portrayals of the continent. *Tectonophysics* **187**, 117-134.
- Williams, I. S., Compston, W., Black, L. P., Ireland, T. R. & Foster, J. J. (1984). Unsupported radiogenic Pb in zircon - a cause of anomalously high Pb-Pb, U-Pb and Th-Pb ages. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **88**, 322-327.
- Windley, B. F. (1989). Anorogenic magmatism and the Grenvillian orogeny. *Canadian Journal of Earth Sciences* **26**, 479-489.
- Windley, B. F. (1993). Proterozoic anorogenic magmatism and its orogenic connections. *Journal of the Geological Society* **150**, 39-50.
- Wynne-Edwards, H. R. (1972). The Grenville Province. In: Price, R. A., Douglas, R.J.W. (eds.) *Variations in Tectonic Styles in Canada*. Geological Association of Canada Special Paper 11, 263-334

- Xu, Y. G., Menzies, M. A., Bodinier, J. L., Bedini, R. M., Vroon, P. & Mercier, J. C. C. (1998). Melt percolation and reaction atop a plume: evidence from the poikiloblastic peridotite xenoliths from Boree (Massif Central, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology* **132**, 65-84.
- Žák, J. & Klominsky, J. (2007). Magmatic structures in the Krkonose-Jizera Plutonic Complex, Bohemian Massif: evidence for localized multiphase flow and small-scale thermal-mechanical instabilities in a granitic magma chamber. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **164**, 254-267.

CHAPITRE 5

CONCLUSION, SYNTHÈSE ET PERSPECTIVES

5.1. INTRODUCTION

Comme nous l'avons vu précédemment, les litages sont courants dans les roches de composition granitiques et ont souvent été observés dans de nombreuses études (Gilbert, 1906; Emeleus, 1963; Claxton, 1968; Wilshire, 1969; Barrière, 1981; Clarke & Clarke, 1998; Pons *et al.*, 2006; Žák & Klominsky, 2007; Barbey *et al.*, 2008; Paterson *et al.*, 2008; Pupier *et al.*, 2008; Barbey, 2009). Différentes hypothèses pouvant mener à leurs créations ont déjà été émises, mais très peu d'études se sont attardées à acquérir des données complètes sur ce type d'hétérogénéités, ce qui ne facilite pas la compréhension de la formation de telles structures.

Cette thèse ne résout pas tous les problèmes de l'ensemble des litages, mais donne deux exemples distincts de formation de litages dans des roches de composition granitique. Même si tous les types de litage ne peuvent être traités ici, le travail effectué peut servir de guide pour les futures études de ce type d'hétérogénéités. Comme l'a proposé Barbey (2009), les litages peuvent se former dans différents types d'environnements et par différents processus. Les trois principaux processus retenus par cet auteur pour la formation de litages sont : les processus reliés à la chambre magmatique, les processus d'injection de magma, et les processus tectoniques. Il n'est pas rare que plusieurs processus puissent venir se superposer et ainsi compliquer la formation des litages. Il est donc nécessaire dans la majorité des cas d'avoir une combinaison de différentes techniques d'analyses pour réussir à mieux comprendre les litages et leurs processus de formation. Les parties qui vont suivre vont donc résumer les techniques utilisées lors de la réalisation de cette thèse ainsi que les principaux résultats obtenus.

5.2. SYNTHÈSE DES RÉSULTATS

5.1.1. *Observations de terrain*

Même si des études quantitatives sont indispensables pour mieux comprendre la formation des litages dans les roches granitiques, les observations des macrostructures de terrain restent très importantes. En particulier dans le cas de la suite intrusive de Tuolumne, les nombreuses structures similaires aux structures sédimentaires telles que des figures de charge, des structures en flamme, des lits entrecroisés ou des structures lobées sont visibles. Elles dénotent que ce type de litages s'est formé à l'état magmatique à partir de processus physiques sans doute proches des processus observés pour la formation des roches sédimentaires. Il est à noter que même si ces structures semblent similaires aux structures sédimentaires, des différences existent. En particulier, la pente des litages est beaucoup plus élevée dans les roches observées à Tuolumne que dans les roches sédimentaires (Lowe, 1982). De plus, les litages magmatiques sont sensiblement de plus petite taille que ceux que l'on peut parfois rencontrer dans les roches sédimentaires (Lowe, 1982; Mulder & Alexander, 2001).

Dans le cas de l'intrusion des Petites-Bergeronnes, les observations de terrains restent encore une fois essentielles pour comprendre la formation des litages. Sur le terrain, l'ensemble des macrostructures qu'elles soient leucocrates ou mélanocrates, montre que le granite s'est mis en place dans une zone de cisaillement dextre (Sawyer, 2000). Cette déformation a engendré des anisotropies nord-sud dans le granite et en particulier l'injection de matériel mafique dans le système a engendré l'apparition de dykes concordants avec le cisaillement. Les contacts lobés ou flous entre le matériel mafique et le granite montrent que les deux types de magma étaient comagmatiques lors

de leur mise en place. Les litages proviennent donc probablement d'un mélange entre ces deux types de magma dans un domaine tectoniquement actif.

L'observation des macrostructures ne permet pas à elle seule de donner un modèle de formation des litages. Des données quantitatives sont donc nécessaires afin de tester les hypothèses obtenues lors de la campagne de terrain.

5.2.2. Études microstructurales

Les études microstructurales sont dans la majorité des cas indispensables à une meilleure compréhension de la formation des litages. Ces études permettent de mieux évaluer la répartition, la proportion et l'orientation des grains dans un litage. Ce genre de technique a souvent été utilisé pour les litages dans les roches sédimentaires afin de mieux comprendre les processus mis en œuvre lors de leurs formations (Sarnthei & Bartolin, 1973; Major, 1998). Dans le cadre de cette thèse, plus de 12 000 grains ont été digitalisés ; c'est une des premières fois qu'une étude microstructurale aussi complète a été réalisée pour les litages dans les roches granitiques.

Dans le cas de la suite intrusive de Tuolumne, l'étude microstructurale a permis de comparer les granodiorites homogènes aux roches litées. L'étude a montré que les litages possédaient un *granoclassement inverse* pour les minéraux les plus légers. Concernant l'orientation des grains, l'étude microstructurale a aussi prouvé que dans les litages une linéation était bien présente et qu'elle était proportionnelle au rapport de forme du minéral étudié. Cette étude a aussi montré que l'orientation des minéraux changeait de la base vers le sommet du lit. Toutes ces observations ont permis de raffiner l'interprétation du modèle en comparant avec les structures observées dans les roches sédimentaires.

Concernant l'intrusion des Petites-Bergeronnes, l'étude microstructurale est moins critique, mais elle permet de bien se rendre compte que la formation des litages dans le granite des Petites-Bergeronnes est différente de celle observée dans la suite intrusive de Tuolumne. En particulier les litages des Petites-Bergeronnes ne montrent pas de granoclassement ou de changement dans l'orientation des minéraux. Par contre, cette technique a montré que des variations de la proportion minérale existaient. Ces variations ont démontré que la disparition de l'amphibole était accompagnée d'une augmentation de la teneur en biotite. Toutes ces observations sont importantes et ont permis d'imaginer des réactions métasomatiques à l'origine des inhomogénéités dans les litages.

5.2.3. Géochimie

La géochimie a été réalisée aussi bien sur la roche totale que sur les minéraux afin de mieux comprendre la répartition des éléments dans les structures. Plusieurs techniques analytiques ont été utilisées telles que des analyses par fluorescence X et ICP-MS pour les roches totales et des analyses à la microsonde et au La-ICP-MS pour les minéraux.

Dans le cas de la suite intrusive de Tuolumne, les analyses géochimiques pour la roche totale ont montré que les litages avaient une évolution chimique différente des roches non litées constituant l'intrusion. Cette évolution correspond à la séparation de minéraux par un processus mécanique. Les analyses minéralogiques quant à elles ont prouvé que les minéraux ne montraient pas d'évolution caractéristique de cristallisation fractionnée ou de cristallisation *in situ* de la base au sommet du lit. Les minéraux semblaient dans la plupart des cas zonés probablement à cause d'une origine hybride

des magmas granodioritiques qui se formeraient en profondeur par le mélange entre deux magmas de composition différente.

Dans le cas de l'intrusion des Petites-Bergeronnes, les analyses géochimiques pour la roche totale ont montré un système complexe de variations entre les granites et le matériel mafique. Le processus de mélange simple entre deux magmas ne permet pas d'expliquer la totalité des variations observées dans les granites. Des processus de métasomatisme ont donc été présents et ont pu enrichir ou appauvrir certains éléments dans les litages de la zone des Petites-Bergeronnes. Ces réactions sont aussi compatibles avec les zones de disparition de l'amphibole au profit de la biotite qui ont été observées lors de l'étude microstructurale. En ce qui concerne les analyses minérales, il a été observé que les minéraux dans les litages avaient une composition majoritairement intermédiaire entre ceux observés dans les litages et ceux observés dans les roches mafiques. Ces minéraux sont aussi assez uniformes dans leurs compositions ce qui est probablement dû au fait du phénomène de recristallisation.

Finalement la géochimie est un autre outil puissant pour mieux comprendre la formation des litages. Il est souvent nécessaire en particulier pour les éléments traces dans les granites de connaître dans quels minéraux ces éléments se situent. Des analyses minéralogiques sont donc importantes pour mieux comprendre la chimie de la roche globale.

5.3. MODÈLE DE FORMATION

5.3.1. Suite intrusive de Tuolumne

Pour la suite intrusive de Tuolumne, les études des litages ont montré des structures et des textures compatibles avec une mise en place par des courants

gravitaires riches en cristaux. Dans le système sédimentaire, des structures équivalentes peuvent se produire à partir de courant gravitaire hyperconcentré (Mulder & Alexander, 2001). Ce processus dynamique permet en particulier d'expliquer les granoclasses inverses dans les litages ainsi que l'orientation des cristaux. Bien entendu il faut toujours tenir compte du fait que la viscosité d'un magma est différente de celle de l'eau. La viscosité influe donc sur la forme des litages et peut expliquer les pentes plus abruptes pour les litages dans les roches granitiques. La viscosité plus importante impose possiblement un angle de rupture de pente plus élevé au niveau de la pile de cristaux dans le magma granitique que dans l'eau. Cette viscosité influe aussi sur l'étendue de ces structures et explique aussi pourquoi les litages dans les granites ne dépassent pas la dizaine de mètres de long contrairement à ceux observés dans les sédiments.

Un autre facteur plus complexe à mesurer lorsqu'on compare les litages dans les roches ignées aux litages dans les roches sédimentaires est le facteur temps. Il est assez simple d'imaginer que dans les roches sédimentaires les litages se mettent en place très rapidement (quelques secondes à quelques heures), car le fluide est essentiellement de l'eau (Bagnold, 1954). Par contre, dans les roches magmatiques, étant donné la viscosité différente du liquide, il est possible que le processus prenne plus de temps. Clarke & Clarke (1998) ont en particulier calculé que juste par gravité il faudrait environ 10 à 25 ans pour former un lit dans une granodiorite. En utilisant la loi de Stokes et en estimant la viscosité de liquide granitique hydraté (Baker, 1998), il est possible de calculer que dans le meilleur des cas la formation de litage uniquement par gravité devrait prendre environ 1 an. Bien entendu grâce au courant gravitaire le temps de formation d'un lit peut être réduit. En particulier les particules qui possèdent déjà une vitesse dans le

courant magmatique vont pouvoir se séparer plus facilement et plus rapidement en fonction de leurs poids. Mais pour la partie supérieure du lit plus riche en minéraux légers, il faut sans doute attendre assez longtemps avant que tous les minéraux se soient complètement déposés et que le litage devienne une structure plus solide.

5.3.2. Intrusion des Petites-Bergeronnes

Concernant le modèle de formation des litages dans le granite des Petites-Bergeronnes, il semble à première vue assez simple. Les litages se formeraient principalement par le mélange entre deux types de magma différents. Les magmas mafiques seraient injectés dans le granite alors que des contraintes tectoniques étaient présentes. Ce processus de déformation est sans doute important pour la création des litages. En effet dans la majorité des cas le mélange de magmas mafique et granitique dans un environnement sans contrainte tectonique produit généralement des enclaves mafiques (Vernon, 1984; Didier & Barbarin, 1991; Wada *et al.*, 2004; Barbarin, 2005; Solgadi *et al.*, 2007). Seuls de très rares cas font état de formation de litage dans des roches granitiques qui ont elles aussi subi de fortes déformations (Gasquet *et al.*, 1995; Lucas & St-Onge, 1995).

Le processus de formation des litages ne se résume pas seulement à un mélange simple entre deux liquides magmatiques. Les deux magmas qui n'ont pas la même température de cristallisation possèdent déjà un taux de cristallisation différent lors du mélange. Certains minéraux vont avoir tendance à s'homogénéiser avec des liquides magmatiques. Ceci implique que des réactions métasomatiques vont avoir lieu dans certaines parties de ces hétérogénéités et vont transformer la chimie de la roche

hybride. De plus, des processus de cristallisation fractionnée peuvent aussi se surimposer et compliquer la répartition des éléments chimiques.

5.3.3. Conclusion

L'étude des litages dans les roches ignées permet de mieux se rendre compte des processus physiques et chimiques qui peuvent se produire dans une intrusion magmatique. Bien entendu, les processus magmatiques ne peuvent pas être enregistrés si le taux de cristallisation n'est pas suffisamment élevé pour conserver ces structures. Pour autant, les différences qui existent entre chaque type de litage peuvent nous renseigner sur le mode de formation et la cristallisation de différentes intrusions.

5.4. FUTURES RECHERCHES

Pour finir, je liste ici quelques points qui pourraient faire l'objet d'études plus approfondies et quelques techniques d'analyses qui pourraient être intéressantes d'utiliser pour l'étude de futures hétérogénéités ou litages.

-Comme nous l'avons vu dans la première partie d'autres types d'hétérogénéités comme des schlieren existent dans la suite intrusive de Tuolumne. Il serait certainement intéressant de les échantillonner et de les étudier plus en détail afin de mieux comprendre leurs modes de formation.

-De nouvelles techniques peuvent être envisagées pour obtenir plus rapidement l'orientation des grains dans un plus grand nombre de structures litées. L'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (A.S.M.) avait été envisagée, mais n'a malheureusement pas pu être utilisée en Sierra Nevada, car la suite intrusive de Tuolumne est située dans un parc national qui ne nous a malheureusement pas accordé l'autorisation de forer.

-D'autres techniques d'analyse 3D de la microstructure telle que la microtomographie pourrait être envisagée pour mieux visualiser l'orientation des minéraux. Cette technique a été essayée lors de cette thèse, mais n'a pas permis de distinguer les minéraux. Une étude plus poussée avec du matériel avec une meilleure résolution pourrait peut-être régler ce problème.

-Des analyses isotopiques sur les roches renfermant les litages en particulier dans le cas des Petites-Bergeronnes pourraient nous renseigner sur les possibles mélanges magmatiques ainsi que sur le degré d'hybridation des litages.

-Pour finir de nombreuses autres intrusions autres que les exemples traités ici possèdent des litages aussi bien dans les roches mafiques que dans les roches granitiques. Donc, plusieurs études peuvent encore être menées sur ces structures pour permettre de comprendre leurs modes de formation.

5.5. RÉFÉRENCE

- Bagnold, R.A. (1954). Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proceedings of the Royal Society of London* **225**, 49-63
- Baker, D.R., (1998). Granitic melt viscosity and dike formation. *Journal of Structural Geology* **20**, 1395-1404.
- Barbarin, B. (2005). Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada Batholith, California: Nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos* **80**, 155-177.
- Barbey, P. (2009). Layering and schlieren in granitoids: a record of interactions between magma emplacement, crystallization and deformation in growing plutons (The André Dumont medallist lecture). *Geologica Belgica* **12**, 109-133.
- Barbey, P., Gasquet, D., Pin, C. & Bourgeix, A. L. (2008). Igneous banding, schlieren and mafic enclaves in calc-alkaline granites: The Budduso pluton (Sardinia). *Lithos* **104**, 147-163.
- Barrière, M. (1981). On curved laminae, graded layers, convection currents and dynamic crystal sorting in the Ploumanach (Brittany) subalkaline granite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **77**, 214-224.
- Clarke, D. B. & Clarke, G. K. C. (1998). Layered granodiorites at Chebucto Head, South Mountain batholith, Nova Scotia. *Journal of Structural Geology* **20**, 1305-1324.
- Claxton, C. W. (1968). Mineral layering in Galway granite Connemara Eire. *Geological Magazine* **105**, 149-159.
- Didier, J. & Barbarin, B. (1991). *Enclaves and granite petrology*. Elsevier: Amsterdam, 625 pp.
- Emeleus, C. H. (1963). Structural and petrographic observations on layered granites from Sw Greenland. *Mineralogical Society of America Special Paper* **1**, 22-29.
- Gasquet, D., Fernandez, A., Mahé, C. & Boullier, A. M. (1995). Origine des rubanements dans les granitoides: exemple du monzogranite de Brignogan-Plouescat (NW du Massif armoricain). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II*. **321**, 369-376.
- Gilbert, G. K. (1906). Gravitational assemblage in granite. *Geological Society of America Bulletin* **17**, 321-328.

- Lowe, D. R. (1982). Sediment gravity flows .2. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* **52**, 279-298.
- Lucas, S. B. & St-Onge, M. R. (1995). Syntectonic magmatism and the development of compositional layering, Ungava orogen (Northern Quebec, Canada). *Journal of Structural Geology* **17**, 475-491.
- Major, J. J. (1998). Pebble orientation on large, experimental debris-flow deposits. *Sedimentary Geology* **117**, 151-164.
- Mulder, T. & Alexander, J. (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* **48**, 269-299.
- Paterson, S. R., Žák, J. & Janoušek, V. (2008). Growth of complex sheeted zones during recycling of older magmatic units into younger: Sawmill Canyon area, Tuolumne batholith, Sierra Nevada, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **177**, 457-484.
- Pons, J., Barbey, P., Nachit, H. & Burg, J. P. (2006). Development of igneous layering during growth of pluton: The Tarcouate Laccolith (Morocco). *Tectonophysics* **413**, 271-286.
- Pupier, E., Barbey, P., Toplis, M. J. & Bussy, F. (2008). Igneous layering, fractional crystallization and growth of granitic plutons: the Dolbel Batholith in SW Niger. *Journal of Petrology* **49**, 1043-1068.
- Sarnthei, M. & Bartolin, C. (1973). Grain-size studies on turbidite components from Tyrrhenian deep-sea cores. *Sedimentology* **20**, 425-436.
- Sawyer, E. W. (2000). Grain-scale and outcrop-scale distribution and movement of melt in a crystallising granite. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* **91**, 73-85.
- Solgadi, F., Moyen, J. F., Vanderhaeghe, O., Sawyer, E. W. & Reisberg, L. (2007). The role of crustal anatexis and mantle-derived magmas in the genesis of synorogenic Hercynian granites of the Livradois area, French Massif Central. *Canadian Mineralogist* **45**, 581-606.
- Vernon, R. H. (1984). Microgranitoid enclaves in granites - globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature* **309**, 438-439.
- Wada, H., Harayama, S. & Yamaguchi, Y. (2004). Mafic enclaves densely concentrated in the upper part of a vertically zoned felsic magma chamber: The Kurobegawa granitic pluton, Hida Mountain Range, central Japan. *Geological Society of America Bulletin* **116**, 788-801.

- Wilshire, H. G. (1969). Twin Lakes Granodiorite, Colorado. In: Larsen, L. H., Prinz, M. & Manson, V. (eds.) *Igneous and metamorphic geology. Igneous and Metamorphic Geology. Geological Society of America, Memoira 115*, 237-261.
- Žák, J. & Klominsky, J. (2007). Magmatic structures in the Krkonose-Jizera Plutonic Complex, Bohemian Massif: evidence for localized multiphase flow and small-scale thermal-mechanical instabilities in a granitic magma chamber. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **164**, 254-267.

ANNEXES

ANNEXES CHAPITRE 2

Annexe 2.1 : Analyses roche totale de la suite intrusive de Tuolumne

Lithologie		Granodiorite de Kuna Crest						Granodiorite de Half Dome					Granodiorite de Cathedral Peak				
Échantillon	L.D.	TS 27	TM 32	TM 33	TML1	TM 3	TS 24	TS 26	TM 30	TML2	TM 26	TM 5	TS 31	TS 33	TS 21	TC 3	
SiO ₂	pd%	0,01	63,86	66,06	65,07	59,68	66,05	63,60	66,36	66,43	66,38	65,94	68,51	70,36	65,57	67,78	69,45
TiO ₂	pd%	0,01	0,66	0,66	0,61	0,87	0,61	0,64	0,56	0,51	0,55	0,55	0,47	0,42	0,55	0,49	0,36
Al ₂ O ₃	pd%	0,01	16,66	16,15	16,63	17,31	15,93	16,92	16,87	16,52	16,14	16,19	15,14	15,65	16,37	16,16	15,47
Fe ₂ O ₃ T	pd%	0,01	5,43	4,24	4,53	7,09	4,14	5,29	4,10	4,08	4,20	4,41	3,67	2,77	3,45	3,18	2,42
MnO	pd%	0,01	0,09	0,07	0,08	0,11	0,07	0,09	0,07	0,07	0,08	0,08	0,07	0,05	0,05	0,06	0,05
MgO	pd%	0,01	2,20	1,73	1,87	3,29	1,55	2,18	1,46	1,64	1,55	1,72	1,26	0,77	1,15	1,00	0,68
CaO	pd%	0,01	4,82	4,32	4,45	5,93	4,28	4,94	4,33	4,09	3,95	4,23	3,46	2,90	3,72	3,56	2,77
Na ₂ O	pd%	0,01	3,81	3,80	3,90	3,67	3,41	4,03	4,06	3,67	3,74	3,80	3,44	4,41	4,40	4,35	4,21
K ₂ O	pd%	0,01	2,81	3,28	3,13	2,26	3,25	2,64	3,02	3,38	3,50	3,01	3,35	3,36	3,14	3,10	3,76
P ₂ O ₅	pd%	0,01	0,20	0,18	0,19	0,22	0,17	0,19	0,21	0,18	0,20	0,21	0,15	0,17	0,22	0,20	0,16
LOI	pd%	0,05	0,58	0,39	0,46	0,83	0,45	0,47	0,34	0,69	0,52	0,44	0,39	0,38	0,66	0,54	0,46
TOTAL	pd%		101,13	100,87	100,91	101,26	99,90	101,00	101,37	101,26	100,82	100,58	99,92	101,24	99,29	100,44	99,79
A/CNK			0,92	0,91	0,93	0,90	0,94	0,91	0,95	0,96	0,94	0,94	0,97	0,97	0,94	0,95	0,96
REE																	
La	ppm	0,02	27,80	33,38	27,46	22,61	28,34	27,06	30,60	29,66	61,42	33,77	25,21	36,21	27,78	32,45	30,80
Ce	ppm	0,07	58,81	75,04	53,94	44,30	63,74	52,10	60,06	57,83	87,00	60,91	49,61	63,15	54,64	57,58	54,33
Pr	ppm	0,006	6,85	9,26	5,89	5,17	7,51	6,12	6,87	6,25	7,89	6,55	5,50	6,86	6,33	6,28	5,84
Nd	ppm	0,03	24,49	34,84	21,42	20,05	27,04	23,23	25,35	21,36	25,31	23,16	19,88	24,24	23,28	22,46	20,81
Sm	ppm	0,01	4,36	6,52	3,95	4,06	4,89	4,41	4,43	3,35	3,66	3,96	3,37	3,64	3,80	3,68	3,10
Eu	ppm	0,005	1,07	1,20	0,92	0,96	0,99	0,97	1,09	0,94	0,93	0,94	0,78	0,89	0,95	0,90	0,78
Gd	ppm	0,01	3,57	5,21	3,17	3,51	3,72	3,67	3,26	2,43	2,68	3,03	2,45	2,37	2,67	2,53	2,01
Tb	ppm	0,003	0,52	0,75	0,45	0,51	0,54	0,53	0,43	0,35	0,36	0,42	0,33	0,30	0,34	0,31	0,25
Dy	ppm	0,008	2,85	4,26	2,51	2,95	3,03	2,95	2,27	1,88	1,95	2,31	1,86	1,50	1,76	1,62	1,31
Ho	ppm	0,003	0,56	0,79	0,47	0,56	0,58	0,55	0,41	0,35	0,37	0,43	0,34	0,27	0,31	0,29	0,23
Er	ppm	0,008	1,62	2,24	1,30	1,58	1,62	1,53	1,10	1,04	1,07	1,22	0,96	0,73	0,85	0,81	0,63
Tm	ppm	0,003	0,24	0,32	0,19	0,23	0,24	0,22	0,16	0,17	0,16	0,17	0,14	0,11	0,12	0,11	0,09
Yb	ppm	0,01	1,67	2,12	1,31	1,48	1,55	1,44	1,04	1,16	1,12	1,18	0,94	0,71	0,79	0,75	0,62
Lu	ppm	0,003	0,25	0,30	0,19	0,22	0,22	0,21	0,15	0,19	0,18	0,18	0,14	0,11	0,12	0,11	0,09

L.D., Limite de détection.

