

Université du Québec
INRS – Eau, Terre, Environnement

**CARACTÉRISATION MAGMATIQUE ET GÉOCHIMIQUE
DU COMPLEXE DE GABBRONORITE ET DE MONZONITE DE MATAMEC,
RÉGION DE SEPT – ÎLES, GRENVILLE ORIENTAL (QUÉBEC)**

Par
Philippe Saint-Germain

Mémoire
présenté pour l'obtention du grade de
Maître ès sciences (M.Sc.)

Jury d'évaluation

Président du jury
et examinateur interne

Jean Bédard, Ph.D.
Commission géologique du Canada

Examineur externe

Keith Benn, Ph.D.
Université d'Ottawa

Directrice de recherche

Louise Corriveau, Ph.D.
Commission géologique du Canada

Codirecteur de recherche

Marc LaFlèche, Ph.D.
Université du Québec
INRS – Eau, Terre, Environnement

RÉSUMÉ

Le Complexe intrusif de Matamec (1.38–1.35 Ga) se situe en Moyenne-Côte-Nord, dans le centre-est de la Province géologique de Grenville au Québec. Il représente une intrusion mafique-felsique en feuillets d'envergure régionale (80 x 40 km) chevauchée sur les gneiss migmatisés du Complexe de Manitou lors de l'orogénie grenvillienne. Les gabbronorites massifs y dominent et y sont intercalés avec des lambeaux de paragneiss et des feuillets massifs à foliés de mangérites, de monzonites et de granites porphyriques, communément à texture rapakivi. Des zones de mélange de magmas, contenant des enclaves gabbronoritiques microgrenues incluses dans des phases monzonitiques ou monzodioritiques hybrides, sont communes dans le Complexe et reflètent une mise en place contemporaine des magmas mafiques et felsiques. La structure des enclaves comporte tous les intermédiaires entre des enclaves amiboïdes et massives et des enclaves allongées, qui définissent une foliation magmatique et, par endroits, des plis d'écoulement. Certaines enclaves sub-verticales, situées de part et d'autre du Complexe, présentent des critères de polarité à leur base structurale (*e.g.*, empreintes de charge, structures de flamme, veines granitiques ascendantes et moulage de phénocristaux), qui témoignent d'une mise en place et d'une cristallisation à l'horizontale des feuillets. Des faciès intermédiaires et hybrides issus d'un mélange entre des magmas mafiques et felsiques affleurent sporadiquement à l'intérieur du Complexe et ont été identifiés comme des monzodiorites quartzifères. Ces roches comportent des xénocristaux de quartz et de feldspath potassique baignant dans une matrice dioritique à grain fin. Les textures de type rapakivi et les mégacristaux de quartz présents dans les monzonites et les monzodiorites, ainsi que la présence de zonations oscillatoires dans les zircons et localement dans le plagioclase, témoignent de conditions d'instabilité lors de la cristallisation de ces magmas. Ces textures seraient attribuables à des processus de mélange magmatique, avec ou sans homogénéisation.

Les unités intrusives du Complexe de Matamec sont en grande majorité subalcalines et métalumineuses. Les roches mafiques montrent une signature tholéiitique, tandis que les roches felsiques sont de composition calco-alcaline. Les gabbronorites ont des teneurs en SiO₂ variant de 45 à 54 % poids, un Mg# situé entre 34 et 62 et des spectres normalisés enrichis en terres rares (TR) légères, éléments à grand rayon ionique (LILE), Th et Zr et appauvris en Nb, Ta, Ti, Y et métaux de transition (*e.g.*, Cr et V). Également, ces roches sont généralement caractérisées par

une anomalie négative en Eu. L'enrichissement très important en TR légères et en éléments fortement incompatibles (Cs, Rb, Ba, Th, U et K) comparativement à une signature appauvrie du type «MORB» (basaltes de fond océanique associés aux rides médio-océaniques), la présence de fortes anomalies négatives en Nb-Ta relativement aux TR, l'appauvrissement en TR lourdes (fractionnement du rapport Gd/Yb), les teneurs en SiO₂ (de 45 à 54 % poids), ainsi que le caractère différencié (faibles valeurs du Mg#) des gabbronorites du Matamec, sont des caractéristiques géochimiques importantes qui s'apparentent à celles de tholéiites continentales intra-plaques. Les granitoïdes du Complexe de Matamec sont par ailleurs interprétés comme des granitoïdes subalcalins, métalumineux et de type-A.

Les feuillets de roches felsiques, lorsqu'ils ne sont pas massifs, présentent une foliation magmatique communément reprise à l'état solide dans le champ de stabilité de l'orthopyroxène et, par endroits, une fabrique gneissique à mylonitique le long de zones de cisaillement. Tous ces éléments structuraux sont parallèles entre-eux et sont recoupés par des dykes mafiques, dont le dyke gabbronoritique, peu ou pas recristallisé, du lac Volant, daté à 1351 ± 6 Ma. Cette observation démontre que la déformation interne et la recristallisation du Complexe de Matamec ont eu lieu entre 1371 et 1351 Ma et qu'elles sont syn- à tardi-magmatiques.

En s'appuyant sur les textures et structures magmatiques, ainsi que sur la signature géochimique des feuillets intrusifs, des zones de mélange de magmas et des dykes mafiques ou microdioritiques, nous évoquons la possibilité que le Complexe de Matamec puisse résulter de la construction polyphasée d'une chambre magmatique du type «MASLI» (**MA**fic-**Silicic Layered Intrusion**) formée par injections successives de magmas mafiques et felsiques à la base ou au sein de la croûte continentale inférieure, lors d'un sous-plaquage magmatique. Un affaissement du plancher de cette chambre aurait conduit à une transposition à la verticale des feuillets précoces et à du cisaillement interne pour accommoder ces réajustements. Le chevauchement du Complexe lors de l'orogénie grenvillienne aurait ainsi repris, accentué et complexifié une structure magmatique préexistante.

Date

Directrice

Date

Étudiant

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier grandement Louise Corriveau, directrice de recherche, pour son encadrement soutenu, son approche humaine et attentionnée, sa patience, son endurance, son esprit critique et minutieux, son ouverture d'esprit, son amitié, et enfin, pour sa capacité de permettre la découverte et le dépassement de soi. Également, je remercie sincèrement Marc R. LaFlèche, co-directeur, pour ses encouragements, ses bonnes idées, son sens du réalisme, son encadrement, sa disponibilité, pour son amitié et son originalité.

Cette étude s'inscrit et a été financée dans le cadre du projet Manitou de Géologie Québec et du projet 920002QC de la Commission géologique du Canada sur l'orogène du Grenville. La bourse d'étude qui m'a été octroyée a été financée par Géologie Québec et l'INRS.

Je remercie également les autres membres du comité d'évaluation, pour leurs commentaires et suggestions. J'aimerais souligner la contribution de Tom Clark, de Serge Chevé, de Hassan Nabil, de N'Golo Togola et surtout d'André Gobeil, chef d'équipe, pour leur aide, disponibilité et apport scientifique et logistique inestimables.

Mes remerciements vont aussi à toute l'équipe de terrain pour leur amitié et le magnifique été passé parmi eux; Didier, Lou, Berny, Guido, Isa, Sarah, Yvon, Yvan, Louis-André, Joseph, Bernard et Serge. Je remercie tout le personnel des laboratoires de géochimie du CRM et de l'INRS-Géoressources, notamment Réal Gosselin, Jean-Claude Bérubé, Marc Greendale, Isabelle Bélanger, pour leur aide et conseils. J'aimerais mentionner l'excellent travail de messieurs Yvon Héroux et Normand Tassé, qui se sont succédés au poste de directeur de programme pendant mon séjour à l'INRS. Merci pour vos judicieux conseils et votre soutien fort apprécié. Je remercie l'administration du CGQ, en particulier Lise Michard, Liette Morissette, Pascale Coté, Denise Boudreau, Andrée Beaumont et Aïcha Achab pour leur aide, amitié et compréhension. Nous étions gâtés à l'INRS d'être si bien entourés et administrés.

Un beau merci à Anne-Laure Bonnet, Weimin Fu, Julie Vallières, Didier Octeau, Luc Massé, Marc-André Lavigne, Valérie Murat, Mike Mailloux, Manu Cagnat, Pat Carbonneau, Guy Scherrer, Patricia Johnston et tous les étudiants de l'INRS, pour leurs nombreux services et leur patience de m'avoir tout ce temps aussi bien enduré.

Merci à ma famille : Réal, Julie, Christine et Miss, ainsi qu'à Sophie, pour leur support et nombreux encouragements.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	II
REMERCIEMENTS.....	IV
TABLE DES MATIÈRES	V
LISTE DES FIGURES.....	IX
LISTE DES TABLEAUX.....	XI
CHAPITRE I – INTRODUCTION	12
1.1 INTRODUCTION.....	12
1.2 OBJECTIFS ET ASSISES	18
1.3 MÉTHODOLOGIE.....	20
CHAPITRE II – CONTEXTE GÉOLOGIQUE	22
2.1 PROVINCE DE GRENVILLE	22
2.2 GÉOLOGIE RÉGIONALE	23
2.2.1 <i>Le Complexe gneissique de Manitou</i>	24
2.2.2 <i>Le Complexe intrusif de Matamec</i>	24
2.2.3 <i>La Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre</i>	25
2.2.4 <i>L’Anorthosite de Tortue</i>	28
CHAPITRE III – GÉOLOGIE DU COMPLEXE DE MATAMEC	29
3.1 DESCRIPTION DU COMPLEXE	29
3.2 DESCRIPTION MACROSCOPIQUE DES PRINCIPALES UNITÉS PLUTONIQUES DU COMPLEXE DE MATAMEC	33
3.2.1 <i>Les gabbronorites et les roches felsiques</i>	33
3.2.2 <i>Les roches hybrides monzodioritiques</i>	37
3.2.3 <i>Les enclaves mafiques et les dykes mafiques à intermédiaires</i>	38
3.3 DESCRIPTION MICROSCOPIQUE DES PRINCIPALES UNITÉS PLUTONIQUES DU COMPLEXE DE MATAMEC	47

3.3.1 Les gabbronorites.....	47
3.3.2 Les roches felsiques.....	51
3.3.3 Les monzodiorites hybrides.....	54
3.3.4 Les enclaves de gabbronorite.....	58
3.3.5 Les enclaves hybrides.....	62
3.3.6 Les dykes mafiques à intermédiaires.....	63
CHAPITRE IV – GÉOCHIMIE DU COMPLEXE DE MATAMEC.....	65
4.1 MÉTHODES ANALYTIQUES.....	74
4.1.1 Analyses géochimiques de la Commission géologique du Canada réalisées au laboratoire de géochimie de l'INRS-Géoresources.....	75
4.1.2 Analyses géochimiques de Géologie Québec réalisées au laboratoire d'analyse du Centre de recherche minérale (CRM).....	75
4.1.3 Calcul du fer et calcul cationique.....	76
4.2 CARACTÉRISATION GÉOCHIMIQUE DES PRINCIPALES UNITÉS PLUTONIQUES DU COMPLEXE DE MATAMEC.....	77
4.2.1 Gabbronorites.....	80
4.2.1.1 Éléments majeurs et mineurs.....	80
4.2.1.2 Éléments traces.....	80
4.2.2 Roches felsiques et hybrides.....	81
4.2.2.1 Éléments majeurs.....	81
4.2.2.2 Éléments traces.....	81
4.2.3 Enclaves gabbronoritiques et dykes mafiques à intermédiaires.....	82
4.2.3.1 Éléments majeurs et mineurs.....	82
4.2.3.2 Éléments traces.....	83
4.3 DISCRIMINATION TECTONO-MAGMATIQUE.....	83
4.3.1 Utilisation de diagrammes de discrimination tectono-magmatique.....	83
4.3.2 Signature géochimique des gabbronorites.....	89
4.3.3 Environnement tectono-magmatique de mise en place des gabbronorites.....	89
4.3.4 Signature géochimique des roches felsiques et hybrides.....	92
4.3.5 Environnement tectono-magmatique de mise en place des roches felsiques et hybrides	94

CHAPITRE V – DISCUSSION	95
5.1 CONTEXTE PLUTONIQUE DES SUITES INTRUSIVES MAFIQUES ET FELSIQUES	95
5.1.1 <i>Intrusions en feuillets</i>	96
5.1.2 <i>Intrusions litées mafiques-felsiques de type MASLI</i>	99
5.2 INCIDENCE DE LA MISE EN PLACE DE MAGMAS MAFIQUES DANS UNE CHAMBRE MAGMATIQUE GRANITIQUE	104
5.2.1 <i>Mélange hétérogène de magmas</i>	105
5.2.2 <i>Hybridation</i>	106
5.3 RECRISTALLISATION ET COMPARTIMENTATION DE LA DÉFORMATION	110
5.4 SCÉNARIOS DE MISE EN PLACE DES FEUILLETS DU COMPLEXE DE MATAMEC	114
CHAPITRE VI – CONCLUSION	118
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	122
ANNEXES.....	137
ANNEXE A – PÉTROGRAPHIE.....	138
ANNEXE A.1 – CODES ET ABBRÉVIATIONS.....	139
ANNEXE A.1.1 – <i>Codes et abréviations provenant du système de codification du ministère des Ressources naturelles du Québec</i>	139
ANNEXE A.1.2 – <i>Codes et abréviations non disponibles dans le système de codification du MRN (Q)</i>	143
ANNEXE A.2 – DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE.....	144
ANNEXE B – ANALYSES GÉOCHIMIQUES	155
ANNEXE B.1 – ANALYSES GÉOCHIMIQUES DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA RÉALISÉES AU LABORATOIRE DE GÉOCHIMIE DE L'INRS-GÉORESSOURCES.....	156
ANNEXE B.2 – ANALYSES GÉOCHIMIQUES DE GÉOLOGIE QUÉBEC RÉALISÉES AU LABORATOIRE D'ANALYSE DU CENTRE DE RECHERCHE MINÉRALE (CRM).....	163
ANNEXE C – GÉOCHIMIE ET MÉTHODE ANALYTIQUE	172

ANNEXE C.1 – GLOBALISATION DES DONNÉES GÉOCHIMIQUES DES DEUX LABORATOIRES	173
ANNEXE C.2 – REPRODUCTIBILITÉ, LIMITES DE DÉTECTION, STANDARDS ET BLANCS ANALYTIQUES	174
ANNEXE D – DONNÉES GÉOCHIMIQUES CALCULÉES	178
ANNEXE D.1 – CALCUL NORMATIF, CALCULS DE CONVERSION DU FER ET CALCUL CATIONIQUE	179

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Géologie régionale et localisation du Complexe de Matamec.....	14
Figure 2. Structure interne du Complexe de Matamec.....	27
Figure 3. Géologie du Complexe intrusif de Matamec.	31
Figure 4. Photographies macroscopiques des gabbronorites et des monzonites.....	34
Figure 5. Photographies macroscopiques des mangérites et des monzodiorites quartzifères.....	36
Figure 6. Caractère bimodal et polyphasé du Complexe de Matamec.....	39
Figure 7. Structures macroscopiques des enclaves hybrides et des enclaves mafiques asymétriques observées dans les zones de mélange magmatique.....	41
Figure 8. Structures macroscopiques des enclaves mafiques observées dans les zones de mélange magmatique.....	44
Figure 9. Structures macroscopiques des dykes mafiques et intermédiaires.	46
Figure 10. Microphotographies des gabbronorites.....	49
Figure 11. Microphotographies des roches felsiques.....	52
Figure 12. Microphotographies des roches hybrides.....	56
Figure 13. Microphotographies des enclaves de gabbronorite.....	60
Figure 14. Diagrammes géochimiques des roches intrusives.....	67
Figure 15. Diagrammes géochimiques des gabbronorites, des roches felsiques et des roches hybrides.....	69
Figure 16. Diagrammes géochimiques des dykes et des enclaves mafiques.....	70
Figure 17. Diagrammes de discrimination de l'environnement tectono-magmatique de mise en place des gabbronorites. Signature de type intra-plaque.....	71
Figure 18. Diagrammes de discrimination de l'environnement tectono-magmatique de mise en place des gabbronorites. Signature de basaltes d'arc volcanique.....	72
Figure 19. Diagrammes de discrimination de l'environnement tectono-magmatique de mise en place des roches felsiques et hybrides.....	73
Figure 20. Diagrammes permettant l'identification d'échantillons possiblement cumulatifs, altérés ou susceptibles de contenir de fortes proportions en minéraux accessoires..	86

Figure 21. Diagrammes de comparaison entre la signature en éléments traces des gabbronorites du Complexe de Matamec et les signatures des MORB et des basaltes continentaux de Deccan.....	90
Figure 22. Modèle simplifié de formation des basaltes de plateaux continentaux.....	93
Figure 23. Modèle de formation des intrusions litées de type MASLI.	98
Figure 24. Modèle de l'effondrement du plancher d'une chambre magmatique.....	101
Figure 25. Lien entre la structure interne du Complexe de Matamec interprétée à partir des observations de terrain et celle basée sur le modèle de l'effondrement du plancher d'une chambre magmatique	117

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Valeurs de normalisation du manteau primitif.....	65
Tableau 2. Valeurs de normalisation des chondrites de type C1.....	65
Tableau 3. Composition géochimique d'échantillons représentatifs des gabbronorites, des enclaves de gabbronorite, des dykes mafiques à intermédiaires, des gabbroïdes et des gabbroïdes à olivine du Complexe de Matamec.....	78
Tableau 4. Composition géochimique d'échantillons représentatifs des roches felsiques et des roches hybrides du Complexe de Matamec.....	79

CHAPITRE I – INTRODUCTION

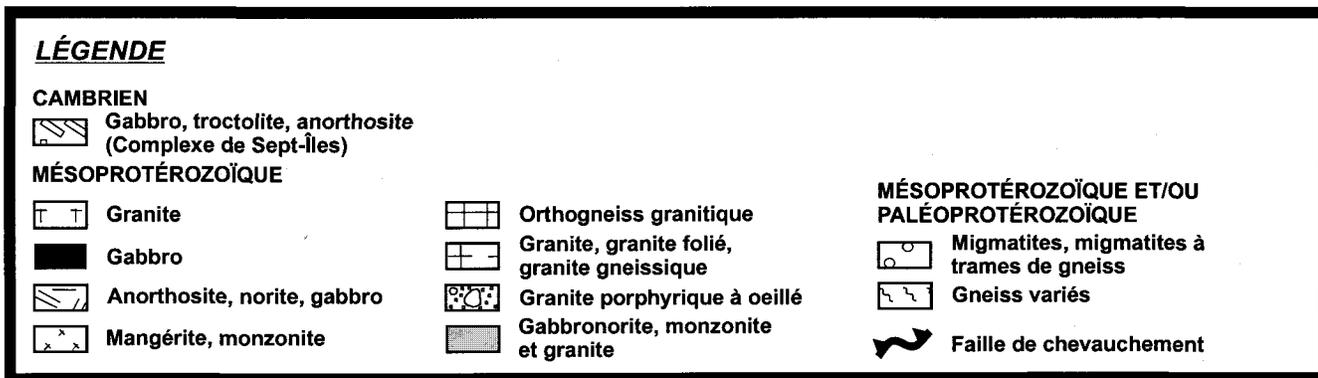
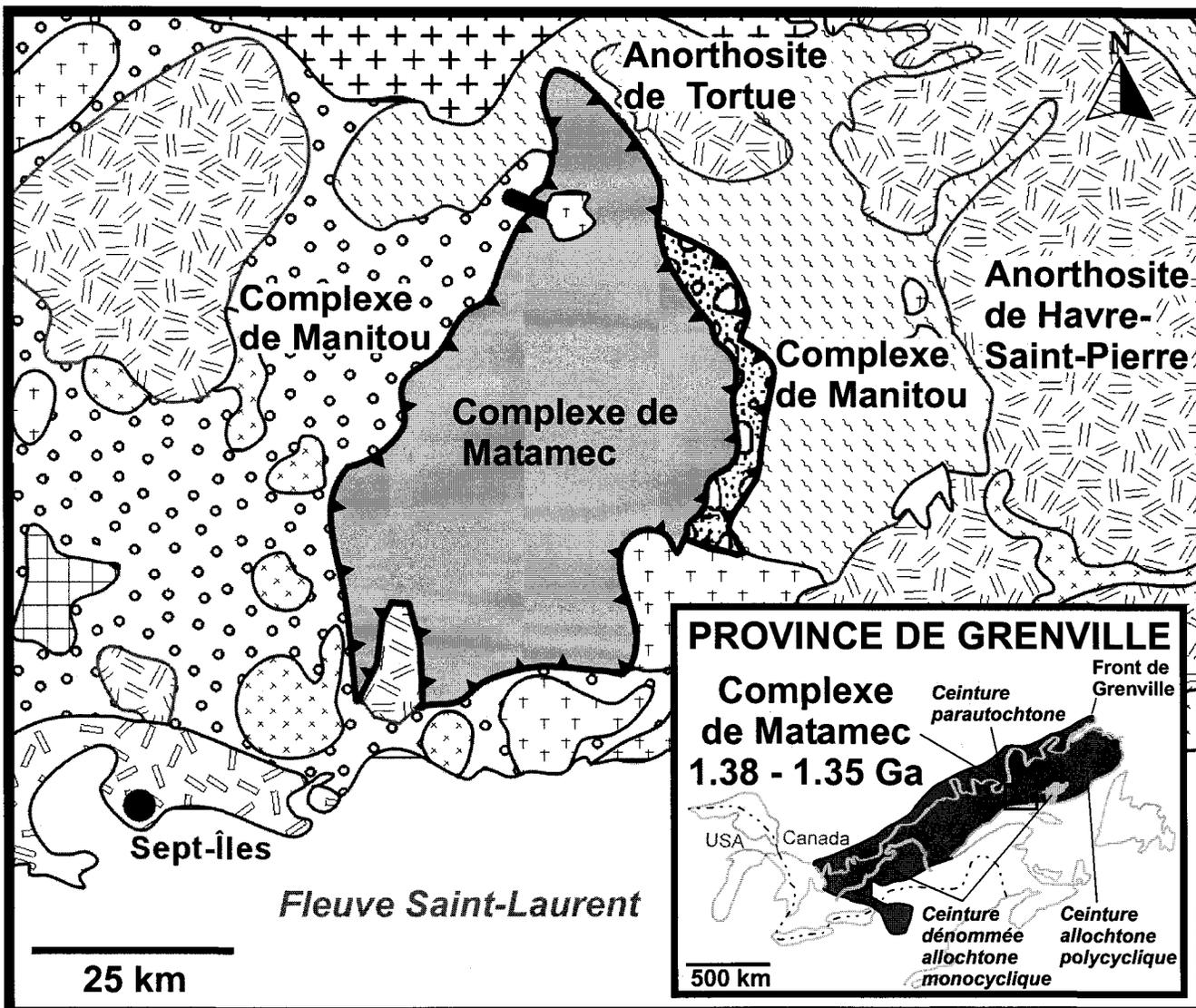
1.1 Introduction

Le Complexe intrusif de Matamec (1.38–1.35 Ga) se situe en Moyenne-Côte-Nord, dans le centre-est de la Province géologique de Grenville au Québec (figure 1). Hôte de l'indice majeur de sulfures massifs magmatiques de Cu-Ni-Co du lac Volant, il représente une intrusion mafique-felsique en feuillets d'envergure régionale (80 x 40 km) (figure 1). Cette entité géologique essentiellement gabbronoritique comporte de minces feuillets sub-verticaux de monzonites, de mangérites et de granites, tous disposés parallèlement les uns aux autres et localement intercalés avec des lambeaux de paragneiss d'extension kilométrique et de puissance hectométrique (Chevé *et al.*, 1996, 1999; Gobeil *et al.*, 1996, 1999b, 2000). Des brèches à enclaves hétérogènes sont également observées le long de discontinuités tectoniques majeures qui dissèquent le Complexe (*ibid*). Des zones de mélange de magmas, contenant des enclaves gabbronoritiques microgrenues incluses dans des phases monzonitiques ou monzodioritiques hybrides, sont communes dans le Complexe et reflètent une mise en place contemporaine des magmas mafiques et felsiques (voir Vernon, 1991; Wilcox, 1999). Ces faciès mixtes n'impliquent pas nécessairement une injection simultanée des magmas, ils requièrent seulement que les deux magmas aient été liquides en même temps. Certaines enclaves sub-verticales, situées de part et d'autre du Complexe, présentent des critères de polarité à leur base structurale (*e.g.*, empreintes de charge, structures de flamme, veines granitiques ascendantes et moulage de phénocristaux), qui permettent d'interpréter la mise en place et la cristallisation des feuillets comme s'étant opérée à l'horizontale.