Annexe 2.1 : Suite

Lithologie		Granodiorite de Kuna Crest						Granodiorite de Half Dome						Granodiorite de Cathedral Peak			
Échantillon	L.D.	TS 27	TM 32	TM 33	TML1	TM 3	TS 24	TS 26	TM 30	TML2	TM 26	TM 5	TS 31	TS 33	TS 21	TC 3	
Cr	ppm	8	10	9	9	25	N.A.	10	N.D.	N.D.	N.D.	8	N.A.	N.D.	N.D.	N.D.	
Ni	ppm	0,8	6,8	5,6	6,1	13,3	N.A.	6,6	4,1	5,4	4,5	6,0	N.A.	1,9	2,6	2,7	
Co	ppm	0,1	13,0	10,6	11,8	20,1	N.A.	12,6	8,6	10,0	9,6	10,2	N.A.	4,5	6,3	5,9	
V	ppm	1	95	79	83	140	N.A.	92	66	67	69	73	N.A.	37	55	50	
Ga	ppm	0,1	18,4	19,0	19,0	20,1	N.A.	19,2	18,9	18,2	18,8	18,5	N.A.	20,2	19,6	19,6	
Cs	ppm	0,007	8,49	5,32	5,43	7,47	3,89	8,35	3,17	4,72	6,49	5,49	5,72	4,91	4,74	4,87	
Rb	ppm	0,05	130,4	131,7	118,7	136,2	94,0	107,2	86,5	117,0	119,4	113,7	128,7	112,1	99,0	100,7	
Ba	ppm	0,6	806	731	741	451	N.D.	684	1041	956	1024	859	N.D.	905	899	742	
Th	ppm	0,06	23,63	22,96	22,57	14,36	21,37	22,20	10,60	25,99	49,18	22,18	21,24	13,47	9,46	13,34	
U	ppm	0,007	17,99	7,12	5,27	5,47	6,03	6,46	4,49	5,89	11,14	6,91	6,25	3,23	3,29	3,76	
Ta	ppm	0,17	0,9	1,2	0,8	0,5	1,2	0,7	0,7	1,0	1,0	0,8	1,0	0,6	0,6	0,5	
Nb	ppm	0,2	9,1	11,5	8,5	7,6	11,1	8,0	9,0	9,0	11,4	9,1	10,0	8,6	9,1	8,1	
Sr	ppm	0,5	502,6	549,5	583,3	501,8	591,2	491,3	631,1	558,8	565,9	556,9	471,9	663,6	684,6	647,4	
Hf	ppm	0,1	2,1	3,0	2,9	2,1	1,4	2,6	2,3	2,9	2,2	3,0	2,2	3,7	3,2	3,2	
Zr	ppm	4	63	94	99	74	39	77	75	96	70	97	62	134	115	108	
Y	ppm	0,02	15,57	22,77	13,61	16,13	16,30	14,73	11,22	10,75	11,39	11,83	9,97	7,54	8,53	7,80	
Be	ppm	0,3	1,7	1,9	1,7	1,7	N.A.	1,8	1,7	1,6	1,9	1,8	N.A.	2,3	2,4	2,3	
Cd	ppm	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	N.A.	0,03	N.D.	0,04	0,03	0,04	N.A.	0,04	0,04	N.D.	
Cu	ppm	0,7	18	20	12	31	N.A.	18	16	17	10	10	N.A.	11	4	12	
Li	ppm	0,5	44,2	36,2	44,3	43,3	N.A.	35,5	26,7	39,1	42,4	44,4	N.A.	40,7	17,4	12,3	
Mo	ppm	0,07	2,92	1,75	2,81	0,73	N.A.	4,64	1,39	1,32	1,27	1,50	N.A.	0,64	0,91	0,94	
Pb	ppm	0,4	14,1	15,6	14,9	12,0	N.A.	13,1	15,5	17,5	17,5	15,6	N.A.	15,2	15,5	15,8	
Sb	ppm	0,05	0,62	0,70	0,61	0,51	N.A.	0,77	0,68	0,40	0,78	0,51	N.A.	0,70	1,64	0,86	
Sc	ppm	0,6	9,4	9,6	8,6	15,3	N.A.	10,0	6,4	8,0	6,3	6,7	N.A.	4,3	5,9	5,0	
Sn	ppm	0,07	1,38	1,65	1,32	1,32	N.A.	1,27	1,12	1,12	1,29	1,27	N.A.	1,04	1,17	1,04	
Ti	ppm	17	3349	3470	3195	4467	N.A.	3181	2875	2684	2918	2791	N.A.	2219	2894	2583	
Tl	ppm	0,01	0,73	0,68	0,64	0,79	N.A.	0,60	0,46	0,61	0,66	0,62	N.A.	0,56	0,60	0,58	
W	ppm	0,04	0,40	0,39	12,34	0,42	N.A.	1,31	0,19	0,32	0,27	1,94	N.A.	0,16	0,22	0,17	
Zn	ppm	3	69	64	64	85	N.A.	73	61	57	65	60	N.A.	62	40	43	

L.D., Limite de détection. N.A., non analysé

Annexe 2.1 : Suite

Lithologie		Granite de Johnson			Matériel leucocrate				Enclaves mafiques			Litage dans filon
Échantillon	L.D.	J1	TS 25	TM 15	TM 6	TM 29	TM 22	TM 35	TM1	TM 36		
SiO ₂	pd%	0,01	75,80	77,52	77,63	76,06	74,25	61,69	56,15	57,15	68,19	
TiO ₂	pd%	0,01	0,15	0,07	0,08	0,08	0,12	0,75	0,69	0,74	0,62	
Al ₂ O ₃	pd%	0,01	14,02	13,23	13,31	12,93	13,03	17,24	16,20	18,96	14,19	
Fe ₂ O ₃ T	pd%	0,01	1,28	0,69	0,74	1,36	1,18	5,93	7,69	6,61	5,05	
MnO	pd%	0,01	0,05	0,02	0,02	0,02	0,03	0,13	0,14	0,13	0,10	
MgO	pd%	0,01	0,26	0,13	0,13	0,10	0,28	2,58	5,95	3,56	2,04	
CaO	pd%	0,01	1,27	0,97	0,86	0,91	1,45	5,20	7,46	5,88	2,96	
Na ₂ O	pd%	0,01	3,86	3,42	3,10	3,32	3,10	4,36	3,70	4,93	2,99	
K ₂ O	pd%	0,01	4,64	5,02	5,76	4,98	4,86	2,21	1,92	1,27	4,43	
P ₂ O ₅	pd%	0,01	0,05	N,D,	0,01	0,01	0,04	0,26	0,16	0,27	0,16	
LOI	pd%	0,05	0,35	0,23	0,26	0,18	0,32	0,38	0,98	0,44	0,45	
TOTAL	pd%		101,72	101,31	101,89	99,95	98,67	100,71	101,03	99,93	101,19	
A/CNK			1,02	1,03	1,03	1,03	1,00	0,91	0,74	0,94	0,94	
REE												
La	ppm	0,02	27,96	18,29	16,92	16,52	16,63	24,62	20,48	21,62	43,36	
Ce	ppm	0,07	49,89	15,69	20,32	20,16	20,73	46,08	40,02	43,23	76,21	
Pr	ppm	0,006	5,17	0,84	1,39	1,38	1,52	5,02	4,69	5,20	8,10	
Nd	ppm	0,03	17,47	1,64	3,47	3,31	4,10	18,52	18,56	21,17	28,37	
Sm	ppm	0,01	2,81	0,12	0,45	0,38	0,51	3,30	3,78	4,26	5,01	
Eu	ppm	0,005	0,53	0,07	0,11	0,10	0,22	0,94	1,10	0,79	0,90	
Gd	ppm	0,01	1,95	0,08	0,37	0,27	0,39	2,62	3,49	3,74	3,82	
Tb	ppm	0,003	0,27	0,01	0,05	0,04	0,05	0,35	0,52	0,52	0,54	
Dy	ppm	0,008	1,52	0,06	0,34	0,23	0,30	1,85	3,07	3,00	3,00	
Ho	ppm	0,003	0,29	0,01	0,07	0,05	0,06	0,34	0,60	0,57	0,57	
Er	ppm	0,008	0,87	0,05	0,25	0,17	0,20	0,92	1,64	1,54	1,61	
Tm	ppm	0,003	0,14	0,01	0,05	0,03	0,04	0,14	0,23	0,20	0,24	
Yb	ppm	0,01	0,97	0,11	0,45	0,29	0,31	0,97	1,51	1,32	1,63	
Lu	ppm	0,003	0,16	0,03	0,11	0,07	0,07	0,16	0,22	0,19	0,25	

L.D., Limite de détection.

Annexe 2.1 : Suite

Lithologie		Granite de Johnson			Matériel leucocrate			Enclaves mafiques			Litage dans filon
Échantillon	L.D.	J1	TS 25	TM 15	TM 6	TM 29	TM 22	TM 35	TM1	TM 36	
Traces											
Cr	ppm	8	N.D.	N.D.	N.D.	N.A.	N.D.	37	230	N.A.	N.D.
Ni	ppm	0,8	N.D.	N.D.	0,9	N.A.	1,2	13,8	57,2	N.A.	5,5
Co	ppm	0,1	1,3	0,4	0,8	N.A.	1,7	14,9	28,1	N.A.	11,4
V	ppm	1	11	4	7	N.A.	16	104	184	N.A.	77
Ga	ppm	0,1	18,7	15,6	14,7	N.A.	13,3	20,5	17,5	N.A.	16,7
Cs	ppm	0,007	7,57	3,49	5,91	7,11	3,77	6,18	10,05	5,92	10,83
Rb	ppm	0,05	220,9	123,3	203,4	211,6	181,3	117,1	115,8	93,9	145,3
Ba	ppm	0,6	739	28	63	N.D.	444	474	523	N.D.	497
Th	ppm	0,06	18,00	25,34	24,84	28,98	28,34	8,91	6,99	4,08	44,22
U	ppm	0,007	5,58	5,94	10,22	7,77	4,55	8,02	2,97	1,68	6,99
Ta	ppm	0,17	1,0	0,2	0,7	0,3	0,3	0,5	0,5	0,3	1,2
Nb	ppm	0,2	9,6	2,9	5,8	5,2	3,7	9,7	5,7	6,3	11,5
Sr	ppm	0,5	235,7	101,5	74,1	75,4	232,5	453,3	486,4	523,6	306,3
Hf	ppm	0,1	3,6	2,2	3,7	2,8	2,4	3,1	3,2	1,2	3,3
Zr	ppm	4	105	46	64	52	67	114	116	43	96
Y	ppm	0,02	9,31	0,55	2,53	1,70	2,02	9,55	15,98	15,38	15,80
Be	ppm	0,3	2,9	1,8	2,2	N.A.	1,6	2,6	1,2	N.A.	1,5
Cd	ppm	0,03	N.D.	N.D.	N.D.	N.A.	N.D.	0,04	0,06	N.A.	0,04
Cu	ppm	0,7	5	10	5	N.A.	47	11	58	N.A.	16
Li	ppm	0,5	54,4	16,5	17,4	N.A.	25,6	65,5	53,1	N.A.	45,9
Mo	ppm	0,07	0,20	0,21	0,29	N.A.	0,29	1,63	0,39	N.A.	1,40
Pb	ppm	0,4	27,8	24,3	31,3	N.A.	26,8	13,2	10,0	N.A.	19,8
Sb	ppm	0,05	1,05	1,45	0,50	N.A.	0,32	0,35	0,61	N.A.	1,87
Sc	ppm	0,6	3,9	1,6	1,4	N.A.	2,5	9,1	27,2	N.A.	9,3
Sn	ppm	0,07	0,92	0,25	0,42	N.A.	0,38	1,61	0,92	N.A.	1,45
Ti	ppm	17	803	356	375	N.A.	614	3710	3643	N.A.	3187
Tl	ppm	0,01	0,97	0,64	0,91	N.A.	0,82	0,66	0,60	N.A.	0,82
W	ppm	0,04	0,40	0,27	0,27	N.A.	0,31	2,88	0,36	N.A.	0,94
Zn	ppm	3	36	14	13	N.A.	20	87	89	N.A.	72

L.D., Limite de détection. N.D., non détecté. N.A., non analysé

Annexe 2.1 : Suite

Lithologie		Rides et colonnes				Blocs effondrés	Litage rythmique		Accumulation F.K.	Structure en "peigne"
Échantillon	L.D.	TM 14	TM 16	TM 10	TS 4	TM 2	TM 21B	TC 2	TS 23	
SiO ₂	pd%	0,01	72,45	67,25	68,69	67,35	62,37	67,55	67,00	62,80
TiO ₂	pd%	0,01	0,39	0,72	0,59	0,59	1,20	0,67	0,30	1,14
Al ₂ O ₃	pd%	0,01	13,08	12,56	12,32	16,46	14,44	14,33	17,57	12,84
Fe ₂ O ₃ T	pd%	0,01	3,99	7,85	5,86	4,06	6,92	5,07	2,06	10,92
MnO	pd%	0,01	0,07	0,14	0,08	0,09	0,17	0,12	0,04	0,10
MgO	pd%	0,01	0,98	2,03	1,42	1,20	2,82	2,06	0,54	1,16
CaO	pd%	0,01	1,17	1,31	1,28	2,84	4,39	3,10	1,75	2,29
Na ₂ O	pd%	0,01	2,43	2,22	1,88	3,45	3,52	3,38	3,58	1,78
K ₂ O	pd%	0,01	6,27	5,98	6,43	4,26	2,95	3,96	7,69	7,09
P ₂ O ₅	pd%	0,01	0,18	0,32	0,26	0,09	0,26	0,16	0,12	0,46
LOI	pd%	0,05	0,30	0,43	0,39	0,71	0,34	0,48	0,44	0,46
TOTAL	pd%		101,32	100,81	99,20	101,10	99,38	100,88	101,08	101,05
A/CNK			1,01	1,00	0,99	1,06	0,85	0,92	1,01	0,87
REE										
La	ppm	0,02	18,38	25,50	30,79	12,32	80,55	52,70	28,43	69,26
Ce	ppm	0,07	31,26	42,25	51,10	19,47	189,89	102,08	52,20	149,37
Pr	ppm	0,006	3,03	3,96	4,72	2,07	22,76	11,27	5,65	17,66
Nd	ppm	0,03	9,79	12,31	14,31	7,46	82,39	39,85	20,06	65,20
Sm	ppm	0,01	1,44	1,75	2,00	1,28	14,62	6,84	3,08	10,81
Eu	ppm	0,005	0,37	0,42	0,53	0,69	2,33	1,20	0,92	2,33
Gd	ppm	0,01	1,11	1,34	1,44	1,03	11,00	5,27	1,98	7,48
Tb	ppm	0,003	0,15	0,18	0,20	0,14	1,58	0,73	0,25	0,95
Dy	ppm	0,008	0,83	1,02	1,13	0,76	8,84	4,11	1,26	4,81
Ho	ppm	0,003	0,16	0,20	0,22	0,15	1,69	0,77	0,22	0,87
Er	ppm	0,008	0,50	0,61	0,70	0,45	4,93	2,17	0,61	2,30
Tm	ppm	0,003	0,08	0,10	0,11	0,07	0,75	0,32	0,09	0,32
Yb	ppm	0,01	0,62	0,84	0,86	0,57	5,13	2,27	0,61	2,16
Lu	ppm	0,003	0,11	0,16	0,16	0,10	0,76	0,34	0,09	0,32

L.D., Limite de détection.

Annexe 2.1 : Suite

Lithologie		Rides et colonnes				Blocs effondrés	Litage rythmique		Accumulation F.K.	Structure en "peigne"
Échantillon	L.D.	TM 14	TM 16	TM 10	TS 4	TM 2	TM 21B	TC 2	TS 23	
Traces										
Cr	ppm	8	N.D.	11	N.A.	14	N.A.	N.D.	N.D.	10
Ni	ppm	0,8	3,7	7,3	N.A.	8,3	N.A.	5,7	1,3	4,2
Co	ppm	0,1	7,0	15,0	N.A.	11,4	N.A.	11,4	3,1	11,9
V	ppm	1	60	114	N.A.	81	N.A.	75	28	191
Ga	ppm	0,1	14,7	18,6	N.A.	18,3	N.A.	18,2	18,2	17,9
Cs	ppm	0,007	6,70	9,01	7,20	4,47	7,46	8,58	6,30	3,28
Rb	ppm	0,05	216,2	266,7	202,6	125,6	174,9	162,5	206,5	159,7
Ba	ppm	0,6	472	505	N.D.	1403	N.D.	365	3761	1394
Th	ppm	0,06	47,31	77,12	78,46	24,61	79,77	43,55	15,13	47,28
U	ppm	0,007	9,37	12,41	10,80	4,70	16,32	8,43	2,87	7,16
Ta	ppm	0,17	0,6	0,7	0,9	N.D.	4,8	2,0	0,5	1,5
Nb	ppm	0,2	6,9	10,0	8,8	5,1	36,3	17,2	7,1	19,7
Sr	ppm	0,5	216,0	190,1	294,6	443,5	288,7	264,2	930,4	343,8
Hf	ppm	0,1	3,7	6,1	3,0	4,9	4,1	3,6	2,6	9,2
Zr	ppm	4	108	199	88	167	103	105	95	340
Y	ppm	0,02	4,85	6,23	7,18	4,21	49,30	21,66	6,54	22,79
Be	ppm	0,3	0,9	1,1	N.A.	1,4	N.A.	1,8	1,3	0,7
Cd	ppm	0,03	N.D.	0,06	N.A.	0,05	N.A.	0,04	N.D.	0,09
Cu	ppm	0,7	8	22	N.A.	5	N.A.	21	5	18
Li	ppm	0,5	46,5	135,2	N.A.	20,8	N.A.	49,8	38,3	13,0
Mo	ppm	0,07	0,74	0,95	N.A.	0,46	N.A.	1,90	0,54	2,28
Pb	ppm	0,4	28,1	24,8	N.A.	31,3	N.A.	19,9	24,0	24,7
Sb	ppm	0,05	0,18	0,23	N.A.	0,85	N.A.	0,82	0,51	0,68
Sc	ppm	0,6	2,8	3,1	N.A.	6,6	N.A.	9,4	3,6	7,2
Sn	ppm	0,07	0,76	1,24	N.A.	0,78	N.A.	1,99	0,83	2,46
Ti	ppm	17	1983	3547	N.A.	2885	N.A.	3379	1694	6088
Tl	ppm	0,01	1,20	1,52	N.A.	0,81	N.A.	0,93	0,91	0,91
W	ppm	0,04	0,29	0,54	N.A.	0,32	N.A.	0,38	0,24	0,37
Zn	ppm	3	62	119	N.A.	76	N.A.	82	41	98

L.D., Limite de détection. N.D., non détecté. N.A., non analysé

Annexe 2.2 : Analyses roche totale des matériaux de référence interne : Shale (SH19)

Lithologie			Shale: matériel de référence interne à l'UQAC				Analyses lors de cette étude		
Échantillon		L.D.	moyenne	écart type	rsd	N	SH 0057	SH 0031	SH0085
SiO ₂	pd%	0,01	57,56	0,88	1,54	15	57,2	58,16	57,87
TiO ₂	pd%	0,01	0,91	0,03	3,02	17	0,87	0,87	0,89
Al ₂ O ₃	pd%	0,01	13,04	0,20	1,57	17	13,07	13,16	13,32
Fe ₂ O ₃	pd%	0,01	3,66	0,16	4,33	26	3,44	3,57	3,44
MnO	pd%	0,01	0,04	0,01	20,06	17	0,04	0,04	0,04
MgO	pd%	0,01	2,74	0,09	3,44	17	2,76	2,78	2,71
CaO	pd%	0,01	1,65	0,07	4,24	15	1,6	1,72	1,6
Na ₂ O	pd%	0,01	0,91	0,07	8,21	24	0,89	0,92	0,88
K ₂ O	pd%	0,01	6,46	0,28	4,40	20	6,24	6,69	6,21
P ₂ O ₅	pd%	0,01	0,08	0,01	6,35	15	0,07	0,08	0,07
LOI	pd%	0,05	13,25	0,44	3,29	14	12,45	12,32	12,88
TOTAL	pd%						98,64	100,3	99,92
REE									
La	ppm	0,02	32,7	3,03	9,27	16	32,5	33,0	33,1
Ce	ppm	0,07	66,0	4,45	6,74	14	67,0	66,0	67,1
Pr	ppm	0,006	7,26	0,00	0,00	1	7,66	7,50	7,57
Nd	ppm	0,03	27,72	2,50	9,03	12	29,31	28,81	29,14
Sm	ppm	0,01	5,85	0,53	8,98	12	5,51	5,45	5,44
Eu	ppm	0,005	1,21	0,06	5,02	12	1,14	1,11	1,14
Gd	ppm	0,01	4,40	0,00	0,00	1	4,93	4,84	4,97
Tb	ppm	0,003	0,76	0,05	6,56	11	0,76	0,73	0,75
Dy	ppm	0,008	4,37	0,22	5,03	2	4,81	4,55	4,79
Ho	ppm	0,003	1,06	1,08	101,89	8	1,04	0,98	1,02
Er	ppm	0,008	2,96	0,10	3,00	2	3,20	2,93	3,05
Tm	ppm	0,003	0,41	0,00	0,00	1	0,47	0,42	0,44
Yb	ppm	0,01	3,01	0,12	3,85	12	3,08	2,81	2,93
Lu	ppm	0,003	0,53	0,05	10,33	12	0,47	0,42	0,45
Traces									
Cr	ppm	8	124,87	10,99	8,80	17	133	121	N.A.
Ni	ppm	0,8	64,8	14,72	22,72	20	64,3	63,6	N.A.
Co	ppm	0,1	29,7	2,55	8,59	16	31,0	30,2	N.A.
V	ppm	1	313	35,46	11,33	11	N.D.	318	N.A.
Ga	ppm	0,1	16,8	1,61	9,60	5	17,8	17,2	N.A.
Cs	ppm	0,007	3,08	0,23	7,49	13	2,82	2,93	2,91
Rb	ppm	0,05	133,4	4,07	3,05	20	134,2	129,7	136,9
Ba	ppm	0,6	665	51,20	7,70	18	719	676	N.A.
Th	ppm	0,06	9,08	0,77	8,53	17	9,20	8,70	8,94
U	ppm	0,007	4,61	0,62	13,47	13	5,02	4,72	4,82
Ta	ppm	0,17	1,24	0,21	17,15	12	1,3	1,2	1,3
Nb	ppm	0,2	14,3	2,81	19,69	9	13,7	14,1	13,8
Sr	ppm	0,5	57	3,59	6,35	9	56	55	57
Hf	ppm	0,1	4,0	0,61	15,36	12	4,2	3,9	4,1
Zr	ppm	4	162	23,56	14,52	16	171	167	168
Y	ppm	0,02	34,59	2,43	7,03	8	32,05	30,36	30,84
Be	ppm	0,3	N.A.	0,00	0,00	1	2,6	2,5	N.A.
Cd	ppm	0,03	0,90	0,00	0,00	1	N.D.	N.D.	N.A.
Cu	ppm	0,7	18,1	8,63	47,69	11	18,8	18,1	N.A.
Li	ppm	0,5	35,2	5,80	16,49	3	35,8	33,8	N.A.
Mo	ppm	0,07	4,00	0,00	0,00	1	N.D.	N.D.	N.A.
Pb	ppm	0,4	18,7	7,60	40,71	5	14,3	13,5	N.A.
Sb	ppm	0,05	1,52	0,16	10,28	13	1,33	1,32	N.A.
Sc	ppm	0,6	20,8	1,5	7,4	16	21,7	20,3	N.A.
Sn	ppm	0,07	1,00	0,00	0,00	1	2,34	2,22	N.A.
Tl	ppm	0,01	0,10	0,00	0,00	1	0,99	0,94	N.A.
W	ppm	0,04	119,49	24,47	20,48	13	N.D.	N.D.	N.A.
Zn	ppm	3	25	18	73	14	36	35	N.A.

Annexe 2.2 : Analyses roche totale des matériaux de référence interne : granite (EL51)

Lithologie			granite: matériel de référence interne				Analyses lors de cette étude		
Échantillon		L.D.	moyenne	écart type	rsd	N	EL 51	EL 51	EL51
SiO ₂	pd%	0,01	73,43	0,92	1,25	10	73,78	74,36	73,86
TiO ₂	pd%	0,01	0,14	0,01	10,00	10	0,13	0,12	0,15
Al ₂ O ₃	pd%	0,01	14,36	0,18	1,25	10	14,08	14,66	14,33
Fe ₂ O ₃	pd%	0,01	1,05	0,06	5,71	10	1,02	1,02	1,01
MnO	pd%	0,01	0,02	0,01	50,00	10	0,02	0,02	0,02
MgO	pd%	0,01	0,21	0,03	14,29	10	0,23	0,23	0,17
CaO	pd%	0,01	1,16	0,04	3,45	10	1,14	1,18	1,14
Na ₂ O	pd%	0,01	3,95	0,19	4,81	10	3,86	4,11	3,73
K ₂ O	pd%	0,01	4,77	0,12	2,52	10	4,79	4,82	4,75
P ₂ O ₅	pd%	0,01	0,04	0,00	0,00	10	0,04	0,04	0,04
LOI	pd%	0,05	0,76	0,05	6,58	10	0,76	0,87	0,73
TOTAL	pd%						99,85	101,43	99,92
REE									
La	ppm	0,02	19,1	0,53	2,79	5	18,5	19,7	19,3
Ce	ppm	0,07	35,5	0,85	2,38	5	34,5	35,7	35,9
Pr	ppm	0,006	3,66	0,05	1,34	5	3,65	3,69	3,63
Nd	ppm	0,03	12,19	0,22	1,80	5	11,78	12,42	12,12
Sm	ppm	0,01	2,06	0,03	1,45	5	2,02	2,08	2,05
Eu	ppm	0,005	0,53	0,02	3,39	5	0,52	0,52	0,53
Gd	ppm	0,01	1,47	0,02	1,63	5	1,43	1,49	1,48
Tb	ppm	0,003	0,22	0,02	11,12	5	0,20	0,20	0,19
Dy	ppm	0,008	1,00	0,04	3,80	5	0,94	1,00	1,01
Ho	ppm	0,003	0,17	0,00	2,37	5	0,16	0,17	0,17
Er	ppm	0,008	0,43	0,02	3,74	5	0,43	0,42	0,44
Tm	ppm	0,003	0,06	0,00	1,72	5	0,06	0,06	0,06
Yb	ppm	0,01	0,37	0,01	1,36	5	0,37	0,36	0,37
Lu	ppm	0,003	0,05	0,00	2,00	5	0,05	0,05	0,05
Traces									
Cr	ppm	8	N.D.				N.D.	N.D.	N.A.
Ni	ppm	0,8	1,8	0,70	38,83	5	1,8	1,0	N.A.
Co	ppm	0,1	1,04	0,04	3,46	5	1,08	1,06	N.A.
V	ppm	1	8	0,71	9,34	5	14	7	N.A.
Ga	ppm	0,1	18,6	0,56	3,03	5	18,9	19,4	N.A.
Cs	ppm	0,007	4,01	0,16	4,01	5	3,89	4,08	3,96
Rb	ppm	0,05	165,0	3,50	2,12	5	168,4	162,3	170,9
Ba	ppm	0,6	820	82,70	10,09	5	775	773	N.A.
Th	ppm	0,06	11,36	0,18	1,57	5	11,58	11,27	11,14
U	ppm	0,007	3,79	0,08	2,01	5	3,88	3,68	3,74
Ta	ppm	0,17	0,56	0,02	3,93	5	0,56	0,54	0,54
Nb	ppm	0,2	6,0	0,13	2,20	5	6,1	6,1	6,0
Sr	ppm	0,5	236	5,40	2,29	5	237	240	243
Hf	ppm	0,1	2,8	0,04	1,45	5	2,8	2,8	2,8
Zr	ppm	4	94	1,50	1,59	5	97	95	95
Y	ppm	0,02	4,99	0,21	4,19	5	4,97	4,89	4,97
Be	ppm	0,3	2,6	0,22	8,63	5	2,7	2,9	N.A.
Cd	ppm	0,03	N.D.				N.D.	N.D.	N.A.
Cu	ppm	0,7	10,2	0,16	1,56	5	10,4	10,1	N.A.
Li	ppm	0,5	11,9	0,70	5,87	5	12,0	13,0	N.A.
Mo	ppm	0,07	0,29	0,15	52,76	5	0,23	0,14	N.A.
Pb	ppm	0,4	23,7	2,56	10,80	5	25,4	25,0	N.A.
Sb	ppm	0,05	N.D.				N.D.	N.D.	N.A.
Sc	ppm	0,6	2,2	0,16	7,45	5	2,1	2,4	N.A.
Sn	ppm	0,07	1,32	0,05	3,94	5	1,40	1,27	N.A.
Tl	ppm	0,01	1,14	0,03	2,19	5	1,15	1,11	N.A.
W	ppm	0,04	0,12	0,04	31,67	5	0,09	0,09	N.A.
Zn	ppm	3	26	0,96	3,76	5	24	26	N.A.

Annexe 2.3 : Analyses des amphiboles de la suite intrusive de Tuolumne

Roche	Kuna Crest										
	Échantillon	TML1 1a	TML1 1b	TML1 5a	TML1 5b	TML1 8a	TML1 10a	TM33 2a	TM33 2b	TM33 3a	TM33 8a
SiO ₂ pd%	44,40	44,23	45,37	45,53	44,67	43,79	44,90	46,80	46,13	45,78	
TiO ₂ pd%	1,04	1,26	1,04	1,27	1,30	1,31	1,24	0,80	1,15	1,21	
Al ₂ O ₃ pd%	7,97	8,21	6,95	7,27	8,36	8,24	7,28	6,41	6,45	7,52	
Cr ₂ O ₃ pd%	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,06	0,04	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	
FeO _T pd%	16,44	16,86	16,02	15,73	16,79	16,71	15,16	14,46	14,33	15,22	
MnO pd%	0,48	0,45	0,41	0,43	0,44	0,44	0,51	0,62	0,56	0,51	
MgO pd%	11,95	11,89	13,01	12,56	11,73	11,72	13,16	13,69	13,90	12,82	
CaO pd%	11,91	11,78	11,85	11,62	11,76	11,84	11,61	11,82	12,00	11,77	
Na ₂ O pd%	1,04	1,13	0,93	1,00	1,11	1,08	1,28	1,03	0,92	1,01	
K ₂ O pd%	0,83	0,92	0,68	0,76	0,92	0,88	0,80	0,59	0,59	0,78	
H ₂ O pd%	1,89	1,83	1,97	1,94	1,91	1,92	1,92	1,89	1,95	1,90	
F pd%	0,12	0,27	n.d.	0,04	0,11	0,05	0,05	0,21	0,07	0,18	
Cl pd%	0,07	0,09	0,05	0,11	0,08	0,08	0,13	0,03	0,05	0,06	
Total	98,13	98,92	98,26	98,26	99,24	98,11	98,04	98,34	98,11	98,78	
<i>Cations basés sur 23 Oxygènes</i>											
	TML1 1a	TML1 1b	TML1 5a	TML1 5b	TML1 8a	TML1 10a	TM33 2a	TM33 2b	TM33 3a	TM33 8a	
Si	6,66	6,59	6,73	6,77	6,63	6,58	6,69	6,90	6,82	6,76	
Al	1,34	1,41	1,21	1,23	1,37	1,42	1,28	1,10	1,12	1,24	
som T	8,00	8,00	7,95	8,00	8,00	8,00	7,96	8,00	7,94	8,00	
Al	0,07	0,03	0,00	0,04	0,09	0,04	0,00	0,02	0,00	0,07	
Ti	0,12	0,14	0,12	0,14	0,14	0,15	0,14	0,09	0,13	0,13	
Fe ³⁺	0,75	0,82	0,93	0,77	0,75	0,78	0,84	0,76	0,80	0,73	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	2,69	2,66	2,90	2,81	2,61	2,65	2,94	3,03	3,09	2,84	
Fe ²⁺	1,31	1,28	1,06	1,19	1,34	1,33	1,05	1,02	0,97	1,15	
Mn	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	0,08	0,07	0,06	
som C	5,00	5,00	5,05	5,00	5,00	5,00	5,04	5,00	5,06	5,00	
Ca	1,91	1,88	1,88	1,85	1,87	1,91	1,85	1,87	1,90	1,86	
Na	0,30	0,33	0,27	0,29	0,32	0,32	0,37	0,29	0,26	0,29	
K	0,16	0,18	0,13	0,14	0,18	0,17	0,15	0,11	0,11	0,15	
Mg#	57	56	59	59	56	56	61	63	64	60	

Annexe 2.3 : Analyses des amphiboles suite

Roche	Half Dome											
	Échantillon	TS26 1a	TS26 1b	TS26 5a	TS26 5b	TS26 9a	TS26 9b	TS26 12a	TML2 1a	TML2 5a	TML2 5b	TML2 7a
SiO ₂ pd%	47,61	47,06	46,32	47,14	47,70	46,39	47,06	46,54	48,32	47,73	48,01	
TiO ₂ pd%	0,85	0,81	1,25	0,82	0,80	0,79	0,82	0,86	0,38	0,43	0,66	
Al ₂ O ₃ pd%	6,08	6,27	6,91	6,31	5,44	5,66	6,09	6,17	4,89	4,75	5,29	
Cr ₂ O ₃ pd%	n.d.	n.d.	0,04	n.d.	n.d.	0,02	n.d.	0,10	0,02	n.d.	n.d.	
FeO _T pd%	13,85	13,95	13,92	14,48	13,20	13,99	14,03	14,20	13,30	13,23	13,82	
MnO pd%	0,66	0,63	0,58	0,62	0,63	0,65	0,62	0,69	0,63	0,67	0,73	
MgO pd%	14,56	14,11	13,73	14,27	14,81	14,97	14,52	14,01	15,03	15,36	14,56	
CaO pd%	11,83	11,93	11,80	11,76	11,70	11,78	11,81	11,94	12,00	11,93	11,81	
Na ₂ O pd%	1,00	0,91	1,02	0,95	0,88	0,98	0,94	0,99	0,84	0,78	0,91	
K ₂ O pd%	0,53	0,59	0,67	0,55	0,48	0,47	0,55	0,58	0,35	0,34	0,44	
H ₂ O pd%	1,93	1,82	1,85	1,97	1,88	1,80	1,97	1,92	1,85	1,89	1,91	
F pd%	0,19	0,37	0,31	0,09	0,25	0,40	0,08	0,14	0,33	0,22	0,21	
Cl pd%	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	
Total pd%	99,10	98,48	98,42	98,98	97,79	97,94	98,50	98,16	97,96	97,33	98,36	

Cations basés sur 23 Oxygènes

	TS26 1a	TS26 1b	TS26 5a	TS26 5b	TS26 9a	TS26 9b	TS26 12a	TML2 1a	TML2 5a	TML2 5b	TML2 7a
Si	6,92	6,92	6,83	6,87	7,00	6,82	6,88	6,87	7,09	7,02	7,03
Al	1,04	1,08	1,17	1,08	0,94	0,98	1,05	1,07	0,84	0,82	0,91
som T	7,96	8,00	8,00	7,95	7,94	7,80	7,93	7,95	7,93	7,85	7,94
Al	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,09	0,09	0,14	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10	0,04	0,05	0,07
Fe ³⁺	0,86	0,78	0,72	0,97	0,86	1,12	0,94	0,81	0,81	0,99	0,84
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	3,18	3,12	3,04	3,12	3,27	3,31	3,19	3,11	3,31	3,39	3,20
Fe ²⁺	0,82	0,94	1,00	0,80	0,77	0,60	0,77	0,94	0,82	0,64	0,85
Mn	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,08	0,08	0,09
som C	5,04	5,00	5,00	5,05	5,06	5,20	5,07	5,05	5,07	5,15	5,06
Ca	1,84	1,88	1,86	1,83	1,84	1,86	1,85	1,89	1,89	1,88	1,85
Na	0,28	0,26	0,29	0,27	0,25	0,28	0,27	0,28	0,24	0,22	0,26
K	0,10	0,11	0,13	0,10	0,09	0,09	0,10	0,11	0,07	0,06	0,08
Mg#	65	64	64	64	67	66	65	64	67	68	65

Annexe 2.3 : Analyses des amphiboles suite

Roche	Cathedral Peak				
	Échantillon	TC3 3b	TC3 4a	TC3 6a	TC3 6b
SiO ₂ pd%	47,03	49,55	50,74	49,95	47,96
TiO ₂ pd%	1,20	0,59	0,23	0,49	0,93
Al ₂ O ₃ pd%	7,10	5,05	4,58	5,09	6,41
Cr ₂ O ₃ pd%	n.d.	0,02	0,01	0,04	n.d.
FeO _T pd%	14,91	13,21	13,64	12,87	14,19
MnO pd%	0,81	0,88	0,88	0,92	0,72
MgO pd%	13,13	14,74	14,54	14,66	13,71
CaO pd%	11,46	11,41	11,46	11,34	11,57
Na ₂ O pd%	1,40	0,98	0,95	1,08	1,25
K ₂ O pd%	0,78	0,50	0,35	0,45	0,63
H ₂ O pd%	1,73	1,77	1,88	1,74	1,74
F pd%	0,61	0,56	0,36	0,63	0,59
Cl pd%	0,04	0,02	n.d.	0,01	0,05
Total pd%	100,19	99,26	99,62	99,27	99,74

Cations basés sur 23 Oxygène

	TC3 3b	TC3 4a	TC3 6a	TC3 6b	TS31A 8a
Si	6,86	7,17	7,30	7,22	6,98
Al	1,14	0,83	0,70	0,78	1,02
som T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al	0,07	0,03	0,08	0,09	0,08
Ti	0,13	0,06	0,02	0,05	0,10
Fe ³⁺	0,69	0,78	0,70	0,68	0,65
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	2,88	3,20	3,14	3,18	3,00
Fe ²⁺	1,13	0,82	0,94	0,88	1,08
Mn	0,10	0,11	0,11	0,11	0,09
som C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Ca	1,79	1,77	1,77	1,76	1,81
Na	0,39	0,28	0,26	0,30	0,35
K	0,14	0,09	0,06	0,08	0,12
Mg#	61	67	66	67	63

N.D., non détecté.

Annexe 2.4 : Analyses des titanites de la suite intrusive de Tuolumne

Roche		Kuna Crest			Half dome							Cathedral peak				
Échantillon		TML1 2b	TML1 2c	TM33 7c	TS26 4a	TS26 4b	TS26 8a	TML2 3d	TML2 4a	TML2 4b	TML2 11a	TC3 1b	TC3 3c	TC3 5a	TS31A 5a	TS31A 7a
SiO ₂	pd%	28,04	28,07	28,45	27,54	28,39	28,63	28,88	28,40	28,76	29,36	30,02	29,52	29,56	29,92	29,78
TiO ₂	pd%	36,91	36,67	37,99	36,69	37,87	37,88	36,76	35,89	36,58	37,51	34,95	36,01	35,39	35,01	35,17
Al ₂ O ₃	pd%	1,28	1,31	0,98	1,16	1,14	0,90	1,02	1,18	1,31	1,12	1,20	1,14	1,13	1,16	1,16
FeO	pd%	1,45	1,37	0,82	1,52	0,89	1,10	1,39	1,63	1,66	1,35	1,63	1,61	1,27	1,40	1,42
CaO	pd%	27,62	27,55	27,44	26,62	28,37	27,30	27,28	25,77	27,16	27,31	26,82	26,95	26,83	27,01	26,82
Total	pd%	95,30	94,97	95,67	93,52	96,65	95,81	95,33	92,86	95,47	96,65	94,61	95,23	94,17	94,49	94,35
<i>Normalisé à 1 Si d'après Higgins & Ribbe (1976)</i>																
Si		1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Ti		1,00	0,99	1,01	1,01	1,01	1,01	0,97	0,96	0,97	0,97	0,88	0,93	0,91	0,89	0,90
Al		0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Fe		0,04	0,04	0,02	0,05	0,03	0,03	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04
Ca		1,07	1,06	1,05	1,05	1,08	1,03	1,02	0,98	1,02	1,01	0,97	0,99	0,98	0,98	0,98

Annexe 2.5 : Analyses des plagioclases de la suite intrusive de Tuolumne

N d'analyse	Granodiorite de Kuna Crest								Granodiorite de Half Dome								
	TML1 3c	TML1 3d	TML1 4a	TML1 4b	TM33 4a	TM33 4b	TM33 5a	TM33 5b	TS26 3a	TS26 3b	TS26 10a	TS26 10b	TS26 11a	TS26 11b	TML2 6a	TML2 10a	
SiO ₂	pd%	58,88	57,50	58,47	59,71	57,22	60,66	58,81	59,38	60,16	59,98	59,48	61,69	59,61	61,80	58,05	59,98
TiO ₂	pd%	0,04	N.D.	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	N.D.	0,05	0,06	0,02	0,01	N.D.	N.D.	N.D.	0,04
Al ₂ O ₃	pd%	26,06	27,04	26,53	25,19	27,10	24,90	26,40	25,86	24,57	25,01	25,42	23,99	25,94	24,10	26,00	25,30
MgO	pd%	0,01	0,01	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0,01	0,01	0,01	N.D.	0,02	N.D.	0,01	N.D.
CaO	pd%	7,87	8,94	8,20	7,46	9,16	6,52	7,96	7,81	6,74	7,11	7,41	5,91	7,51	5,69	8,54	7,03
FeO _T	pd%	0,12	0,11	0,12	0,10	0,16	0,17	0,12	0,10	0,18	0,16	0,18	0,12	0,13	0,11	0,14	0,20
Na ₂ O	pd%	7,03	6,56	6,90	7,31	6,38	7,82	7,15	7,15	7,83	7,55	7,28	8,21	7,23	8,22	6,76	7,53
K ₂ O	pd%	0,24	0,18	0,21	0,15	0,18	0,26	0,21	0,14	0,12	0,21	0,29	0,23	0,20	0,20	0,15	0,30
Total	pd%	100,25	100,33	100,47	99,95	100,22	100,36	100,68	100,45	99,66	100,08	100,08	100,15	100,63	100,12	99,63	100,38
<i>Cations basés sur 8 oxygènes</i>																	
Si		2,63	2,57	2,60	2,66	2,56	2,69	2,61	2,64	2,69	2,67	2,65	2,74	2,64	2,74	2,61	2,67
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
Al		1,37	1,42	1,39	1,32	1,43	1,30	1,38	1,35	1,29	1,31	1,34	1,25	1,36	1,26	1,38	1,33
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	0,00	0,00	0,00
Ca		0,38	0,43	0,39	0,36	0,44	0,31	0,38	0,37	0,32	0,34	0,35	0,28	0,36	0,27	0,41	0,33
Fe		0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Na		0,61	0,57	0,60	0,63	0,55	0,67	0,62	0,62	0,68	0,65	0,63	0,71	0,62	0,71	0,59	0,65
K		0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Ab		60,9	56,4	59,6	63,4	55,2	67,5	61,2	61,9	67,3	65,0	63,0	70,6	62,8	71,5	58,4	64,9
Or		1,3	1,0	1,2	0,8	1,0	1,5	1,2	0,8	0,7	1,2	1,7	1,3	1,1	1,1	0,8	1,7
An		37,7	42,6	39,2	35,8	43,8	31,1	37,6	37,3	32,0	33,8	35,4	28,1	36,1	27,4	40,8	33,4

N.D., non détecté.

Annexe 2.5 : Analyses des plagioclases suite

Granodiorite Cathedral Peak

N d'analyse		TC3 2a	TC3 2b	TC3 7a	TC3 7b	TC3 7c	TC3 9a	TC3 9b	TS31A 2a	TS31A 2b	TS31A 6a	TS31A 6b
SiO ₂	pd%	61,98	64,34	61,75	63,91	67,82	61,08	61,96	61,86	64,16	62,49	64,41
TiO ₂	pd%	0,03	N.D.	0,02	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0,06	N.D.
Al ₂ O ₃	pd%	24,07	22,72	24,32	22,87	20,62	24,48	24,09	24,24	23,03	23,74	22,53
MgO	pd%	0,01	N.D.	0,01	N.D.	N.D.	N.D.	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00
CaO	pd%	5,23	3,64	5,62	3,67	0,86	5,74	5,04	5,39	3,85	5,14	3,32
FeO _T	pd%	0,16	0,14	0,19	0,11	0,01	0,15	0,15	0,15	0,12	0,13	0,08
Na ₂ O	pd%	8,43	9,59	8,37	9,50	11,11	8,13	8,66	8,37	9,54	8,66	9,77
K ₂ O	pd%	0,45	0,32	0,31	0,26	0,11	0,40	0,29	0,14	0,15	0,22	0,12
Total	pd%	100,35	100,75	100,59	100,31	100,52	99,98	100,20	100,16	100,85	100,46	100,23
<i>Cations basés sur 8 oxygènes</i>												
Si		2,74	2,82	2,73	2,81	2,95	2,72	2,74	2,74	2,81	2,76	2,83
Ti		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al		1,26	1,17	1,27	1,19	1,06	1,28	1,26	1,26	1,19	1,24	1,17
Mg		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca		0,25	0,17	0,27	0,17	0,04	0,27	0,24	0,26	0,18	0,24	0,16
Fe		0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Na		0,72	0,82	0,72	0,81	0,94	0,70	0,74	0,72	0,81	0,74	0,83
K		0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Ab		72,6	81,2	71,7	81,2	95,3	70,3	74,4	73,1	81,1	74,4	83,6
Or		2,5	1,8	1,7	1,5	0,6	2,3	1,6	0,8	0,9	1,3	0,6
An		24,9	17,0	26,6	17,3	4,1	27,4	23,9	26,0	18,1	24,4	15,7

N.D., non détecté.

Annexe 2.6 : Analyses des éléments traces dans les amphiboles

Type de roche Lame	Cathedral Peak			TS31	TML2			Half Dome			TS26			12a cœur	
	TC3	TC3	3b7 cœur		a8 cœur	1a cœur	5a6 cœur	5a7 bord	1a cœur	1b bord	5a cœur	5b bord	9b bord		9a cœur
numéro	4a cœur	4b bord	3b7 cœur	a8 cœur	1a cœur	5a6 cœur	5a7 bord	1a cœur	1b bord	5a cœur	5b bord	9b bord	9a cœur	12b bord	12a cœur
La ppm	15,4	12,1	31,5	23,5	15,7	2,4	1,7	24,4	22,0	22,1	18,4	22,0	16,8	17,2	22,0
Ce ppm	28,1	24,6	83,7	69,1	46,4	5,34	4,2	52,8	43,0	49,3	35,7	39,9	30,3	29,2	49,6
Pr ppm	2,2	2,1	9,0	7,8	5,3	0,6	0,5	6,0	4,4	7,3	3,8	5,2	3,6	3,4	8,2
Nd ppm	6,4	6,5	32,5	28,9	21,7	2,5	2,4	23,7	16,4	36,4	15,6	25,9	16,2	13,9	46,8
Sm ppm	0,75	1,00	5,24	4,55	4,52	0,55	0,59	5,12	3,48	9,01	3,14	6,52	4,03	2,89	12,95
Eu ppm	0,22	0,25	1,10	1,21	0,72	0,18	0,18	0,99	0,69	1,21	0,66	0,93	0,64	0,64	1,58
Gd ppm	0,54	0,78	4,09	3,22	4,66	0,30	0,75	4,11	3,11	8,54	2,79	7,24	4,06	2,78	12,50
Tb ppm	0,08	0,08	0,50	0,43	0,56	0,08	0,07	0,58	0,42	1,03	0,43	0,99	0,55	0,39	1,59
Dy ppm	0,40	0,47	2,75	2,31	3,35	0,60	0,60	3,79	2,60	5,86	2,44	5,77	3,40	2,33	9,78
Ho ppm	0,08	0,08	0,51	0,45	0,65	0,11	0,09	0,67	0,49	0,99	0,48	1,13	0,65	0,46	1,68
Er ppm	0,27	0,32	1,38	1,29	1,93	0,28	0,29	1,80	1,32	2,25	1,36	2,88	1,79	1,37	4,07
Tm ppm	0,06	0,05	0,19	0,16	0,30	0,05	0,04	0,28	0,21	0,27	0,17	0,36	0,22	0,18	0,49
Yb ppm	0,58	0,49	1,61	1,59	2,42	0,43	0,32	2,09	1,57	1,86	1,57	2,51	1,61	1,34	2,86
Lu ppm	0,14	0,11	0,22	0,24	0,44	0,06	0,06	0,33	0,24	0,27	0,27	0,36	0,26	0,24	0,39
Ba ppm	0,0	0,8	26,9	23,9	9,8	2,1	2,1	5,8	2,3	56,5	4,7	1,6	2,3	4,6	69,4
Rb ppm	4,5	4,4	2,4	2,0	3,4	1,6	1,6	3,0	2,7	2,4	2,2	2,5	4,1	1,7	1,7
Sr ppm	10,7	13,1	43,5	46,5	12,3	9,8	9,5	23,6	20,4	27,9	24,0	21,1	17,1	18,1	27,2
Hf ppm	2,2	1,9	1,7	1,3	2,0	0,5	0,6	2,3	2,0	2,0	1,6	2,7	2,4	1,6	2,2
Sc ppm	154,5	144,3	58,7	78,0	80,3	124,0	134,5	103,8	96,5	81,2	101,2	106,8	93,8	81,5	67,8
Th ppm	0,07	0,18	0,43	0,45	0,10	0,00	0,01	0,08	0,62	0,30	0,14	0,08	0,14	0,08	0,17
Nb ppm	5,7	4,8	9,6	7,3	9,4	0,7	0,4	6,9	5,6	10,6	5,4	6,6	4,8	4,8	10,6
U ppm	0,27	0,55	0,37	0,16	0,14	0,04	0,02	0,09	0,61	0,34	0,13	0,11	0,24	0,07	0,14
Pb ppm	2,2	1,6	1,7	1,6	2,2	1,2	1,1	1,3	1,2	1,6	1,2	1,0	0,9	0,9	1,2
Y ppm	3,5	3,4	15,0	11,9	18,6	2,9	3,1	21,4	15,3	28,8	15,6	33,9	19,4	14,3	45,9
Zr ppm	14	15	26	19	15	5	5	19	17	28	21	21	15	18	36

Annexe 2.6 : Analyses des éléments traces dans l'amphibole

Type de roche Lame	Kuna Crest										
	TML1					TM33					
numéro	5b bord	5a cœur	8a cœur	1b bord	1a cœur	2a cœur	2b bord	3a cœur	3b bord	8a cœur	8b bord
La ppm	47,3	17,8	35,4	14,3	16,3	19,4	15,9	23,5	45,1	21,1	29,4
Ce ppm	234,2	55,5	129,7	32,3	36,2	53,3	34,7	55,1	91,3	46,7	85,3
Pr ppm	41,9	7,9	20,6	3,6	4,1	5,3	2,7	6,1	8,5	5,4	11,1
Nd ppm	208,6	37,7	97,4	13,9	15,7	18,6	8,2	21,1	27,6	21,7	43,6
Sm ppm	60,6	10,8	25,2	2,8	3,2	2,9	1,3	3,7	4,0	4,0	7,6
Eu ppm	3,77	1,36	2,07	1,02	1,11	0,71	0,52	0,69	0,88	0,76	1,28
Gd ppm	52,6	10,2	21,4	2,7	2,7	3,3	1,7	4,3	4,9	4,0	8,2
Tb ppm	8,60	1,64	3,04	0,35	0,43	0,36	0,17	0,50	0,52	0,56	0,95
Dy ppm	53,48	9,95	18,18	2,45	2,77	2,22	1,12	3,16	3,13	3,36	6,13
Ho ppm	9,97	1,92	3,20	0,50	0,56	0,46	0,22	0,67	0,70	0,72	1,27
Er ppm	27,50	4,95	7,68	1,51	1,67	1,53	0,72	2,12	2,00	2,27	4,19
Tm ppm	3,81	0,64	0,92	0,25	0,28	0,26	0,12	0,31	0,34	0,30	0,65
Yb ppm	25,2	4,7	5,6	2,0	2,3	2,4	1,1	2,9	2,8	2,7	5,4
Lu ppm	3,11	0,63	0,66	0,41	0,44	0,43	0,22	0,56	0,54	0,48	0,92
Ba ppm	35,2	9,4	31,5	14,2	13,3	11,8	3,2	9,6	12,4	5,4	10,7
Rb ppm	2,42	3,15	2,23	1,90	4,71	3,01	2,52	1,92	1,78	N.D.	0,10
Sr ppm	41,9	28,4	35,9	30,5	30,6	34,3	21,4	32,8	39,9	21,2	37,6
Hf ppm	3,4	1,7	2,6	1,7	1,9	2,0	1,3	2,3	2,3	2,4	2,5
Sc ppm	128,2	71,7	85,6	72,3	89,9	22,3	23,2	15,4	0,5	61,6	82,0
Th ppm	0,37	0,12	0,62	0,17	0,17	0,26	0,20	0,26	3,99	0,11	0,33
Nb ppm	26,7	10,5	19,2	6,0	7,4	10,9	5,0	11,7	12,6	9,9	16,3
U ppm	0,14	0,12	3,22	0,25	0,24	0,14	0,22	0,10	2,13	0,05	0,12
Pb ppm	2,1	2,0	3,5	2,3	2,2	2,1	1,7	1,7	1,8	1,3	2,1
Y ppm	270,5	48,9	84,2	15,0	17,1	15,2	6,7	20,1	20,9	22,3	41,7
Zr ppm	43	22	30	22	25	26	17	30	30	25	31

N.D., non détecté.

Annexe 2.7 : Analyses des éléments traces dans les titanites

Type de roche	Cathedral Peak				Half Dome							Kuna Crest		
Lame	TC3	TS31			TML2			Half Dome		TS26			TML1	
numéro	5	7a	7b	5a	4a	4b	11a	11b	4a	4b	8	2b	2c	
	cœur	cœur	cœur	cœur	cœur	bord	cœur	bord	cœur	bord	cœur	cœur	bord	
La ppm	3025	4084	3092	2778	2993	3848	2592	3053	5877	5015	2910	1565	1697	
Ce ppm	7507	10680	7744	5989	9377	15530	7806	8008	19590	16370	6783	3783	4179	
Pr ppm	838	1207	794	506	1045	2368	832	762	2481	2030	654	385	430	
Nd ppm	2972	3997	2875	1596	3292	10230	2673	2339	9498	7246	2260	1341	1494	
Sm ppm	434	573	427	212	425	1981	373	335	1399	1051	354	234	258	
Eu ppm	89,2	125,5	88,2	44,8	84,1	268,8	85,7	73,1	206,8	166,8	78,6	82,1	90,7	
Gd ppm	333	387	300	161	361	1430	311	302	956	760	299	193	215	
Tb ppm	34,9	44,0	35,2	18,1	36,3	173,5	32,6	32,0	113,0	89,9	35,7	27,1	29,3	
Dy ppm	182	227	192	101	201	958	183	185	624	505	201	167	182	
Ho ppm	32,6	39,3	35,3	19,9	38,4	157,2	34,6	34,8	107,5	90	37,6	32,5	35,5	
Er ppm	90,5	102,3	96,5	61,4	113,9	385,9	94,8	100,4	279,7	240,6	102,6	95,5	105,0	
Tm ppm	13,3	14,1	14,4	10,4	18,1	49,9	14,5	16,3	38,9	33,8	15	15	16,7	
Yb ppm	100	98	105	92	148	326	113	136	268	241	105	122	134	
Lu ppm	13,3	12,2	14,0	14,5	19,9	33,0	15,9	21,1	30,0	28,9	15,6	17,6	19,4	
Ba ppm	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	1,735	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
Rb ppm	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	3,468	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
Sr ppm	49,6	55,4	44,5	20,5	42,9	54,7	38,2	28,4	77,5	80,0	53,6	30,0	30,1	
Hf ppm	116,6	35,9	40,5	46,9	45,8	66,6	41,3	49,1	61,1	70,8	49,4	34,5	35,6	
Ta ppm	90,3	137,9	85,0	108,3	360,8	457,7	163,7	210,2	313,8	275,7	111,3	32,9	35,8	
Th ppm	616	1004	607	414	1227	1061	855	757	1212	1053	988	383	444	
Nb ppm	1276	1425	975	1732	2451	2946	1485	2365	3444	2587	1349	644	685	
U ppm	183	166	154	318	268	221	235	296	267	214	163	762	824	
Pb ppm	6,1	12,2	19,9	5,7	13,7	12,9	9,2	9,3	12,3	10,6	7,7	4,9	5,5	
Y ppm	1029	1053	968	642	1252	4245	1081	1106	3919	3389	1233	1008	1088	
Zr ppm	4002	434	600	332	535	825	503	473	930	1084	752	437	453	

N.D., non détecté.

Annexe 2.8 : Analyses des éléments traces dans les plagioclases

Type de roche Lame numéro	Cathedral Peak		Half Dome		Kuna Crest	
	TS31a		TS26		TM33	
	2a cœur	2b bord	10a cœur	10b bord	5a cœur	5b bord
La ppm	9,4	3,0	7,8	3,6	13,4	10,5
Ce ppm	13,7	1,9	8,3	2,1	21,7	12,8
Pr ppm	1,0	0,1	0,5	0,1	1,6	0,8
Nd ppm	2,7	0,0	1,0	0,1	4,5	1,9
Sm ppm	0,19	N.D.	N.D.	N.D.	0,41	0,17
Eu ppm	0,24	N.D.	0,58	0,20	1,12	0,37
Gd ppm	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0,60	0,16
Tb ppm	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Dy ppm	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ho ppm	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Er ppm	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Tm ppm	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Yb ppm	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Lu ppm	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ba ppm	86,8	3,2	111,9	71,3	178,8	69,4
Rb ppm	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sr ppm	976	276	986	713	999	777
Hf ppm	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ta ppm	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Th ppm	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Nb ppm	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
U ppm	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Pb ppm	15,0	14,5	11,7	11,5	16,0	18,6
Y ppm	0,3	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Zr ppm	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.

N.D., non détecté.

ANNEXES CHAPITRE 4

Annexe 4.1 : Méthode de datation

Séparation et analyse en cathodoluminescence

L'échantillon PB33B a été réduit de taille grâce à un broyeur à mâchoires afin de libérer une partie des grains de zircon. Les fragments de roche supérieurs à 1 mm^3 , y compris les grains de zircon qui n'avaient pas pu être libérés, ont été soustraits de l'échantillon grâce à un tamis en plastique jetable avec une maille d'environ 1mm. Le tamis en plastique jetable a été utilisé afin d'éviter toute contamination par d'autres zircons. L'échantillon ainsi obtenu a par la suite été déposé dans une ampoule à décantation préalablement remplie d'une liqueur dense d'iodure de méthylène (MI2) (Fig. 4.A1). Le but de cette opération est de récupérer à la base de l'ampoule tous les minéraux avec une densité supérieure à $3,3 \text{ g cm}^{-3}$ (e.g. les zircons). Ces minéraux lourds sont alors nettoyés avec de l'alcool afin d'enlever toutes traces de la liqueur dense. Les minéraux ferromagnétiques, tels que la magnétite, ont été soustraits du mélange grâce à un aimant naturel. Une séparation plus poussée grâce à un séparateur à barrière de champ isodynamique de type Frantz a été réalisée. Cette séparation utilise les propriétés magnétiques des minéraux. L'échantillon est donc introduit dans le séparateur et est soumis à un champ électromagnétique. Les minéraux décrivent une trajectoire différente en fonction de leur facilité à être déviés par le champ magnétique. Au final, les minéraux non attirables, c'est à dire principalement des zircons purs sans trop d'inclusions, sont récupérés.