Le magmatisme du Matamec s'étale sur un court laps de temps d'après des âges U–Pb de $1371 \pm 7/-5$ Ma, 1371 ± 2 Ma et 1377 ± 3 Ma, respectivement obtenus sur une mangérite et deux granites (Gobeil *et al.*, 1999b; Wodicka *et al.*, en préparation). Il s'achève par la mise en place de dykes mafiques, tel le dyke gabbronoritique du lac Volant, daté à 1351 ± 6 Ma (Chevé *et al.*, 1996, 1999; Gobeil *et al.*, 1996, 1999b, 2000).

Contrairement aux gabbronorites qui sont massifs, les feuillets de roches felsiques (monzonites, mangérites et granites) présentent communément une foliation magmatique reprise à l'état solide dans le champ de stabilité de l'orthopyroxène et localement, une fabrique

Figure 1. Géologie régionale et localisation du Complexe de Matamec au nord-est de Sept-Îles en Moyenne Côte-Nord, dans la *Ceinture allochtone polycyclique*, centre-est de la Province géologique de Grenville au Québec. Cette province géologique est orientée NE-SO et est limitée au nord par un front tectonique et métamorphique, le Front de Grenville. La Province de Grenville est subdivisée en trois grands ensembles : la *Ceinture parautochtone*, la *Ceinture allochtone polycyclique* et la *Ceinture allochtone monocyclique*. La région se divise en 4 grands ensembles géologiques : le Complexe de Manitou, le Complexe de Matamec, l'Anorthosite de Tortue et la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. Le Complexe de Matamec représente une écaille tectonique d'envergure régionale (80 km x 40 km) déracinée de son site de mise en place et chevauchée sur les gneiss migmatisés du Complexe de Manitou lors de l'orogénie grenvillienne. Une zone de cisaillement ductile, dont le métamorphisme rétrograde varie du faciès des amphibolites aux schistes verts, ceinture le Complexe et l'isole structurellement de ses encaissants gneissiques actuels. Carte géologique simplifiée modifiée de Gobeil *et al.* (2000).



gneissique à mylonitique présente le long de zones de cisaillement (Chevé *et al.*, 1996, 1999; Gobeil *et al.*, 1996, 1999b, 2000). Ces éléments structuraux sont tous parallèles les uns aux autres et localement recoupés à angle variable par des dykes gabbronoritiques tardifs peu à non recristallisés, dont le dyke du lac Volant. L'apparente nature cogénétique du Matamec et du dyke du lac Volant, ainsi que le caractère non déformé de ce dernier, suggèrent que la déformation interne et la recristallisation du Matamec ont eu lieu entre 1371 et 1351 Ma et qu'elles sont syn- à tardi-magmatiques (Gobeil *et al.*, 2000).

Plusieurs observations laissent supposer une mise en place polyphasée du Complexe de Matamec, par injections et intrusions successives de magmas mafiques et felsiques. Dépendant probablement de l'intervalle de temps écoulé entre les différentes injections magmatiques, les feuillets intrusifs semblent se subdiviser en deux types. Les feuillets intrusifs sub-verticaux, à contacts francs et réguliers, sont homogènes, distincts, orientés N-S, disposés parallèlement les uns aux autres et localement intercalés avec des lambeaux de paragneiss. Ils se distinguent des feuillets asymétriques hétérogènes formés dans les zones de mélange magmatique, qui comportent communément un contact basal franc, bien qu'irrégulier ou lobé, un contact supérieur graduel (sommet hybride) et des structures typiques de déposition (*i.e.*, critères de polarité).

La formation des intrusions en feuillets dépend notamment du taux et de la vitesse de réapprovisionnement en magma du pluton (Wiebe et Collins, 1998). Certaines résultent de l'intrusion successive de magmas mafiques ou felsiques dans une phase intrusive précoce déjà cristallisée. Chaque feuillet nouvellement formé se solidifie avant d'être recoupé par les injections subséquentes. Ce type de mise en place est à l'origine des intrusions en feuillets au sens stricte (voir McCaffrey, 1992; Fowler, 1994; Wiebe et Collins, 1998). D'autres feuillets résultent de l'injection successive de magmas mafiques ou felsiques dans une phase précoce encore à l'état magmatique. Les complexes intrusifs présentant une stratification qui résulte d'injections mafiques dans une chambre magmatique granitique constituent des intrusions litées de type MASLI (Wiebe, 1994).

Les intrusions en feuillets *sensu stricto* formées dans des zones de failles sont composites, hétérogènes et constituées de feuillets individuellement homogènes, à contacts francs et d'épaisseur variant du centimètre au kilomètre (Wiebe et Collins, 1998; Corriveau et van Breemen, 2000). Des radeaux de roches encaissantes de puissance métrique à kilométrique sont communs entre les feuillets, qui présentent communément des apophyses et des contacts intrusifs

les uns par rapport aux autres (*i.e.*, relations de dykes-sills) (Wiebe et Collins, 1998). Enfin, les feuillets peuvent se former tant à l'horizontale (*e.g.*, batholite de South Mountain, Benn *et al.*, 1999), qu'à la verticale (*e.g.*, suite de Chevreuil, Corriveau et van Breemen, 2000).

La plupart des exemples connus de mélange magmatique en contexte plutonique montrent des feuillets mafiques et des essaims d'enclaves mafiques magmatiques à l'intérieur d'intrusions granitiques (voir Barbarin, 1988; Vernon *et al.*, 1988; Wiebe, 1991, 1993, 1994; Barbarin et Didier, 1992; Weinberg, 1997; Lowell et Young, 1999; Collins *et al.*, 2000). Bien que peu communes, certaines chambres magmatiques mafiques peuvent toutefois être injectées de magmas felsiques et acquérir des textures de mélange magmatique (Wiebe, 1991; Weinberg, 1997).

Les chambres magmatiques granitiques se forment par injections répétées de magmas pauvres en cristaux (Wiebe et Collins, 1998). Au cours de la cristallisation, le matériel granitique se dépose sur le plancher de la chambre et forme graduellement une couche de cumulat/bouillie de cristaux. Un magma mafique s'injectant à l'intérieur d'un magma felsique et de ses cumulats a tendance à s'étaler latéralement et à former des feuillets horizontaux au niveau de discontinuités rhéologiques, en particulier l'interface entre la couche de cumulat et le magma felsique sus-jacent pauvre en cristaux (*ibid*). L'injection d'un large volume de magma mafique dense et de haute température dans un magma felsique plus froid partiellement cristallisé peut générer des courants de convection dans la chambre magmatique, ainsi qu'à l'intérieur des deux magmas (Huppert et Sparks, 1988; Gourgaud, 1991; Wiebe, 1991). Une convection intense provoque le démantèlement progressif du sommet du feuillet mafique et l'entraînement d'enclaves mafiques dans le magma felsique (Wiebe, 1991, 1994). Associées à cette convection, des enclaves très allongées et une foliation magmatique peuvent se former par écoulement magmatique (Vernon *et al.*, 1988; Paterson *et al.*, 1989; Blake et Koyaguchi, 1991; Wiebe et Collins, 1998; Vernon, 2000). Lors de la cristallisation, des structures typiques de déposition représentant des critères de polarité et préservant un indice de l'inclinaison des feuillets hôtes peuvent se développer au contact basal des feuillets de roches mafiques denses (Wiebe et Collins, 1998). Ces structures planaires se forment à l'horizontale, mais comportent communément dans plusieurs intrusions des attitudes qui sont beaucoup plus abruptes que celles acquises lors de la déposition originale (*ibid*). Cette transposition à la verticale des feuillets intrusifs précoces et des fabriques planaires pourrait être associée à l'affaissement graduel du plancher de la chambre magmatique dans les

roches encaissantes sous-jacentes, au fur et à mesure que le pluton prend de l'expansion et qu'il cristallise (Cruden, 1998; Wiebe et Collins, 1998; Benn *et al.*, 1999; McNulty *et al.*, 2000; Culshaw et Bhatnagar, 2001). Notons que l'effondrement du plancher d'une intrusion peut également résulter de mouvements le long de failles et de fractures d'extension sub-verticales (McNulty *et al.*, 2000). Un environnement tectonique en extension pourrait expliquer l'effondrement graduel du plancher d'intrusions en feuillets. Un tel régime est par ailleurs communément accompagné d'un magmatisme basaltique issu de la fusion partielle des péridotites mantelliques et à l'origine de volumineux épanchements de basaltes de plateaux continentaux (Gallagher et Hawkesworth, 1994; Boillot et Coulon, 1998). Une grande partie des basaltes produits reste toutefois stockée à la base ou au sein de la croûte continentale inférieure; c'est le phénomène de sous-plaquage magmatique (Hildreth, 1981; Huppert et Sparks, 1988; Sinigoi *et al.*, 1995; Boillot et Coulon, 1998; Frost *et al.*, 2001). Le faible contraste de densité entre la croûte continentale inférieure et les magmas basaltiques provoque en effet un ralentissement dans leur ascension et conduit à leur accumulation à la base de la croûte, où ils stagnent et cristallisent sous forme de gabbros (Sinigoi *et al.*, 1995; Best and Christiansen, 2001). La présence de larges volumes de magmas basaltiques à la base de la croûte continentale constitue probablement une cause prédominante de fusion de la croûte inférieure et de production de magmas felsiques (voir Huppert et Sparks, 1988; Wiebe, 1991; Cruden *et al.*, 1995; Grunder, 1995; Sinigoi *et al.*, 1995; McCarthy et Patiño Douce, 1997; Frost *et al.*, 2001; Ketchum *et al.*, 2001; Petford et Gallagher, 2001). Une interaction entre les composantes mafiques et felsiques de ce système peut intervenir soit au niveau de la région source, soit lors de leur ascension ou de leur mise en place dans la croûte (voir Wiebe, 1991; Mohr, 1992; Cruden *et al.*, 1995; Eklund et Shebanov, 1999).

Gobeil *et al.* (1999b, 2000) ont démontré que le Complexe de Matamec, qui est ceinturé d'une zone de cisaillement ductile en chevauchement et au faciès des amphibolites, forme une écaille tectonique déracinée de son site de mise en place original (*i.e.*, perte des relations initiales avec les roches encaissantes présentes lors de sa formation). De par ce caractère allochtone, il est difficile d'établir clairement son site et son environnement tectonique de mise en place, de même que sa position lors du métamorphisme régional enregistré par les gneiss du Complexe de Manitou à ca. 1080 Ma. Bien qu'elles aient été formées antérieurement au pic métamorphique régional, les roches du Matamec ne sont pas migmatisées comme les gneiss mafiques et felsiques

sous-jacents du Complexe de Manitou. Cette préservation des textures primaires permet de mieux comprendre le contexte de mise en place et l'architecture interne du Complexe de Matamec.

Dans ce mémoire, nous réexaminons, détaillons et tentons de comprendre l'origine des textures et structures macroscopiques et microscopiques du Complexe de Matamec en termes de processus que nous associons à sa mise en place et à son édification. Pour ce faire, nous nous appuyons sur les travaux récents traitant de la mise en place et de la cristallisation des magmas, ainsi que de l'évolution de leurs structures et textures internes lors de leur passage d'un état magmatique à un état solide (voir Hutton, 1988; Paterson *et al.*, 1989, 1998; Clemens et Mawer, 1992; Lucas et St-Onge, 1995; Collins et Sawyer, 1996; Pavlis, 1996; Vigneressé *et al.*, 1996; Corriveau *et al.*, 1998; Vernon, 1999, 2000). Cette exploration, basée sur une approche magmatique et géochimique plutôt que métamorphique et tectonique, suggère qu'une grande partie de l'architecture interne du Matamec aurait été acquise par des processus syn-magmatiques internes de la chambre magmatique hôte lors de sa cristallisation. Enfin, les données pétrographiques et géochimiques acquises permettent de mieux cerner l'évolution tectono-magmatique et le style de mise en place des roches du Complexe de Matamec dans le contexte de formation des complexes intrusifs en feuillets (voir Wiebe et Collins, 1998; Corriveau et van Breemen, 2000). Ce Complexe apparaît être un exemple essentiellement mafique d'intrusion litée de type MASLI (MAfic-Silicic Layered Intrusion; Wiebe, 1994), probablement formée à la base ou au sein de la croûte continentale inférieure lors d'un sous-plaquage magmatique et chevauchée sur les gneiss migmatisés du Complexe de Manitou lors de l'orogénie grenvillienne.

1.2 Objectifs et assises

Le Complexe de Matamec est l'hôte de l'indice majeur de sulfures massifs magmatiques de Cu-Ni-Co du lac Volant, découvert en 1996 dans le cadre du projet Manitou de Géologie Québec (Perreault *et al.*, 1996). Cet indice présente des similitudes de composition, de contexte de mise en place, de nature de magma et d'âge avec certains gîtes norvégiens (Ertelien et Flât dans la Province Svéconorvégienne), ainsi qu'avec le gisement Voisey's Bay au Labrador (Canada) (Nabil, 1999; Nabil *et al.*, en préparation). Suite à la découverte de cet indice, le Matamec a bénéficié d'investissements de plus de 2 millions de dollars par Géologie Québec pour des levés géologiques et géophysiques et de plus de 5 millions de dollars par le secteur privé

pour de l'exploration minière. Le Complexe intrusif de Matamec, d'abord parce qu'il est l'hôte de sulfures massifs magmatiques de Ni-Cu, présente un intérêt géologique considérable. Son étude s'inscrit à l'intérieur d'un vaste programme de recherche et de cartographie géologique visant à approfondir les connaissances sur le rôle des processus magmatiques (*e.g.*, mélange de magmas), des régimes tectoniques et des structures crustales dans la formation des gîtes de Ni-Cu en contexte de croûte profonde (Nabil, 1999; Clark, en préparation; Nabil *et al.*, en préparation). Les textures de mélange de magmas, la structure interne verticale, la recristallisation, la déformation à l'état solide, la relation avec le métamorphisme régional, l'absence de migmatisation et le contexte tectonique des roches du Complexe de Matamec sont des sujets controversés qui ont fait l'objet d'une large proportion des recherches sur le Matamec.

Ce mémoire s'inscrit dans le cadre du projet Manitu de Géologie Québec et du projet sur l'orogène du Grenville de la Commission géologique du Canada. Ses principaux objectifs sont :

- détailler et comprendre l'origine des textures et structures macroscopiques et microscopiques des feuillets intrusifs, des zones de mélange de magmas et des dykes mafiques ou microdioritiques du Complexe de Matamec et d'en caractériser la signature géochimique
- comprendre et expliquer le style de mise en place et la cristallisation des magmas, ainsi que l'évolution de leurs structures et textures internes lors de leur passage d'un état magmatique à un état solide
- comparer l'évolution et l'environnement tectono-magmatique de formation des roches du Complexe de Matamec avec le contexte de formation des complexes intrusifs en feuillets

Associées aux travaux de Louise Corriveau, ces données permettent également d'approfondir les connaissances sur la compréhension des processus magmatiques en contexte de croûte profonde, en suggérant une origine magmatique ou sub-magmatique (*e.g.*, acquise à l'état solide au cours de la cristallisation du magma) pour certaines textures et structures souvent interprétées comme tectoniques ou métamorphiques (*e.g.*, foliations et textures magmatiques, poches amiboïdes diffuses de liquides magmatiques tardifs, plis d'écoulement, recristallisation syn-magmatique).

Les principaux résultats de ce mémoire sont également présentés dans le chapitre : Évolution magmatique et géochimique du Complexe de gabbro-norite et de monzonite de Matamec (Saint-Germain et Corriveau, en préparation) de la Synthèse géologique de la région de la Moyenne-Côte-Nord du ministère des Ressources naturelles du Québec (en préparation). Les

unités du Complexe de Matamec et sa structure interne ont été décrites en détail et mises dans leur contexte régional par Gobeil *et al.* (1996, 1999b, 2000, en préparation). Un inventaire complet des indices minéralisés est disponible dans ces rapports et traité plus en détail par Clark (en préparation) et Nabil *et al.* (en préparation). Enfin, l'ensemble des données géologiques (*e.g.*, localisation des affleurements, mesures structurales, lithologies) concernant le Complexe de Matamec et acquises par Géologie Québec sont disponibles dans la base de données bibliographiques SIGÉOM-EXAMINE proprement identifiée dans la page des produits du site internet de Géologie Québec (<http://www.geologie-quebec.gouv.qc.ca>).

1.3 Méthodologie

Les travaux de terrain relatifs à cette maîtrise ont été réalisés au cours de l'été 1998 en collaboration avec une équipe de Géologie Québec et dans le cadre du projet Manitou (1996-98), supervisé par M. André Gobeil. Ces travaux ont consisté en la cartographie et l'étude du Complexe intrusif de Matamec et de ses gneiss environnants (figure 1). La cartographie (1 : 50 000) a été réalisée sur les feuillets des régions des lacs Brézel et Cacaoni (SNRC 22/I11 et 22/I12), au nord-est de Sept-Îles, dans le centre-est de la Province géologique de Grenville au Québec.

Cette campagne de cartographie a comporté un échantillonnage systématique et représentatif des différents et principaux faciès pétrographiques des complexes de Matamec et de Manitou. Les échantillons utilisés dans cette étude sont des roches intrusives provenant du Complexe de Matamec. Ils ont été prélevés soit en 1996 dans les feuillets des régions des lacs Nipisso et Manitou (SNRC 22I/13 et 22I/14), soit en 1998 dans les feuillets des régions des lacs Brézel et Cacaoni (SNRC 22I/11 et 22I/12).

L'étude pétrographique, réalisée au Centre géoscientifique de Québec (CGQ), a consisté en l'observation de lames minces, de diapositives et de tranches d'échantillons. Les lames minces (94) ont été fabriquées à partir de tranches d'échantillons représentatives des différents faciès lithologiques du Complexe. Les lithologies décrites au microscope sont très variées : 25 gabbro-norites, 9 monzonites (monzonites et monzonites quartzifères), 7 granites (granites, granites à feldspath alcalin et syénogranite), 3 roches syénitiques (monzosyénite, syénite et syénite quartzifère à feldspath alcalin), 17 roches hybrides (monzodiorites et monzodiorites

quartzifères), 10 enclaves de gabbronorite, 3 enclaves hybrides (monzodiorite et monzodiorites quartzifères), 9 dykes mafiques à intermédiaires (gabbros, gabbronorite, gabbronorite à olivine et diorites), 7 roches gabbroïques (diorites, diorite quartzifère, gabbro, norite et gabbro à quartz) et 4 roches gabbroïques à olivine (gabbronorite à olivine, norites à olivine et troctolite) (voir annexe A.2).