Pour une bonne séparation, le séparateur isodynamique de type Frantz a été utilisé dans les conditions suivantes :

- un angle de pente longitudinale de 15° ;
- un angle d'inclinaison latérale de 2° ;
- une intensité de courant pour le champ magnétique de 2 ampères.

Par la suite un triage à la main des zircons a été effectué sous le microscope binoculaire afin de sélectionner les grains sans évidence de fracture, d'altération ou d'inclusions. Les grains ont aussi été classés selon leurs formes et leur longueur. La plupart des zircons observés sont assez allongés avec en moyenne $150\ \mu\text{m}$ de long pour environ $50\ \mu\text{m}$ de large. Ce fort allongement montre que les zircons ont probablement cristallisés à assez haute T (Pupin, 1980) et qu'ils sont donc magmatiques.

Les grains ainsi séparés ont été coulés dans une pastille en époxy pour permettre leurs polissages et leurs analyses. Les zircons ont ensuite été observés par cathodoluminescence afin de voir d'éventuelles zonations (Fig. 4.A2). Cette analyse s'est déroulée avec un appareil CITL MK5-1 avec un courant de 18 kV et 200mA. Le microscope utilisé pour l'observation est un Olympus avec un objectif UMPlan FI combiné avec un filtre infrarouge. L'ensemble des images ainsi obtenues ont été reportées dans les annexes 4.2

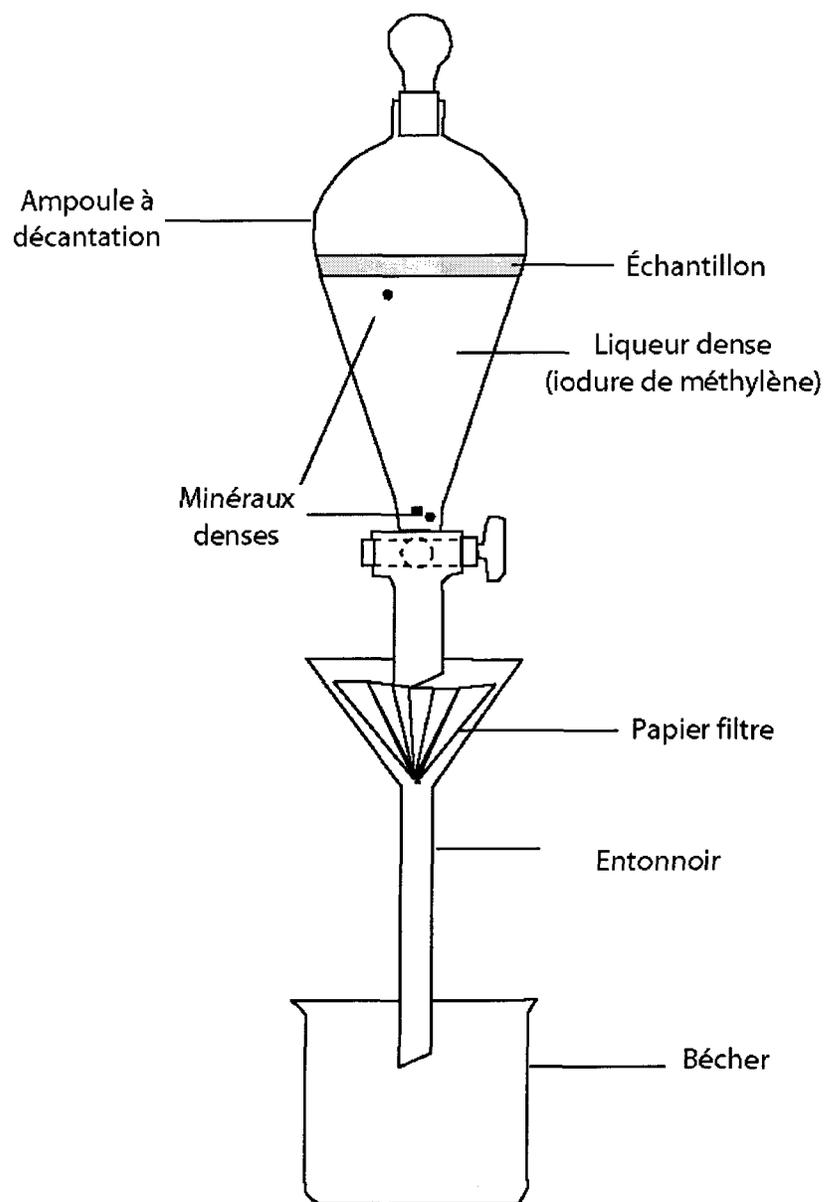


Fig. 4.A1 : Schéma du matériel pour la séparation des minéraux avec une densité de 3,3. L'échantillon de roche concassé est introduit au sommet de l'ampoule de décantation. Les minéraux de densité supérieure à 3.3 g cm^{-3} coulent au fond de l'ampoule et sont récupérés grâce au papier filtre lors de l'ouverture de la valve.

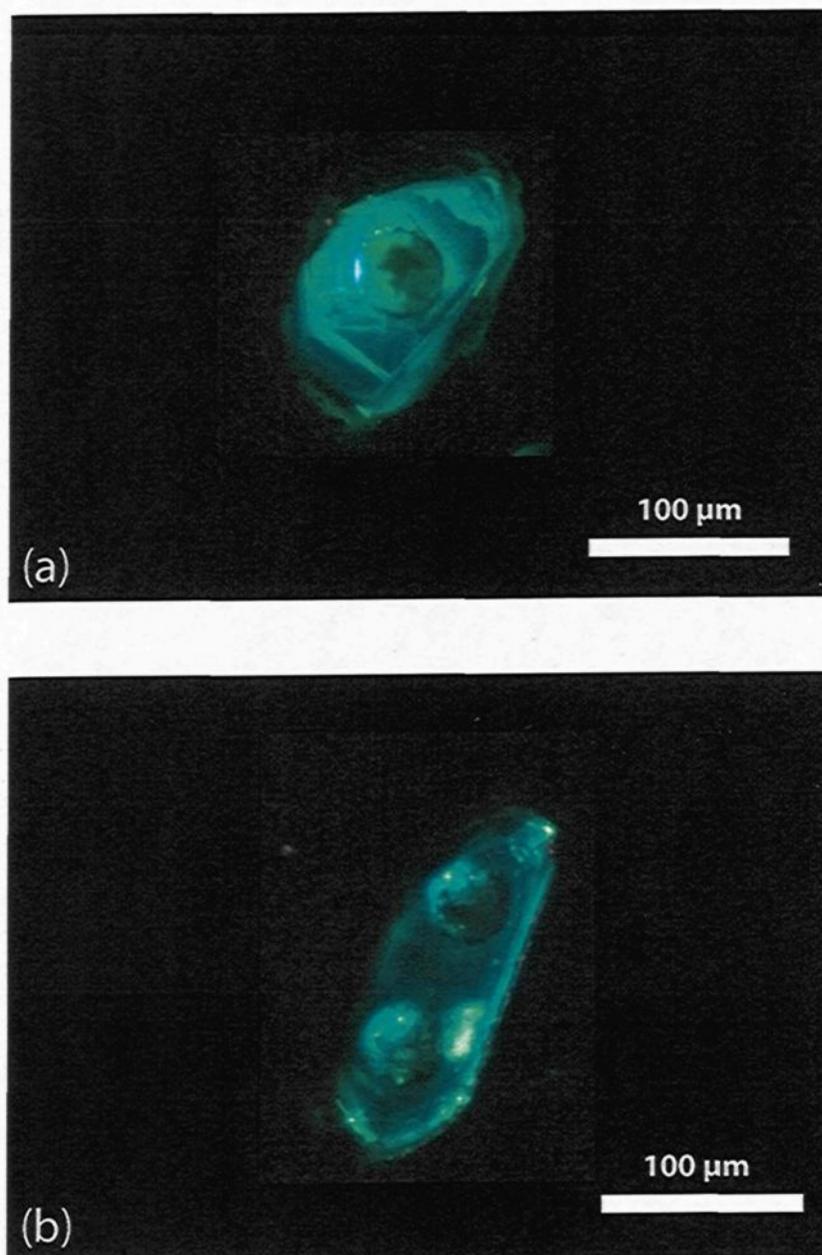


Fig. 4.A2 : Zircons pris en cathodoluminescence. (a) spots de 40 μ m de diamètre. Les zonations dans ces trous restent visibles en cathodoluminescence. Ceci indique que la profondeur du trou est inférieure à 15 μ m. (b) Sur certains zircons, deux analyses ont été réalisées et donnent des résultats similaires.

Analyses in situ des zircons par LA-ICP-MS

Ablation laser

A l'UQAC un laser de type New Wave Research Nd :YAG UV (213nm) a permis d'analyser des zones dans les zircons avec un spot de 40 micromètres de diamètre (Fig. 4.A2). Le laser a été mis au point à la surface de l'échantillon et a été utilisé avec une faible énergie de 1mJ/pulse et une fréquence de 4 Hz afin de limiter le fractionnement des éléments. Les trous observés par la suite dans les zircons ont été observés par cathodoluminescence (Fig. 4.A2). Ils sont de faible profondeur (environ 10 microns), car les zonations sont encore visibles en cathodoluminescence dans les cratères (Fig. 4.A2a).

ICP-MS

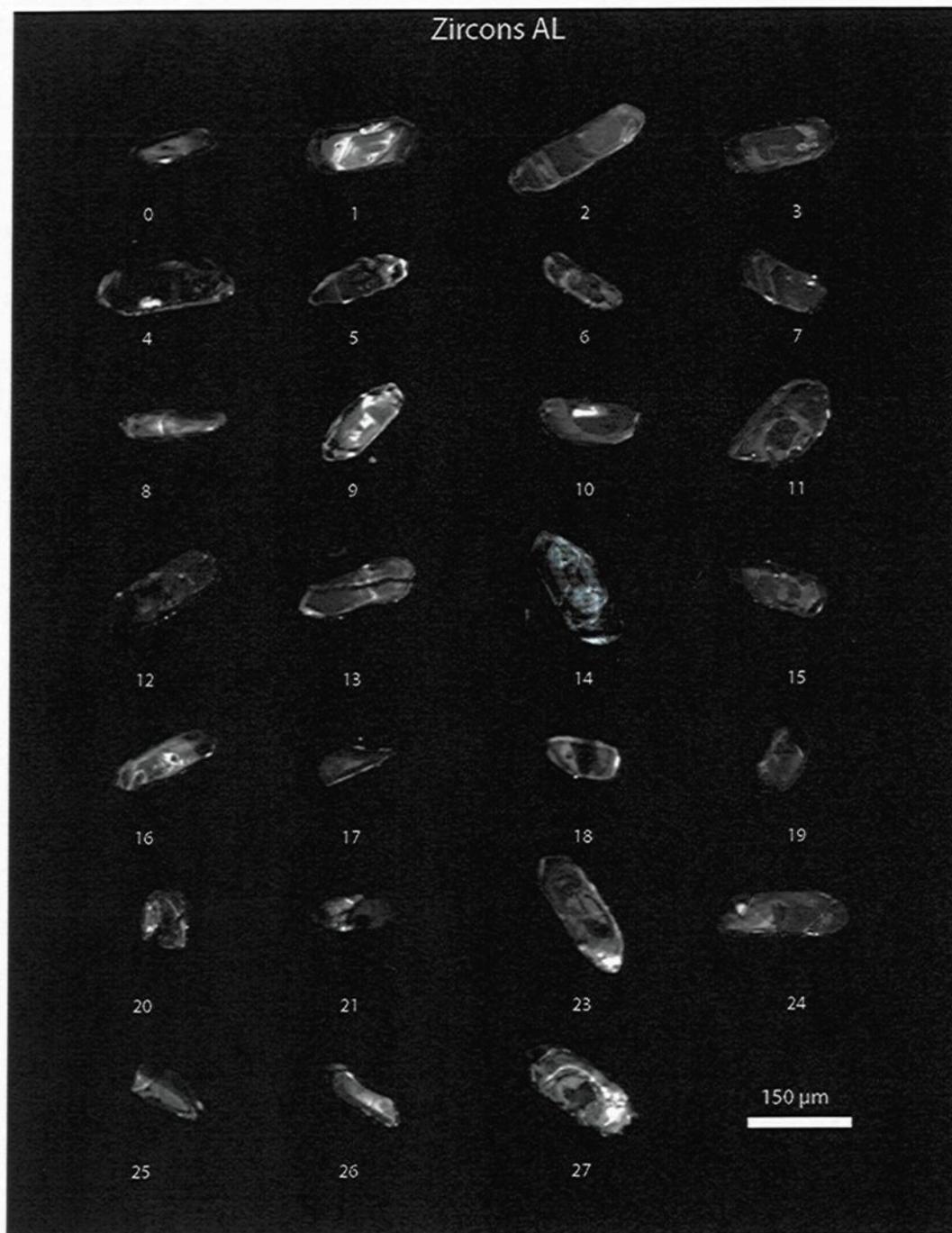
L'ICP-MS permet de déterminer les concentrations des éléments suivants : ^{202}Hg , $^{204}(\text{Hg}+\text{Pb})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{235}U , ^{238}U . Les teneurs ont été mesurées à partir de pics représentant la quantité de chaque élément ou isotope.

Pour chaque pic l'instrument réalise une mesure pendant 30 ms sauf pour le ^{207}Pb et le ^{235}U ou 3 mesures sont utilisées pour une meilleure précision (Chang *et al.*, 2006). La méthode utilisée consiste à commencer par la mesure du blanc pendant 18 secondes avec le gaz ouvert et le laser fermé. Puis lorsque le laser est ouvert, les mesures sont réalisées pendant 9 secondes. 6 séries de mesures par échantillon sont réalisées, ce qui veut dire qu'il faut 54 s pour obtenir les données pour un zircon. Pour vérifier l'exactitude des résultats, deux matériaux de référence sont intercalés de la façon suivante: le zircon 91500 (Williams *et al.*, 1984) est analysé deux fois au début et après

5 échantillons. Un zircon PL défini par Slama *et al.* (2006) et daté entre 335-338 Ma par différentes techniques analytiques est intercalé comme inconnue à la fin de chaque bloc de 5 analyses.

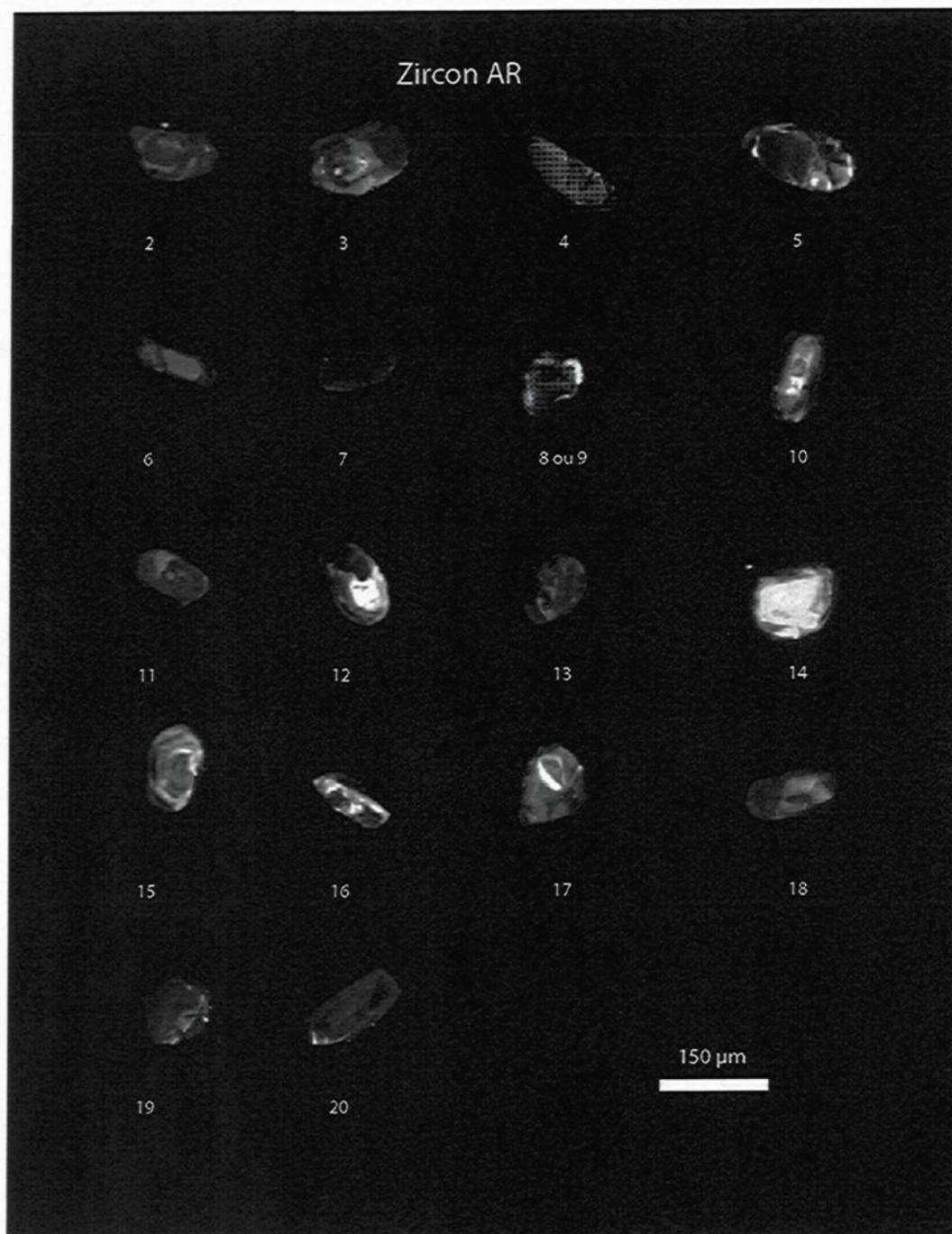
Par la suite les données obtenues sont corrigées par différents processus afin d'obtenir des rapports plus proches de la réalité (Cox *et al.*, 2003) ; les corrections sont les suivantes :

- i) les valeurs mesurées du blanc sont soustraites au signal obtenu pour chaque élément.
- ii) un fractionnement des éléments plus volatiles au cours du temps est observé à cause du laser. Les rapports Pb/U augmentent donc avec le temps. Une correction est apportée en utilisant une méthode mathématique de régression linéaire fréquemment utilisée pour les datations *in situ* par LA-ICP-MS (Kosler *et al.*, 2002; Chang *et al.*, 2006). Cette correction permet de calculer le rapport initial Pb/U au début de l'analyse.
- iii) une correction pour le fractionnement résiduel est appliquée par rapport à un matériel de référence (Jackson *et al.*, 2004) ; ici le matériel de référence utilisé pour correction est le zircon de 91500 (Wiedenbeck *et al.*, 1995)

Annexe 4.2 : Ensemble des zircons analysés par cathodoluminescence

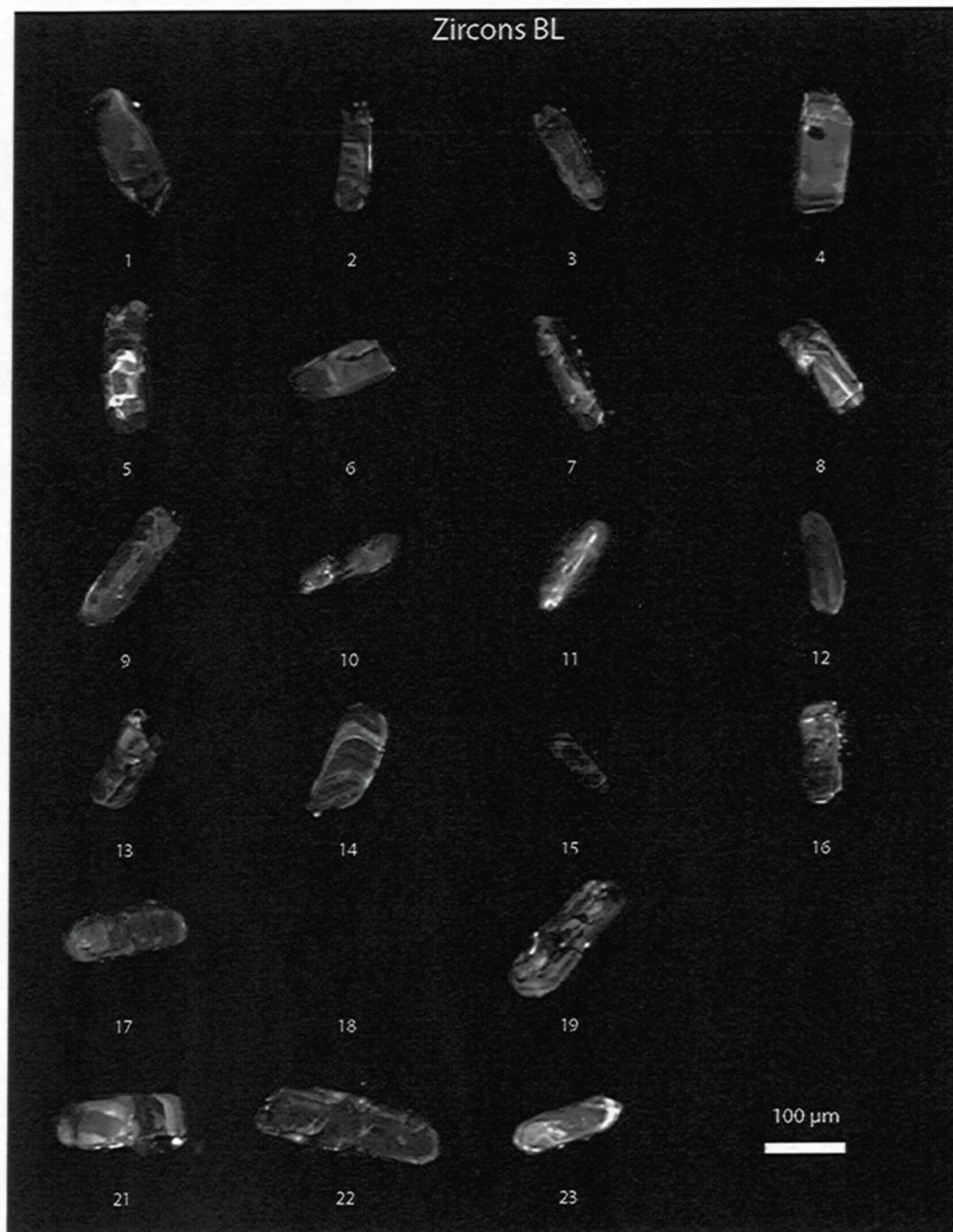
Zircons AL= Zircons de grande taille (>150 μm) de forme allongée

Annexe 4.2 : Suite



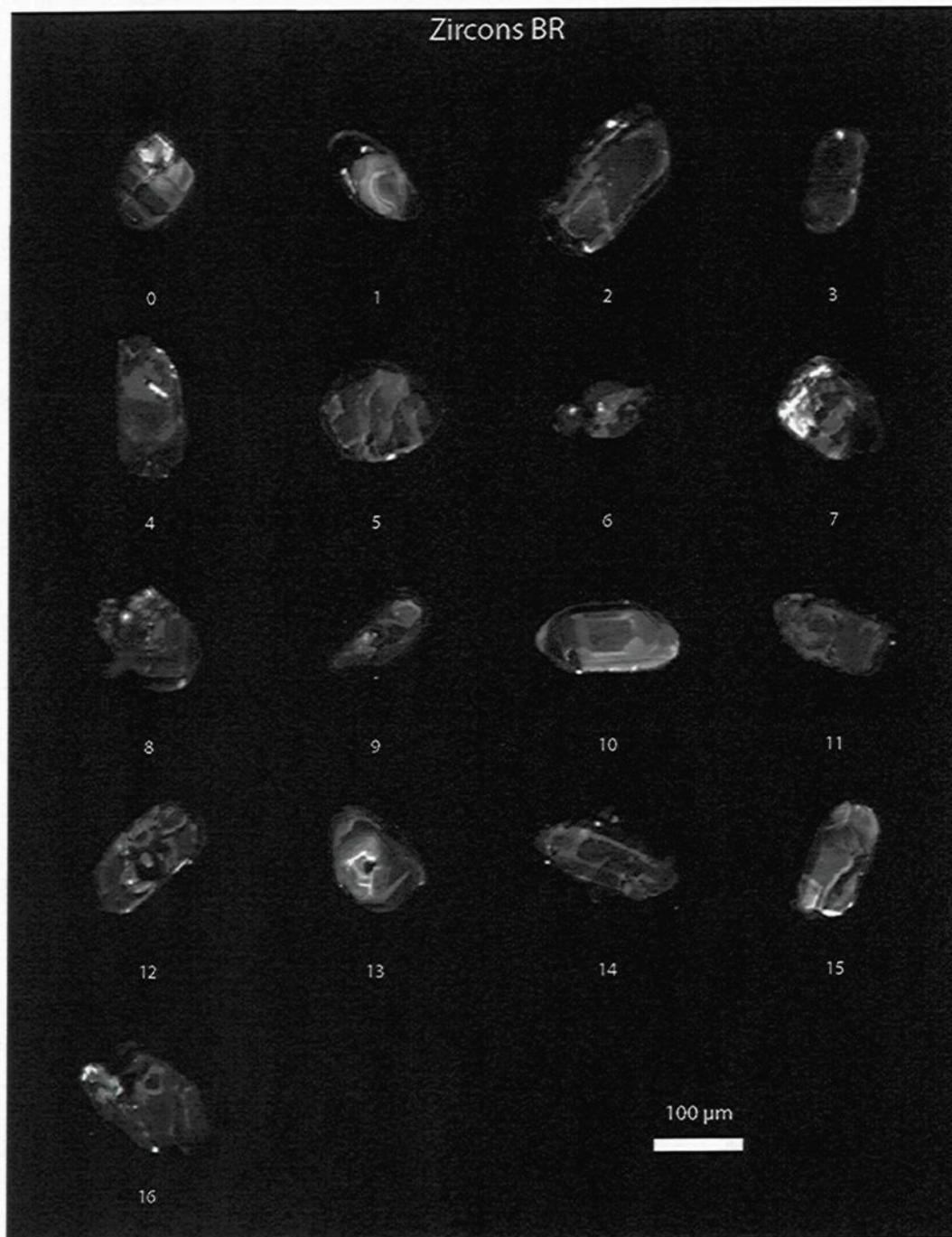
Zircons AR= Zircons de grande taille ($>150\mu\text{m}$) de forme arrondie