L'étude géochimique s'appuie sur 131 échantillons analysés pour leur contenu en éléments majeurs et traces, incluant les éléments des TR. Parmi ceux-ci, 52 ont été analysés dans le laboratoire de géochimie de l'INRS-Géoressources et 79 dans le laboratoire d'analyse du Centre de recherche minérale (CRM). Les échantillons analysés regroupent plusieurs lithologies : 65 gabbronorites, 16 roches felsiques (monzonites quartzifères, granites et granites à feldspath alcalin), 11 roches hybrides (monzodiorites et monzodiorites quartzifères), 7 enclaves de gabbronorite, 5 dykes mafiques à intermédiaires (gabbronorites, gabbronorite à olivine et diorites), 10 roches gabbroïques (diorites, gabbros, norites et gabbro à quartz) et 17 roches gabbroïques à olivine (gabbronorites à olivine, gabbro à olivine, norites à olivine et troctolites) (voir annexe B). L'utilisation du singulier implique qu'un seul échantillon de ce type a été décrit ou analysé.

CHAPITRE II – CONTEXTE GÉOLOGIQUE

2.1 Province de Grenville

Le terme Grenville a d'abord été utilisé par Logan (1863) pour désigner sous le nom de «Série de Grenville» une série de roches huroniennes appartenant au Système Laurentien, dans la région des Grands Lacs (Wynne-Edwards, 1972). La Province de Grenville est toutefois considérée comme une entité structurale depuis 1918 (Wilson, 1918) et a été ainsi reconnue d'abord pour son grade métamorphique élevé (amphibolites supérieur et granulites) et par la présence de roches supracrustales (Wynne-Edwards, 1972).

Cette province géologique est orientée NE-SO et constitue une ceinture orogénique de 300 à 600 km de largeur par plus de 5000 km de longueur. Cette ceinture suit la marge est de l'Amérique du Nord (figure 1; médaillon). Elle est limitée au nord par un front tectonique et métamorphique, le Front de Grenville (figure 1; médaillon), et se poursuit sous les Appalaches au sud (Davidson, 1995). Près des deux tiers de la superficie totale de la Province de Grenville se retrouvent au Québec (600 000 km²) (Hocq, 1994).

La Province de Grenville est subdivisée en trois grands ensembles : la *Ceinture parautochtone*, la *Ceinture allochtone polycyclique* et la *Ceinture allochtone monocyclique* (Rivers *et al.*, 1989) (figure 1; médaillon). Ces ensembles ont été assignés ainsi en fonction de la provenance, de l'âge, du type de roches, du style de déformation et du degré de métamorphisme.

La *Ceinture parautochtone* forme une bande parallèle et adjacente au Front de Grenville et contient des roches archéennes et paléoprotérozoïques représentant pour la plupart des équivalents de granitoïdes présents dans les terrains autochtones (Hocq, 1994). Ces roches sont constituées essentiellement d'orthogneiss tonalitiques, dioritiques et granodioritiques migmatisés (*ibid.*).

La *Ceinture allochtone polycyclique* est très vaste (350 000 km²) et composée de roches très variées : gneiss divers à haut grade métamorphique et roches intrusives consistant principalement en anorthosites, charnockites, granodiorites-tonalites et granites. Ces roches chevauchent celles du domaine parautochtone. L'ensemble allochtone polycyclique est défini ainsi pour l'histoire polymétamorphique (marquée de plus d'un cycle orogénique) que les roches qui le composent auraient subie précédemment au cycle orogénique du Grenville (1.35–1.0 Ga;

Davidson, 1995). Les principales orogénies accréionnaires antérieures à cette période sont les orogénies du Labradorien (~1680–1660 Ma; Rivers, 1997) et du Pinwarrien (1510–1450 Ma; Tucker et Gower, 1994; Wasteneys *et al.*, 1997) (Rivers, 1997).

Contrairement à la *Ceinture allochtone polycyclique*, la *Ceinture allochtone monocyclique* du Québec se caractérise par l'abondance de roches supracrustales. Cette ceinture discontinue inclut la *Ceinture métasédimentaire du Grenville* (\approx Supergroupe de Grenville; Wynne-Edwards *et al.*, 1966; Wynne-Edwards, 1972), le domaine de Morin et le Groupe de Wakeham. Les roches supracrustales de ces terrains ont été interprétées et définies précédemment comme monocycliques pour leur histoire tectonique marquée d'un seul cycle orogénique, l'orogénie grenvillienne (Rivers *et al.*, 1989; Hocq, 1994). Or, il a été démontré récemment que les principaux segments de la Ceinture allochtone monocyclique sont constitués de roches supracrustales antérieures au cycle orogénique du Grenville. La *Ceinture métasédimentaire* comprend des édifices d'arc de 1.4 Ga (Corriveau et van Breemen, 2000; Wodicka *et al.*, en préparation) et possiblement des roches métasédimentaires de plus de 1.3 Ga (voir Hébert et Nantel, 1999), alors que le Groupe de Wakeham comporte des métasédiments datés entre 1.5 et 1.6 Ga (Wodicka *et al.*, en préparation).

2.2 Géologie régionale

Les roches décrites dans ce mémoire font partie du Complexe de Matamec, localisé dans la *Ceinture allochtone polycyclique* (figure 1; médaillon). La région fait partie du domaine de St-Jean (Gobeil *et al.*, en préparation) et se divise en 4 grands ensembles géologiques : le Complexe de Manitu, le Complexe de Matamec, l'Anorthosite de Tortue et la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (Gobeil *et al.*, 1999b, 2000) (figure 1).

D'un point de vue structural, d'après Gobeil *et al.* (1999), les caractéristiques dominantes de la région Nipisso-Manitou (SNRC 22I/13 et 22I/14) sont la vergence nord et la tendance générale E-O des structures planaires. Les linéations, à l'exception du Complexe de Matamec, montrent une grande homogénéité avec des plongements dominants faibles à modérés (30-45°) vers le SSE (voir figure 7 de Gobeil *et al.*, 1999). Cette structuration n'est pas observée dans la région des lacs Brézel et Cacaoni (SNRC 22I/11 et 22I/12) (voir figure 7 de Gobeil *et al.*, 2000).

Enfin, la région est très propice à la découverte de minéralisations de Cu-Ni-(Co-ÉGP-Au) dans les dykes mafiques peu déformés (*i.e.*, dyke du lac Volant) ou dans les intrusions mafiques-ultramafiques associées aux massifs anorthositiques (*ibid*; Clark, en préparation).

2.2.1 Le Complexe gneissique de Manitou

Le Complexe de Manitou consiste en un ensemble essentiellement gneissique constitué de gneiss quartzofeldspathiques, de gneiss à pyroxènes et hornblende (\pm biotite, \pm grenat) et de gneiss granitiques (Gobeil *et al.*, 1999b, 2000, en préparation). Ces lithologies sont accompagnées de paragneiss (gneiss à sillimanite et/ou graphite, quartzites, marbres, roches calcosilicatées, grenatites, métabasites communément grenatifères), de métagabbros et/ou amphibolites à pyroxènes et de phases intrusives felsiques déformées et métamorphisées (mangérites, leucogranites roses à magnétite, granites foliés à gneissiques, syénites, syénites à néphéline et granitoïdes granitiques à tonalitiques) (*ibid*). Les roches du Complexe de Manitou ont subi un métamorphisme régional de haut degré (faciès des amphibolites supérieur et des granulites) et sont intensément déformées (*ibid*). L'âge de formation de ce cortège de roches supracrustales demeure inconnu. Deux intrusions granitiques ont cependant été datées et ont livré des âges de 1168 Ma et 1140 Ma. Les lithologies du Complexe de Manitou apparaissent par conséquent plus vieilles que 1168 Ma (*ibid*) et pourraient être contemporaines au Groupe de Wakeham (Verpaelst *et al.*, 2001).

2.2.2 Le Complexe intrusif de Matamec

Le Complexe de Matamec (1.38–1.35 Ga) représente une intrusion en feuillets de gabbronorites et de monzonites circonscrite par une signature magnétique spécifique et une anomalie gravimétrique positive (Gobeil *et al.*, 1999b, 2000).

En s'appuyant sur une analyse structurale détaillée des données de terrain intégrées aux données géophysiques acquises par Géologie Québec, Gobeil *et al.* (1999b, 2000) ont pu reconstituer la structure interne du Complexe de Matamec (Gobeil *et al.*, 1996, 1999a, b, 2000 et références incluses). Le Complexe présente une grande structure plissée en synforme serré et plurikilométrique (à l'origine de l'orientation dominante N-S), comportant un patron de foliations

et de linéations et des failles de chevauchement qui lui est propre (figure 2). L'une de ces failles représente une discontinuité tectonique majeure qui sépare le Complexe en deux écailles. Cette faille est marquée par la présence d'une zone enderbitique (*i.e.*, tonalite à orthopyroxène) hétérogène et foliée à enclaves multiples (*ibid*) (figure 2).

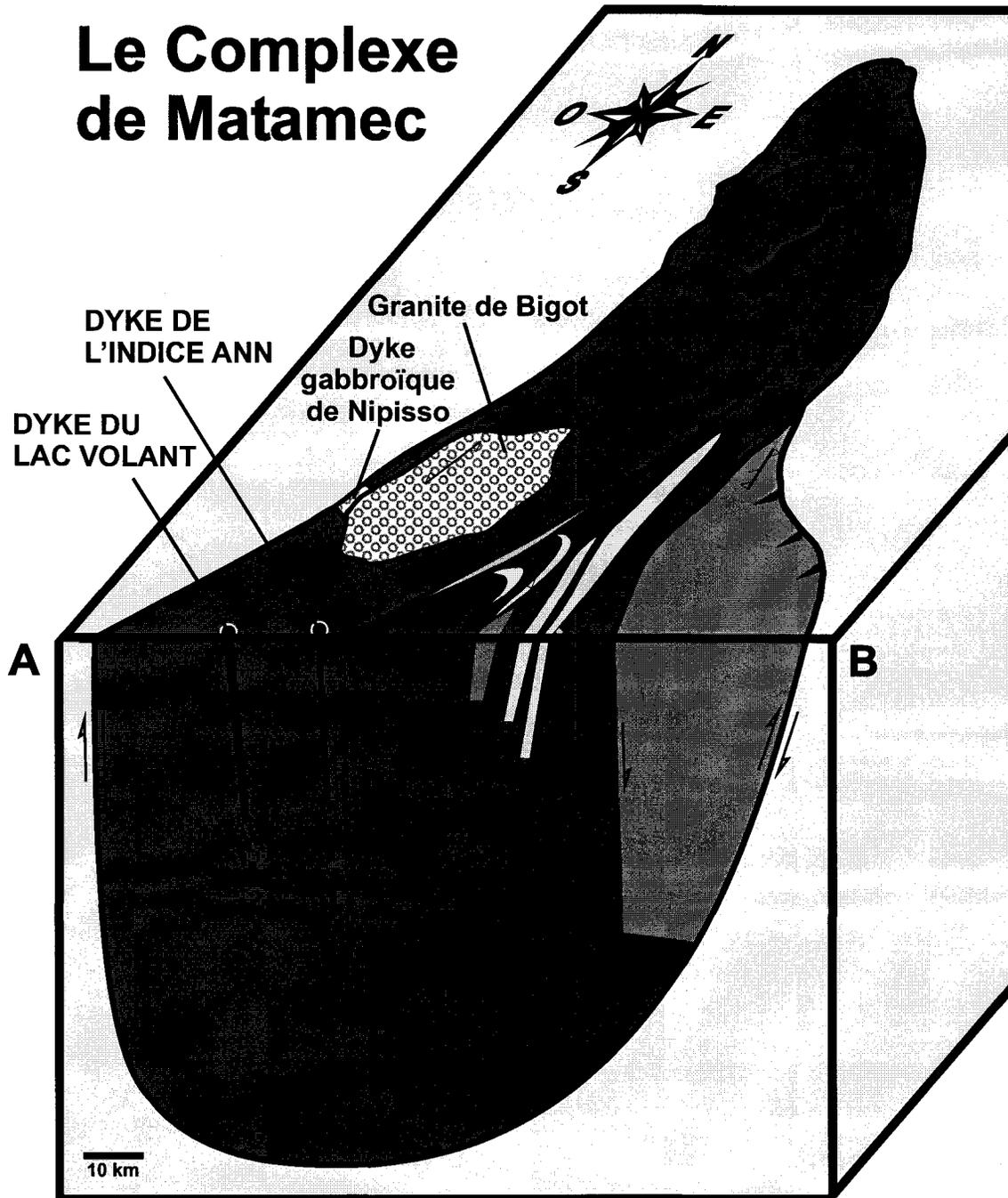
Une zone de cisaillement ductile, dont le métamorphisme rétrograde varie du faciès des amphibolites à celui des schistes verts, borde le Complexe et l'isole structurellement de ses encaissants gneissiques actuels (figure 1) (Gobeil *et al.*, 1999b, 2000, en préparation; Wodicka *et al.*, en préparation). Cette bordure tectonique partage avec l'encaissant une linéation à plongement SSE attribuée à un événement de chevauchement qui se surimpose au métamorphisme régional. La structure en synforme sectionnée par des zones de cisaillement pourrait s'expliquer par un serrage du Complexe et une transposition à la verticale des feuillettes lors du chevauchement de l'intrusion vers le NO sur le Complexe gneissique de Manitou (Gobeil *et al.*, 2000).

2.2.3 La Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre

La Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre forme un massif intrusif de forme très irrégulière d'environ 150 km de diamètre (figure 1). Cette entité géologique est interprétée comme résultant de la coalescence et de la cristallisation, jusqu'à ca. 1062 Ma, de plusieurs amas anorthositiques (Gobeil *et al.*, 1999b, 2000). Les unités caractérisant cette suite anorthositique couvrent le spectre anorthosite-leuconorite-norite-leucogabbro-mangérite, avec accessoirement du gabbro et de la troctolite (Gobeil *et al.*, en préparation). L'anorthosite et la leuconorite sont massives, à texture protoclastique et caractérisées par des phénomènes de gradation et d'alternance (Gobeil *et al.*, 1999b, 2000). Les bordures sont localement dominées par du gabbro-norite, de la norite et des séquences litées ou rubannées anorthositiques, leuconoritiques et noritiques comportant des niveaux de pyroxénite localement minéralisés en Cu-Ni-(Co-ÉGP-Au) (*ibid*).

Figure 2. Bloc diagramme montrant la structure interne du Complexe de Matamec le long d'une coupe A-B présentée sur la figure 3. Les feuilletts et la foliation définissent un grand synforme serré plurikilométrique d'axe N-S avec un plan axial sub-vertical et comportant un patron de foliations et des zones de cisaillement qui lui sont propres. Les dykes gabbro-noritiques du lac Volant et de l'indice Ann sont tardifs et localisés respectivement au niveau du flanc est et au cœur du synforme.

Le Complexe de Matamec



LÉGENDE			
	Gabbro-norite		Dykes tardifs de gabbro-norite
	Monzonite		Phases intrusives tardives
	Granite		Foliations

2.2.4 L'Anorthosite de Tortue

L'Anorthosite de Tortue est un massif intrusif de forme ovale orienté approximativement NO-SE et d'environ 250 km² (figure 1). Ce massif comporte des lithologies similaires à la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (anorthosite et leuconorite). Ces principales lithologies sont accompagnées de gabbros, de norites, de pyroxénites et de roches monzonitiques foliées et ocellées. L'Anorthosite de Tortue présente à sa bordure une unité leuconoritique d'environ 500 m de large caractérisée par la présence d'indices minéralisés en Cu-Ni-(Co-ÉGP-Au), d'un litage décimétrique à métrique et d'une foliation magmatique bien développée (*ibid*).

CHAPITRE III – GÉOLOGIE DU COMPLEXE DE MATAMEC

3.1 Description du Complexe

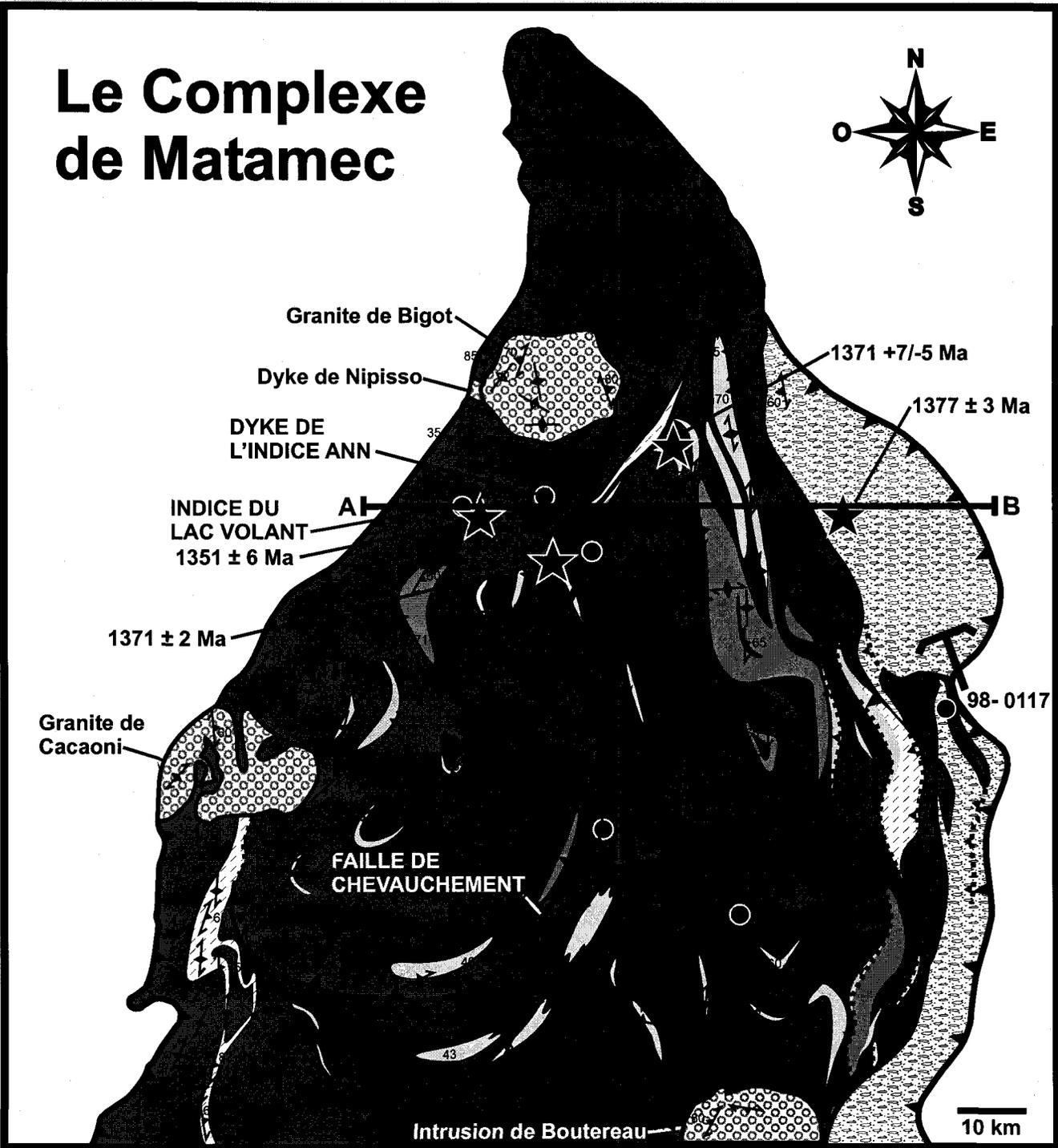
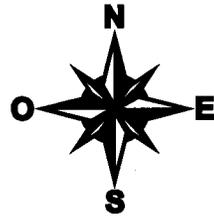
Le Complexe de Matamec comporte des feuillets mono- ou polyphasés de gabbronorites et de monzonites/mangérites/granites, ainsi qu'un essaim de dykes de microdiorites et de gabbros (*e.g.*, dykes gabbronoritiques du lac Volant et de l'indice Ann) (Chevé *et al.*, 1996, 1999; Gobeil *et al.*, 1996, 1999b, 2000) (figure 3). Le Complexe comprend également des stocks de troctolites et de gabbronorites à olivine (*ibid*) (figure 3). Les granites de Bigot (1030 ±12/-7 Ma) et de Cacaoni, de forme circulaire d'environ 5.5 km de diamètre, le Dyke de Nipisso, un dyke gabbroïque orienté O-NO, long de 6 km et large de 600 m, ainsi que l'Intrusion de Boutereau (gabbro-monzodiorite-granite), sont intrusifs dans le Complexe de Matamec et constituent des exemples concrets d'un magmatisme post-cinématique (Gobeil *et al.*, 1999b, 2000, en préparation) (figure 3).

Les gabbronorites massifs à grain fin à moyen constituent le faciès dominant du Complexe (figure 3). Les lithologies mafiques accessoires (peu abondantes) sont des gabbros, des norites et des diorites (voir annexe A.2). Les feuillets de roches felsiques (monzonites, mangérites et granites) sont communément foliés, porphyriques, à grain moyen à grossier et à texture rapakivi (*i.e.*, couronne de plagioclase autour d'un phénocrystal de feldspath potassique). Les autres unités felsiques observées dans le Complexe sont des monzonites et mangérites quartzifères, des granites à feldspath alcalin, des syénogranites, des monzosyénites, des syénites quartzifères à feldspath alcalin et des syénites (voir annexe A.2).

La présence commune d'enclaves mafiques microgrenues à l'intérieur des phases felsiques, ainsi que la présence de roches hybrides monzodioritiques, suggèrent une mise en place contemporaine des magmas mafiques et felsiques (voir Vernon, 1991; Wilcox, 1999). Ces zones de mélange de magmas comportent tous les intermédiaires entre des enclaves amiboïdes et massives et des enclaves allongées qui définissent une foliation magmatique et localement des plis d'écoulement. Les textures rapakivi et les mégacristsaux de quartz dans les monzonites et les monzodiorites, de même que la présence de zonations oscillatoires dans le zircon et localement dans le plagioclase, suggèrent des conditions d'instabilité lors de la cristallisation. Ces textures

Figure 3. Géologie, mesures structurales et localisation des dykes gabbronoritiques du lac Volant et de l'indice Ann et des données U-Pb du Complexe intrusif de Matamec. Le Complexe de Matamec constitue une entité géologique essentiellement gabbronoritique comportant de minces feuillets de monzonites, de mangérites et de granites. Le Complexe compte également des stocks de troctolites et de gabbronorites à olivine et des lambeaux de gneiss quartzifères et quartzofeldspathiques (métasédiments ?) d'extension kilométrique et de puissance hectométrique. Une faille de chevauchement représentant une discontinuité tectonique majeure sépare le Complexe en deux écailles et est marquée par la présence de zones bréchiques enderbitiques (*i.e.*, tonalite à orthopyroxène) hétérogènes et foliées à enclaves multiples. Certains affleurements à structure asymétrique comportent des critères de polarité perpendiculaires au pendage des feuillets intrusifs et pointant vers leur sommet. Les critères de polarité de ces affleurements témoignent d'une mise en place et d'une cristallisation à l'horizontale des feuillets intrusifs du Matamec. Des phases intrusives tardives recoupent le Complexe, tels les granites de Bigot et de Cacaoni, le Dyke gabbroïque de Nipisso et l'Intrusion de Boutereau (gabbro-monzodiorite-granite). La coupe A-B est illustrée dans le bloc diagramme de la figure 2.

Le Complexe de Matamec



LÉGENDE

- | | | |
|-----------------------|--|--------------------|
| Gabbronorite | Lambeaux de paragneiss et brèches à matrice enderbitique | Foliation primaire |
| Monzonite porphyrique | Phases intrusives tardives | A) inclinée |
| Granite porphyrique | Faille de chevauchement | B) verticale |
| Granite oeilé | Cisaillement inverse | C) pendage inconnu |
| Gabbroïde à olivine | | Géochronologie |

de déséquilibre peuvent être attribuables à des processus de mélange magmatique avec ou sans homogénéisation et sont décrites en détail dans ce chapitre.

Le magmatisme du Matamec est d'âge mésoprotérozoïque et s'étale approximativement de 1377 à 1351 Ma. Des âges U–Pb ont été obtenus respectivement sur une mangérite et deux granites, à texture soit magmatique, soit gneissique et porphyroclastique, soit ocellée (Gobeil *et al.*, 1999b; Wodicka *et al.*, en préparation) (figure 3). Étant donné la mise en place contemporaine des magmas gabbronoritiques et monzonitiques, l'âge obtenu sur la mangérite (1371 +7/-5 Ma) représente aussi celui des gabbronorites (Gobeil *et al.*, 2000). Dans le faciès daté le plus déformé (granite gneissique et porphyroclastique), l'analyse des diverses populations de zircon, qui ont subi différents degrés d'abrasion, donne un âge similaire à celui des phases moins déformées, appuyant ainsi l'interprétation voulant que la déformation soit syn- à tardi-magmatique.

Les interprétations concernant la relation entre le métamorphisme ayant migmatisé les gneiss du Complexe de Manitou et la mise en place du Complexe de Matamec sont controversées. La présence de foliations, de poches amiboïdes diffuses de matériel leucogabbroïque, de plis, de textures granoblastiques et la structure en synforme pourraient suggérer que les roches du Complexe ont été déformées, métamorphisées et migmatisées (Gobeil *et al.*, 1999b). Mais la préservation des textures ignées et primaires, l'absence de fabrique tectonique pénétrative (*i.e.*, une foliation de plan axial associée au synforme) et l'absence de zircon métamorphique et de rééquilibrage des systèmes U–Pb, même dans les phases déformées (*ibid*; Wodicka *et al.*, en préparation), suggèrent que l'empreinte du métamorphisme granulitique est faible ou même inexistante. À l'échelle du Complexe, la recristallisation est un processus affectant faiblement et de façon variable les différentes lithologies.

Dans ce mémoire, les termes «phénocristal», «porphyroclaste» et «xénocristal» sont utilisés d'un point de vue génétique. Le terme «mégacristal» est, quant à lui, utilisé sans lien génétique pour désigner les grains grossiers de quartz et de feldspath potassique de taille communément inférieure à 1 cm et 3 cm respectivement.

3.2 Description macroscopique des principales unités plutoniques du Complexe de Matamec

3.2.1 Les gabbronorites et les roches felsiques

Les gabbronorites sont des roches à deux pyroxènes et plagioclase. Dans le Complexe de Matamec, les gabbronorites présentent en affleurement une patine grisâtre (voir figure 4A) ou brun rouille (voir figure 4B) et une cassure fraîche grise. Ils sont typiquement homogènes, massifs, leucocrates à mésocrates et de granulométrie fine à moyenne (figures 4A et B; photo 5 dans Gobeil *et al.*, 2000). Leur texture varie d'une texture ignée (intergranulaire ou localement ophitique) à une texture grenue, recristallisée ou granoblastique, d'une apparence poivre et sel. La recristallisation des gabbronorites est particulièrement fréquente dans la partie nord du Complexe; elle est toutefois surimposée à la texture intergranulaire, sans en modifier grandement l'aspect mégascopique (Gobeil *et al.*, 1999b et 2000) et pourrait être soit acquise à l'état solide lors de la mise en place du pluton, soit être d'origine métamorphique *sensu stricto*. Dans la majorité des cas, les bâtonnets de plagioclase intacts ou recristallisés, de quelques millimètres de longueur, sont disposés suivant une orientation aléatoire; par endroits, ils sont orientés préférentiellement dans un plan définissant une foliation magmatique.

Les gabbronorites comportent par endroits des poches centimétriques diffuses, de forme irrégulière, de composition leucogabbroïque et à grain grossier (figure 4A; photo 5 dans Gobeil *et al.*, 2000). Ces poches renferment des grains de plagioclase hypidiomorphes, ce qui traduit une origine ignée (voir Vernon, 2000). Tout comme leur hôte, ces poches sont communément isotropes, bien que certaines d'entre elles, décrites plus loin (voir section 3.3.4), sont de forme ovoïde et montrent une orientation préférentielle parallèle à la foliation définie par les bâtonnets et les phénocristaux de plagioclase.

Les phases felsiques comprennent principalement des feuillets de monzonites, de mangérites et de granites, tous porphyriques, avec des phénocristaux grossiers centimétriques à pluricentimétriques de feldspath potassique sis dans une matrice à grain moyen constituée de feldspath et de minéraux mafiques (hornblende, clinopyroxène, orthopyroxène et biotite). La monzonite porphyrique est généralement quartzifère, à grain moyen à grossier et à texture rapakivi (figures 4C, D, 5A et B). La texture rapakivi est communément observée dans les

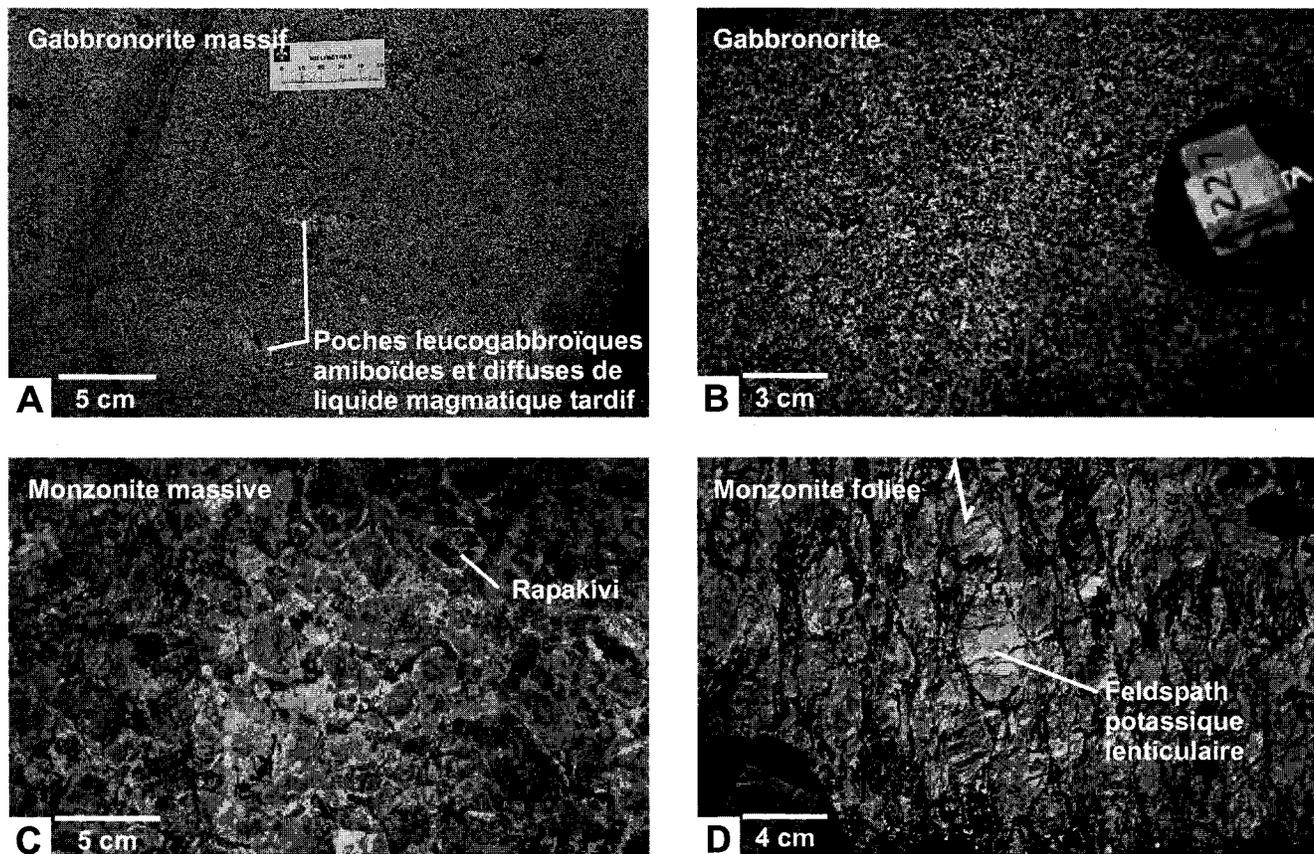


Figure 4. Photographies macroscopiques des gabbro norites et des monzonites du Complexe de Matamec.

A Gabbro norite massif, homogène, à grain moyen et comportant en affleurement une patine grisâtre et une texture grenue d'apparence poivre et sel (96-1432). Des poches leucogabbroïques cm, amiboïdes et diffuses de liquide magmatique tardif sont localement observées.

B Gabbro norite typiquement massif, homogène, mésocrate, à grain moyen et présentant en affleurement une patine brun rouille (98-0227).

C Monzonite quartzifère massive, homogène, leucocrate, porphyrique, à grain moyen, à texture rapakivi (*i.e.*, couronne de plagioclase autour d'un phénocrystal de feldspath potassique) et comportant en affleurement une patine d'altération blanchâtre (98-0249).

D Monzonite quartzifère foliée, homogène, porphyrique et comportant en affleurement une patine blanchâtre (96-0262). L'orientation préférentielle des feldspaths potassiques lenticulaires définit une foliation tectonique. Ces porphyroclastes sont distincts des phénocristaux ovoïdes de feldspath potassique, qui sont présents tant dans les monzonites massives que dans les monzonites foliées.

Figure 5. Photographies macroscopiques des mangérites et des monzodiorites quartzifères du Complexe de Matamec.

A Mangérite quartzifère massive, porphyrique, à grain moyen, à texture rapakivi et comportant en affleurement une patine blanchâtre (98-1256). Notons l'abondance de phénocristaux grossiers centimétriques à pluricentimétriques de feldspath potassique et le peu de matrice à grain moyen constituée de feldspath et riche en minéraux mafiques. Des enclaves mafiques amiboïdes sont localement incluses dans les mangérites.

B Mangérite quartzifère, massive, homogène, porphyrique, à grain moyen et à texture rapakivi (98-1256). La matrice est riche en minéraux mafiques (hornblende, clinopyroxène, orthopyroxène et biotite) et ces plages de minéraux mafiques sont intercalées parmi les phénocristaux ovoïdes de quartz et les phénocristaux grossiers centimétriques à pluricentimétriques de feldspath potassique.

C-D-E-F Mélange mécanique avec hybridation de magmas.

C Contact graduel et transfert de phénocristaux et de globules mafiques et felsiques à l'interface entre un magma gabbronoritique et un magma monzonitique (98-1256). Le processus de mélange mécanique entraîne la formation d'un magma hybride, homogène et de composition monzodioritique. La monzonite quartzifère massive, porphyrique et à texture rapakivi est riche en minéraux mafiques et présente des plages mafiques à proximité de l'interface entre les magmas. La monzodiorite quartzifère foliée montre une texture porphyrique et rapakivique, avec des xénocristaux centimétriques à pluricentimétriques de feldspath potassique baignant dans une matrice mafique à grain fin. L'orientation préférentielle des xénocristaux de feldspath potassique définit une foliation magmatique parallèle à l'interface entre les magmas et à l'axe d'allongement des plages mafiques présentes dans la monzonite quartzifère.

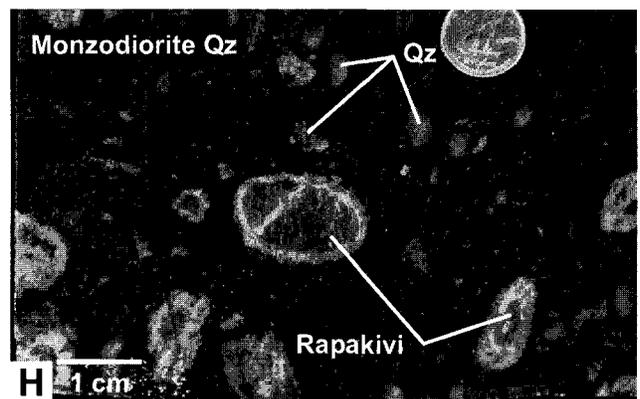
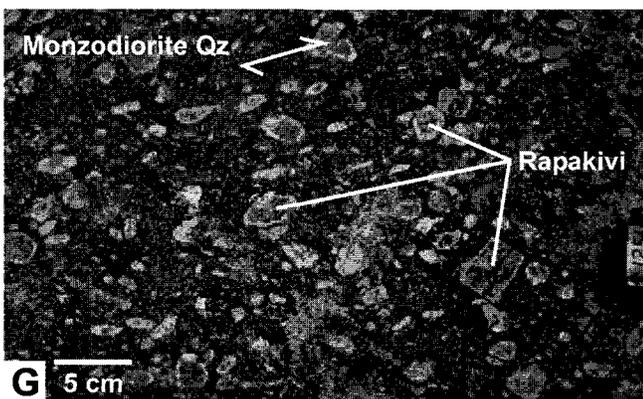
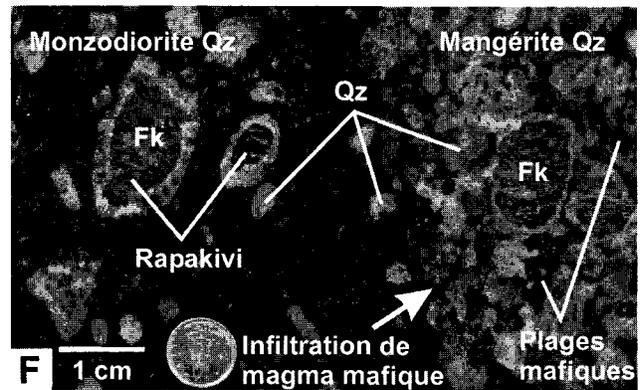
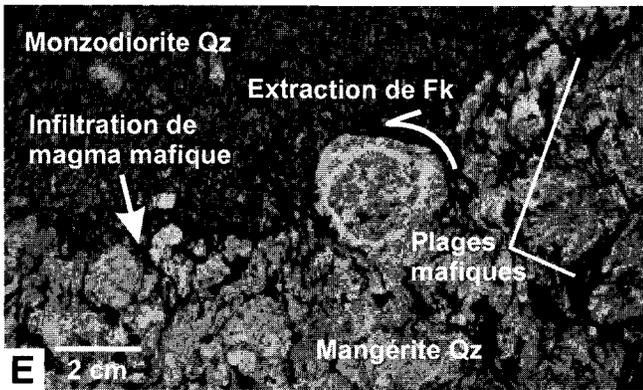
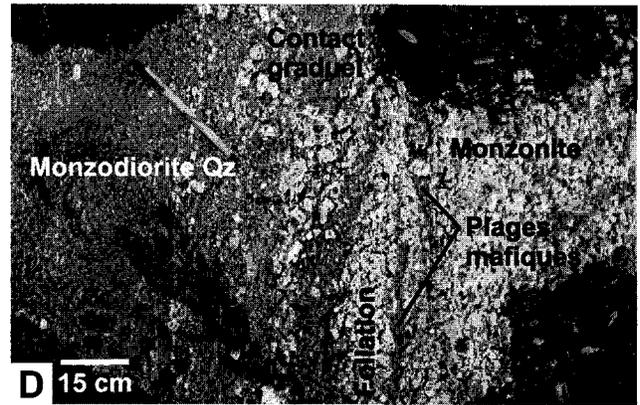
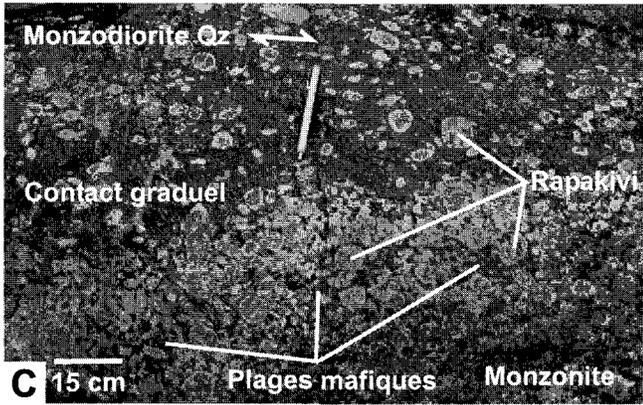
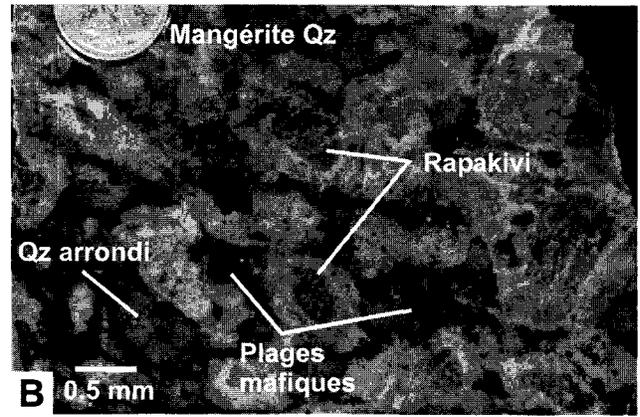
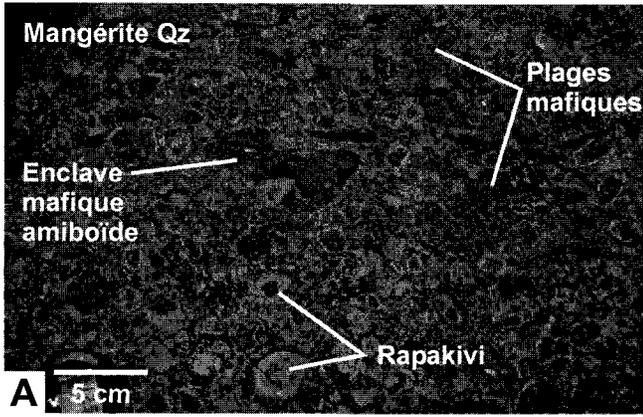
D Contact entre un magma gabbronoritique et un magma monzonitique (98-1356). Le contact est caractérisé par une augmentation progressive de la quantité de xénocristaux et de plages felsiques à partir du magma mafique vers le magma felsique. Notons la présence de plages mafiques dans la mangérite quartzifère à proximité de l'interface entre les magmas. L'orientation préférentielle des xénocristaux de feldspath potassique, des plages felsiques dans la monzodiorite et des plages mafiques dans la mangérite définit un rubanement/foliation magmatique parallèle à l'interface entre les magmas. Cette déformation syn-magmatique est fort similaire au processus de transfert par cisaillement décrit par Bédard (1991) et Bédard *et al.* (2000). Ce processus favorise le démembrement du magma felsique partiellement consolidé et l'incorporation d'agrégats felsiques de phénocristaux dans le magma mafique, comme observé ici.

E Infiltration de magma mafique dans la mangérite, extraction et transfert de phénocristaux de la mangérite hôte au magma mafique (98-1256). La mangérite quartzifère massive, porphyrique et à texture rapakivi est riche en minéraux mafiques. La monzodiorite quartzifère foliée montre une texture porphyrique, avec des xénocristaux millimétriques baignant dans une matrice mafique hétérogène à grain fin.