Annexe 4.2 : Suite



Zircons BL= Zircons de petite taille ($< 150 \mu\text{m}$) de forme allongée

Annexe 4.2 : Suite



Zircons BR= Zircons de petite taille (<150μm) de forme arrondie

Annexe 4.3 : Données isotopiques U-Pb pour les zircons des Petites-Bergeronnes

Échantillon	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	err	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	err	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	err	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_{\text{age}}$	+/-	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}_{\text{age}}$	+/-	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}_{\text{age}}$	+/-	%conc
PBAL2a	3,3889	0,0672	0,2642	0,0115	0,46	0,09322	0,00197	1492,4	39,9	1511,3	65,6	1501,8	29,8	101,3
PBAL2b	3,5735	0,0389	0,2742	0,0101	0,92	0,09496	0,00160	1527,2	31,8	1561,9	57,7	1543,7	16,8	102,3
PBAL1b	3,5148	0,0944	0,2787	0,0120	0,62	0,09511	0,00219	1530,2	43,3	1585,0	68,4	1530,5	41,1	103,6
PBAL3a	3,4418	0,0795	0,2674	0,0116	0,53	0,09392	0,00187	1506,5	37,7	1527,8	66,1	1514,0	35,0	101,4
PBAL4a	3,3661	0,0453	0,2585	0,0129	0,82	0,09373	0,00125	1502,6	25,2	1482,3	74,2	1496,5	20,1	98,6
PBAL4	3,5016	0,1962	0,2718	0,0154	0,95	0,09365	0,00160	1501,0	32,2	1550,2	88,0	1527,6	85,6	103,3
PBAL5a	3,2139	0,2123	0,2269	0,0124	0,83	0,09320	0,00404	1491,9	82,1	1318,0	71,8	1460,5	96,5	88,3
PBAL7a	3,2958	0,0505	0,2558	0,0111	0,43	0,09424	0,00180	1513,0	36,0	1468,3	63,6	1480,1	22,7	97,0
PBAL7b	3,7018	0,0922	0,2528	0,0106	0,59	0,09596	0,00688	1546,9	134,8	1453,1	60,9	1571,7	39,1	93,9
PBAL9a	3,5890	0,3727	0,3003	0,0154	0,50	0,09819	0,01266	1589,9	241,0	1692,7	87,1	1547,1	160,7	106,5
PBAL10a	3,3829	0,1098	0,2565	0,0095	0,87	0,09465	0,00189	1521,2	37,6	1471,9	54,7	1500,4	48,7	96,8
PBAL10b	3,4341	0,1285	0,2642	0,0103	0,96	0,09517	0,00273	1531,5	54,1	1511,3	59,0	1512,2	56,6	98,7
PBAL11a	3,2792	0,1239	0,2550	0,0085	0,88	0,09348	0,00173	1497,5	35,0	1464,2	48,8	1476,1	55,8	97,8
PBAL11b	3,6234	0,1894	0,2596	0,0116	0,85	0,08896	0,00597	1403,3	128,5	1487,6	66,2	1554,7	81,3	106,0
PBAL12	3,5661	0,1222	0,2704	0,0093	0,99	0,09399	0,00188	1507,9	37,8	1543,0	53,1	1542,0	52,8	102,3
PBAL15	3,6228	0,1504	0,2834	0,0116	0,99	0,09417	0,00160	1511,5	32,2	1608,6	65,8	1554,5	64,5	106,4
PBAL18	3,5651	0,1937	0,2645	0,0074	0,51	0,09527	0,00376	1533,4	74,3	1512,9	42,2	1541,8	83,8	98,7
PBAL19	3,5329	0,1237	0,2633	0,0070	0,76	0,09027	0,00530	1431,2	112,0	1506,5	39,9	1534,6	53,7	105,3
PBAL23a	3,8428	0,3182	0,3217	0,0284	0,94	0,09611	0,00783	1550,0	153,1	1797,9	158,6	1601,8	132,7	116,0
PBAL24	3,4150	0,1555	0,2634	0,0071	0,59	0,09550	0,00180	1538,0	35,5	1507,0	40,8	1507,9	68,7	98,0
PBAR2	3,6051	0,0439	0,2882	0,0027	0,77	0,09513	0,00236	1530,6	46,7	1632,4	15,3	1550,7	18,9	106,7
PBAR3	3,1450	0,3750	0,2358	0,0072	0,25	0,10550	0,01777	1723,1	309,4	1364,9	41,4	1443,8	172,1	79,2
PBAR5	3,5087	0,0705	0,2749	0,0077	0,72	0,09150	0,00557	1457,0	115,8	1565,6	43,9	1529,2	30,7	107,5
PBAR8	3,1341	0,3701	0,2653	0,0261	0,83	0,09398	0,00530	1507,8	106,5	1517,1	149,5	1441,1	170,2	100,6
PBAR12	2,5581	0,0911	0,2095	0,0044	0,60	0,09567	0,00280	1541,3	55,1	1226,1	26,0	1288,8	45,9	79,5

Annexe 4.3 : Suite

Échantillon	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	err	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	err	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	err	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_{\text{age}}$	+/-	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}_{\text{age}}$	+/-	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}_{\text{age}}$	+/-	%conc
PBAR17	3,1011	0,0614	0,2652	0,0027	0,52	0,09312	0,00246	1490,3	50,1	1516,2	15,7	1433,0	28,4	101,7
PBAR19	3,2943	0,0728	0,2675	0,0053	0,89	0,09554	0,00170	1538,8	33,5	1528,0	30,2	1479,7	32,7	99,3
PBAR20	2,5468	0,1161	0,2034	0,0091	0,98	0,09183	0,00260	1463,8	53,8	1193,7	53,4	1285,5	58,6	81,6
PBBL1a	3,6082	0,1076	0,2771	0,0074	0,89	0,09424	0,00184	1513,0	36,8	1576,9	42,0	1551,3	46,3	104,2
PBBL3b	3,3016	0,0755	0,2557	0,0059	0,92	0,09067	0,00337	1439,7	70,8	1467,7	33,9	1481,4	33,9	101,9
PBBL4a	3,2390	0,1135	0,2608	0,0049	0,54	0,09318	0,00141	1491,6	28,7	1494,2	28,1	1466,5	51,4	100,2
PBBL4b	3,5822	0,1094	0,2684	0,0074	0,90	0,09606	0,00268	1548,9	52,5	1532,5	42,2	1545,6	47,2	98,9
PBBL6	3,3388	0,0751	0,2611	0,0040	0,82	0,09437	0,00145	1515,6	28,9	1495,5	22,8	1490,2	33,5	98,7
PBBL8	3,4152	0,1357	0,2654	0,0047	0,95	0,09305	0,00232	1489,0	47,2	1517,6	26,9	1507,9	59,9	101,9
PBBL9	3,5930	0,0685	0,2657	0,0067	0,95	0,09457	0,00249	1519,5	49,6	1519,0	38,1	1548,0	29,5	100,0
PBBL13	3,5076	0,0872	0,2636	0,0052	0,43	0,09527	0,00264	1533,4	52,1	1508,4	29,7	1528,9	38,0	98,4
PBBL14a	3,3537	0,0874	0,2629	0,0051	0,95	0,09453	0,00097	1518,7	19,3	1504,6	29,3	1493,7	38,9	99,1
PBBL14b	3,2880	0,0835	0,2596	0,0070	0,95	0,09394	0,00172	1506,9	34,5	1488,0	40,1	1478,2	37,5	98,7
PBBL22a	3,7620	0,1079	0,2951	0,0050	0,59	0,09468	0,00365	1521,8	72,6	1667,2	28,1	1584,7	45,4	109,6
PBBL22b	2,4385	0,1061	0,2064	0,0050	0,92	0,09339	0,00270	1495,9	54,8	1209,8	29,2	1254,0	54,6	80,9
PBBR2	3,2494	0,1801	0,2516	0,0052	0,37	0,09338	0,00217	1495,6	43,9	1446,7	29,6	1469,0	81,4	96,7
PBBR4	3,3861	0,0902	0,2647	0,0083	0,85	0,09469	0,00146	1522,0	29,1	1513,6	47,6	1501,2	40,0	99,4
PBBR5	3,2904	0,0827	0,2556	0,0035	0,82	0,09004	0,00349	1426,4	74,1	1467,3	20,0	1478,8	37,2	102,9
PBBR9	3,5746	0,1105	0,2872	0,0089	0,95	0,08632	0,00701	1345,4	156,8	1627,5	50,5	1543,9	47,7	121,0
PBBR11	2,9151	0,0943	0,2397	0,0050	0,95	0,09204	0,00257	1468,2	53,0	1385,1	29,1	1385,8	44,8	94,3
PBBR13	3,0631	0,0845	0,2547	0,0086	0,43	0,09424	0,00224	1512,9	44,8	1462,5	49,1	1423,5	39,3	96,7
PBBR15	3,5379	0,0785	0,2619	0,0044	0,95	0,09748	0,00418	1576,5	80,2	1499,4	25,0	1535,7	34,1	95,1

Annexe 4.4 : Données isotopiques U-Pb pour le zircon PL (Slama *et al.*, 2006)

Échantillon	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	err	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	err	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	err	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_{\text{age}}$	+/-	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}_{\text{age}}$	+/-	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}_{\text{age}}$	+/-	%conc
PL1	0,3945	0,0096	0,0541	0,0012	0,93	0,05480	0,00155	404,0	63,3	339,9	7,6	337,7	8,2	84,1
PL2	0,3768	0,0107	0,0535	0,0007	0,43	0,05550	0,00145	432,5	58,1	336,1	4,1	324,7	9,3	77,7
PL3	0,3946	0,0150	0,0521	0,0021	0,95	0,05419	0,00172	379,0	71,3	327,5	13,0	337,8	12,8	86,4
PL4	0,3678	0,0202	0,0505	0,0015	0,53	0,05742	0,00372	507,7	142,5	317,7	9,2	318,0	17,4	62,6
PL5	0,3814	0,0078	0,0509	0,0021	0,50	0,05412	0,00112	376,0	46,4	319,8	13,2	328,0	6,8	85,0
PL6	0,3630	0,0069	0,0493	0,0020	0,47	0,05427	0,00137	382,1	56,7	310,1	12,5	314,5	6,0	81,1
PL7	0,3801	0,0084	0,0520	0,0008	0,95	0,05348	0,00098	349,0	41,3	327,0	5,2	327,1	7,2	93,7
PL8	0,3893	0,0099	0,0523	0,0015	0,91	0,05353	0,00084	351,2	35,5	328,5	9,2	333,9	8,5	93,5
PL9	0,4899	0,0153	0,0537	0,0023	0,95	0,05833	0,00654	542,3	245,1	337,1	14,4	404,9	12,7	62,2
PL10	0,3978	0,0110	0,0567	0,0021	0,95	0,05366	0,00164	357,0	68,8	355,8	13,2	340,0	9,4	99,7

Annexe 4.5 : Données géochimiques éléments majeurs et traces pour la zone des Petites-Bergeronnes

Types de roche			Filon mafique				Filon au contact avec le granite		
	unités	L.D.	PB2	PB3	PB4	PB14	PB29C	PB29D	PB16
SiO ₂	pd%	0,01	50,86	48,17	50,88	51,86	52,49	51,72	50,44
TiO ₂	pd%	0,01	1,62	1,76	1,61	1,54	1,52	1,54	1,63
Al ₂ O ₃	pd%	0,01	14,05	15,43	13,86	13,75	14,24	14,19	14,49
Fe ₂ O ₃	pd%	0,01	14,79	15,2	14,54	13,15	14,54	14,95	14,12
MnO	pd%	0,01	0,27	0,25	0,26	0,23	0,26	0,28	0,24
MgO	pd%	0,01	4,91	5,02	4,96	5,08	4,57	4,69	5,43
CaO	pd%	0,01	7,14	6,65	7,96	8,26	7,05	7,22	4,7
Na ₂ O	pd%	0,01	3,41	3,41	3,48	3,42	3,49	3,42	2,32
K ₂ O	pd%	0,01	2,12	3,07	1,77	1,91	1,72	1,7	5,46
P ₂ O ₅	pd%	0,01	0,21	0,23	0,22	0,23	0,2	0,21	0,22
LOI	pd%	0,05	0,56	0,73	0,44	0,5	0,44	0,59	0,85
TOTAL	pd%		99,95	99,94	99,97	99,94	100,52	100,51	99,9
A/CNK			0,67	0,73	0,63	0,60	0,70	0,69	0,79
La	ppm	0,02	15,45	15,92	15,56	17,49	16,25	15,87	15,95
Ce	ppm	0,07	37,31	39	37,2	37,79	40,45	38,82	42,56
Pr	ppm	0,006	5,192	5,567	5,234	5,049	5,676	5,423	6,244
Nd	ppm	0,03	23,49	25,52	23,48	22,55	25,61	24,68	28,86
Sm	ppm	0,01	6	6,56	5,99	5,69	6,76	6,53	8,14
Eu	ppm	0,005	1,805	1,722	1,88	1,684	1,86	1,859	1,744
Gd	ppm	0,01	6,732	7,232	6,739	6,624	7,576	7,451	9,686
Tb	ppm	0,003	1,098	1,185	1,122	1,1	1,28	1,275	1,712
Dy	ppm	0,008	7,129	7,657	7,279	7,176	8,613	8,414	11,519
Ho	ppm	0,003	1,469	1,565	1,499	1,502	1,811	1,799	2,453
Er	ppm	0,008	4,328	4,632	4,44	4,396	5,593	5,508	7,474
Tm	ppm	0,003	0,631	0,648	0,643	0,632	0,863	0,828	1,1
Yb	ppm	0,01	4,23	4,28	4,22	4,13	5,89	5,78	7,16
Lu	ppm	0,003	0,632	0,628	0,634	0,631	0,903	0,893	1,056
Cs	ppm	0,007	1,409	3,281	1,032	1,282	1,406	0,916	6,222
Rb	ppm	0,05	84,6	162,4	47,6	72,3	65,7	57,4	274,8
Sr	ppm	0,5	185,5	210,8	251,2	201,2	170,8	168,4	144,6
Hf	ppm	0,1	4,1	4,6	3,7	3,6	4,2	4,1	4,5
Ta	ppm	0,17	0,32	0,36	0,32	0,27	0,35	0,36	0,37
Th	ppm	0,06	2,77	2,88	1,31	1,69	2,09	2,01	0,63
Nb	ppm	0,2	6,6	8,3	5,7	4,9	6,9	8,7	11,3
U	ppm	0,007	1,072	1,272	0,533	0,622	1,241	1,378	0,934
Y	ppm	0,02	39,46	41,96	40,08	39,91	47,95	46,27	66,39
Zr	ppm	4	148	170	127	132	146	144	170

L.D., Limite de détection.

Annexe 4.5 : Suite

Types de roche			Granite									Granite au contact avec les hétérogénéités mafiques			
	unités	L.D.	PB15a	PB15b	PB6	PB18	PB19	PB20	PB21	PB22	PB24	PB25	PB33B	PB39B	PB13
SiO ₂	pd%	0,01	72,03	71,46	73,93	73,89	74,10	72,38	72,29	73,86	72,47	71,80	73,55	73,41	74,48
TiO ₂	pd%	0,01	0,45	0,48	0,36	0,30	0,34	0,44	0,47	0,40	0,35	0,40	0,36	0,38	0,39
Al ₂ O ₃	pd%	0,01	13,49	13,84	12,80	13,17	12,87	13,15	13,09	12,64	13,66	13,88	13,65	13,38	12,85
Fe ₂ O ₃	pd%	0,01	3,38	3,42	2,90	2,43	2,65	3,49	3,61	3,07	2,74	3,14	2,66	3,00	2,79
MnO	pd%	0,01	0,07	0,06	0,04	0,04	0,05	0,06	0,06	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,03
MgO	pd%	0,01	0,51	0,53	0,39	0,29	0,31	0,45	0,48	0,40	0,34	0,41	0,47	0,48	0,45
CaO	pd%	0,01	1,64	1,69	1,45	1,23	1,41	1,48	1,49	1,98	1,49	1,54	1,42	1,49	1,40
Na ₂ O	pd%	0,01	2,93	3,03	3,22	3,09	3,18	3,20	3,21	3,45	3,24	3,36	3,43	3,24	2,88
K ₂ O	pd%	0,01	4,92	4,94	4,48	5,14	4,68	4,88	4,77	3,71	5,16	4,97	4,07	4,25	4,22
P ₂ O ₅	pd%	0,01	0,09	0,09	0,07	0,05	0,06	0,08	0,09	0,06	0,06	0,08	0,06	0,06	0,08
LOI	pd%	0,05	0,40	0,37	0,30	0,31	0,28	0,32	0,35	0,31	0,37	0,32	0,30	0,27	0,29
TOTAL	pd%		99,90	99,91	99,94	99,93	99,93	99,92	99,92	99,93	99,92	99,94	100,01	100,01	99,87
A/CNK			1,03	1,03	1,00	1,02	1,00	0,99	0,99	0,95	1,00	1,01	1,08	1,06	1,08
La	ppm	0,02	68,67	76,26	77,53	53,93	51,91	75,24	94,64	63,16	62,57	65,64	63,68	71,22	69,16
Ce	ppm	0,07	145,49	156,53	158,22	110,45	105,75	152,85	192,73	131,74	128,58	145,06	129,42	145,20	141,54
Pr	ppm	0,006	16,82	17,92	17,90	12,51	12,36	17,41	21,48	15,24	14,85	17,22	14,56	16,65	15,95
Nd	ppm	0,03	63,31	66,63	64,70	46,32	47,79	66,05	78,22	57,48	56,33	65,02	53,30	62,59	58,14
Sm	ppm	0,01	12,50	12,64	12,38	9,31	9,74	13,22	14,73	11,54	11,43	12,92	9,21	11,49	10,53
Eu	ppm	0,005	1,55	1,56	1,28	1,17	1,22	1,39	1,42	1,24	1,25	1,26	1,44	1,57	1,23
Gd	ppm	0,01	11,57	11,20	11,10	8,34	9,30	12,56	13,20	10,69	10,68	11,75	7,51	9,64	8,51
Tb	ppm	0,003	1,89	1,75	1,77	1,37	1,50	2,01	2,10	1,72	1,76	1,90	1,08	1,47	1,17
Dy	ppm	0,008	11,74	10,83	11,16	8,64	9,52	12,57	13,02	10,73	11,13	11,95	6,43	8,79	6,40
Ho	ppm	0,003	2,39	2,16	2,24	1,77	1,95	2,54	2,60	2,18	2,27	2,42	1,26	1,73	1,17
Er	ppm	0,008	6,94	6,20	6,50	5,30	5,77	7,51	7,65	6,51	6,79	7,14	3,51	4,87	3,02
Tm	ppm	0,003	1,00	0,87	0,94	0,77	0,86	1,08	1,09	0,97	1,00	1,03	0,48	0,68	0,39
Yb	ppm	0,01	6,35	5,52	6,12	5,08	5,80	7,10	7,15	6,39	6,58	6,80	3,12	4,43	2,39
Lu	ppm	0,003	0,92	0,79	0,89	0,75	0,85	1,05	1,03	0,97	0,96	0,99	0,48	0,67	0,34
Cs	ppm	0,007	1,11	1,25	1,38	1,40	1,34	1,35	1,58	0,53	1,44	1,69	1,61	1,59	1,61
Rb	ppm	0,05	140,2	141,1	147,6	161,2	148,2	147,6	150,7	97,3	160,0	154,4	104,8	106,6	137,6
Sr	ppm	0,5	152,0	149,2	101,4	103,9	97,3	100,9	101,1	134,2	105,6	101,8	120,5	118,6	179,6
Hf	ppm	0,1	11,1	9,4	8,6	7,0	8,5	11,0	11,3	9,3	8,6	8,9	9,3	10,0	9,1
Ta	ppm	0,17	0,7	0,6	0,9	0,9	1,0	1,1	1,0	1,1	1,0	1,1	0,7	0,8	0,3
Th	ppm	0,06	14,98	14,82	17,85	12,19	12,56	14,28	17,98	17,87	17,81	20,30	11,90	12,84	14,73
Nb	ppm	0,2	16,4	14,4	16,0	14,3	15,2	19,4	19,3	17,0	16,3	17,9	13,0	14,8	10,8
U	ppm	0,007	1,48	1,21	3,07	3,54	2,65	3,21	1,90	5,66	2,79	3,92	1,49	1,68	1,62
Y	ppm	0,02	63,13	56,90	60,67	47,47	53,42	68,28	69,94	59,65	62,27	66,09	29,86	41,07	28,52
Zr	ppm	4	416	349	306	244	296	399	418	331	307	310	340	365	338

L.D., Limite de détection.

Annexe 4.5 : Suite

Types de roche			Litages à contours flous			Litages à contours nets										
unités	L.D.		PB26	PB1	PB9	PB30	PB31	PB32	PB33	PB34	PB35	PB36	PB37	PB38	PB39	PB40
SiO2	pd%	0,01	66,22	72,03	73,72	65,75	67,93	67,79	65,13	61,50	66,87	65,88	67,32	64,15	64,68	65,80
TiO2	pd%	0,01	1,27	0,64	0,70	0,49	0,45	0,41	0,53	0,68	0,45	0,51	0,42	0,55	0,47	0,49
Al2O3	pd%	0,01	11,72	12,09	10,99	15,92	14,96	15,69	14,87	15,69	14,78	14,45	15,64	15,45	15,40	14,79
Fe2O3	pd%	0,01	9,59	5,13	5,38	5,60	5,27	4,70	7,23	9,51	5,84	6,91	4,58	7,29	7,02	6,63
MnO	pd%	0,01	0,15	0,08	0,09	0,10	0,09	0,08	0,12	0,16	0,10	0,11	0,09	0,13	0,12	0,11
MgO	pd%	0,01	1,52	0,77	0,77	1,72	1,33	1,36	1,45	1,53	1,17	1,36	1,56	1,35	1,43	1,60
CaO	pd%	0,01	2,77	1,86	1,84	3,44	2,89	3,14	3,13	4,19	2,53	2,65	3,53	3,24	3,16	3,15
Na2O	pd%	0,01	2,80	3,00	2,80	5,27	4,55	5,22	3,94	4,76	3,67	3,36	5,27	4,20	3,98	4,30
K2O	pd%	0,01	3,30	3,93	3,29	1,30	2,16	1,15	3,20	1,61	4,10	4,21	1,29	3,34	3,47	2,80
P2O5	pd%	0,01	0,24	0,12	0,11	0,10	0,10	0,08	0,11	0,14	0,09	0,10	0,08	0,11	0,11	0,11
LOI	pd%	0,05	0,38	0,29	0,28	0,50	0,42	0,53	0,49	0,57	0,53	0,62	0,39	0,39	0,33	0,43
TOTAL	pd%		99,96	99,95	99,96	100,19	100,15	100,15	100,20	100,34	100,13	100,16	100,17	100,20	100,17	100,21
A/CNK			0,89	0,96	0,95	0,97	0,99	1,01	0,95	0,91	0,98	0,97	0,95	0,94	0,96	0,93
La	ppm	0,02	163,45	114,98	125,82	40,71	47,20	33,88	48,92	69,35	51,29	49,85	38,34	66,88	42,92	41,84
Ce	ppm	0,07	364,14	238,06	259,88	89,70	109,02	79,58	125,48	157,86	116,19	113,86	85,49	148,91	106,18	99,82
Pr	ppm	0,006	43,87	27,39	29,89	11,48	14,46	10,27	17,18	21,42	14,94	15,63	11,15	19,65	15,48	13,91
Nd	ppm	0,03	171,05	102,37	112,43	46,29	60,37	41,72	73,46	94,18	62,21	67,54	45,54	82,57	70,84	61,14
Sm	ppm	0,01	36,38	20,34	22,17	9,83	14,11	9,28	17,95	23,61	13,90	16,06	10,31	19,10	18,49	14,67
Eu	ppm	0,005	1,76	1,25	1,08	1,59	1,70	1,62	2,05	2,45	1,89	2,05	1,30	2,25	2,14	1,91
Gd	ppm	0,01	35,31	18,76	20,17	9,20	13,36	8,60	17,30	24,08	12,98	15,60	9,86	18,04	18,41	13,88
Tb	ppm	0,003	5,77	3,05	3,23	1,44	2,14	1,40	2,72	3,88	2,06	2,45	1,59	2,80	2,91	2,25
Dy	ppm	0,008	36,24	18,92	20,52	8,97	13,58	8,94	16,69	24,70	12,69	15,27	10,12	17,22	18,03	14,02
Ho	ppm	0,003	7,33	3,82	4,15	1,83	2,73	1,82	3,29	4,94	2,53	3,06	2,03	3,39	3,51	2,80
Er	ppm	0,008	21,51	11,19	11,93	5,30	7,83	5,35	9,19	14,23	7,35	8,79	5,86	9,70	9,76	8,23
Tm	ppm	0,003	3,06	1,61	1,66	0,78	1,11	0,78	1,31	2,03	1,07	1,30	0,83	1,36	1,33	1,20
Yb	ppm	0,01	19,78	10,39	10,69	5,21	7,33	5,22	8,59	13,44	7,06	8,74	5,38	8,92	8,58	7,90
Lu	ppm	0,003	2,85	1,50	1,55	0,78	1,08	0,79	1,29	2,03	1,07	1,30	0,78	1,35	1,25	1,20
Cs	ppm	0,007	3,27	3,15	2,10	1,80	1,74	1,64	1,69	1,04	1,76	1,63	1,25	1,75	1,56	1,63
Rb	ppm	0,05	150,9	166,5	134,9	54,5	69,1	48,3	82,9	44,9	109,9	105,9	38,7	89,2	88,0	77,2
Sr	ppm	0,5	69,8	82,7	69,5	135,7	119,7	126,8	117,6	119,8	122,5	114,6	147,9	124,6	122,6	123,3
Hf	ppm	0,1	26,5	13,4	15,4	6,2	7,6	5,5	8,4	10,1	8,7	8,1	7,0	10,4	6,6	5,3
Ta	ppm	0,17	2,7	1,4	1,4	0,7	0,8	0,7	0,6	0,6	0,7	0,6	0,7	0,4	0,5	0,7
Th	ppm	0,06	36,32	21,46	22,96	6,50	6,75	4,53	7,19	8,77	7,14	4,94	5,14	7,88	4,51	3,72
Nb	ppm	0,2	55,6	28,1	30,0	12,6	17,2	12,5	18,2	23,7	15,8	17,2	13,3	17,5	17,1	16,1
U	ppm	0,007	3,52	2,87	3,22	2,62	2,57	1,77	1,89	1,73	2,28	2,34	2,39	1,94	1,85	1,66
Y	ppm	0,02	194,12	104,28	109,19	47,37	67,29	48,01	78,12	122,12	63,55	79,38	49,62	82,41	81,27	71,31
Zr	ppm	4	973	481	552	224	275	201	304	376	319	298	251	387	246	191

L.D., Limite de détection.