F Infiltration de magma mafique dans le magma felsique partiellement cristallisé et transfert de phénocristaux de la phase felsique hôte au magma mafique (98-1256). La présence de xénocristaux de quartz et de feldspath potassique dans les roches hybrides du Matamec résulte de l'infiltration de matériel mafique entre les phénocristaux de quartz et de feldspath potassique du magma felsique et du retrait progressif de ces phénocristaux hors de leur magma hôte. La mangérite quartzifère massive, à grain moyen et porphyrique est riche en minéraux mafiques et comporte des grains de quartz arrondis et des phénocristaux rapakiviques de feldspath potassique. L'instabilité des mégacristaux de quartz et de feldspath potassique provoquée par le contact avec un magma mafique est un processus prolongé qui débute dans la mangérite pour se poursuivre dans le magma hybride, suite à l'extirpation de ces mégacristaux hors de leur magma felsique hôte. La monzodiorite quartzifère montre une texture porphyrique, avec des xénocristaux ovoïdes millimétriques de quartz et des xénocristaux centimétriques à pluricentimétriques de feldspath potassique baignant dans une matrice mafique à grain fin.

G Monzodiorite quartzifère, foliée, homogène, porphyrique, rapakivique et comportant des xénocristaux centimétriques à pluricentimétriques, ovoïdes ou rectangulaires, de feldspath potassique baignant dans une matrice mafique à grain fin (98-1256). L'orientation préférentielle des xénocristaux de feldspath potassique définit une foliation magmatique.

H Monzodiorite quartzifère, homogène, porphyrique, rapakivique et comportant des xénocristaux ovoïdes millimétriques à centimétriques de quartz et des xénocristaux centimétriques à pluricentimétriques de feldspath potassique baignant dans une matrice mafique à grain fin (98-1256). Notons que l'épaisseur de la couronne de plagioclase varie autour des xénocristaux de feldspath potassique.



mangérites (*i.e.*, monzonites à matrice riche en pyroxènes) (figures 5A et B), mais également dans des monzonites plus leucocrates (figure 4C; photo 6 dans Gobeil *et al.*, 2000). La patine d'altération de ces roches est de couleur blanchâtre (voir figures 4C, D et 5A) et ces dernières montrent en cassure fraîche une couleur brun verdâtre à grisâtre. Le granite porphyrique comprend des grains ovoïdes millimétriques à centimétriques de quartz et des phénocristaux centimétriques à pluricentimétriques de feldspath potassique hypidiomorphes à idiomorphes, ou de forme ovoïde, sis dans une matrice composée de grains millimétriques grenus de plagioclase et de grains grenus ou xénomorphes de quartz. La majorité des phases felsiques montrent une foliation magmatique définie par l'orientation préférentielle de phénocristaux de feldspath potassique. Une foliation tectonique définie par l'orientation préférentielle de feldspaths potassiques lenticulaires (figure 4D) à bordures néoblastiques est, lorsque présente, parallèle à l'orientation de la foliation magmatique, ainsi qu'à l'orientation des feuilletts et des dykes mafiques. Ces porphyroclastes sont distincts des phénocristaux ovoïdes de feldspath potassique, qui sont présents aussi bien dans les monzonites massives que dans les monzonites foliées.

3.2.2 Les roches hybrides monzodioritiques

Cette unité regroupe des roches hybrides dont l'appellation selon les classifications d'usage est difficile. Sur le terrain, ces roches ont été identifiées comme des monzodiorites quartzifères (figures 5C à H). Elles montrent une texture porphyrique et rapakivique, avec des mégacristaux millimétriques à centimétriques de quartz et des mégacristaux centimétriques à pluricentimétriques de feldspath potassique baignant dans une matrice mafique à grain fin (figures 5C à H; photo 9 dans Gobeil *et al.*, 2000). Le plagioclase forme des bâtonnets millimétriques hypidiomorphes dans la matrice et par endroits des phénocristaux millimétriques à centimétriques et hypidiomorphes à idiomorphes. Les mégacristaux de quartz sont ronds (ovoïdes) (figures 5F et H) et comportent une mince couronne de minéraux mafiques (clinopyroxène) (voir Vernon, 1983). Les monzodiorites sont généralement peu recristallisées. Lorsque présente, la foliation tectonique est caractérisée par l'orientation préférentielle des minéraux mafiques.

3.2.3 Les enclaves mafiques et les dykes mafiques à intermédiaires

Le caractère bimodal et polyphasé du Matamec se reflète, à l'échelle du pluton, par la présence de feuillets de roches felsiques au contact de feuillets de roches mafiques (figure 3) et, à l'échelle de l'affleurement, par la présence, à l'intérieur de phases felsiques, d'enclaves mafiques microgrenues ou hybrides (voir Didier et Barbarin, 1991) (figure 6A) et de dykes mafiques syn-plutoniques tardifs (figure 6B).

Les enclaves mafiques sont principalement constituées de gabbronorite à grain fin (figure 6A). Elles sont incluses dans des phases monzonitiques ou monzodioritiques communément porphyriques, massives ou foliées, à grain moyen et à texture rapakivi (figure 6A). Ces enclaves sont de forme arrondie (ou ovoïde), de taille décimétrique à métrique et comportent communément un contour lobé, en feston, et des bordures de trempe continues, régulières, de patine gris clair, à grain fin et dont le contact est net ou diffus avec la partie interne des enclaves (figure 6A; photo 7 dans Gobeil *et al.*, 2000).

Les enclaves sont soit homogènes avec ou sans phénocristaux de plagioclase (figure 6A), soit hybrides, avec des mégacristaux millimétriques à centimétriques de quartz et des mégacristaux centimétriques à pluricentimétriques et rapakiviques de feldspath potassique (figures 6A et 7A). Tous les extrêmes entre des enclaves homogènes massives et des enclaves hybrides massives ou foliées à mégacristaux peuvent être rencontrés sur un même affleurement (voir figures 6A et 7B à D; photos 7 et 10 dans Gobeil *et al.*, 2000). Les enclaves hybrides sont communément foliées (voir figures 6A et 7A à D) et règle générale, les contours orientés dans l'axe d'allongement des enclaves et parallèles à la fabrique de la monzonite sont nets et réguliers, tandis que ceux perpendiculaires sont irréguliers, préservant des évidences d'une structure lobée (figures 6A et 7A). La foliation de ces enclaves est définie par l'orientation préférentielle de mégacristaux de feldspath potassique ou de plagioclase et d'amas lenticulaires de matériel felsique (figures 6A et 7A à D).

Les bordures en feston caractérisant les enclaves mafiques (figure 6A) indiquent que les phases mafiques et felsiques étaient dans un état magmatique lors de leur mélange (Didier et Barbarin, 1991). Les contacts entre les phases sont nets et chaque phase conserve son identité lors du mélange. Ces enclaves sont soit symétriques, avec des contours en feston tout autour de l'enclave (figure 6A), soit asymétriques et allongées (enclaves en feuillets), avec un contact

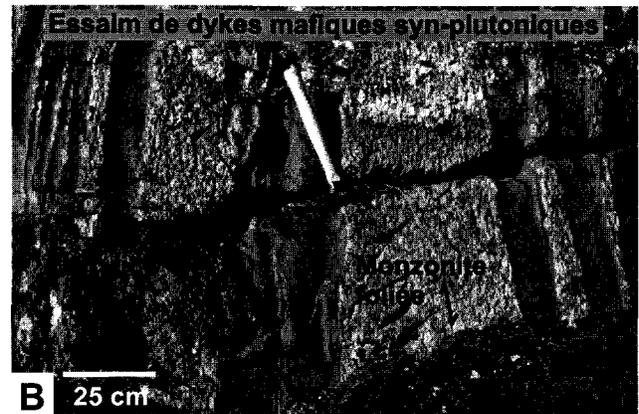
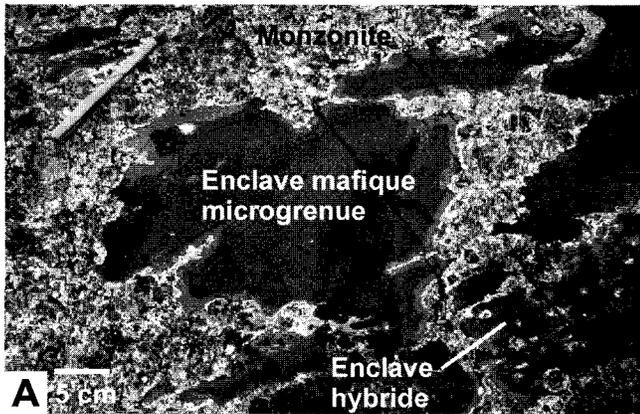


Figure 6. Caractère bimodal et polyphasé du Complexe de Matamec reflété, à l'échelle de l'affleurement, par la présence, à l'intérieur de phases felsiques, d'enclaves mafiques microgrenues ou hybrides et de dykes mafiques syn-plutoniques tardifs.

A Enclaves mafiques microgrenues ou hybrides à l'intérieur d'une monzonite quartzifère homogène, porphyrique, à grain moyen et à texture rapakivi (98-6089). Les enclaves mafiques sont gabbronoritiques, à grain fin, homogènes, massives, de taille décimétrique, de forme amiboïde et comportent communément un contour lobé, en feston, et des bordures de trempe continues, régulières, à grain fin, de patine gris clair et dont le contact est net ou diffus avec la partie interne des enclaves. Ces enclaves sont symétriques, comportant des contours en feston tout autour de l'enclave. L'enclave hybride est foliée et montre une texture porphyrique et rapakivique, avec des xénocristaux cm à pluricentimétriques de feldspath potassique baignant dans une matrice mafique à grain fin. L'orientation préférentielle de ces xénocristaux définit une foliation magmatique parallèle à l'axe d'allongement de l'enclave. Notons que les contours orientés dans l'axe d'allongement des enclaves sont relativement nets et réguliers, alors que ceux perpendiculaires sont irréguliers, préservant des évidences d'une structure lobée.

B Essaim de dykes mafiques syn-plutoniques tardifs de puissance décimétrique et à contacts nets injectés parallèlement au grain structural de la monzonite hôte (96-1300). La monzonite quartzifère est foliée, homogène, porphyrique, à grain moyen et à texture rapakivi. L'orientation préférentielle de grains de feldspath potassique lenticulaires définit une foliation tectonique.

Figure 7. Structures macroscopiques des enclaves hybrides et critères de polarité des enclaves mafiques asymétriques observées dans les zones de mélange magmatique du Complexe de Matamec. («↑» = injection ascendante; ↓ = affaissement).

A Enclave hybride foliée à l'intérieur d'une monzonite quartzifère homogène, porphyrique et à texture rapakivi (98-1256). L'enclave montre une texture porphyrique et rapakivique, avec des xénocristaux de quartz et de feldspath potassique baignant dans une matrice mafique à grain fin. L'orientation préférentielle de ces xénocristaux définit une faible foliation magmatique parallèle à l'axe d'allongement de l'enclave. Les contours orientés dans l'axe d'allongement de l'enclave et parallèlement à la foliation magmatique de l'enclave sont nets et réguliers, alors que ceux perpendiculaires sont plus irréguliers, préservant probablement des évidences d'une structure lobée.

B La complexité du processus de mélange magmatique est mise en évidence ici par la proximité, au sein d'une monzonite quartzifère porphyrique et rapakivique, d'une enclave mafique homogène et massive et d'une enclave hybride foliée à xénocristaux (98-1256). L'enclave mafique est gabbronoritique, de taille métrique et comporte des contours lobés et des bordures de trempe continues, régulières et de patine gris clair. L'enclave hybride montre une texture porphyrique et rapakivique, avec des xénocristaux de feldspath potassique baignant dans une matrice mafique à grain fin. L'orientation préférentielle de ces xénocristaux définit une foliation magmatique. Les contours de l'enclave hybride sont nets et réguliers. Notons l'absence de bordures de trempe dans ces enclaves hybrides.

C-I Critères de polarité des enclaves mafiques asymétriques (98-1256).

C Enclave mafique homogène, massive et allongée, structuralement sus-jacente à une monzonite quartzifère porphyrique, elle-même sus-jacente à une enclave hybride foliée et allongée. La monzonite est très riche en phénocristaux et comporte une faible proportion de matrice. Des plages de minéraux mafiques communément orientées parallèlement à l'axe d'allongement des enclaves adjacentes sont présentes dans la monzonite. L'enclave mafique est gabbronoritique, à grain fin, de taille métrique, de forme asymétrique et comporte un contact inférieur crénelé et lobé et un contact supérieur net et régulier (non visible sur la photo, voir H). L'enclave hybride est foliée et porphyrique, avec des xénocristaux de feldspath potassique baignant dans une matrice mafique à grain fin. L'orientation préférentielle des xénocristaux définit une foliation magmatique. Les contours de l'enclave sont nets et réguliers.

D Empreintes de charge d'une enclave mafique asymétrique déformant par déposition et par gravité le magma monzonitique sous-jacent. L'enclave mafique est gabbronoritique, homogène, massive, à grain fin et de taille métrique. En dessous : enclave hybride dont la foliation magmatique est définie par l'orientation préférentielle de xénocristaux de feldspath potassique baignant dans une matrice mafique à grain fin (voir I).

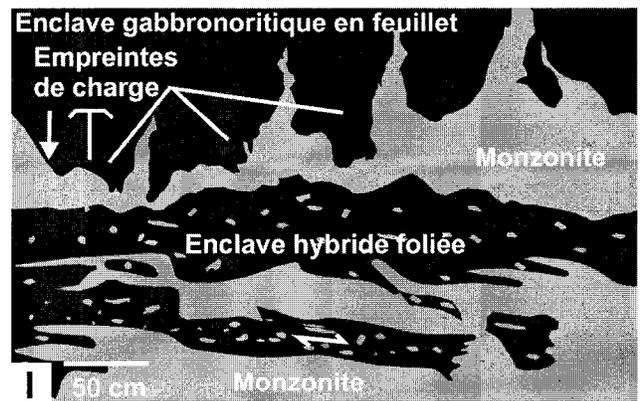
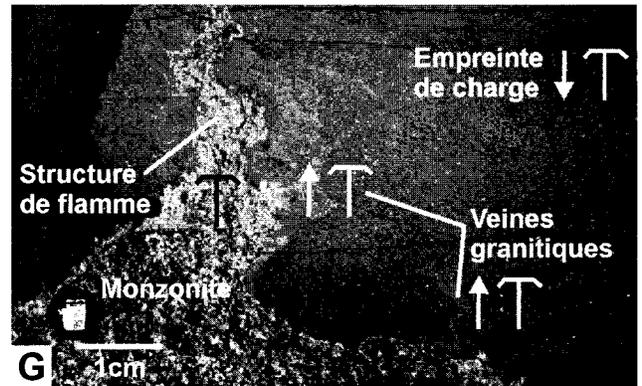
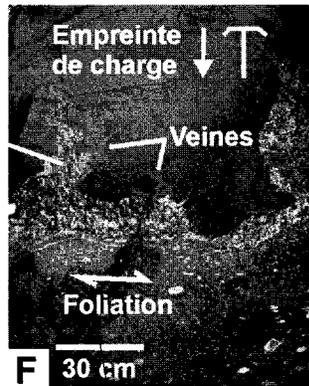
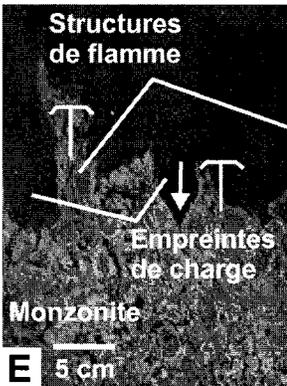
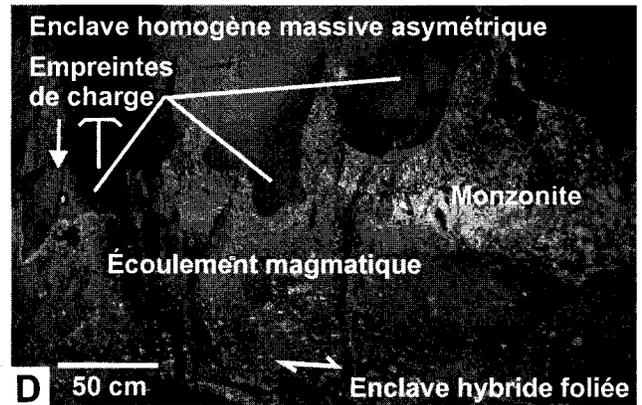
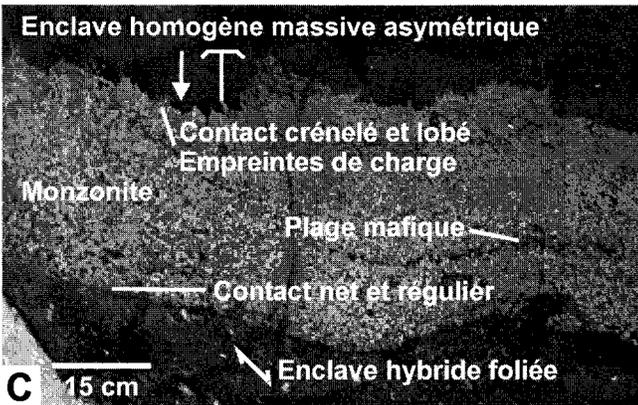
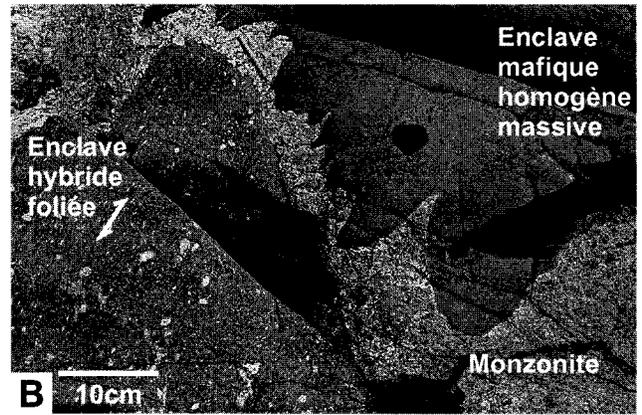
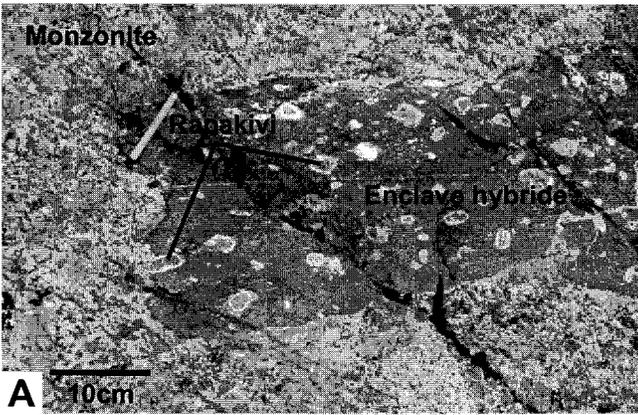
E Structures de flamme et de charge à la base de l'enclave mafique homogène, massive et asymétrique de la figure C. La monzonite quartzifère, homogène, porphyrique et rapakivique est très riche en phénocristaux et comporte une faible proportion de matrice.

F Structures de charge et de flamme et veines granitiques aphyriques, diffuses et discontinues à la base de l'enclave mafique homogène, massive et asymétrique de la figure D. En dessous : enclave hybride foliée et porphyrique.

G Structure de flamme et veines granitiques aphyriques et discontinues à la base de l'enclave mafique homogène, massive et asymétrique de la figure D (voir figures D et F). Les veines granitiques sont à contact franc ou diffus avec l'enclave mafique hôte. Ces veines prennent naissance dans le matériel monzonitique et s'infiltrèrent structurellement vers le haut dans l'enclave de magma mafique hôte. Elles sont interprétées comme un liquide interstitiel ayant été évacué du cumulat monzonitique sous-jacent par une filtration sous pression induite par la compaction du cumulat lors de l'affaissement des magmas mafiques sus-jacents. Le liquide felsique évacué s'injecte dans le feuillet de magmas mafiques sus-jacent par mouvement ascendant.

H Schéma illustrant à plus petite échelle la photo présentée en C. Enclave mafique en feuillet dans une monzonite quartzifère sus-jacente à une enclave hybride foliée et allongée. L'enclave gabbronoritique est de forme asymétrique et comporte un contact inférieur crénelé et lobé, un contact supérieur net et régulier et une extrémité lobée (*i.e.*, structure en feston). Cette différence entre la nature des contacts inférieurs et supérieurs constitue également un critère de polarité. L'enclave hybride est foliée et porphyrique, avec des xénocristaux de feldspath potassique baignant dans une matrice mafique à grain fin. L'orientation préférentielle des xénocristaux définit une foliation magmatique. Les contours de l'enclave sont nets et réguliers.

I Schéma illustrant à plus petite échelle la photo présentée en D. Enclave mafique homogène et massive, structurellement sus-jacente à une monzonite quartzifère comportant une enclave hybride foliée et allongée. L'enclave gabbronoritique est de taille métrique, de forme asymétrique et comporte des empreintes de charge déformant par déposition et par gravité le magma monzonitique sous-jacent. L'enclave hybride est foliée et porphyrique, avec des xénocristaux de feldspath potassique baignant dans une matrice mafique à grain fin. Les «lignes» irrégulières de monzodiorite hybride sont parallèles à l'orientation préférentielle des xénocristaux et définissent une foliation formée par écoulement magmatique.



inférieur crénelé ou à contours lobés très prononcés et un contact supérieur net et régulier (figures 7C à I). Les lobes inférieurs caractérisant les enclaves asymétriques en feuillets sont convexes vers la base structurale de l'enclave et leur axe est perpendiculaire à la surface plane de l'enclave (figures 7C à F). Ils se forment à toutes les échelles (voir figures 7C à I) et l'asymétrie systématique de leurs contacts supérieur et inférieur les distinguent des bordures en feston caractérisant le pourtour des enclaves mafiques symétriques (voir figures 6A et 7B). Ces structures en lobes rappellent des structures sédimentaires de charge. Leur position à la base structurale des feuillets de roches mafiques denses peut s'expliquer en terme de déposition de magma mafique sur un cumulat felsique et procure un critère de polarité (Wiebe et Collins, 1998). Les feuillets de roches mafiques reposent sur du matériel monzonitique très riche en phénocristaux et comportant une très faible proportion de matrice (figures 7C et E). Ils présentent communément à leur base structurale des structures de flamme (figures 7E à G), ainsi que des veines granitiques diffuses, aphyriques et discontinues (figures 7F et G). Ces veines prennent naissance dans le matériel monzonitique et s'infiltrèrent structurellement vers le haut dans les enclaves mafiques en feuillets (figures 7F et G). Ces veines granitiques sont interprétées comme un liquide interstitiel ayant été évacué du cumulat felsique sous-jacent par filtration sous pression et qui a pénétré le feuillet de roches mafiques sus-jacent par mouvement ascendant. Ces veines ascendantes constituent ainsi un indicateur de polarité (*ibid*) (voir section 5.1.2). Un moulage (enrobement) des phénocristaux du matériel felsique par du magma mafique est localement observé aux contacts.

La structure des enclaves mafiques varie de coussins amiboïdes massifs à des enclaves allongées, à rapport de forme pouvant atteindre 15, et qui sont orientées parallèlement à la foliation de leur hôte monzonitique (figures 8A à G). La foliation et l'aspect oeilé des monzonites observées sur les figures 8D, E et H, ainsi que sur les photos 7 et 8 présentées dans Gobeil *et al.* (2000), sont définies par l'orientation préférentielle et le caractère ovoïde, mais non déformé, des phénocristaux rapakiviques idiomorphes de feldspath potassique. Par ailleurs, certaines enclaves sont plissées et leur plan axial est alors parallèle à l'axe d'allongement des enclaves adjacentes (figures 8B et H), ainsi qu'à la foliation des monzonites, lorsque présente (figure 8H). Ces structures de plissement, définies par les enclaves, sont donc observées autant dans les monzonites isotropes (figure 8B), que dans les monzonites présentant une forte foliation de surface axiale (figure 8H). Notons enfin que les variétés d'enclaves observées sur les figures

Figure 8. Structures macroscopiques des enclaves mafiques observées dans les zones de mélange magmatique du Complexe de Matamec.

A Démantèlement d'un magma mafique et formation d'enclaves (coussins) mafiques magmatiques microgrenues à l'intérieur d'une monzonite quartzifère massive, homogène, porphyrique, à grain moyen et à texture rapakivi (98-6089). Les enclaves mafiques sont gabbronoritiques, homogènes, massives, de taille décimétrique, de forme amiboïde et comportent communément un contour lobé, en feston, et des bordures de trempe continues, régulières, à grain fin et de patine gris clair.

B Enclaves mafiques gabbronoritiques à l'intérieur d'une monzonite quartzifère massive (98-6089). Les contours orientés dans l'axe d'allongement des enclaves sont nets et réguliers, tandis que ceux qui y sont perpendiculaires sont plus irréguliers et lobés. Les phénocristaux de feldspath potassique de la monzonite sont ovoïdes, mais non déformés, ni recristallisés, ce qui suggère que la foliation définie par l'orientation préférentielle des enclaves mafiques allongées résulte d'un écoulement magmatique. Notons que cette foliation d'écoulement est parallèle au plan axial d'une enclave plissée sans recristallisation et déformation tectonique associées. Cette dernière est observée sur le même affleurement (98-6089) que les enclaves amiboïdes et isotropes et la monzonite massive non déformées à l'état solide décrites en A (voir discussion des mécanismes possibles à la section 5.1.2). Ces variations démontrent toutes les formes que peuvent prendre les enclaves lors de la mise en place d'un magma mafique dans un magma felsique.

C Enclaves mafiques gabbronoritiques et hybrides à l'intérieur d'une monzonite quartzifère (98-6089). Les enclaves hybrides sont foliées et montre une texture porphyrique et rapakivique, avec des xénocristaux centimétriques à pluricentimétriques de feldspath potassique baignant dans une matrice mafique à grain fin. L'orientation préférentielle de ces xénocristaux définit une foliation magmatique parallèle à l'axe d'allongement des enclaves.

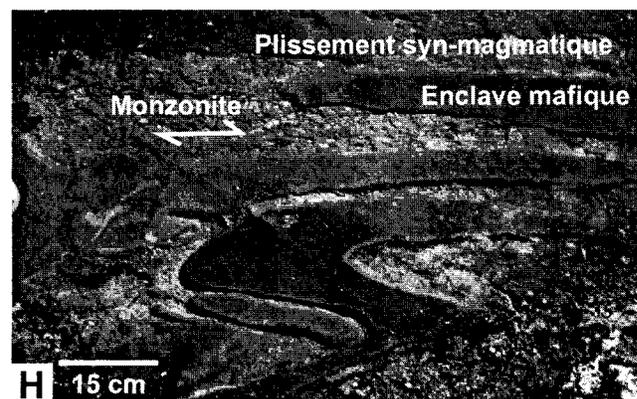
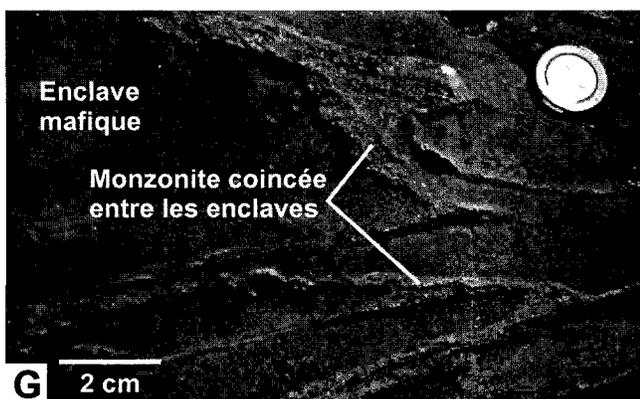
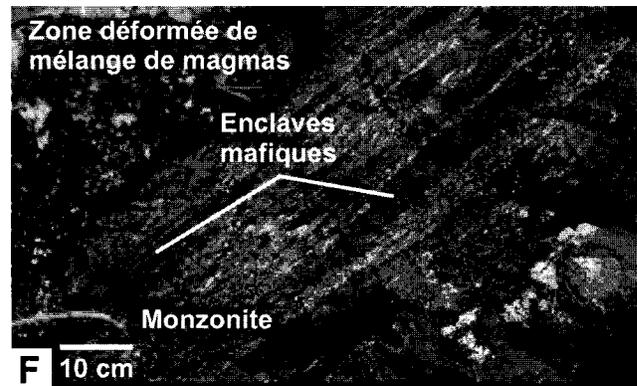
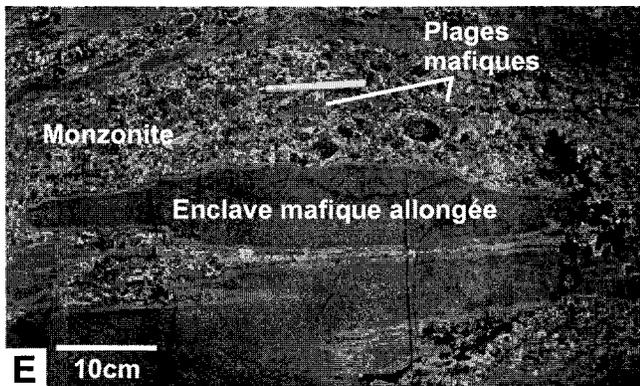
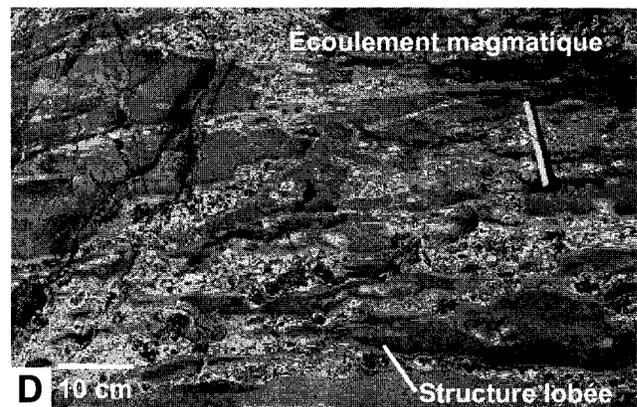
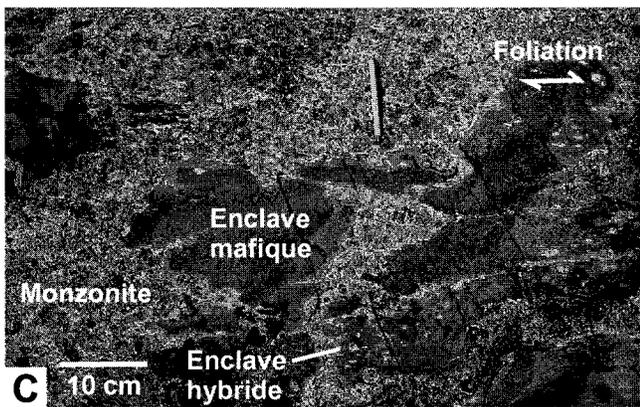
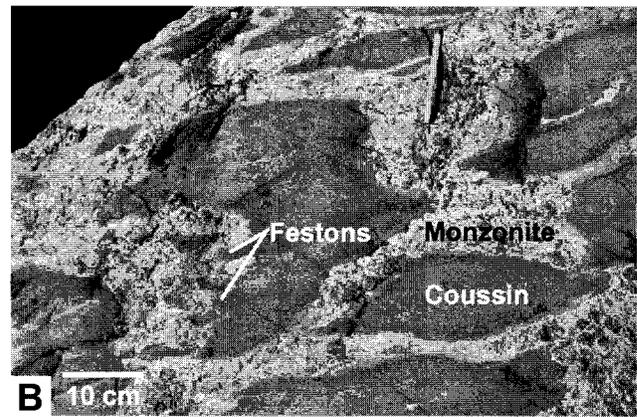
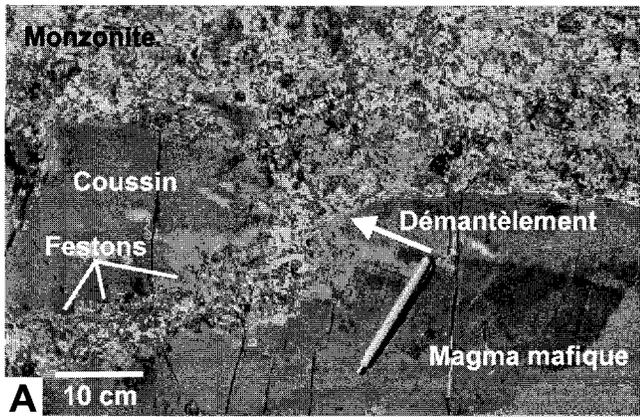
D Enclaves mafiques gabbronoritiques allongées (à rapports de forme atteignant 15 sur 1) par écoulement magmatique parallèlement à la foliation de la monzonite quartzifère hôte (98-6089). Cette foliation est définie par l'orientation préférentielle de phénocristaux ovoïdes, mais non déformés, de feldspath potassique. Les enclaves perdent progressivement leur caractère amiboïde et leur contour lobé lors de l'écoulement. Les contours orientés dans l'axe d'allongement des enclaves sont nets et réguliers, alors que ceux perpendiculaires sont plus irréguliers, préservant des évidences d'une structure lobée.

E Enclaves mafiques gabbronoritiques allongées par écoulement magmatique parallèlement à la foliation de la monzonite quartzifère (98-6089). Cette foliation est définie par l'orientation préférentielle de phénocristaux ovoïdes de feldspath potassique. L'aspect oeilé est mis en évidence par le caractère ovoïde, mais non déformé, des phénocristaux rapakiviques de feldspath potassique. Ces phénocristaux ovoïdes sont distincts des feldspaths potassiques lenticulaires des monzonites foliées à l'état solide (voir figure 4D).

F Enclaves mafiques gabbronoritiques à l'intérieur d'une monzonite quartzifère foliée et porphyroclastique (96-1371). Les enclaves mafiques sont de taille décimétrique, de forme allongée et sont déformées à l'état solide parallèlement au grain structural de la monzonite.

G Enclaves mafiques gabbronoritiques à l'intérieur d'une monzonite quartzifère (96-0472). La monzonite est peu abondante et coincée entre les enclaves mafiques; elle adopte ainsi une texture similaire à un réseau de veines felsiques réticulées. Les enclaves mafiques sont gabbronoritiques, homogènes, massives, de taille décimétrique, de forme amiboïde, légèrement allongées et sont non déformées.

H Enclaves mafiques gabbronoritiques à l'intérieur d'une monzonite quartzifère foliée, homogène et porphyrique (96-0472). Les enclaves mafiques, de forme allongée, sont déformées et plissées à l'état magmatique parallèlement à la foliation de la monzonite quartzifère. À noter que plan axial des enclaves plissées est parallèle à l'axe d'allongement des enclaves adjacentes et à la foliation de la monzonite hôte. Ces enclaves déformées et plissées sont observées sur le même affleurement (96-0472) que les enclaves amiboïdes et allongées et la monzonite non déformées à l'état solide décrites en G.



8A à E, 8G et H sont non déformées à l'état solide et qu'elles peuvent être toutes rencontrées sur un même affleurement (e.g., 98-6089, figures 8A à E; 96-0472, figures 8G et H). Dans ce contexte, l'allongement et le plissement des enclaves sont interprétés comme syn-magmatiques (i.e., structures d'écoulement). Certaines zones de mélange magmatique montrent toutefois une déformation à l'état solide et comportent des enclaves mafiques allongées parallèlement au grain structural d'une monzonite quartzifère foliée et porphyroclastique (e.g., 96-1371; figure 8F).

Une grande variété de dykes mafiques recourent le Complexe de Matamec, incluant les dykes de gabbronorite du lac Volant et de l'indice Ann. Les dykes sont de composition dioritique ou gabbroïque, à grain fin et de puissance décimétrique à plurimétrique (figures 6B et 9). Ils peuvent former des essaims localement bien développés dans la monzonite hôte (figure 6B). Certains recourent la foliation magmatique et tectonique des monzonites et des gabbronorites, mais la plupart y sont parallèles (figures 6B et 9). Les contacts des dykes sont nets (figures 6B et 9). Certains renferment des apophyses sub-parallèles aux épontes et des lambeaux de monzonites ocellées ou de gabbronorites (figure 9A), ainsi que localement des bordures de trempe gris clair. Les lambeaux de roches encaissantes sont millimétriques à pluricentimétriques, communément rectangulaires et foliés à l'état solide (figures 6B et 9A). Leur axe long et leur foliation sont parallèles au contact du dyke (figure 9A). Ils représentent des lambeaux délamnés des unités encaissantes suivant un système de fractures parallèles aux épontes (figure 9A). Localement, en périphérie des contacts avec la monzonite hôte, des mégacristaux de feldspath potassique sont inclus dans les dykes (figure 9B).

Le dyke du lac Volant (~600 m x 20 m) est multiphasé et s'est mis en place à 1351 ± 6 Ma (Nabil, 1999; Wodicka *et al.*, en préparation). Le corps principal du dyke, s'est injecté dans un feuillet de gabbronorites, sub-parallèlement aux feuillets de granites et de mangérites adjacents et à une zone de cisaillement. Il comporte cependant des apophyses non déformées, situées de part et d'autre du dyke, qui recourent avec un angle fort les feuillets de granites et de mangérites, ainsi que leurs zones de cisaillement. Le dyke de l'indice Ann (400 m x 75 m), rectiligne et d'orientation NO-SE, recoupe également avec un angle fort les feuillets du Complexe au niveau de la charnière de son grand synforme. Ce dyke suit une anomalie aéromagnétique pronocée et ne présente sur le terrain aucun signe de déformation (Maisonneuve et Roy, 1998). Ces dykes minéralisés en Cu-Ni-Co ont une granulométrie moyenne à grossière et une puissance plurimétrique à hectométrique (Clark, en préparation).

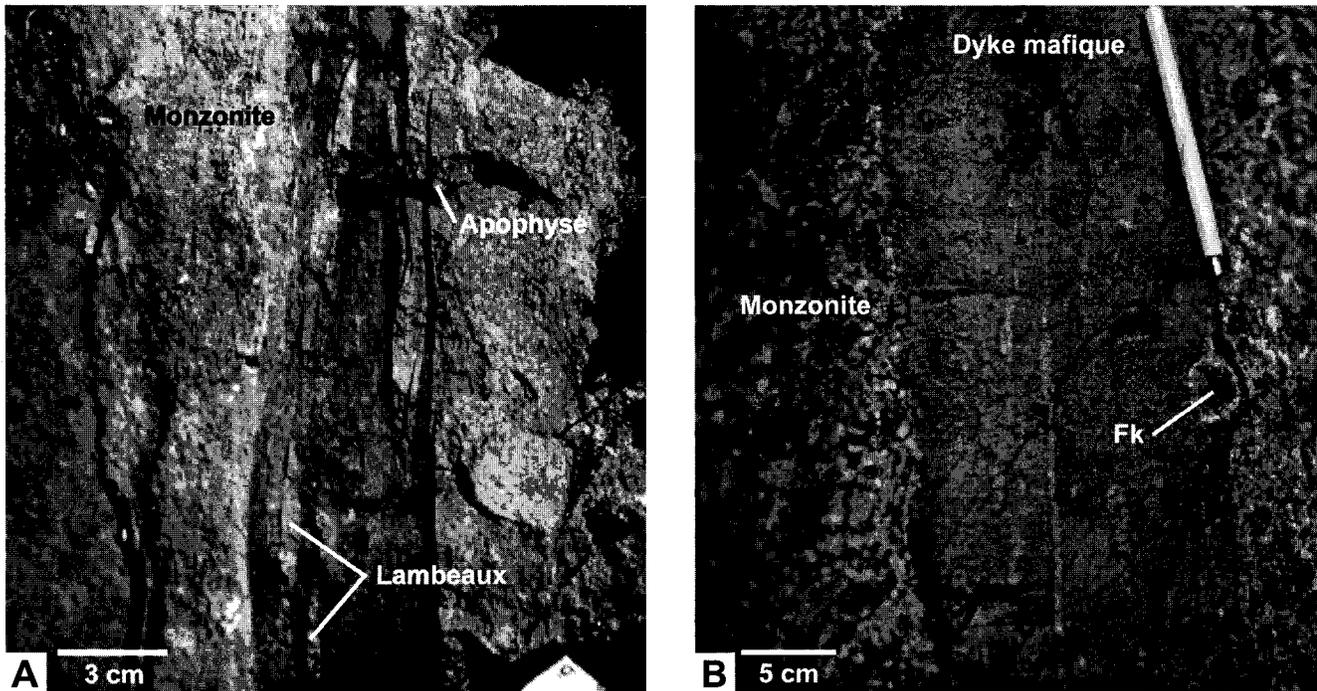


Figure 9. Structures macroscopiques des dykes mafiques et intermédiaires du Complexe de Matamec.

A Dyke intermédiaire microdioritique, de puissance centimétrique, à grain fin, à contact net et injecté parallèlement au grain structural de la monzonite hôte (98-0099). Le dyke comporte des apophyses sub-parallèles aux épontes et des lambeaux de roches encaissantes mm à pluricentimétriques communément rectangulaires. Leur axe long est parallèle au contact du dyke. Ils représentent des lambeaux délamérés des unités encaissantes suivant un système de fractures parallèles aux épontes.

B Dyke mafique gabbro-dioritique de puissance décimétrique, à grain fin et en contact net et irrégulier (ondulé) avec une monzonite quartzifère homogène, porphyrique, à grain moyen et à texture rapakivi (98-1475). Un xénocrystal rapakivi de feldspath potassique est inclus dans le dyke en périphérie du contact avec la monzonite hôte.

3.3 Description microscopique des principales unités plutoniques du Complexe de Matamec

Une description pétrographique sommaire des différents faciès intrusifs du Complexe de Matamec (gabbronorites, monzonites, granites, roches syénitiques, monzodiorites, gabbroïdes, gabbroïdes à olivine, enclaves de gabbronorite, enclaves hybrides et dykes mafiques à intermédiaires) est présentée dans l'annexe A.2.

3.3.1 *Les gabbronorites*

Les gabbronorites comportent des grains grenus millimétriques, hypidiomorphes à idiomorphes, de clinopyroxène (20-30 vol. %) et d'orthopyroxène (20-25 vol. %), sis entre des bâtonnets trapus ou des grains grenus millimétriques de plagioclase (figures 10A et B). Cet assemblage définit une texture intergranulaire très similaire aux textures de croissance en milieu statique obtenues par Means et Park (1994) (figures 10A et B). Par endroits, on observe une texture sub-ophitique où les grains de pyroxène englobent partiellement des bâtonnets de plagioclase (98-0040A, 98-0232A, 98-0234A, 98-0254A, 98-3011A, 98-3074B, 98-3174B) (figures 10C et D).

Le plagioclase forme à l'occasion des phénocristaux millimétriques à centimétriques (98-3033A, 98-3055A, 98-3113A, 98-3168A) (figure 10E). Par endroits, il comporte une zonation continue, harmonique et oscillatoire (98-0232A). Certains grains grenus, ainsi que des phénocristaux antiperthitiques (98-3055A, 98-3168A), contiennent une multitude d'inclusions de clinopyroxène de granulométrie plus fine que la matrice (98-0238A, 98-0242C, 98-3033A, 98-3168A). Cette relation est compatible avec une incorporation de cristaux précoces de clinopyroxène lors de la cristallisation des phénocristaux de plagioclase.