Annexe 4.6 : Compositions normatives (CIPW avec Hornblende et Biotite) calculées avec le logiciel Geochemical Data Toolkit (Janousek *et al.*, 2006) avec un rapport estimé $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 0,3$

Types de roche	Filons mafiques				Filons au contact avec le granite		
	Échantillons	PB2	PB3	PB4	PB14	PB29C	PB29D
Q	5,3	0,0	0,0	1,7	2,6	1,5	8,5
C	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Or	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,2
Ab	28,9	27,6	28,9	28,9	29,5	28,9	19,6
An	16,8	17,7	17,0	16,5	18,1	18,3	13,0
Wo	3,0	1,2	0,7	2,6	0,0	0,0	3,7
Mt	4,9	7,7	7,3	6,6	7,3	7,6	7,1
Il	3,1	3,3	3,1	2,9	2,9	2,9	3,1
Ap	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Bi	19,9	29,6	17,0	18,3	16,6	16,4	43,9
Ho	15,9	17,5	30,7	26,5	24,8	25,7	0,0
Sum	98,3	105,2	105,3	104,6	102,4	101,9	104,6

Échantillons	PB15a	PB15b	PB6	PB18	PB19	PB20	PB21	PB22	PB24	PB25	PB33B	PB39B	PB13
Q	32,9	31,6	35,1	33,7	34,8	32,1	32,4	35,8	30,8	30,2	35,1	35,3	38,8
C	0,6	0,7	0,2	0,4	0,2	0,1	0,2	0,0	0,2	0,4	1,2	0,9	1,2
Or	24,5	24,5	22,6	27,2	24,2	24,2	23,4	17,9	26,9	25,2	20,3	20,9	21,1
Ab	24,8	25,6	27,2	26,1	26,9	27,1	27,2	29,2	27,4	28,4	29,0	27,4	24,4
An	7,5	7,8	6,7	5,8	6,6	6,8	6,8	8,0	7,0	7,1	6,7	7,0	6,4
Wo	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Mt	1,7	1,7	1,5	1,2	1,3	1,8	1,8	1,6	1,4	1,6	1,3	1,5	1,4
Il	0,9	0,9	0,7	0,6	0,6	0,8	0,9	0,8	0,7	0,8	0,7	0,7	0,7
Ap	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2
Bi	7,8	7,9	6,5	5,4	5,8	7,8	8,1	6,9	6,1	7,0	6,3	7,0	6,4
Ho	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Sum	100,8	100,9	100,8	100,6	100,7	101,0	101,0	100,8	100,6	100,9	100,8	100,9	100,7

Annexe 4.6 : Suite

Types de roche	litages à contours flous						litages à contours nets							
	Échantillons	PB26	PB1	PB9	PB30	PB31	PB32	PB33	PB34	PB35	PB36	PB37	PB38	PB39
Q	32,6	36,0	41,4	21,6	27,3	25,6	23,9	16,6	24,7	25,0	24,1	20,7	22,0	24,1
C	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Or	6,3	16,2	12,2	0,0	4,1	0,0	7,7	0,0	15,2	14,3	0,0	8,7	9,6	5,7
Ab	23,7	25,4	23,7	44,6	38,5	44,2	33,3	40,3	31,1	28,4	44,6	35,5	33,7	36,4
An	9,7	7,9	7,7	15,9	13,7	15,1	13,4	16,7	11,7	11,9	15,2	13,4	13,9	12,8
Wo	1,0	0,2	0,3	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,1	0,2	0,3	0,8	0,4	0,9
Mt	4,8	2,6	2,7	2,8	2,7	2,4	3,7	4,8	2,9	3,5	2,3	3,7	3,5	3,3
Il	2,4	1,2	1,3	0,9	0,9	0,8	1,0	1,3	0,9	1,0	0,8	1,0	0,9	0,9
Ap	0,6	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3
Bi	22,3	11,9	12,3	12,6	14,4	11,2	18,7	16,1	15,1	17,8	12,4	18,5	18,3	18,0
Ho	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,2	0,0	0,0	1,6	0,0	0,0	0,0
Sum	103,4	101,7	101,8	99,5	101,8	99,720 1	102,6	101,3	101,9	102,3	101,6	102,7	102,6	102,4

Annexe 4.7 : Éléments majeurs et formules recalculées pour les amphiboles dans les filons mafiques

Lame	PB4E								PB3								
	Numéro	4a	4b	5a	5b	6a	6b	8a	8b	2a	2b	9a	9b	10a	10b	11a	11b
SiO ₂ pd%	42,66	42,91	42,88	42,63	42,71	42,79	42,39	42,21	41,96	42,11	42,27	42,40	42,30	42,57	42,58	42,24	
TiO ₂ pd%	1,97	1,74	1,89	1,69	1,98	1,97	1,83	1,88	1,99	1,96	1,86	1,61	1,83	1,73	1,87	1,78	
Al ₂ O ₃ pd%	9,73	9,70	9,63	10,04	9,75	9,75	9,77	9,96	10,08	10,07	9,78	9,80	9,92	9,64	9,77	10,09	
MgO pd%	8,13	8,09	8,11	8,11	8,21	8,12	8,02	7,94	7,74	7,93	7,83	7,94	7,94	7,71	8,13	7,81	
CaO pd%	11,06	11,01	10,99	11,01	11,01	11,02	10,99	11,02	11,06	11,13	10,98	11,30	11,15	11,21	11,21	11,17	
MnO pd%	0,33	0,33	0,33	0,25	0,31	0,32	0,34	0,29	0,32	0,35	0,36	0,34	0,41	0,37	0,29	0,35	
FeO pd%	21,63	21,92	21,66	22,15	21,45	21,62	21,53	21,70	21,77	21,34	22,25	20,92	21,41	21,51	21,14	21,45	
Na ₂ O pd%	1,82	1,76	1,77	1,63	1,82	1,77	1,74	1,75	1,87	1,86	1,91	1,77	1,78	1,89	1,81	1,89	
K ₂ O pd%	1,28	1,28	1,24	1,33	1,24	1,27	1,28	1,31	1,49	1,44	1,38	1,39	1,39	1,34	1,46	1,40	
H ₂ O pd%	1,79	1,85	1,84	1,89	1,88	1,75	1,81	1,78	1,55	1,69	1,65	1,76	1,67	1,65	1,81	1,60	
F pd%	0,36	0,23	0,25	0,16	0,16	0,44	0,30	0,36	0,84	0,55	0,64	0,38	0,58	0,62	0,30	0,74	
Cl pd%	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,01	
Somme	100,78	100,85	100,61	100,91	100,55	100,84	100,02	100,22	100,67	100,44	100,92	99,63	100,41	100,26	100,39	100,54	
<i>Cations basés sur 23 O</i>																	
Si	6,42	6,46	6,46	6,39	6,44	6,44	6,43	6,40	6,38	6,39	6,39	6,49	6,43	6,50	6,46	6,42	
Al	1,58	1,54	1,54	1,61	1,56	1,56	1,57	1,60	1,62	1,61	1,61	1,51	1,57	1,50	1,54	1,58	
somme T	8,00																
Al	0,15	0,17	0,18	0,17	0,17	0,17	0,17	0,18	0,19	0,19	0,14	0,26	0,20	0,24	0,21	0,22	
Ti	0,22	0,20	0,21	0,19	0,22	0,22	0,21	0,21	0,23	0,22	0,21	0,18	0,21	0,20	0,21	0,20	
Fe ³⁺	0,61	0,67	0,63	0,79	0,61	0,62	0,63	0,64	0,52	0,50	0,65	0,37	0,53	0,38	0,44	0,47	
Cr	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	
Mg	1,84	1,83	1,84	1,83	1,86	1,84	1,83	1,81	1,77	1,81	1,78	1,83	1,81	1,77	1,85	1,78	
Fe ²⁺	2,11	2,09	2,11	1,99	2,09	2,10	2,10	2,12	2,25	2,21	2,17	2,31	2,19	2,37	2,24	2,26	
Mn	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	
somme C	5,00																
Ca	1,78	1,77	1,78	1,77	1,78	1,78	1,79	1,79	1,80	1,81	1,78	1,85	1,81	1,83	1,82	1,82	
Na	0,53	0,51	0,52	0,47	0,53	0,52	0,51	0,51	0,55	0,55	0,56	0,53	0,52	0,56	0,53	0,56	
K	0,25	0,25	0,24	0,26	0,24	0,24	0,25	0,25	0,29	0,28	0,27	0,27	0,27	0,26	0,28	0,27	
Mg#	40	40	40	40	41	40	40	40	39	40	39	41	40	39	41	40	

Annexe 4.7 : Suite

Lame	PB29AE										PB29CE										PB3E						
	5a	5b	6a	6b	7a	7b	8a	8b	9b	1a	1b	5a	5b	6a	6b	8a	8b	10a	10b	1a	1b	2a	2b	8			
SiO ₂ pd%	41,36	41,16	41,03	42,01	40,90	41,70	41,36	41,10	42,65	41,51	40,96	42,07	41,80	41,82	42,06	41,93	41,61	41,69	41,68	41,40	41,64	41,33	41,32	42,40			
TiO ₂ pd%	1,72	1,73	1,74	1,78	1,67	1,67	1,88	1,92	1,82	1,79	1,66	1,84	1,68	1,67	1,74	1,67	1,63	1,85	1,91	1,81	1,73	1,90	1,92	1,87			
Al ₂ O ₃ pd%	10,04	10,13	9,82	10,14	9,94	10,21	8,10	10,15	9,95	9,92	10,09	9,89	9,80	9,85	11,25	10,02	10,22	9,83	9,75	10,39	10,56	9,96	10,41	9,62			
MgO pd%	7,33	7,69	7,62	7,67	7,53	7,69	8,05	7,93	8,13	7,67	7,67	7,81	7,67	7,91	7,98	8,02	8,05	8,19	8,35	7,70	7,55	7,69	7,79	7,86			
CaO pd%	11,22	11,23	11,16	11,36	11,42	11,29	11,04	11,21	11,21	11,37	11,43	11,15	11,33	11,17	11,20	11,12	10,96	11,16	11,38	10,86	11,01	10,90	10,89	10,80			
MnO pd%	0,48	0,50	0,45	0,37	0,46	0,49	0,36	0,42	0,44	0,42	0,43	0,38	0,44	0,43	0,42	0,37	0,40	0,39	0,36	0,45	0,41	0,40	0,42	0,39			
FeO pd%	21,58	21,45	21,72	21,39	22,17	21,54	22,01	22,33	20,89	22,01	22,01	20,73	21,41	21,50	21,08	21,10	21,36	21,29	20,64	21,85	21,31	21,98	21,28	21,81			
Na ₂ O pd%	1,79	1,69	1,89	1,75	1,80	1,63	1,87	1,69	1,87	1,71	1,81	1,79	1,96	1,78	1,78	1,79	1,71	1,94	1,89	1,83	1,79	1,90	1,69	1,86			
K ₂ O pd%	1,44	1,42	1,44	1,51	1,44	1,50	1,50	1,42	1,40	1,48	1,49	1,42	1,39	1,39	1,43	1,43	1,37	1,43	1,44	1,50	1,51	1,48	1,47	1,46			
H ₂ O pd%	1,67	1,49	1,59	1,69	1,53	1,56	1,58	1,64	1,76	1,60	1,59	1,65	1,59	1,58	1,67	1,51	1,59	1,70	1,54	1,62	1,61	1,68	1,68	1,65			
F pd%	0,52	0,90	0,67	0,54	0,79	0,80	0,66	0,62	0,41	0,70	0,70	0,60	0,72	0,74	0,64	0,90	0,71	0,50	0,84	0,65	0,68	0,52	0,53	0,61			
Cl pd%	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01			
Somme	99,17	99,41	99,16	100,22	99,57	100,13	98,66	100,28	100,54	100,19	99,86	99,36	99,82	99,87	101,26	99,86	99,63	99,98	99,79	100,08	99,82	99,74	99,41	100,33			
Cations basés sur 23 O																											
Si	6,40	6,35	6,35	6,41	6,32	6,38	6,47	6,24	6,46	6,36	6,31	6,47	6,44	6,40	6,31	6,41	6,35	6,36	6,40	6,32	6,38	6,34	6,33	6,44			
Al	1,60	1,65	1,65	1,59	1,68	1,62	1,53	1,76	1,54	1,64	1,69	1,53	1,56	1,60	1,69	1,59	1,64	1,60	1,68	1,68	1,62	1,66	1,67	1,56			
somme T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00			
Al	0,24	0,19	0,15	0,24	0,13	0,23	-0,04	0,06	0,24	0,15	0,14	0,26	0,22	0,18	0,30	0,22	0,19	0,13	0,16	0,18	0,28	0,14	0,20	0,17			
Ti	0,20	0,20	0,20	0,19	0,18	0,22	0,22	0,21	0,21	0,21	0,19	0,21	0,19	0,19	0,20	0,19	0,19	0,21	0,22	0,21	0,20	0,22	0,22	0,21			
Fe ³⁺	0,41	0,57	0,54	0,39	0,58	0,50	0,48	0,87	0,43	0,54	0,56	0,35	0,36	0,57	0,60	0,53	0,73	0,57	0,42	0,70	0,51	0,65	0,66	0,61			
Cr	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Mg	1,70	1,78	1,77	1,76	1,75	1,77	1,89	1,81	1,85	1,76	1,77	1,81	1,77	1,82	1,80	1,84	1,85	1,88	1,92	1,76	1,74	1,77	1,79	1,79			
Fe ²⁺	2,38	2,19	2,27	2,34	2,28	2,26	2,40	1,96	2,22	2,28	2,28	2,32	2,39	2,18	2,04	2,17	1,99	2,15	2,23	2,08	2,22	2,17	2,06	2,16			
Mn	0,06	0,07	0,06	0,05	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05			
somme C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00			
Ca	1,86	1,86	1,85	1,86	1,88	1,87	1,89	1,80	1,82	1,87	1,89	1,84	1,87	1,83	1,80	1,82	1,79	1,83	1,87	1,77	1,81	1,79	1,79	1,76			
Na	0,54	0,51	0,57	0,52	0,54	0,48	0,57	0,50	0,55	0,51	0,54	0,53	0,59	0,53	0,52	0,53	0,50	0,57	0,56	0,54	0,53	0,56	0,50	0,55			
K	0,29	0,28	0,28	0,30	0,28	0,29	0,30	0,28	0,27	0,29	0,29	0,28	0,27	0,27	0,27	0,28	0,27	0,28	0,28	0,29	0,30	0,29	0,29	0,28			
Mg#	38	39	39	38	38	39	40	39	41	38	38	40	39	40	40	41	40	41	42	39	39	39	40	39			

Annexe 4.8 : Éléments majeurs et formules recalculées pour les amphiboles dans les granites

Lame Numéro	PB6						PB18							
	2	3	E4a	E4b	E5a	E5b	1a	1b	3a	3b	5a	5b	7a	7b
SiO ₂ pd%	39,22	39,20	38,92	38,47	38,96	38,69	40,56	40,00	40,19	39,96	39,82	40,13	40,41	39,81
TiO ₂ pd%	1,51	1,40	1,57	1,53	1,49	1,49	1,38	1,31	1,31	1,25	1,42	1,57	1,46	1,67
Al ₂ O ₃ pd%	10,09	9,96	10,16	10,47	10,07	10,07	10,37	10,69	10,44	10,35	10,33	10,58	10,52	10,73
MgO pd%	4,49	4,76	4,78	4,58	4,68	4,70	4,64	4,70	4,80	4,57	4,63	4,95	4,71	4,75
CaO pd%	10,24	10,24	10,23	10,36	10,29	10,29	10,56	10,62	10,69	10,76	10,68	10,68	10,71	10,93
MnO pd%	0,59	0,62	0,63	0,62	0,61	0,60	0,53	0,54	0,55	0,53	0,57	0,47	0,50	0,56
FeO pd%	27,01	27,02	27,19	26,62	26,78	27,30	25,76	26,12	26,41	26,34	26,51	25,99	26,69	26,01
Na ₂ O pd%	1,94	2,08	2,05	1,96	2,01	1,99	2,12	1,98	1,87	1,92	2,04	1,95	1,93	1,95
K ₂ O pd%	1,69	1,65	1,68	1,69	1,64	1,67	1,65	1,65	1,67	1,68	1,65	1,63	1,70	1,70
H ₂ O pd%	1,34	1,34	1,39	1,39	1,33	1,40	1,26	1,40	1,38	1,40	1,42	1,40	1,29	1,32
F pd%	1,08	1,08	0,97	0,94	1,07	0,93	1,29	1,02	1,06	1,00	0,94	1,04	1,27	1,20
Cl pd%	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03
Somme	99,22	99,37	99,60	98,66	98,96	99,15	100,17	100,06	100,39	99,77	100,05	100,41	101,23	100,65
<i>Cations basés sur 23 O</i>														
Si	6,21	6,19	6,13	6,13	6,18	6,12	6,37	6,27	6,28	6,30	6,26	6,26	6,27	6,23
Al	1,79	1,81	1,87	1,87	1,82	1,88	1,63	1,73	1,72	1,70	1,74	1,74	1,73	1,77
somme T	8,00													
Al	0,09	0,05	0,01	0,09	0,06	0,00	0,29	0,24	0,20	0,22	0,17	0,20	0,20	0,21
Ti	0,18	0,17	0,19	0,18	0,18	0,18	0,16	0,15	0,15	0,15	0,17	0,18	0,17	0,20
Fe ³⁺	0,93	0,99	1,07	0,93	0,95	1,08	0,49	0,69	0,74	0,62	0,68	0,69	0,71	0,58
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,07	1,13	1,13	1,10	1,12	1,12	1,09	1,11	1,12	1,08	1,09	1,16	1,10	1,12
Fe ²⁺	2,65	2,58	2,51	2,61	2,61	2,54	2,90	2,74	2,71	2,85	2,81	2,70	2,76	2,83
Mn	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,06	0,07	0,07
somme C	5,00													
Ca	1,74	1,73	1,72	1,77	1,75	1,74	1,78	1,78	1,79	1,82	1,80	1,78	1,78	1,83
Na	0,59	0,64	0,62	0,61	0,62	0,61	0,65	0,60	0,57	0,59	0,62	0,59	0,58	0,59
K	0,34	0,33	0,34	0,34	0,33	0,34	0,33	0,33	0,33	0,34	0,33	0,33	0,34	0,34
Mg#	23	24	24	24	24	24	24	24	25	24	24	25	24	25

Annexe 4.8 : Suite

Lame	PB25E											
	Numéro	2a	2b	3a	3b	5a	5b	6a	6b	7a	7b	9a
SiO ₂ pd%	40,37	40,07	40,60	40,44	40,12	39,61	40,40	39,69	40,47	40,51	40,30	40,52
TiO ₂ pd%	1,41	1,42	1,43	1,35	1,54	1,48	1,55	1,52	1,36	1,33	1,34	1,37
Al ₂ O ₃ pd%	10,27	10,41	10,34	10,39	10,30	10,80	10,26	10,16	10,19	10,49	10,30	10,52
MgO pd%	4,87	4,99	4,95	4,83	4,93	4,88	4,83	4,97	4,79	4,90	4,96	4,80
CaO pd%	10,66	10,74	10,66	10,70	10,48	10,79	10,62	10,66	10,72	10,56	10,64	10,61
MnO pd%	0,53	0,64	0,56	0,51	0,63	0,60	0,57	0,66	0,58	0,54	0,57	0,49
FeO pd%	25,86	25,82	25,40	26,00	26,09	25,71	26,63	26,36	25,98	26,54	26,37	26,44
Na ₂ O pd%	1,90	1,97	2,10	2,03	2,04	1,69	2,01	1,94	1,95	1,91	1,99	1,78
K ₂ O pd%	1,66	1,69	1,62	1,60	1,66	1,62	1,59	1,64	1,59	1,62	1,60	1,60
H ₂ O pd%	1,46	1,56	1,43	1,40	1,42	1,51	1,40	1,41	1,50	1,51	1,51	1,42
F pd%	0,89	0,67	0,96	1,01	0,96	0,76	1,03	0,97	0,80	0,82	0,78	0,98
Cl pd%	0,04	0,03	0,06	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05
Somme	99,91	100,00	100,09	100,31	100,24	99,49	100,92	100,02	99,96	100,78	100,40	100,57
<i>Cations basés sur 23 O</i>												
Si	6,33	6,27	6,35	6,32	6,27	6,22	6,28	6,23	6,34	6,27	6,27	6,29
Al	1,67	1,73	1,65	1,68	1,73	1,78	1,72	1,77	1,66	1,73	1,73	1,71
somme T	8,00											
Al	0,23	0,19	0,25	0,23	0,17	0,22	0,16	0,10	0,23	0,18	0,16	0,22
Ti	0,17	0,17	0,17	0,16	0,18	0,17	0,18	0,18	0,16	0,15	0,16	0,16
Fe ³⁺	0,62	0,66	0,52	0,60	0,74	0,75	0,75	0,81	0,60	0,83	0,77	0,78
Cr	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
Mg	1,15	1,17	1,16	1,13	1,16	1,15	1,13	1,17	1,13	1,14	1,16	1,12
Fe ²⁺	2,77	2,72	2,81	2,80	2,67	2,63	2,71	2,65	2,81	2,60	2,66	2,66
Mn	0,07	0,09	0,07	0,07	0,08	0,08	0,07	0,09	0,08	0,07	0,07	0,06
somme C	5,00											
Ca	1,79	1,80	1,79	1,79	1,76	1,81	1,77	1,79	1,80	1,75	1,77	1,77
Na	0,58	0,60	0,64	0,62	0,62	0,51	0,61	0,59	0,59	0,57	0,60	0,54
K	0,33	0,34	0,32	0,32	0,33	0,33	0,32	0,33	0,32	0,32	0,32	0,32
Mg#	25	26	26	25	25	25	25	25	25	25	25	25

Annexe 4.9 : Éléments majeurs et formules recalculées pour les amphiboles dans les litages à contours nets

Lame	PB30E										PB32E								
	Numéro	3a	3b	4	7a	7b	8a	8b	11a	11b	1a	1b	2a	2b	6a	6b	7b	8a	8b
SiO ₂ pd%	41,68	41,01	42,07	42,04	42,79	42,55	42,15	41,31	41,78	41,73	41,62	41,14	41,40	42,07	41,39	41,70	41,47	41,82	
TiO ₂ pd%	1,50	1,55	1,50	1,36	1,47	1,37	1,25	1,43	1,39	1,36	1,38	1,40	1,44	1,38	1,37	1,39	1,39	1,35	
Al ₂ O ₃ pd%	9,84	9,98	9,61	9,26	9,20	9,09	9,28	9,97	9,51	9,62	9,69	9,61	9,64	9,67	9,45	9,56	9,31	9,34	
MgO pd%	6,59	6,52	7,24	8,06	8,11	7,89	7,78	7,36	7,63	6,93	7,00	7,04	7,01	7,07	7,17	7,24	7,52	7,50	
CaO pd%	11,30	11,34	11,11	11,19	11,37	11,15	11,31	11,05	11,27	10,96	11,18	11,15	11,10	11,44	11,10	11,18	11,14	11,14	
MnO pd%	0,46	0,57	0,53	0,49	0,52	0,54	0,54	0,56	0,51	0,51	0,61	0,56	0,54	0,53	0,56	0,51	0,51	0,48	
FeO pd%	23,10	23,47	23,16	21,85	21,36	21,70	21,63	22,92	22,43	23,03	22,18	22,60	23,35	21,87	22,48	22,31	22,12	21,71	
Na ₂ O pd%	1,73	1,77	1,88	1,87	1,77	1,86	1,80	1,88	1,74	1,94	1,86	1,90	1,84	1,69	1,80	1,81	1,88	1,80	
K ₂ O pd%	1,50	1,56	1,45	1,42	1,41	1,39	1,42	1,45	1,48	1,42	1,46	1,44	1,48	1,49	1,46	1,43	1,42	1,47	
H ₂ O pd%	1,63	1,57	1,56	1,50	1,48	1,53	1,46	1,52	1,54	1,57	1,46	1,56	1,47	1,52	1,61	1,49	1,42	1,53	
F pd%	0,59	0,70	0,79	0,88	0,96	0,84	0,95	0,84	0,80	0,73	0,94	0,71	0,92	0,83	0,61	0,88	1,01	0,78	
Cl pd%	0,04	0,05	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	
Somme	99,96	100,09	100,93	99,96	100,48	99,93	99,62	100,30	100,11	99,84	99,41	99,14	100,22	99,59	99,03	99,52	99,22	98,94	
<i>Cations basés sur 23 O</i>																			
Si	6,45	6,36	6,42	6,44	6,53	6,51	6,50	6,33	6,41	6,44	6,46	6,40	6,38	6,52	6,44	6,45	6,44	6,50	
Al	1,55	1,64	1,58	1,56	1,47	1,49	1,50	1,67	1,59	1,56	1,54	1,60	1,62	1,48	1,56	1,55	1,56	1,50	
somme T	8,00																		
Al	0,24	0,18	0,14	0,12	0,18	0,15	0,19	0,12	0,13	0,19	0,24	0,16	0,13	0,29	0,17	0,20	0,14	0,21	
Ti	0,17	0,18	0,17	0,16	0,17	0,16	0,14	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,17	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	
Fe ³⁺	0,40	0,49	0,62	0,61	0,44	0,51	0,46	0,75	0,62	0,56	0,40	0,53	0,65	0,27	0,55	0,49	0,54	0,44	
Cr	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	1,53	1,52	1,66	1,86	1,86	1,81	1,80	1,69	1,76	1,61	1,63	1,64	1,62	1,65	1,67	1,68	1,75	1,75	
Fe ²⁺	2,59	2,55	2,33	2,19	2,29	2,27	2,33	2,19	2,26	2,41	2,48	2,42	2,36	2,57	2,38	2,40	2,33	2,38	
Mn	0,06	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	
somme C	5,00																		
Ca	1,87	1,88	1,82	1,84	1,86	1,83	1,87	1,81	1,85	1,81	1,86	1,86	1,83	1,90	1,85	1,85	1,85	1,85	
Na	0,52	0,53	0,56	0,56	0,52	0,55	0,54	0,56	0,52	0,58	0,56	0,57	0,55	0,51	0,54	0,54	0,56	0,54	
K	0,30	0,31	0,28	0,28	0,28	0,27	0,28	0,28	0,29	0,28	0,29	0,29	0,29	0,30	0,29	0,28	0,28	0,29	
Mg#	34	33	36	40	41	39	39	37	38	35	36	36	35	37	36	37	38	38	

Annexe 4.9 : Suite

Lame	PB36							PB40E												
	2a	2b	4a	4b	7a	7b	9a	9b	4a	4b	6a	6b	6c	6d	7a	7b	8a	8b	11a	11b
SiO ₂ pd%	40,55	39,98	40,28	40,58	40,80	40,36	41,02	40,28	41,03	41,03	41,54	41,26	41,69	41,21	41,11	40,61	41,73	41,54	41,69	41,65
TiO ₂ pd%	1,55	1,45	1,63	1,61	1,65	1,56	1,63	1,66	1,51	1,44	1,35	1,43	1,30	1,35	1,59	1,63	1,40	1,35	1,39	1,38
Al ₂ O ₃ pd%	10,01	10,13	10,12	10,08	10,03	10,06	9,88	9,97	9,74	9,92	9,62	9,72	9,84	9,94	9,69	9,80	9,66	9,84	9,49	9,63
MgO pd%	5,51	5,51	5,36	5,50	5,41	5,45	5,67	5,51	5,80	5,40	6,61	6,66	6,46	6,70	5,91	5,97	6,65	6,57	6,70	6,70
CaO pd%	10,86	10,80	10,67	10,74	10,69	10,80	10,93	10,86	10,68	10,71	10,91	11,03	10,97	11,04	10,68	11,05	10,92	10,92	10,89	10,91
MnO pd%	0,56	0,58	0,56	0,52	0,51	0,56	0,53	0,60	0,47	0,55	0,53	0,49	0,58	0,57	0,57	0,54	0,55	0,55	0,58	0,58
FeO pd%	25,16	24,94	24,75	25,01	25,26	24,75	24,66	25,33	24,31	24,05	23,86	22,63	23,11	23,02	24,13	24,20	22,66	23,38	23,47	22,70
Na ₂ O pd%	2,04	1,93	2,05	2,01	1,93	1,82	2,00	1,94	1,92	1,96	1,88	1,82	1,86	1,89	1,96	1,88	1,96	1,85	1,95	1,90
K ₂ O pd%	1,51	1,55	1,51	1,54	1,53	1,56	1,52	1,52	1,43	1,43	1,47	1,47	1,49	1,48	1,54	1,51	1,45	1,48	1,43	1,45
H ₂ O pd%	1,53	1,49	1,50	1,57	1,47	1,55	1,61	1,55	1,51	1,60	1,45	1,47	1,57	1,55	1,52	1,62	1,49	1,51	1,48	1,49
F pd%	0,76	0,79	0,77	0,67	0,88	0,68	0,61	0,69	0,78	0,60	0,96	0,89	0,70	0,73	0,78	0,55	0,88	0,84	0,91	0,86
Cl pd%	0,04	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,03	0,04
Somme	100,06	99,19	99,25	99,86	100,20	99,20	100,09	99,95	99,21	98,72	100,20	98,89	99,62	99,53	99,53	99,40	99,38	99,87	100,01	99,29
Cations basés sur 23 O																				
Si	6,32	6,29	6,34	6,33	6,35	6,34	6,39	6,29	6,42	6,47	6,41	6,45	6,47	6,40	6,42	6,36	6,49	6,42	6,44	6,48
Al	1,68	1,71	1,66	1,67	1,65	1,66	1,61	1,71	1,58	1,53	1,59	1,55	1,53	1,60	1,58	1,64	1,51	1,58	1,56	1,52
somme T	8,00																			
Al	0,16	0,17	0,21	0,19	0,19	0,20	0,20	0,12	0,22	0,31	0,16	0,24	0,27	0,21	0,20	0,16	0,26	0,21	0,17	0,24
Ti	0,18	0,17	0,19	0,19	0,19	0,18	0,19	0,20	0,18	0,17	0,16	0,17	0,15	0,16	0,19	0,19	0,16	0,16	0,16	0,16
Fe ³⁺	0,60	0,66	0,55	0,59	0,63	0,59	0,48	0,67	0,56	0,38	0,66	0,43	0,46	0,54	0,53	0,52	0,40	0,58	0,59	0,46
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Mg	1,29	1,30	1,27	1,29	1,26	1,29	1,33	1,29	1,36	1,28	1,53	1,56	1,50	1,56	1,39	1,40	1,55	1,52	1,56	1,57
Fe ²⁺	2,69	2,62	2,71	2,67	2,66	2,66	2,73	2,64	2,62	2,79	2,43	2,53	2,54	2,45	2,62	2,65	2,55	2,44	2,44	2,49
Mn	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,06	0,07	0,07	0,06	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07	0,07	0,08	0,08
somme C	5,00																			
Ca	1,81	1,82	1,80	1,80	1,78	1,82	1,82	1,82	1,79	1,81	1,80	1,85	1,82	1,84	1,79	1,85	1,82	1,81	1,80	1,82
Na	0,62	0,59	0,62	0,61	0,58	0,55	0,60	0,59	0,58	0,60	0,56	0,55	0,56	0,57	0,59	0,57	0,59	0,55	0,58	0,57
K	0,30	0,31	0,30	0,31	0,30	0,31	0,30	0,30	0,29	0,29	0,29	0,29	0,30	0,29	0,31	0,30	0,29	0,29	0,28	0,29
Mg#	28	28	28	28	28	28	28	28	30	29	33	35	33	34	31	31	34	34	34	35