Les pyroxènes se trouvent par endroits en agrégats de plusieurs grains et définissent alors une texture glomérocrystalline (98-0005A, 98-0222A, 98-3033A, 98-3168A). Ces agrégats sont globalement circulaires, à contours irréguliers, et formés principalement de clinopyroxène et d'orthopyroxène (grains d'orthopyroxène communément plus grossiers, mais moins abondants que les grains de clinopyroxène). Ils sont disposés de façon compacte (très peu d'interstices) en mosaïque ignée de grains polygonaux.

Figure 10. Microphotographies des gabbronorites du Complexe de Matamec.

A Gabbronorite typiquement homogène, massif, mésocrate et à grain moyen (98-0262A). Le gabbronorite montre une texture intergranulaire, comportant des grains grenus millimétriques, hypidiomorphes à idiomorphes, de clinopyroxène et d'orthopyroxène sis entre des bâtonnets trapus ou des grains grenus millimétriques de plagioclase. Les autres minéraux présents sont par ordre d'abondance la hornblende, la biotite, des minéraux opaques et des minéraux accessoires. Lumière polarisée-plane; grossissement 1X.

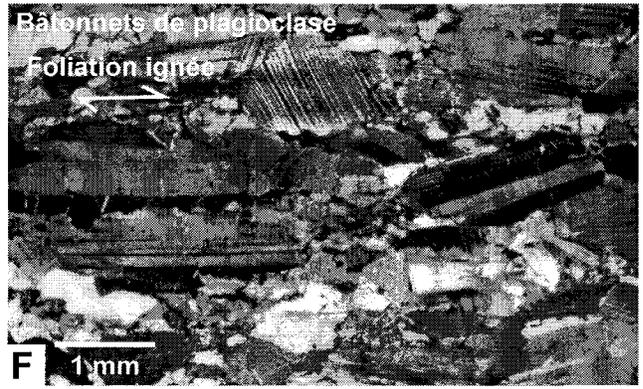
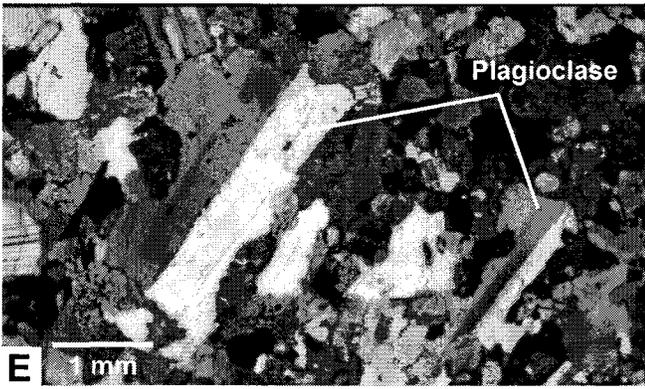
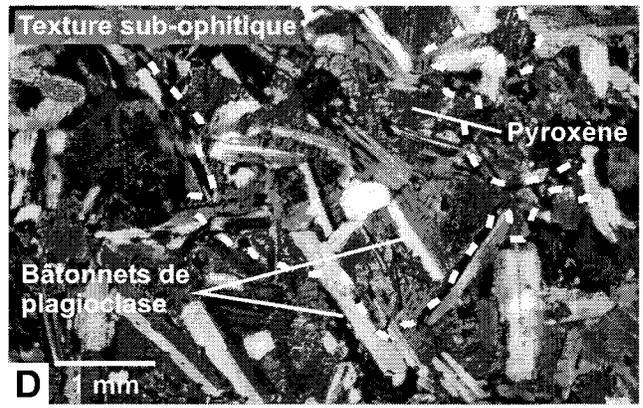
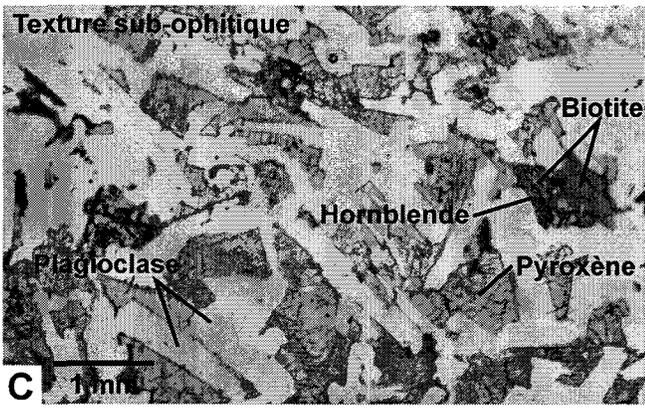
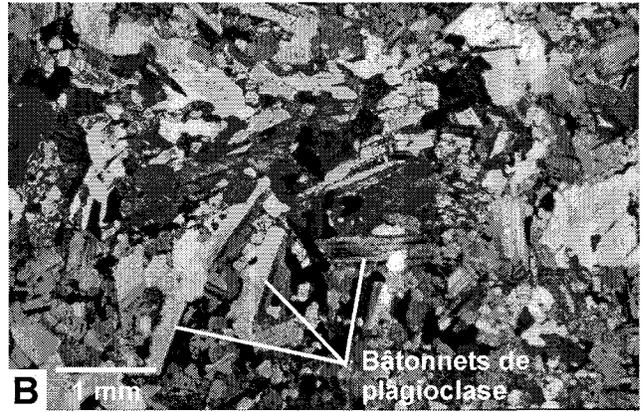
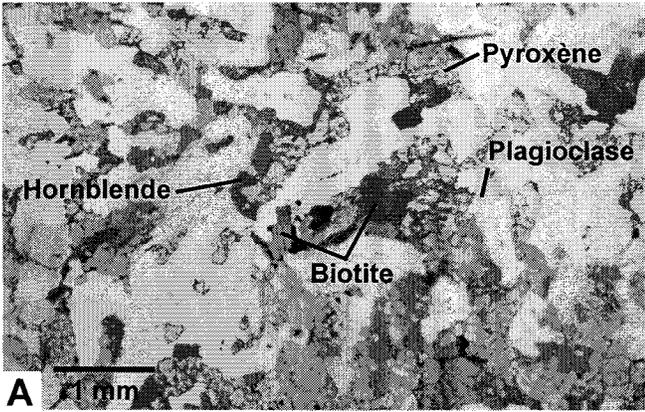
B Gabbronorite typique à texture intergranulaire (idem à figure A, mais en nicols croisés) (98-0262A). Comme dans la plupart des gabbronorites du Complexe de Matamec, les bâtonnets de plagioclase sont très bien préservés et non recristallisés. Grossissement 1X.

C Gabbronorite typiquement homogène, massif, mésocrate et à grain moyen (98-0234A). Le gabbronorite montre localement une texture sub-ophitique, où les grains grenus millimétriques, hypidiomorphes à idiomorphes, de pyroxène englobent partiellement des bâtonnets trapus millimétriques de plagioclase. Les autres minéraux présents sont par ordre d'abondance la hornblende, la biotite, des minéraux opaques et des minéraux accessoires. Lumière polarisée-plane; grossissement 1X.

D Gabbronorite à texture sub-ophitique (idem à figure C, mais en nicols croisés) (98-0234A). Un grain de pyroxène englobant partiellement des bâtonnets trapus de plagioclase est délimité par le tireté. Les bâtonnets de plagioclase sont très bien préservés et non recristallisés. Grossissement 1X.

E Gabbronorite typiquement homogène, massif, mésocrate, grenu et à grain moyen (98-0242C). Le plagioclase forme des bâtonnets trapus millimétriques ou des phénocristaux millimétriques à centimétriques très bien préservés et non recristallisés. Nicols croisés; grossissement 1X.

F Exemple de foliation magmatique localement observée dans les roches mafiques du Complexe de Matamec (98-0032A). L'orientation préférentielle des bâtonnets trapus, millimétriques, hypidiomorphes et non recristallisés de plagioclase définit la foliation magmatique. Nicols croisés; grossissement 1X.



L'assemblage minéralogique des gabbronorites comprend également par ordre d'abondance de l'amphibole, de la biotite, des minéraux opaques, de l'apatite, du zircon et de la monazite. La hornblende (<15 vol. %) se présente communément en couronne discontinue bordant des minéraux opaques, des pyroxènes et de la biotite ou en grains grenus millimétriques interstitiels aux lattes de plagioclase et aux pyroxènes (figures 10A et C). Par endroits, elle est poecilitique (98-0262A, 98-3011A) et elle englobe de la biotite, des pyroxènes ou du plagioclase. Certains échantillons renferment une amphibole bleu-vert en contact avec les pyroxènes (98-0222A, 98-0232A, 98-0234A, 98-0242C, 98-3055A) ou formant de fines veinules qui recoupent la matrice (98-0320A, 98-3055A). La biotite (1-2 vol. %) est grenue, millimétrique, interstitielle ou poecilitique et englobe des grains d'amphibole, de pyroxène ou de plagioclase (figures 10A et C).

Les minéraux opaques (magnétite <5 vol. %) se présentent principalement en inclusion dans l'amphibole ou la biotite. Ces minéraux forment également une phase individuelle de la matrice et sont communément associés aux minéraux mafiques (figures 10A et C).

L'apatite forme de très fines aiguilles, des cristaux aciculaires ou des cristaux prismatiques trapus dans la matrice ou en inclusion dans le plagioclase, les pyroxènes, la biotite ou la hornblende. L'apatite comporte par endroits des inclusions de micro-apatite (98-0320A). Le zircon est principalement idiomorphe et en inclusion dans la biotite, l'amphibole ou les pyroxènes. La monazite (en traces) s'observe principalement en inclusion dans la biotite (98-0265A, 98-1256A).

Les gabbronorites montrent localement un caractère hybride et contiennent alors du quartz et/ou du feldspath potassique (<5 vol. %) (98-0222A, 98-0254A). Les grains de quartz matriciels sont principalement xénomorphes. Le feldspath potassique forme des mégacristaux centimétriques à pluricentimétriques, trapus, hypidiomorphes à idiomorphes et perthitiques (en taches ou en veines) (98-0222A, 98-0254A). Ils incorporent communément, comme certains phénocristaux de plagioclase, une multitude d'inclusions de clinopyroxène, particulièrement en bordure des cristaux (98-0222A, 98-0254A).

L'orientation préférentielle des bâtonnets ou des phénocristaux hypidiomorphes de plagioclase définit localement une foliation magmatique (98-0005A, 98-0073A, 98-0239A, 98-0242C, 98-3033A, 98-3113A) (figure 10F). Certains gabbronorites présentent une foliation tectonique relevée par l'orientation préférentielle de paillettes de biotite en présence de

plagioclase granoblastique (98-3011A). Même dans les gabbronorites massifs, les bâtonnets de plagioclase peuvent être faiblement à moyennement recristallisés (98-0040A, 98-0073A, 98-0222A, 98-0242C, 98-0262A, 98-3011A, 98-3055A, 98-3097A, 98-3179A). La recristallisation des gabbronorites est toutefois relativement faible, les bâtonnets de plagioclase étant communément très bien préservés et non recristallisés (figures 10B et D à F). Cette recristallisation s'amorce par la formation de macles en biseau, de limites de grains suturées, de sous-grains et de néocristaux en bordure des lattes. Une recristallisation complète du plagioclase produit une texture granoblastique (98-0040A, 98-0073A, 98-3011A, 98-3055A, 98-3179A).

3.3.2 Les roches felsiques

Les monzonites et les mangérites quartzifères (98-0237A, 98-0239B, 98-1256C, 98-1256J, 98-3167A, 98-3172A), les granites *sensu stricto* (98-0120A, 98-0249A, 98-3178A), les granites à feldspath alcalin (98-0075A, 98-3100E, 98-3146A), les monzonites et les mangérites (98-0102F, 98-3088C), les syénogranites (98-3003A), les monzosyénites (98-3013C), les syénites quartzifères à feldspath alcalin (98-0049A) et les syénites (98-0103A) définissant cette unité felsique sont composés d'une proportion variable de plagioclase, de feldspath potassique (localement la microcline) et de quartz. Le plagioclase se présente principalement en grains matriciels grenus millimétriques et, par endroits, en phénocristaux millimétriques à centimétriques hypidiomorphes à idiomorphes. Le feldspath potassique forme des phénocristaux hypidiomorphes, rectangulaires ou ovoïdes, centimétriques à pluricentimétriques, communément perthitiques à mésoperthitiques (figure 11A), myrmékittiques et à texture rapakivi (98-0239B, 98-1256C2, 98-3088C, 98-3100E, 98-3167A, 98-3178A). Le quartz forme des grains millimétriques xénomorphes dans la matrice, des phénocristaux ovoïdes, millimétriques à centimétriques, ou des grains millimétriques de forme irrégulière et lobée (98-0239B) (figures 11B et C). Les grains lobés comportent une couronne interne discontinue de quartz (figure 11B). Les phases felsiques comportent très peu de minéraux mafiques (<7 vol. %) (amphibole <4 vol. %, biotite <3 vol. %, clinopyroxène <2 vol. % et orthopyroxène <2 vol. %), exception faite pour les syénites, qui peuvent en contenir jusqu'à 15 vol. % (amphibole <10 vol. %, clinopyroxène <7 vol. %, biotite <3 vol. % et orthopyroxène <3 vol. %). La hornblende est grenue ou poecilittique, millimétrique, et englobe des minéraux opaques, du feldspath potassique, du quartz, de la biotite, du

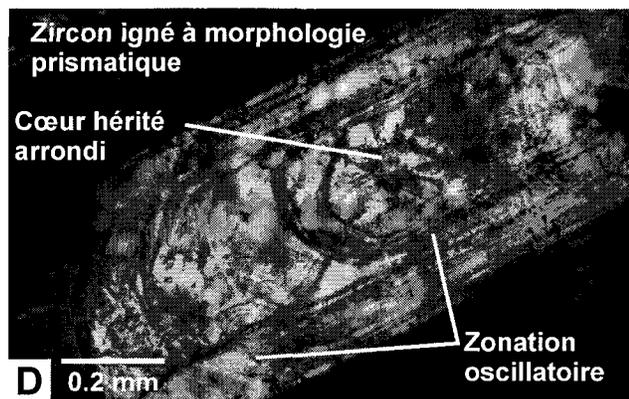
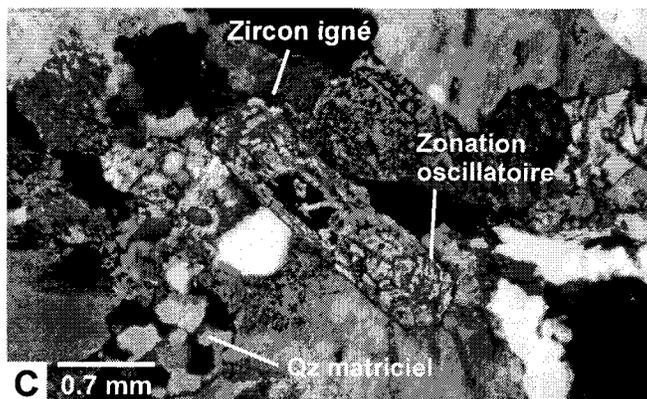
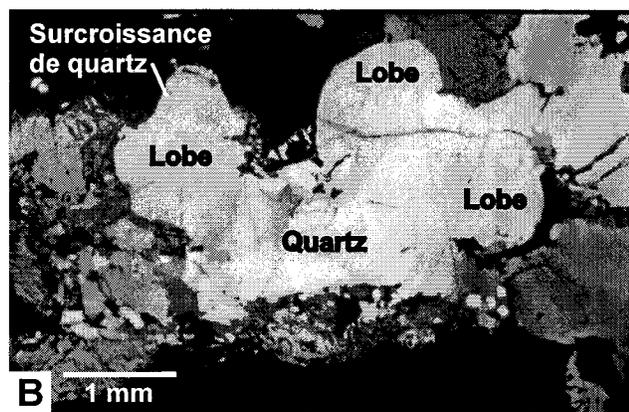
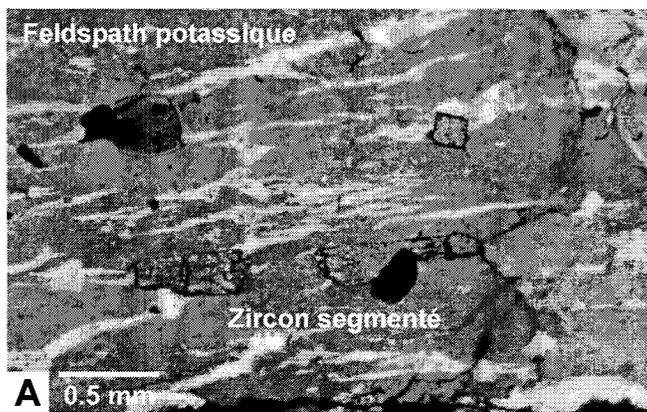


Figure 11. Microphotographies des roches felsiques du Complexe de Matamec.

A Cristal de zircon segmenté en inclusion dans un feldspath potassique perthitique. Les fragments se sont déplacés les uns par rapport aux autres lors de la cristallisation (98-0049A). Nicols croisés; grossissement 4X.

B Grain mm de quartz de forme irrégulière et lobée et à surcroissance interne discontinue de quartz dans une roche felsique impliquée dans du mélange magmatique (98-3003A). Nicols croisés; grossissement 1X.

C Grain de zircon comportant une morphologie prismatique avec des bordures cristallines bien formées et une zonation concentrique, oscillatoire, très bien développée et caractéristique de zircon igné (98-3172A). Des grains mm xénomorphes de quartz à néocristaux sont présents dans la matrice. Nicols croisés; grossissement 4X.

D Grain de zircon comportant une morphologie prismatique avec des bordures cristallines bien formées et une zonation concentrique, oscillatoire, très bien développée et caractéristique de zircon igné (98-0075A). La croissance du zircon igné s'est faite autour d'un cœur hérité à morphologie arrondie. Nicols croisés; grossissement 40X.

clinopyroxène, de l'apatite ou du zircon. La biotite forme communément des paillettes millimétriques, localement poecilitiques (98-0049A, 98-0120A, 98-0249A, 98-3013C) et contient des inclusions de quartz, de zircon, d'apatite ou de monazite.

Le zircon est plus abondant dans les granites, où il se trouve dans la matrice, communément en inclusion dans la biotite, le plagioclase, le feldspath potassique, le quartz ou les minéraux opaques (figure 11C). Les grains de zircon présentent une morphologie prismatique, avec des bordures cristallines bien formées et une zonation concentrique, oscillatoire, très bien développée et caractéristique de zircon igné (98-0075A, 98-1256C2, 98-1256J1, 98-3172A, 98-3178A) (Poldervaart, 1956) (figures 11C et D). La croissance de zircon igné autour d'un cœur hérité peut être observée par endroits (98-0075A) (figure 11D). Il est intéressant de noter l'absence de couronne métamorphique autour des grains de zircon, et ce même dans les phases déformées présentant une foliation tectonique bien développée. Ainsi, parmi les granites datés, le plus déformé (96-2629) renferme des zircons de morphologie variée, incluant des prismes incolores, hypidiomorphes à idiomorphes, avec des terminaisons pyramidales sur lesquelles se sont développées des faces cristallines de deuxième génération (Wodicka *et al.*, en préparation). Ces zircons ont enregistré le même âge que les zircons sans surcroissance, suggérant une cristallisation polyphasée des minéraux (voir section 5.2). Certains cristaux de zircon, en inclusion dans un même minéral (*e.g.*, le feldspath potassique), sont segmentés ou fragmentés (98-0049A, 98-0075A, 98-3167A); les fragments étant localement déplacés les uns par rapport aux autres (figure 11A). Cette texture se compare de près à la cristallisation de minéraux tardifs dans des zones créées par la fragmentation de grains primaires (voir Paterson *et al.*, 1998; Vernon, 2000). Ce type de texture suggère qu'il y a eu boudinage à l'état solide de micro-cristaux précoces (*e.g.*, le zircon) lors de la cristallisation même du magma (*i.e.*, déformation synmagmatique).

Les granitoïdes sont communément foliés et porphyriques. La foliation magmatique (98-0049A, 98-0239B, 98-3013C, 98-3172A) est caractérisée notamment par l'orientation préférentielle des phénocristaux de feldspath potassique, ainsi que par celle des cristaux de quartz, d'apatite et de zircon. La foliation à l'état solide (98-0075A, 98-0102F, 98-0103A, 98-0237A, 98-1256C, 98-3088C, 98-3100E, 98-3146A, 98-3167A, 98-3178A) est définie 1) par l'orientation préférentielle de la biotite associée à des plages de cristaux granoblastiques de plagioclase et à des rubans de quartz à néocristaux, et 2) par l'orientation préférentielle de

phénocristaux de feldspath potassique lenticulaires à caractère oillé et recristallisés aux bordures. Le granite fortement déformé (98-0075A, 98-3100E, 98-3146A, 98-3178A) comporte des porphyroclastes de quartz et de feldspath à extinction ondulante dans une matrice à grain très fin, une foliation mylonitique et des rubans de quartz. La recristallisation de ces roches affecte principalement le quartz et le plagioclase. Dans le quartz, elle progresse d'une extinction ondulante, à des textures lamellaires et de sous-grains, puis à la formation de néocristaux polygonaux à partir des bordures et des fractures des grains originaux et enfin, à la formation d'une texture granoblastique. Le plagioclase présente une texture granoblastique dans la matrice à grain fin de certaines roches (98-0075A, 98-0102F, 98-0103A, 98-0120A, 98-1256C, 98-1256J, 98-3003A, 98-3088C, 98-3100E, 98-3146A, 98-3178A).