Annexe 4.10 : Éléments majeurs et formules recalculées pour les amphiboles dans les litages à contours flous

Lame	PB7A																
	Numéro	1a	1b	2	7	E1a	E1b	E3a	E3b	E6a	E6b	E7a	E7b	E10a	E10b	E12a	E12b
SiO ₂ pd%	37,91	38,91	39,76	39,70	39,73	39,70	40,04	40,07	39,90	40,07	39,74	39,86	39,91	39,93	39,83	39,73	
TiO ₂ pd%	1,35	1,26	1,24	1,38	1,43	1,55	1,36	1,34	1,41	1,28	1,45	1,39	1,29	1,18	1,34	1,26	
Al ₂ O ₃ pd%	10,02	10,24	10,19	10,18	10,31	10,55	10,27	10,49	10,23	10,30	10,19	10,21	10,16	10,27	10,35	10,28	
MgO pd%	4,28	4,38	4,36	4,37	4,53	4,50	4,53	4,49	4,38	4,22	4,49	4,52	4,53	4,34	4,43	4,57	
CaO pd%	10,30	10,39	10,36	10,38	10,46	10,69	10,65	10,76	10,51	10,49	10,62	10,61	10,62	10,62	10,54	10,67	
MnO pd%	0,65	0,61	0,65	0,64	0,60	0,52	0,59	0,53	0,56	0,53	0,56	0,51	0,52	0,55	0,50	0,57	
FeO pd%	27,43	27,00	27,47	27,26	26,97	25,85	26,02	26,91	27,30	26,94	26,08	27,19	26,82	27,30	26,85	26,65	
Na ₂ O pd%	1,93	2,04	1,94	1,97	1,97	2,01	2,02	1,97	2,06	1,98	2,01	1,99	2,03	1,96	1,96	1,93	
K ₂ O pd%	1,69	1,69	1,66	1,64	1,64	1,64	1,69	1,63	1,67	1,68	1,62	1,66	1,70	1,67	1,64	1,67	
H ₂ O pd%	1,35	1,28	1,41	1,25	1,47	1,32	1,26	1,37	1,35	1,35	1,32	1,41	1,34	1,34	1,44	1,34	
F pd%	0,96	1,17	0,96	1,28	0,86	1,15	1,27	1,09	1,10	1,10	1,13	0,98	1,10	1,11	0,90	1,11	
Cl pd%	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	
Somme	97,89	99,00	100,01	100,08	100,01	99,51	99,73	100,68	100,51	99,95	99,23	100,36	100,07	100,30	99,80	99,81	
<i>Cations basés sur 23 O</i>																	
Si	6,11	6,20	6,24	6,24	6,23	6,28	6,33	6,27	6,25	6,31	6,31	6,25	6,29	6,27	6,27	6,26	
Al	1,89	1,80	1,76	1,76	1,77	1,72	1,67	1,73	1,75	1,69	1,69	1,75	1,71	1,73	1,73	1,74	
somme T	8,00																
Al	0,01	0,12	0,13	0,13	0,13	0,25	0,24	0,20	0,14	0,23	0,22	0,13	0,17	0,17	0,19	0,17	
Ti	0,16	0,15	0,15	0,16	0,17	0,18	0,16	0,16	0,17	0,15	0,17	0,16	0,15	0,14	0,16	0,15	
Fe ³⁺	1,04	0,86	0,93	0,87	0,85	0,53	0,54	0,69	0,77	0,67	0,57	0,79	0,69	0,77	0,74	0,73	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	
Mg	1,04	1,05	1,03	1,03	1,07	1,07	1,07	1,05	1,03	1,00	1,07	1,06	1,07	1,02	1,05	1,08	
Fe ²⁺	2,66	2,74	2,68	2,71	2,69	2,90	2,91	2,83	2,81	2,88	2,90	2,78	2,84	2,82	2,80	2,78	
Mn	0,09	0,08	0,09	0,09	0,08	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	
somme C	5,00																
Ca	1,78	1,77	1,74	1,75	1,76	1,81	1,80	1,80	1,77	1,77	1,81	1,78	1,79	1,79	1,78	1,80	
Na	0,60	0,63	0,59	0,60	0,60	0,62	0,62	0,60	0,63	0,60	0,62	0,61	0,62	0,60	0,60	0,59	
K	0,35	0,34	0,33	0,33	0,33	0,33	0,34	0,33	0,33	0,34	0,33	0,33	0,34	0,34	0,33	0,34	
Mg#	22	23	22	22	23	24	24	23	22	22	24	23	23	22	23	24	

Annexe 4.10 : Suite

Lame	PB10A												PB1							
	1a	1b	2a	2b	5a	5b	7a	7b	9a	9b	11a	11b	4	6	E1a	E1b	E3a	E3b	E5a	E5b
SiO ₂ pd%	40,50	40,24	38,16	40,38	40,04	39,39	40,25	40,26	40,06	40,49	40,17	40,36	38,69	39,38	38,80	38,81	38,56	39,01	38,81	38,28
TiO ₂ pd%	1,52	1,07	1,08	1,39	1,40	1,26	1,41	1,25	1,40	1,20	1,39	1,45	1,33	1,37	1,29	1,22	1,37	1,27	1,42	1,39
Al ₂ O ₃ pd%	10,37	10,58	11,23	10,40	10,18	10,61	10,27	10,40	10,19	10,19	10,25	10,27	10,11	10,11	10,12	10,07	10,24	10,31	10,19	10,56
MgO pd%	4,74	4,59	5,62	4,57	4,44	4,82	4,56	4,48	4,62	3,80	4,65	4,64	4,36	4,56	4,24	4,04	4,28	4,09	4,39	4,26
CaO pd%	10,72	10,46	8,26	10,69	10,67	9,74	10,72	10,77	10,63	10,87	10,69	10,62	10,32	10,38	10,36	10,58	10,29	10,41	10,27	10,52
MnO pd%	0,54	0,56	0,54	0,48	0,57	0,42	0,52	0,48	0,52	0,50	0,56	0,50	0,63	0,68	0,70	0,62	0,66	0,65	0,61	0,66
FeO pd%	26,86	27,47	28,54	26,88	26,93	28,24	26,81	26,79	27,06	27,99	26,39	27,52	27,60	27,01	27,40	27,93	27,21	27,61	27,19	27,07
Na ₂ O pd%	1,99	2,11	1,76	1,88	2,02	1,81	1,99	1,94	2,14	1,83	1,96	1,90	1,99	2,00	2,05	1,88	2,01	2,02	2,02	1,94
K ₂ O pd%	1,57	1,60	1,19	1,63	1,68	1,48	1,62	1,65	1,61	1,72	1,59	1,66	1,72	1,70	1,64	1,72	1,68	1,69	1,66	1,71
H ₂ O pd%	1,41	1,30	1,44	1,30	1,39	1,49	1,41	1,38	1,41	1,24	1,33	1,48	1,30	1,34	1,37	1,41	1,33	1,37	1,37	1,34
F pd%	1,04	1,24	0,85	1,24	1,02	0,80	1,00	1,05	0,99	1,36	1,16	0,89	1,13	1,08	0,97	0,91	1,05	1,01	1,00	1,05
Cl pd%	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,04	0,03	0,04	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03
Somme	101,28	101,24	98,70	100,87	100,35	100,08	100,59	100,47	100,65	101,22	100,16	101,30	99,20	99,64	98,98	99,20	98,70	99,46	98,95	98,79
<i>Cations basés sur 23 O</i>																				
Si	6,27	6,24	5,84	6,29	6,28	6,09	6,29	6,31	6,26	6,34	6,31	6,25	6,15	6,22	6,18	6,19	6,16	6,19	6,17	6,12
Al	1,73	1,76	2,02	1,71	1,72	1,91	1,71	1,69	1,74	1,66	1,69	1,75	1,85	1,78	1,82	1,81	1,84	1,81	1,83	1,88
somme T	8,00	8,00	7,86	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00								
Al	0,17	0,17	0,00	0,20	0,17	0,02	0,18	0,22	0,14	0,22	0,20	0,12	0,05	0,10	0,08	0,08	0,08	0,12	0,08	0,10
Ti	0,18	0,13	0,12	0,16	0,16	0,15	0,16	0,15	0,16	0,14	0,16	0,17	0,16	0,16	0,15	0,15	0,16	0,15	0,17	0,17
Fe ³⁺	0,74	0,92	2,59	0,72	0,68	1,53	0,68	0,64	0,74	0,60	0,66	0,87	1,01	0,89	0,92	0,90	0,95	0,89	0,95	0,89
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,10	1,07	1,29	1,07	1,05	1,12	1,07	1,05	1,09	0,89	1,10	1,08	1,04	1,08	1,01	0,97	1,03	0,98	1,05	1,02
Fe ²⁺	2,74	2,65	1,06	2,78	2,86	2,12	2,82	2,87	2,80	3,07	2,81	2,69	2,66	2,67	2,73	2,82	2,69	2,78	2,67	2,72
Mn	0,07	0,07	0,07	0,06	0,08	0,06	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,09	0,09	0,08	0,09	0,09	0,08	0,09
somme C	5,00	5,00	5,14	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00								
Ca	1,78	1,74	1,35	1,78	1,79	1,61	1,79	1,81	1,78	1,82	1,80	1,76	1,76	1,76	1,77	1,81	1,76	1,77	1,75	1,80
Na	0,60	0,63	0,52	0,57	0,61	0,54	0,60	0,59	0,65	0,56	0,60	0,57	0,61	0,61	0,63	0,58	0,62	0,62	0,62	0,60
K	0,31	0,32	0,23	0,32	0,34	0,29	0,32	0,33	0,32	0,34	0,32	0,33	0,35	0,34	0,33	0,35	0,34	0,34	0,34	0,35
Mg#	24	23	26	23	23	23	23	23	23	20	24	23	22	23	22	21	22	21	22	22

Annexe 4.11 : Éléments majeurs et formules recalculées pour les plagioclases dans les granites

Lame	PB6			PB25E						PB18							
	Numéro	4	1a	1b	4a	4b	8a	8b	10b	2a	2b	4a	4b	6a	6b	8a	8b
SiO ₂ pd%	63,4	64,68	64,78	63,56	64,54	64,34	68,26	68,58	64,49	64,50	63,91	64,76	64,20	68,41	64,40	64,53	
TiO ₂ pd%	0,0	0,02	0,00	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,07	0,00	0,00	0,03	0,00	
Al ₂ O ₃ pd%	22,1	22,72	22,71	22,70	22,43	22,66	19,96	19,81	22,81	22,70	22,80	22,73	22,62	20,06	22,54	22,72	
MgO pd%	0,0	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	
CaO pd%	3,1	3,34	3,33	3,42	3,26	3,31	0,22	0,11	3,31	3,26	3,53	3,30	3,29	0,28	3,39	3,26	
FeO pd%	0,1	0,07	0,11	0,07	0,07	0,08	0,07	0,05	0,03	0,08	0,06	0,12	0,05	0,03	0,06	0,11	
Na ₂ O pd%	9,6	9,87	9,68	9,77	9,62	9,72	11,67	11,57	9,64	9,66	9,48	9,80	9,73	11,38	9,81	9,88	
K ₂ O pd%	0,3	0,27	0,28	0,32	0,29	0,29	0,10	0,13	0,36	0,34	0,36	0,29	0,34	0,06	0,27	0,22	
Somme	98,6	101,08	100,97	99,92	100,24	100,47	100,35	100,31	100,66	100,55	100,25	101,10	100,24	100,31	100,54	100,80	
<i>Cations basés sur 8 O</i>																	
Si	2,8	2,83	2,83	2,81	2,84	2,83	2,98	2,99	2,83	2,83	2,82	2,83	2,83	2,98	2,83	2,83	
Ti	0,0	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	
Al	1,2	1,17	1,17	1,18	1,16	1,17	1,03	1,02	1,18	1,17	1,18	1,17	1,17	1,03	1,17	1,17	
Mg	0,0	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	
Ca	0,1	0,16	0,16	0,16	0,15	0,16	0,01	0,01	0,16	0,15	0,17	0,15	0,16	0,01	0,16	0,15	
Fe	0,0	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	
Na	0,8	0,84	0,82	0,84	0,82	0,83	0,99	0,98	0,82	0,82	0,81	0,83	0,83	0,96	0,84	0,84	
K	0,0	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	0,01	
Ab	83,5	83,01	82,68	82,31	82,87	82,78	98,45	98,76	82,34	82,68	81,24	82,93	82,68	98,34	82,70	83,55	
Or	1,6	1,48	1,59	1,77	1,63	1,65	0,55	0,72	2,03	1,89	2,04	1,62	1,89	0,33	1,52	1,20	
An	14,9	15,52	15,73	15,92	15,50	15,57	1,01	0,52	15,63	15,43	16,72	15,45	15,43	1,33	15,78	15,25	

Annexe 4.12 : Éléments majeurs et formules recalculées pour les plagioclases dans les litages à contours flous

Lame	PB1										PB7A				PB10AE					
	Numéro	8	4	4a	4b	5a	5b	8a	8b	9a	9b	4a	4b	6a	6b	8a	8b	10a	10b	12a
SiO ₂ pd%	63,05	63,90	64,99	65,14	64,47	64,47	64,50	64,55	63,94	64,34	64,82	65,07	64,10	64,37	65,00	65,07	64,44	63,95	64,18	64,70
TiO ₂ pd%	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,06	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
Al ₂ O ₃ pd%	22,24	21,68	22,21	22,14	22,33	22,34	22,60	22,08	22,26	22,26	22,56	22,32	22,51	22,36	22,55	22,52	22,76	22,64	22,51	22,32
MgO pd%	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
CaO pd%	3,04	3,12	2,99	2,80	3,21	3,10	3,21	2,95	3,41	3,07	3,32	3,17	3,30	3,17	3,35	3,15	3,28	3,28	3,18	3,09
FeO pd%	0,10	0,08	0,05	0,03	0,06	0,06	0,05	0,05	0,04	0,02	0,10	0,17	0,07	0,10	0,06	0,08	0,07	0,17	0,09	0,05
Na ₂ O pd%	9,70	9,58	10,00	10,10	9,67	9,95	9,89	9,92	9,54	9,79	9,65	9,72	9,56	9,67	9,78	9,82	9,76	9,81	9,60	9,79
K ₂ O pd%	0,21	0,29	0,15	0,16	0,27	0,16	0,27	0,35	0,35	0,26	0,24	0,20	0,31	0,31	0,45	0,30	0,29	0,25	0,28	0,19
Somme	98,36	98,65	100,42	100,44	100,04	100,13	100,55	100,00	99,64	99,78	100,82	100,72	99,95	100,01	101,23	101,04	100,59	100,17	99,93	100,19
<i>Cations basés sur 8 O</i>																				
Si	2,83	2,86	2,85	2,86	2,84	2,84	2,83	2,85	2,84	2,84	2,84	2,85	2,83	2,84	2,84	2,84	2,83	2,82	2,83	2,85
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	0,00	0,00
Al	1,18	1,14	1,15	1,14	1,16	1,16	1,17	1,15	1,16	1,16	1,16	1,15	1,17	1,16	1,16	1,16	1,18	1,18	1,17	1,16
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	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,15	0,15	0,14	0,13	0,15	0,15	0,15	0,14	0,16	0,15	0,16	0,15	0,16	0,15	0,16	0,15	0,15	0,16	0,15	0,15
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Na	0,84	0,83	0,85	0,86	0,83	0,85	0,84	0,85	0,82	0,84	0,82	0,82	0,82	0,83	0,83	0,83	0,83	0,84	0,82	0,83
K	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01
Ab	84,21	83,33	85,10	85,95	83,24	84,55	83,49	84,21	81,85	83,98	82,87	83,72	82,49	83,18	82,00	83,53	82,97	83,22	83,16	84,21
Or	1,19	1,67	0,85	0,90	1,51	0,90	1,53	1,95	1,98	1,48	1,38	1,16	1,77	1,77	2,47	1,68	1,60	1,38	1,61	1,10
An	14,60	14,99	14,06	13,15	15,25	14,55	14,99	13,84	16,17	14,54	15,75	15,12	15,74	15,05	15,53	14,79	15,42	15,40	15,24	14,69

Annexe 4.13 : Éléments majeurs et formules recalculées pour les plagioclases dans les litages à contours nets

Lame	PB30E						PB32E						
	Numéro	2a	2b	6a	6b	9a	9b	4a	4b	9a	9b	11a	11b
SiO ₂ pd%	64,83	64,11	63,96	64,02	64,05	63,85	64,15	64,01	64,56	64,22	64,05	64,55	
TiO ₂ pd%	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,03	0,01	
Al ₂ O ₃ pd%	22,31	22,40	22,57	22,55	22,36	22,06	22,71	22,59	22,30	22,52	22,35	22,14	
MgO pd%	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	
CaO pd%	3,43	3,51	3,48	3,44	3,53	3,56	3,38	3,29	3,44	3,43	3,48	3,34	
FeO pd%	0,07	0,10	0,07	0,06	0,06	0,04	0,06	0,13	0,05	0,16	0,09	0,25	
Na ₂ O pd%	9,82	9,84	9,58	9,71	9,47	9,42	9,69	9,69	9,78	9,92	9,60	9,93	
K ₂ O pd%	0,36	0,33	0,36	0,23	0,34	0,36	0,36	0,30	0,37	0,29	0,34	0,26	
Somme	100,83	100,29	100,03	100,04	99,81	99,30	100,39	100,06	100,51	100,54	99,94	100,47	
<i>Cations basés sur 8 O</i>													
Si	2,84	2,83	2,82	2,83	2,83	2,84	2,82	2,83	2,84	2,82	2,83	2,84	
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	
Al	1,15	1,16	1,17	1,17	1,17	1,16	1,18	1,18	1,16	1,17	1,16	1,15	
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	
Ca	0,16	0,17	0,16	0,16	0,17	0,17	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	
Na	0,83	0,84	0,82	0,83	0,81	0,81	0,83	0,83	0,83	0,85	0,82	0,85	
K	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	
Ab	82,15	82,04	81,63	82,53	81,35	81,02	82,13	82,78	82,04	82,62	81,75	83,12	
Or	2,00	1,79	1,99	1,31	1,91	2,06	2,03	1,68	2,03	1,57	1,89	1,41	
An	15,85	16,17	16,37	16,16	16,74	16,91	15,84	15,54	15,93	15,81	16,36	15,48	

Annexe 4.13 : Suite

Lame	PB36AE						PB40AE										
	Numéro	1a	1b	3a	3b	8a	8b	1a	1b	2a	2b	2c	3a	3b	9a	9b	9c
SiO ₂ pd%	64,02	68,24	64,63	64,53	64,47	64,16	64,37	64,41	64,19	64,35	68,39	64,29	64,30	64,36	64,59	68,55	
TiO ₂ pd%	0,04	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al ₂ O ₃ pd%	22,21	19,85	21,94	22,33	22,57	22,34	22,58	22,41	22,46	22,48	19,83	22,44	22,49	22,33	22,22	19,85	
MgO pd%	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	
CaO pd%	3,35	0,15	3,21	3,26	3,29	3,22	3,49	3,24	3,26	3,25	0,15	3,38	3,44	3,40	3,27	0,16	
FeO pd%	0,07	0,04	0,08	0,15	0,07	0,26	0,05	0,13	0,07	0,04	0,08	0,07	0,05	0,07	0,08	0,07	
Na ₂ O pd%	9,76	11,80	9,90	9,95	9,88	10,08	9,75	10,01	9,78	10,05	11,85	9,84	9,81	9,72	9,94	11,69	
K ₂ O pd%	0,34	0,15	0,24	0,20	0,20	0,25	0,32	0,28	0,32	0,24	0,13	0,35	0,25	0,32	0,23	0,29	
Somme	99,79	100,22	100,00	100,44	100,52	100,33	100,56	100,50	100,08	100,45	100,43	100,37	100,33	100,20	100,33	100,60	
<i>Cations basés sur 8 O</i>																	
Si	2,84	2,98	2,85	2,84	2,83	2,83	2,83	2,83	2,83	2,83	2,98	2,83	2,83	2,84	2,84	2,98	
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	
Al	1,16	1,02	1,14	1,16	1,17	1,16	1,17	1,16	1,17	1,17	1,02	1,16	1,17	1,16	1,15	1,02	
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	0,00	0,00	0,00	
Ca	0,16	0,01	0,15	0,15	0,15	0,15	0,16	0,15	0,15	0,15	0,01	0,16	0,16	0,16	0,15	0,01	
Fe	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na	0,84	1,00	0,85	0,85	0,84	0,86	0,83	0,85	0,84	0,86	1,00	0,84	0,84	0,83	0,85	0,99	
K	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	
Ab	82,45	98,49	83,67	83,72	83,54	83,84	81,99	83,52	82,93	83,72	98,61	82,42	82,60	82,28	83,52	97,70	
Or	1,91	0,84	1,34	1,10	1,09	1,35	1,77	1,51	1,81	1,34	0,70	1,93	1,39	1,79	1,28	1,57	
An	15,64	0,67	14,99	15,18	15,37	14,81	16,23	14,97	15,26	14,95	0,69	15,64	16,01	15,93	15,20	0,73	

Annexe 4.14 : Éléments majeurs et formules recalculées pour les plagioclases dans les filons mafiques

Lame Numéro	PB3E					PB4E							
	2	3a	3b	4a	4b	2a	2b	3a	3b	7a	7b	10a	10b
SiO ₂ pd%	62,28	62,86	63,39	62,49	63,33	62,54	62,73	62,57	62,51	62,62	63,07	62,27	62,88
TiO ₂ pd%	0,00	0,02	0,03	0,02	0,02	0,00	0,07	0,04	0,06	0,06	0,00	0,03	0,00
Al ₂ O ₃ pd%	23,54	23,66	23,23	23,68	22,94	23,73	23,24	23,79	23,20	23,56	23,47	23,63	23,47
MgO pd%	0,01	0,03	0,00	0,02	0,06	0,01	0,06	0,00	0,06	0,00	0,00	0,01	0,00
CaO pd%	4,53	4,63	4,19	4,69	4,26	4,85	4,32	4,80	4,22	4,56	4,39	4,77	4,37
FeO pd%	0,03	0,10	0,24	0,05	0,38	0,06	0,23	0,03	0,23	0,07	0,20	0,05	0,11
Na ₂ O pd%	8,72	8,93	8,86	8,95	9,00	8,58	8,75	8,85	9,11	8,93	8,93	8,64	8,88
K ₂ O pd%	0,36	0,25	0,51	0,34	0,45	0,41	0,45	0,31	0,24	0,33	0,33	0,50	0,45
Somme	99,47	100,55	100,60	100,38	100,48	100,35	99,96	100,54	99,74	100,26	100,58	100,11	100,27
Cations basés sur 8 O													
Si	2,77	2,77	2,79	2,76	2,80	2,77	2,78	2,76	2,78	2,77	2,78	2,76	2,78
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
Al	1,23	1,23	1,21	1,23	1,19	1,24	1,22	1,24	1,22	1,23	1,22	1,24	1,22
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
Ca	0,22	0,22	0,20	0,22	0,20	0,23	0,21	0,23	0,20	0,22	0,21	0,23	0,21
Fe	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Na	0,75	0,76	0,76	0,77	0,77	0,74	0,75	0,76	0,78	0,77	0,76	0,74	0,76
K	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03
Ab	76,06	76,63	76,95	76,08	77,23	74,40	76,52	75,60	78,50	76,53	77,12	74,46	76,60
Or	2,07	1,40	2,93	1,88	2,56	2,36	2,61	1,72	1,36	1,88	1,90	2,82	2,55
An	21,87	21,97	20,12	22,05	20,20	23,25	20,87	22,68	20,13	21,59	20,98	22,72	20,85

Annexe 4.14 : Suite

Lame Numéro	PB29AE										PB29CE				
	10a	10b	11a	11b	12a	12b	13a	13b	14a	14b	3a	4a	4b	7a	7b
SiO ₂ pd%	62,71	62,79	62,57	62,75	62,85	62,91	62,68	64,12	63,94	63,09	63,32	62,91	61,95	62,96	63,53
TiO ₂ pd%	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,05	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,05
Al ₂ O ₃ pd%	23,29	23,32	23,45	23,30	23,09	23,32	22,89	23,37	23,35	23,53	23,19	23,22	23,12	23,40	23,17
MgO pd%	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
CaO pd%	4,15	4,14	4,36	4,23	4,38	4,25	4,47	4,42	4,56	4,45	4,26	4,47	4,40	4,42	4,14
FeO pd%	0,08	0,13	0,06	0,09	0,08	0,21	0,06	0,08	0,08	0,12	0,12	0,06	0,17	0,04	0,16
Na ₂ O pd%	9,31	9,24	9,10	9,19	9,11	9,33	9,09	9,24	9,01	9,25	9,36	9,13	9,13	9,35	9,41
K ₂ O pd%	0,21	0,29	0,41	0,29	0,32	0,31	0,26	0,15	0,28	0,25	0,35	0,36	0,26	0,23	0,12
Somme	99,78	99,94	99,95	99,87	99,85	100,36	99,47	101,40	101,27	100,70	100,62	100,19	99,03	100,39	100,57
<i>Cations basés sur 8 O</i>															
Si	2,78	2,78	2,77	2,78	2,79	2,78	2,79	2,80	2,79	2,78	2,79	2,78	2,77	2,78	2,80
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
Al	1,22	1,22	1,23	1,22	1,21	1,21	1,20	1,20	1,20	1,22	1,20	1,21	1,22	1,22	1,20
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	0,00	0,00
Ca	0,20	0,20	0,21	0,20	0,21	0,20	0,21	0,21	0,21	0,21	0,20	0,21	0,21	0,21	0,20
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Na	0,80	0,79	0,78	0,79	0,78	0,80	0,78	0,78	0,76	0,79	0,80	0,78	0,79	0,80	0,80
K	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
Ab	79,29	78,84	77,26	78,41	77,56	78,50	77,47	78,44	76,90	77,89	78,37	77,10	77,78	78,28	79,90
Or	1,16	1,63	2,29	1,64	1,82	1,74	1,48	0,81	1,58	1,39	1,93	2,03	1,48	1,28	0,66
An	19,55	19,54	20,45	19,94	20,62	19,77	21,05	20,75	21,52	20,71	19,70	20,87	20,74	20,44	19,44

Annexe 4.15 : Éléments majeurs et formules recalculées pour les pyroxènes dans les filons mafiques

Lame numéro	PB4E			
	9a	9b	11a	11b
SiO ₂ pd%	51,70	51,83	51,78	51,76
TiO ₂ pd%	0,09	0,06	0,08	0,14
Al ₂ O ₃ pd%	1,04	0,97	1,00	0,95
Cr ₂ O ₃ pd%	0,02	0,04	N.D.	N.D.
MgO pd%	9,79	9,91	9,95	9,77
CaO pd%	21,27	21,49	21,45	21,59
MnO pd%	0,47	0,49	0,48	0,50
FeO pd%	15,69	14,99	15,02	14,97
NiO pd%	0,01	N.D.	0,01	N.D.
Na ₂ O pd%	0,57	0,58	0,56	0,58
K ₂ O pd%	0,02	0,01	N.D.	N.D.
somme	100,67	100,35	100,31	100,24
siteT	2,00	2,00	2,00	2,00
Si	1,97	1,97	1,97	1,97
Al	0,03	0,03	0,03	0,03
siteM	2,00	2,00	2,00	2,00
Al	0,01	0,02	0,02	0,02
Fe ³⁺	0,05	0,04	0,04	0,04
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,56	0,57	0,57	0,56
Fe ²⁺	0,45	0,44	0,44	0,44
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02
Ca	0,87	0,88	0,88	0,88
Na	0,04	0,04	0,04	0,04
K	0,00	0,00	0,00	0,00
en	0,30	0,30	0,30	0,30
fs	0,24	0,23	0,23	0,23
wo	0,46	0,47	0,46	0,47

N.D., non détecté

Annexe 4.16 : Éléments majeurs pour les titanites

Type de roche Lame numéro	Filon mafique PB3										Granite PB6		Litage à contours nets PB30E PB32E				
	E5a	E5b	E3a	E3b	E4a	E4b	3	5	6a	6b	3a	3b	12	13	12	13	14
	SiO ₂ pd%	30,28	30,51	29,50	29,85	29,44	28,99	30,14	29,48	29,07	28,94	28,84	28,77	29,88	30,58	29,31	29,73
TiO ₂ pd%	36,10	36,16	36,62	36,61	36,35	36,41	36,94	36,04	35,93	36,18	31,57	31,25	33,59	32,96	33,78	35,16	35,50
Al ₂ O ₃ pd%	1,80	1,78	1,75	1,72	2,03	1,90	1,73	1,75	1,83	1,99	3,61	3,52	2,36	3,31	2,06	1,94	1,78
FeO pd%	0,94	0,99	1,01	1,01	0,99	1,31	0,93	0,96	1,09	1,00	2,29	2,55	1,26	2,60	1,44	1,22	0,99
CaO pd%	27,54	27,74	26,60	26,64	26,66	26,58	27,15	26,82	26,79	26,58	24,84	24,67	27,90	27,72	27,07	27,33	27,99
Na ₂ O pd%	0,04	0,05	0,03	0,00	0,01	0,06	0,02	0,02	0,06	0,06	0,08	0,08	0,07	0,02	0,03	0,03	0,04
H ₂ O pd%	4,94	4,97	N.D.	N.D.	4,85	4,95	4,78	4,87	4,88								
F pd%	N.D.	N.D.	0,52	0,51	0,76	0,78	0,24	0,85	0,57	0,47	1,19	1,13	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
somme	101,64	102,19	96,02	96,34	96,24	96,02	97,15	95,93	95,33	95,21	92,42	91,97	99,90	102,12	98,46	100,27	100,68

Type de roche Lame numéro	Litage à contours flous																
	5a	5b	6a	6b	PB7A		11a	11b	E3a	E 5a	E 5b	PB10AE		PB1			
					2a	2b						3a	3b	2a	2b	E6a	E6b
SiO ₂ pd%	29,42	29,56	28,83	29,75	29,85	29,74	30,06	30,06	28,94	29,64	29,72	30,18	30,13	29,44	29,03	28,64	28,28
TiO ₂ pd%	31,68	32,40	31,43	32,74	31,67	31,06	31,40	32,61	32,07	32,08	32,84	32,35	32,00	31,00	31,40	31,25	31,99
Al ₂ O ₃ pd%	3,61	3,58	3,71	3,43	3,65	3,79	3,59	3,67	3,52	3,65	3,56	3,64	3,53	3,86	3,79	3,80	3,70
FeO pd%	2,12	1,90	2,44	2,05	2,14	2,38	2,06	2,11	2,05	2,08	1,81	2,09	2,00	2,36	2,34	2,42	2,26
CaO pd%	25,42	26,59	24,75	26,60	26,03	25,56	26,37	26,06	25,44	25,46	26,35	25,99	26,47	25,23	25,53	24,79	25,44
Na ₂ O pd%	0,10	0,06	0,10	0,05	0,10	0,12	0,07	0,14	0,07	0,07	0,05	0,10	0,05	0,10	0,10	0,09	0,09
H ₂ O pd%	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	4,78	4,74	4,79	4,85	N.D.	N.D.	N.D.	4,84	4,82	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
F pd%	0,66	0,95	0,78	1,07	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	1,15	0,99	1,14	N.D.	N.D.	1,15	1,12	1,15	1,60
Somme	93,01	95,03	92,05	95,69	98,22	97,37	98,33	99,49	93,25	93,95	95,46	99,18	99,00	93,13	93,32	92,13	93,36

N.D., non détecté

Annexe 4.17 : Éléments majeurs pour les allanites

Type de roche	Granite							Litage à contours flous				
	PB6							PB1				
	Lame numéro	PB6 5-1a	PB6 5-1b	PB6 6-1a	PB6 6-1b	PB6 8-1a	PB6 8-1b	PB6 8-1c	PB1 3-1a	PB1 4-1	PB1 7-1a	PB1 7-1b
SiO ₂ pd%	29,89	30,94	31,08	29,52	31,10	29,71	24,59	25,96	25,01	28,39	28,40	28,51
Al ₂ O ₃ pd%	12,13	11,30	12,35	11,73	13,99	11,68	9,85	10,15	10,47	12,61	11,91	12,32
FeO pd%	15,12	14,12	13,78	18,20	12,36	15,04	12,01	15,93	16,21	14,72	15,21	14,32
MnO pd%	0,52	0,80	0,87	0,31	0,72	0,57	0,56	0,18	0,16	0,75	0,76	0,66
MgO pd%	0,11	0,41	0,46	0,41	0,19	0,12	0,11	0,47	0,12	0,38	0,41	0,34
CaO pd%	10,60	9,65	9,36	10,18	11,18	10,20	8,52	9,02	11,73	9,47	9,04	9,11
La ₂ O ₃ pd%	4,85	4,36	4,73	5,68	4,57	5,24	7,57	8,49	7,03	7,39	7,79	6,96
Ce ₂ O ₃ pd%	12,09	10,41	10,44	13,30	9,70	12,36	15,38	15,27	14,75	11,46	12,54	12,00
Y ₂ O ₃ pd%	1,46	1,17	1,68	0,48	0,76	0,98	1,38	0,29	0,41	0,50	0,35	0,57
ThO ₂ pd%	0,28	1,26	1,18	0,05	0,76	0,61	1,52	0,28	0,45	0,81	0,69	0,89
H ₂ O pd%	1,40	1,38	1,41	1,41	1,43	1,38	1,21	1,29	1,29	1,37	1,36	1,35
Total	88,44	85,78	87,34	91,26	86,74	87,87	82,68	87,32	87,63	87,86	88,46	87,03

Annexe 4.18 : Éléments traces dans les amphiboles

Type de roche		Filons mafiques																	
Lame		PB3E				PB3E				PB4E				PB4E					
Numéro	unité	1a	1b	2a	2b	9a	9b	10a	10b	11a	11b	4a	4b	5a	5b	6a	6b	8a	8b
La	ppm	23,3	22,6	23,8	25,5	22,8	22,4	20,9	21,0	22,2	21,6	25,3	25,6	28,0	26,9	25,2	25,9	25,2	25,5
Ce	ppm	66,1	66,0	66,9	71,6	56,3	54,6	54,6	55,8	57,2	55,4	70,8	72,3	71,8	69,6	72,6	75,2	72,3	73,6
Pr	ppm	9,0	8,8	9,3	10,0	8,0	7,6	7,3	7,4	7,9	7,4	9,7	9,8	10,3	9,9	9,9	10,2	10,1	10,3
Nd	ppm	42,3	41,2	42,0	45,7	37,8	35,5	33,0	32,9	36,7	34,2	43,3	44,2	48,8	46,8	43,5	45,1	46,2	47,3
Sm	ppm	11,2	10,6	11,1	11,5	9,8	9,3	8,4	8,4	9,3	8,5	10,9	10,8	12,2	11,9	11,0	11,0	12,0	12,3
Eu	ppm	2,82	2,74	2,72	2,82	2,51	2,55	2,41	2,45	2,55	2,57	2,98	3,05	3,16	3,08	3,05	3,16	2,99	3,14
Gd	ppm	11,9	11,7	11,0	11,9	10,8	10,1	8,6	8,3	10,1	9,2	11,0	11,0	13,8	13,3	10,4	10,8	12,3	12,7
Tb	ppm	1,95	1,86	1,84	1,95	1,74	1,65	1,41	1,37	1,67	1,56	1,78	1,81	2,21	2,19	1,72	1,79	2,08	2,08
Dy	ppm	13,1	12,9	12,5	13,2	12,0	11,3	9,6	9,3	10,9	10,4	12,2	12,2	15,4	14,6	12,0	12,2	14,1	14,2
Ho	ppm	2,67	2,62	2,55	2,68	2,51	2,34	1,91	1,94	2,29	2,13	2,49	2,52	3,26	3,09	2,46	2,54	2,85	2,81
Er	ppm	7,80	7,47	7,41	7,84	7,00	6,86	5,51	5,51	6,59	6,27	7,34	7,24	9,42	9,00	7,06	7,31	8,25	8,11
Tm	ppm	1,14	1,07	1,10	1,16	1,06	0,99	0,81	0,82	0,97	0,92	1,10	1,10	1,37	1,31	1,06	1,11	1,21	1,20
Yb	ppm	8,1	7,9	8,0	8,2	7,4	7,1	5,9	5,9	6,9	6,7	7,8	7,8	9,5	9,3	7,5	8,5	8,4	8,6
Lu	ppm	1,18	1,10	1,09	1,18	1,07	1,03	0,87	0,84	0,92	0,94	1,10	1,09	1,38	1,38	1,05	1,20	1,19	1,19
Ba	ppm	28,6	28,6	29,3	32,3	25,7	33,8	34,8	39,3	29,1	34,9	64,2	52,1	55,0	64,8	60,1	55,8	66,0	67,1
Rb	ppm	12,7	12,2	12,2	12,8	11,9	12,4	12,3	14,0	12,9	12,6	8,0	6,6	6,3	7,3	6,6	6,2	11,4	11,3
Sr	ppm	26,4	26,2	29,0	31,0	34,1	32,8	32,8	34,6	34,5	32,4	43,7	43,2	41,5	42,8	42,2	42,0	44,1	44,2
Hf	ppm	5,4	1,7	2,3	2,2	2,6	2,2	1,7	1,7	2,3	2,0	2,1	1,9	2,2	2,3	2,1	38,3	2,1	2,2
Ta	ppm	N.D.	N.D.	0,59	0,64	0,46	0,31	0,33	0,29	0,41	0,31	0,46	0,45	0,64	0,49	0,44	0,48	0,48	0,46
Th	ppm	0,46	0,23	0,19	0,37	0,28	0,17	0,14	0,23	0,27	0,15	0,47	0,41	0,49	0,77	0,32	0,71	0,46	0,47
Nb	ppm	13,4	13,2	12,7	13,5	9,6	8,4	8,8	8,3	9,4	8,6	8,9	8,8	8,9	8,7	9,2	9,0	10,0	10,3
U	ppm	0,37	0,19	0,19	0,27	0,11	0,08	0,08	0,08	0,14	0,10	0,28	0,27	0,24	0,29	0,27	1,58	0,30	0,31
Y	ppm	71,7	67,5	67,2	70,6	65,3	61,8	51,0	50,1	60,3	56,7	66,0	66,7	85,4	81,8	64,4	66,5	74,3	74,6
Zr	ppm	174	22	34	35	39	30	25	25	34	30	32	28	32	33	33	86	30	32

Annexe 4.18 : Suite

Type de roche		Litage à contours nets																		
Lame		PB32E								PB30E										
Numéro	unité	1a	1b	2a	2b	6a	6b	7a	7b	8a	8b	3a	3b	4a	4b	7a	7b	8a	8b	11a
La	ppm	12,1	10,6	7,6	7,7	8,3	11,5	10,3	11,4	7,1	6,4	10,2	13,2	11,6	12,4	9,7	11,1	13,1	32,8	13,8
Ce	ppm	83,3	70,1	58,4	52,4	66,6	81,1	75,6	80,4	66,5	62,1	52,4	64,4	70,8	88,4	74,1	75,9	84,5	127,9	99,3
Pr	ppm	21,4	18,9	17,0	15,6	18,2	20,6	19,5	20,7	18,6	18,2	13,1	15,1	16,9	22,5	18,9	19,1	20,4	24,2	24,8
Nd	ppm	140	127	121	112	115	124	117	121	116	115	84	94	102	139	114	114	118	124	142
Sm	ppm	58,7	56,6	53,8	52,7	43,4	44,1	40,8	41,1	40,4	40,8	33,5	35,3	35,1	48,7	36,9	37,5	36,7	35,5	40,8
Eu	ppm	5,25	5,41	5,32	5,27	5,30	4,93	5,01	4,76	4,97	4,85	3,81	4,06	3,25	4,50	4,23	4,36	4,29	4,07	4,21
Gd	ppm	64,9	62,5	62,3	60,8	41,4	42,1	37,6	37,6	37,7	38,3	38,5	38,2	35,4	48,6	35,8	36,0	35,1	33,9	38,3
Tb	ppm	11,26	10,91	10,79	10,59	7,13	7,36	6,53	6,50	6,49	6,63	6,17	6,11	6,06	8,08	5,92	5,93	5,82	5,55	6,36
Dy	ppm	77,4	76,1	75,2	73,1	49,6	50,3	44,6	44,8	44,4	45,2	41,6	40,1	42,1	54,9	40,4	40,8	39,5	38,0	42,9
Ho	ppm	15,19	14,72	14,71	14,25	9,76	9,90	8,69	9,01	8,89	9,15	8,04	7,73	8,59	10,96	7,86	7,87	7,90	7,69	8,57
Er	ppm	42,8	41,8	41,3	39,9	28,9	29,6	26,3	26,7	26,5	27,5	21,9	20,6	25,0	31,4	23,0	22,9	22,5	22,4	25,4
Tm	ppm	6,13	6,12	5,92	5,76	4,49	4,55	4,18	4,28	4,17	4,31	2,97	2,94	3,80	4,63	3,36	3,40	3,38	3,37	3,84
Yb	ppm	42,9	43,7	41,4	39,4	33,8	33,5	31,2	31,8	31,5	31,9	20,9	21,0	28,1	34,4	24,7	24,9	24,8	25,0	28,2
Lu	ppm	5,81	6,06	5,90	5,62	4,71	4,68	4,38	4,42	4,39	4,50	3,01	3,04	3,89	4,64	3,46	3,50	3,49	3,55	4,01
Ba	ppm	38,6	42,1	34,5	41,3	33,3	31,8	32,7	30,0	28,5	30,1	59,1	64,6	21,0	31,5	30,0	43,3	37,5	53,0	34,1
Rb	ppm	11,2	12,0	10,9	11,1	10,3	10,4	10,2	9,9	9,8	9,4	11,5	14,3	6,4	10,1	9,6	10,8	10,8	10,6	9,5
Sr	ppm	14,6	15,6	13,3	14,2	13,7	14,0	14,0	16,8	12,9	12,4	19,4	19,7	17,9	15,6	14,1	16,4	16,5	41,2	15,4
Hf	ppm	2,9	3,3	2,5	2,5	2,5	3,2	2,6	2,8	2,5	2,6	2,7	2,6	1,9	2,9	2,8	3,0	3,0	5,8	3,1
Ta	ppm	4,89	5,19	4,81	4,84	4,03	3,97	3,80	3,74	3,73	3,79	3,48	3,62	2,24	3,33	3,43	3,57	3,93	4,25	3,38
Th	ppm	0,06	0,58	0,03	0,23	0,02	0,06	0,07	0,08	0,02	0,00	0,78	1,73	0,03	0,02	0,00	0,65	1,25	3,35	0,02
Nb	ppm	95,8	101,8	90,8	90,0	66,5	66,2	61,7	60,0	60,2	60,0	79,5	88,4	46,9	70,8	56,6	57,9	58,4	67,4	56,0
U	ppm	0,18	1,56	0,08	0,80	0,29	0,38	0,32	0,45	0,10	0,11	4,94	8,27	0,33	0,74	0,05	2,64	1,79	4,95	0,13
Y	ppm	401	390	386	375	276	283	253	259	257	261	207	199	224	296	217	217	214	211	241
Zr	ppm	31	37	28	27	27	32	28	30	28	28	33	37	22	33	31	33	37	100	38

N.D., non détecté

Annexe 4.18 : Suite

Type de roche		Litage à contours flous																	
Lame		PB10AE						PB1E						PB7AE					
Numéro	unité	1a	1b	2a	2b	7a	7b	9a	9b	11a	11b	1a	1b	3a	3b	5a	5b	1b	
La	ppm	6,5	9,0	50,9	20,9	9,5	7,2	11,6	10,8	25,9	16,6	9,6	9,1	10,2	9,0	17,4	17,1	12,3	
Ce	ppm	55,5	62,3	162,3	104,0	68,5	56,0	83,5	70,0	121,6	105,5	49,0	57,3	66,8	60,9	100,5	90,6	66,2	
Pr	ppm	17,2	17,5	28,3	23,5	19,7	16,4	23,4	18,7	27,5	27,2	10,6	13,9	16,3	14,8	21,3	19,1	15,2	
Nd	ppm	135	131	163	156	148	124	171	133	182	189	66	91	107	96	126	114	97	
Sm	ppm	79,6	75,2	71,1	79,7	84,0	73,8	91,5	73,0	89,9	97,5	28,3	40,5	44,5	41,4	48,1	44,6	43,2	
Eu	ppm	2,37	2,30	2,32	2,80	2,46	2,22	2,70	2,24	2,64	2,81	1,66	2,42	2,42	2,30	2,40	2,41	2,65	
Gd	ppm	107,5	101,4	89,5	103,8	111,4	98,8	118,1	94,6	112,0	123,4	34,6	50,6	53,3	49,6	53,8	51,4	54,0	
Tb	ppm	20,18	19,01	16,68	19,74	20,75	18,53	21,87	17,28	20,21	22,72	6,05	8,88	9,13	8,47	9,06	8,77	9,41	
Dy	ppm	145,4	136,3	120,1	141,8	147,2	133,7	154,7	123,1	139,7	158,9	43,6	62,8	64,2	60,2	62,4	61,0	66,1	
Ho	ppm	29,07	27,31	24,11	28,57	29,64	27,06	30,87	25,27	27,62	31,70	9,03	12,87	13,16	12,36	12,46	12,35	13,35	
Er	ppm	81,8	77,9	67,6	80,5	82,5	75,9	85,5	71,3	76,5	85,9	26,6	37,2	38,2	35,9	35,7	35,4	37,4	
Tm	ppm	11,34	10,65	9,48	11,24	11,58	10,71	11,92	10,15	10,61	11,79	3,97	5,47	5,46	5,24	5,09	5,17	5,24	
Yb	ppm	76,5	71,4	63,7	75,3	77,6	72,9	78,9	70,2	72,1	77,6	30,2	40,2	39,7	38,4	37,7	38,6	36,1	
Lu	ppm	10,35	9,78	8,53	10,28	10,83	10,20	10,91	10,20	10,07	11,03	4,52	6,13	6,11	5,97	5,66	5,77	5,32	
Ba	ppm	27,6	27,4	24,4	32,0	28,2	29,1	27,7	29,6	29,2	26,6	32,2	26,8	28,7	28,6	31,9	34,9	30,1	
Rb	ppm	18,4	18,9	18,3	20,0	20,0	19,7	18,9	19,3	20,8	19,2	11,6	16,2	17,9	17,2	18,6	18,9	17,0	
Sr	ppm	10,9	11,0	10,1	12,4	11,5	11,0	12,1	11,7	12,5	12,7	13,8	11,4	10,2	10,2	11,7	13,2	12,1	
Hf	ppm	3,0	2,9	2,7	3,2	3,1	2,7	3,6	3,0	2,9	3,6	1,9	2,3	2,9	2,7	2,6	2,7	2,2	
Ta	ppm	3,37	3,07	2,89	3,43	3,39	3,10	3,71	2,98	3,31	3,71	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
Th	ppm	0,50	4,33	10,15	2,92	0,41	0,27	0,02	5,59	4,75	0,34	0,88	0,15	1,26	0,17	0,08	0,57	0,11	
Nb	ppm	100,1	97,4	83,7	100,6	106,5	103,1	106,6	104,5	101,6	106,5	61,5	81,0	82,1	80,7	82,4	82,6	83,4	
U	ppm	0,17	0,95	1,89	1,32	0,23	0,12	0,07	0,64	1,12	0,23	6,83	1,62	0,49	0,17	0,08	0,43	0,22	
Y	ppm	773	732	639	754	771	709	809	659	735	819	237	344	356	338	340	332	364	
Zr	ppm	32	30	31	36	36	29	43	36	33	42	24	26	34	33	30	32	25	

N.D., non détecté

Annexe 4.18 : Suite

Type de roche		Granite													
Lame		PB25E						PB6E							
Numéro	unité	2b	3a	3b	5a	5b	6a	6b	7a	9a	9b	4b	4a	5a	5b
La	ppm	5,6	7,5	11,9	18,2	6,6	6,6	16,9	8,1	3,8	4,5	29,2	28,2	15,4	14,6
Ce	ppm	52,6	64,6	91,3	109,5	51,7	58,2	127,7	64,6	35,2	39,1	196,3	206,2	81,1	79,2
Pr	ppm	17,7	20,6	26,4	27,8	16,2	18,4	32,4	19,8	12,5	13,4	46,5	48,6	18,7	18,2
Nd	ppm	146	162	197	205	130	149	236	156	110	116	302	306	122	119
Sm	ppm	88,3	93,0	106,2	97,4	79,5	86,9	121,6	87,5	73,0	75,8	113,2	109,2	53,7	52,9
Eu	ppm	4,95	4,83	5,50	5,79	5,14	5,00	6,31	4,65	5,22	4,93	7,28	6,89	3,84	3,98
Gd	ppm	119	121	135	135	110	118	150	115	103	104	121	111	68	67
Tb	ppm	22,8	23,2	25,4	21,8	20,6	22,4	27,3	21,5	20,0	20,1	20,5	18,5	11,7	11,7
Dy	ppm	166	169	186	149	151	164	198	157	151	150	142	126	85	84
Ho	ppm	34,7	34,9	38,3	30,8	31,5	33,8	40,2	31,8	31,6	31,4	28,2	25,2	17,4	17,3
Er	ppm	101,7	99,9	109,8	86,4	90,5	99,6	116,2	90,9	94,1	91,9	80,7	71,8	51,3	51,2
Tm	ppm	15,59	14,35	15,97	11,79	13,56	15,05	17,31	13,55	14,60	14,09	11,30	10,28	7,48	7,45
Yb	ppm	111	98	108	73	97	108	121	96	107	103	78	72	55	55
Lu	ppm	15,5	13,1	14,2	9,9	13,5	14,9	16,1	13,1	14,8	13,9	10,5	9,9	7,9	8,1
Ba	ppm	26,2	29,4	30,3	N.D.	30,9	32,4	36,7	30,5	24,1	22,7	47,6	50,1	35,5	44,5
Rb	ppm	16,3	16,8	17,2	N.D.	19,3	18,4	18,9	17,9	15,7	14,3	17,7	17,3	17,2	18,3
Sr	ppm	11,7	11,6	12,9	18,2	11,4	12,5	16,1	12,4	11,2	11,9	15,1	14,1	12,4	14,7
Hf	ppm	3,2	3,3	3,6	0,2	3,5	3,3	3,6	3,5	3,2	3,0	3,6	3,5	3,3	4,0
Ta	ppm	5,27	5,12	5,55	0,28	6,50	5,68	7,08	5,64	6,40	6,06	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Th	ppm	1,36	0,06	7,15	2,25	1,95	3,09	37,14	4,37	2,28	3,35	8,89	6,71	0,60	1,50
Nb	ppm	114,1	111,4	116,8	4,5	123,2	121,5	143,9	118,2	122,8	115,3	104,1	104,3	89,0	104,6
U	ppm	0,51	0,11	2,11	3,93	0,61	0,92	5,27	0,55	0,52	1,26	7,57	6,10	0,73	2,32
Y	ppm	974	952	1023	913	842	924	1057	867	868	850	679	642	476	467
Zr	ppm	34	32	38	4	34	37	43	36	30	29	42	43	36	45

N.D., non détecté

Annexe 4.19 : Éléments traces dans les allanites

Type de roche		Granite						Litage à contours flous					
Lame		PB6						PB1					
Numéro	unité	5a	5b	6a	6b	8a	3a	3b	4a	4b	7a	7b	
La	ppm	38390	40070	50190	51060	61080	50600	50040	56660	50600	68060	26650	
Ce	ppm	94810	95930	102100	116300	136400	97130	95200	112100	97730	104800	60380	
Pr	ppm	9129	9461	7675	9974	13160	9157	8471	10570	8931	8655	5259	
Nd	ppm	27620	29920	20130	28610	43030	27870	26090	32210	27650	23880	14570	
Sm	ppm	4267	4598	2377	2938	5930	2745	2293	2786	2395	2294	1597	
Eu	ppm	176,1	184,5	101,0	117,3	253,0	71,3	63,3	68,4	61,8	48,4	41,8	
Gd	ppm	2935	3047	1751	2150	3833	2009	1804	1830	1694	1586	1238	
Tb	ppm	397	375	242	214	441	196	166	130	141	148	143	
Dy	ppm	2224	1963	1462	1164	2234	1020	833	535	659	699	810	
Ho	ppm	412	354	284	233	414	197	165	95	128	125	165	
Er	ppm	1200	966	929	675	1120	542	431	249	330	362	511	
Tm	ppm	196	142	199	108	170	74	58	35	45	61	89	
Yb	ppm	1671	1067	2116	946	1394	538	465	293	346	551	805	
Lu	ppm	199	121	255	120	157	68	49	37	42	70	110	
Ba	ppm	3255	1752	1169	1077	5612	268	333	194	334	1345	679	
Rb	ppm	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
Sr	ppm	3721	2945	2878	2695	4041	1670	1418	2063	1849	1508	1073	
Hf	ppm	55,1	15,7	1,0	35,3	31,6	9,8	10,4	3,3	7,7	1,1	2,0	
Th	ppm	14800	5349	6975	24670	19560	25290	23580	7232	14300	6595	18830	
Nb	ppm	50,6	25,4	9,6	51,9	47,6	75,0	67,7	34,0	74,5	5,0	285,5	
U	ppm	474	136	191	70	340	917	413	290	315	170	778	
Y	ppm	11650	10460	6005	8225	13800	7918	6597	3733	4809	3635	5770	
Zr	ppm	2656	646	22	2531	3235	136	250	21	71	3	25	

N.D., non détecté

Annexe 4.20 : Éléments traces dans les titanites

Type de roche		Filons mafiques				Litage à contours flous					
Lame		PB3E				PB10AE	PB1E		PB7AE		
Numéro	unité	3	4	5a	5b	3	6a	6b	5a	5b	5c
La	ppm	899	864	1058	973	278	369	289	291	293	144
Ce	ppm	2500	2515	3270	2702	1837	2293	1837	1625	1644	891
Pr	ppm	385	400	492	368	538	567	464	408	413	206
Nd	ppm	1815	1941	2252	1487	3829	3610	2985	2552	2622	1225
Sm	ppm	441	492	545	320	2096	1662	1370	1128	1162	478
Eu	ppm	127,9	118,3	145,6	135,4	92,1	75,4	73,8	73,8	77,6	39,6
Gd	ppm	443	500	519	297	2859	1909	1636	1398	1446	555
Tb	ppm	74	82	85	50	596	342	294	267	273	104
Dy	ppm	521	563	574	351	4169	2395	1978	1834	1885	775
Ho	ppm	103	108	111	73	895	476	399	391	400	166
Er	ppm	293	301	309	223	2636	1375	1156	1208	1228	519
Tm	ppm	43,0	42,7	45,0	36,5	413,6	217,5	177,6	200,5	203,0	83,7
Yb	ppm	288	281	303	273	2727	1443	1271	1427	1425	646
Lu	ppm	32,8	31,1	32,9	32,2	275,4	151,7	137,6	170,5	173,7	81,0
Ba	ppm	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Rb	ppm	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sr	ppm	21,7	23,2	21,0	19,9	10,0	7,2	8,3	7,2	7,5	22,0
Hf	ppm	16,9	20,9	19,4	13,6	18,6	16,6	14,0	13,7	13,9	9,0
Th	ppm	310,2	511,8	496,6	166,8	45,4	87,9	46,9	46,9	51,8	22,9
Nb	ppm	274	331	446	326	2397	1941	2167	2381	2506	1657
U	ppm	326	462	563	229	197	189	129	108	102	42
Y	ppm	2656	2795	2750	1953	22920	12910	10690	11290	11360	4554
Zr	ppm	264	356	295	183	229	233	183	188	187	110

N.D., non détecté