3.3.3 *Les monzodiorites hybrides*

Les monzodiorites comportent une matrice dioritique à grain fin à moyen, avec des mégacristaux millimétriques à centimétriques de quartz et des mégacristaux centimétriques à pluricentimétriques de feldspath potassique présentant communément une texture rapakivi (figure 12). Les minéraux mafiques se présentent en quantité variable et le quartz est localement xénomorphe. La couronne de plagioclase, autour des mégacristaux de feldspath potassique, est myrmékitique et soit formée de plusieurs grains grenus millimétriques (figure 12A), soit antiperthitique, notamment lorsqu'un seul cristal forme la couronne (98-0241A, 98-1256B, 98-3084D), soit riche en inclusions de clinopyroxène (98-0231A, 98-0231B, 98-1256B), localement disposées en chapelet de grains directement au contact entre le feldspath potassique et la couronne de plagioclase. On note à certains endroits la présence de phénocristaux centimétriques poecilites de feldspath potassique englobant les minéraux matriciels de la roche (98-0243B2). Une telle texture résulte de la croissance de larges phénocristaux à partir d'un magma felsique ou hydraté, et de l'incorporation d'une multitude de petits cristaux matriciels qui se sont formés antérieurement à partir d'un magma plus mafique à caractère hybride (Hibbard, 1991). Le plagioclase forme des bâtonnets hypidiomorphes millimétriques ou des grains grenus millimétriques à centimétriques dans la matrice, et par endroits, des phénocristaux millimétriques à centimétriques et hypidiomorphes à idiomorphes. Les phénocristaux et certains grains grenus antiperthitiques contiennent, comme certains mégacristaux de feldspath potassique, une multitude

Figure 12. Microphotographies des roches hybrides monzodioritiques du Complexe de Matamec.

A Xénocrystal centimétriques de feldspath potassique à texture rapakivi baignant dans la matrice dioritique à grain fin à moyen d'une monzodiorite quartzifère porphyrique (98-3026C). La couronne entourant le xénocrystal de feldspath potassique est formée de plusieurs grains grenus millimétriques de plagioclase. Nicols croisés; grossissement 1X.

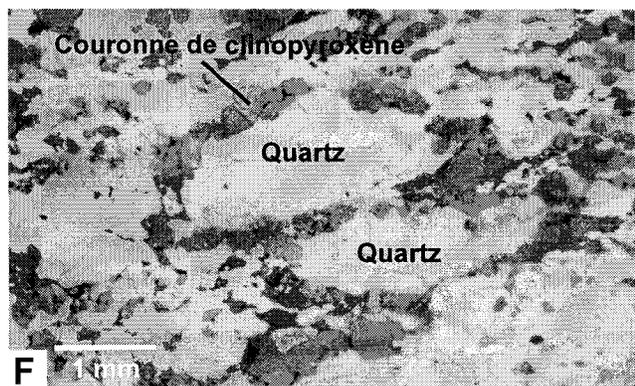
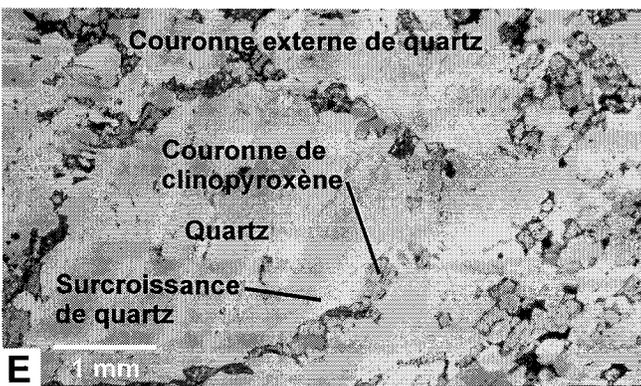
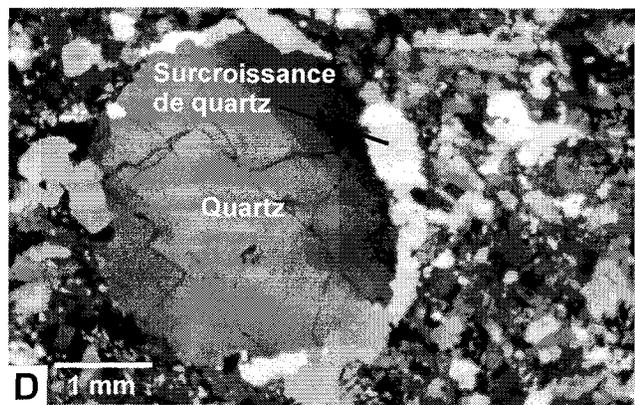
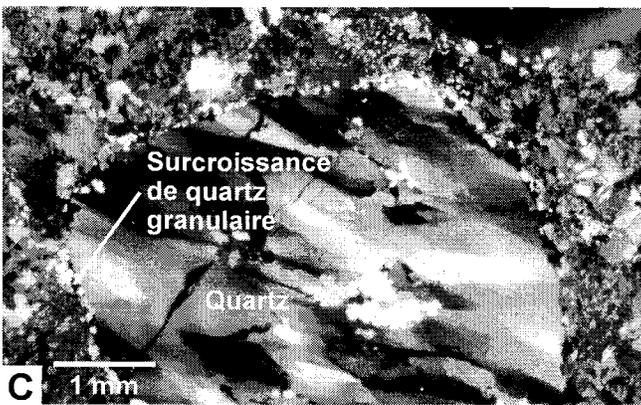
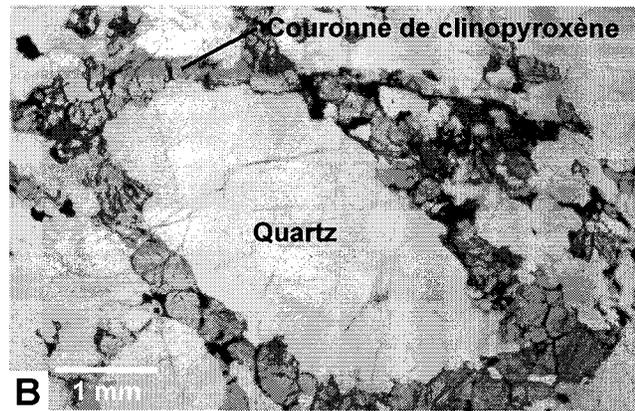
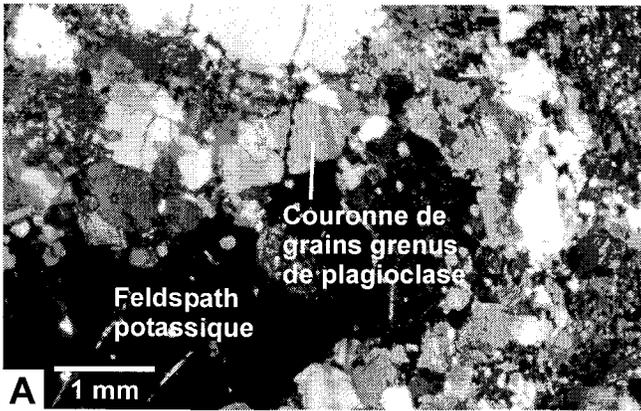
B Couronne de clinopyroxène autour d'un xénocrystal ovoïde millimétrique de quartz dans une monzonite quartzifère porphyrique à caractère hybride (98-0006A). La couronne est composée d'un mince chapelet continu de grains millimétriques de clinopyroxène de même granulométrie que ceux la matrice. Lumière polarisée-plane; grossissement 1X.

C Couronne interne de surcroissance de quartz en bordure d'un xénocrystal arrondi et millimétrique de quartz baignant dans la matrice dioritique à grain fin à moyen d'une monzodiorite quartzifère porphyrique (98-3026C). La couronne est continue et formée de grains inframillimétriques de quartz. La texture lamellaire du xénocrystal de quartz suggère une faible recristallisation de la monzodiorite. Des néocristaux sont également présents dans les fractures du xénocrystal de quartz. Ces néocristaux se différencient difficilement des grains inframillimétriques de quartz formant la surcroissance interne de quartz. Nicols croisés; grossissement 1X.

D Couronne interne de surcroissance de quartz en bordure d'un xénocrystal arrondi et millimétrique de quartz baignant dans la matrice dioritique à grain fin à moyen d'une monzodiorite quartzifère porphyrique (98-1256B). La couronne est discontinue et formée d'un seul grain de quartz. La texture ondulante du quartz suggère une très faible déformation de la monzodiorite. La couronne interne de quartz constitue ainsi une surcroissance ignée issue d'une cristallisation de quartz en l'absence de recristallisation de la roche. Nicols croisés; grossissement 1X.

E Multiples couronnes entourant un xénocrystal ovoïde millimétrique de quartz inclus dans une monzodiorite quartzifère porphyrique; une couronne interne discontinue de surcroissance de quartz, une couronne médiane de clinopyroxène et une couronne externe de quartz (98-0334C). La couronne médiane de clinopyroxène est composée d'un mince chapelet discontinu de grains millimétriques de même granulométrie que ceux de la matrice. Lumière polarisée-plane; grossissement 1X.

F Couronnes de clinopyroxène autour de xénocristaux ovoïdes millimétriques de quartz dans une monzonite quartzifère porphyrique à caractère hybride (98-3084D). Les couronnes sont composées d'un mince chapelet discontinu de grains millimétriques de clinopyroxène de même granulométrie que ceux de la matrice. Lumière polarisée-plane; grossissement 1X.



d'inclusions de clinopyroxène, d'amphibole ou de biotite (98-0008A, 98-0241A, 98-0242A, 98-0243B1, 98-0334C, 98-3084D), de granulométrie inférieure aux minéraux présents dans la matrice et localement orientées parallèlement aux macles dans le plagioclase. Certains phénocristaux de plagioclase comportent un cœur riche en inclusions de clinopyroxène et des marges exemptes d'inclusions (98-0334C). Les mégacristaux de quartz sont ronds ou ovoïdes et de taille variable, millimétriques à centimétriques (figures 5F, H et 12B à F). Une couronne de clinopyroxène et/ou d'amphibole et/ou d'orthopyroxène (figures 12B, E et F), de même granulométrie que la matrice, et une couronne interne de quartz (98-0008A, 98-0334C, 98-1256B, 98-3084D) formée soit de grains inframillimétriques (*e.g.* 98-3026C) (figure 12C) ou localement d'un seul grain (*e.g.* 98-1256B) (figure 12D) entourent ces mégacristaux. La couronne de clinopyroxène est composée d'un mince chapelet (généralement un seul grain d'épaisseur continu ou localement discontinu (figures 12B, E et F). Dans certains cas (98-0334C), plusieurs couronnes entourent les mégacristaux de quartz : une couronne interne discontinue de quartz granulaire inframillimétrique, une couronne médiane de grains millimétriques de clinopyroxène mimant ceux de la matrice et une couronne externe de quartz formée de grains grenus xénomorphes similaires aux grains présents dans des plages riches en quartz (figure 12E).

Les pyroxènes (<30 vol. %) se présentent communément en grains grenus millimétriques localement idiomorphes. La hornblende (jusqu'à 15 vol. %) est grenue, millimétrique, en couronne discontinue autour du quartz, des minéraux opaques ou des pyroxènes, ou poecilitique (98-0006A, 98-0008A, 98-1256B, 98-3084D, 98-3170A) et englobe alors du quartz ou de la biotite. Une amphibole bleu-vert poecilitique à inclusions globuleuses de quartz est communément observée en contact avec des mégacristaux de quartz ou en inclusion dans le feldspath potassique. La biotite (<10 vol. %), en paillettes millimétriques ou en grains interstitiels aux pyroxènes et au plagioclase, présente une orientation préférentielle dans certaines roches foliées (98-0102D, 98-0334C). Les minéraux opaques (<2 vol. %) sont principalement associés à l'amphibole et aux pyroxènes. L'apatite est idiomorphe et forme principalement de fines aiguilles ou des cristaux trapus dans le plagioclase de la phase matricielle dioritique. Elle comporte par endroits des inclusions de micro-apatite (98-0102D) ou de monazite (98-0241A). Le zircon est idiomorphe, localement zoné (98-0241A, 98-0242A, 98-1256B) et inclus dans la biotite, le plagioclase, l'amphibole, le quartz ou le feldspath potassique. La monazite est présente en traces localement (98-0008A, 98-0241A).

La matrice dioritique, lorsqu'elle est abondante, montre une texture intergranulaire, tandis que l'ensemble de la roche est à texture porphyrique et rapakivique (figures 5C à H et 12). Lorsque présente (98-0102D, 98-0242A, 98-0334C, 98-3014A, 98-3084D), la foliation tectonique est caractérisée par l'orientation préférentielle des minéraux mafiques et localement par des rubans polycristallins de quartz néoblastique à grain fin, qui contournent des mégacristaux recristallisés de feldspath potassique. La plupart des monzodiorites sont faiblement recristallisées, contenant du quartz à extinction ondulante (figure 12D) ou à texture lamellaire (figure 12C) et des bâtonnets de plagioclase, soit accompagnés de sous-grains, soit localement recristallisés en plages de cristaux granoblastiques. Des néocristaux sont également présents dans les fractures à l'intérieur des grains de quartz (figure 12C) ou en bordure de ces grains. Ces néocristaux se différencient difficilement des grains inframillimétriques de quartz formant la surcroissance interne de quartz (figure 12C).

3.3.4 Les enclaves de gabbro norite

La granulométrie des enclaves de gabbro norite varie de très fine à moyenne (figures 6A, 7B à G, 8 et 13). Le plagioclase se présente en phénocristaux idiomorphes millimétriques à centimétriques (figures 13A à C), localement zonés de façon régulière, continue et oscillatoire (98-3150A) (figure 13C). Il forme également des grains grenus millimétriques, hypidiomorphes à idiomorphes, communément trapus (figure 13D). Des phénocristaux et certains grains grossiers antiperthitiques, millimétriques à centimétriques, contiennent (notamment en bordure des phénocristaux) une multitude d'inclusions de clinopyroxène de granulométrie inférieure ou égale à celle de la matrice (98-0331B). Les pyroxènes forment une mosaïque ignée constituée de grains grenus millimétriques polygonaux hypidiomorphes à idiomorphes (figure 13D). La hornblende (<15 vol. %) peut être poecilitique (98-0099C, 98-3003B) (figures 13A et B), mais elle se présente plus couramment en grains grenus millimétriques matriciels (figure 13D). On peut observer par endroits une amphibole bleu-vert au contact de cristaux de pyroxène (98-1256F). La biotite (1 à 2 vol. %) forme de petites paillettes ou des grains grenus millimétriques interstitiels aux pyroxènes (figure 13D). Les minéraux opaques (1 à 2 vol. %) sont interstitiels aux cristaux de plagioclase et aux minéraux mafiques (figure 13D) ou en inclusion dans les pyroxènes, l'amphibole ou la biotite.

Figure 13. Microphotographies des enclaves de gabbronorite du Complexe de Matamec.

A Enclave gabbronoritique porphyrique comportant des grains millimétriques à centimétriques poecilitiques de hornblende et des phénocristaux idiomorphes millimétriques de plagioclase dans une matrice à texture diabasique et à grain très fin composée de grains grenus équidimensionnels et inframillimétriques de plagioclase et de pyroxène (98-3003B). Lumière polarisée-plane; grossissement 1X.

B Idem (98-3003B). Les phénocristaux de plagioclase ne montrent aucune évidence de déformation, suggérant une absence de recristallisation de la roche. Nicols croisés; grossissement 1X.

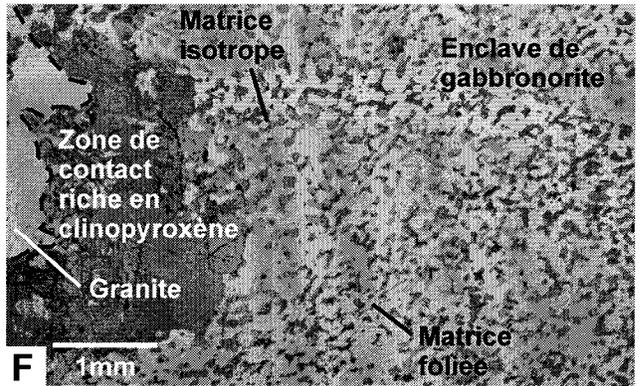
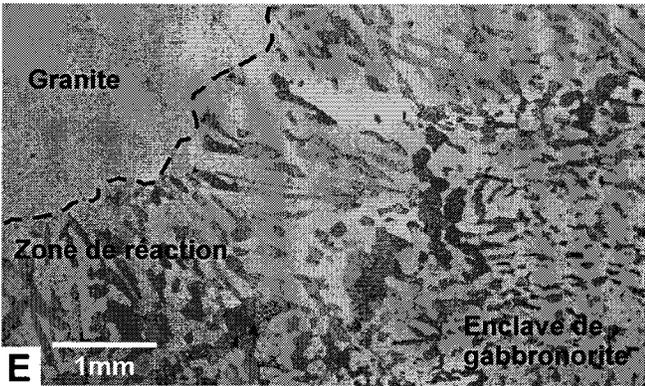
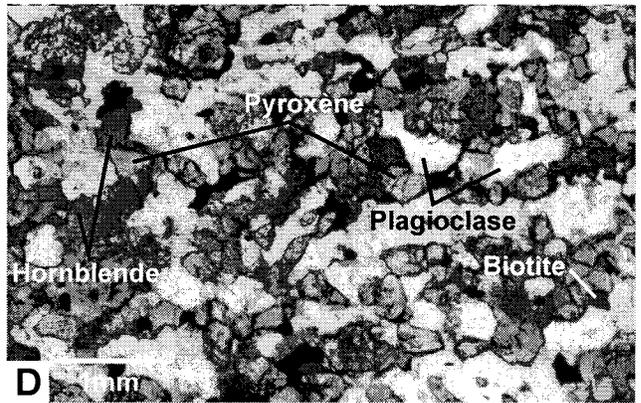
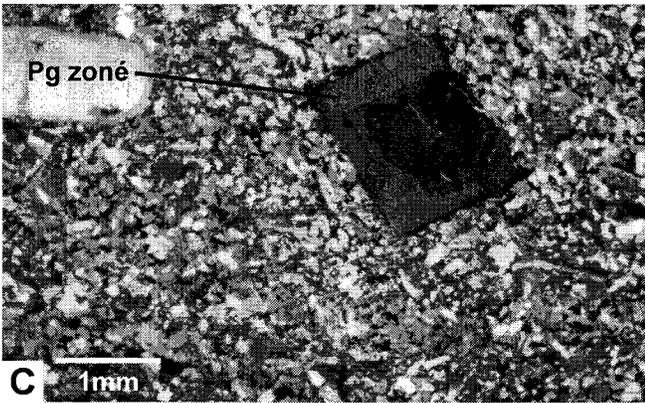
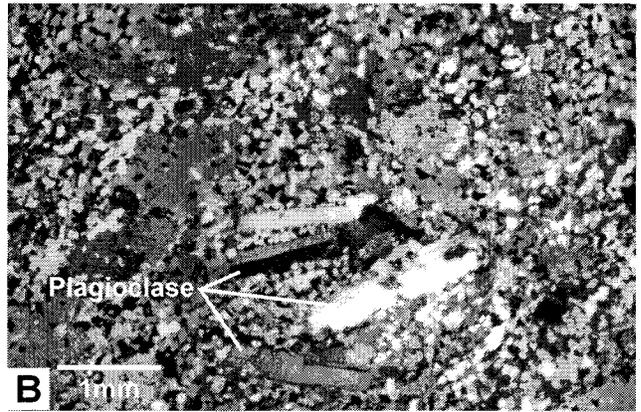
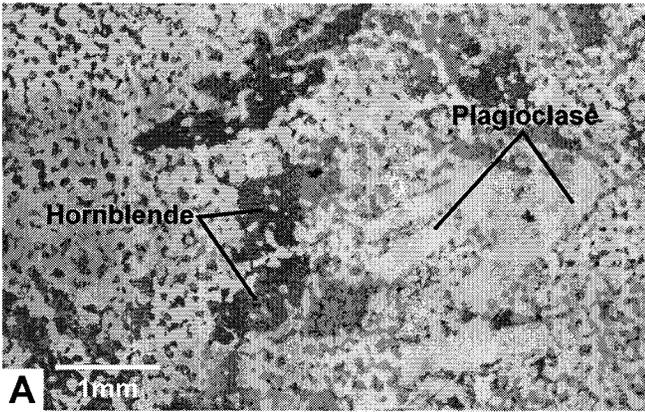
C Enclave gabbronoritique porphyrique comportant des phénocristaux idiomorphes millimétriques de plagioclase dans une matrice à texture diabasique et à grain très fin (98-3150A). Les phénocristaux sont zonés de façon régulière, continue et localement oscillatoire. Les phénocristaux ne montrent aucune évidence de déformation. Nicols croisés; grossissement 1X.

D Enclave typique de gabbronorite massif, homogène, grenu, à grain fin et à texture intergranulaire (98-0324C). Le plagioclase forme des grains grenus inframillimétriques hypidiomorphes à idiomorphes. Les pyroxènes et la hornblende forment une mosaïque ignée de grains grenus inframillimétriques hypidiomorphes à idiomorphes communément de forme polygonale. Lumière polarisée-plane; grossissement 1X.

E-F Zones de réaction observées au contact (dans la bordure de trempe) d'un granite (98-3003A) (à gauche) et d'une enclave de gabbronorite (98-3003B) (à droite).

E Zone de réaction caractérisée par la présence de fines baguettes millimétriques d'orthopyroxène et de plagioclase disposées parallèlement les unes aux autres, mais perpendiculairement au contact de l'enclave. La matrice de l'enclave à texture diabasique et à grain très fin est composée de grains grenus équidimensionnels et inframillimétriques de plagioclase et de pyroxène. Lumière polarisée-plane; grossissement 1X.

F Zone de contact riche en grains grossiers de clinopyroxène. La matrice de l'enclave à texture diabasique et à grain très fin est composée de grains grenus équidimensionnels et inframillimétriques de plagioclase et de pyroxène. Une foliation ignée est localement observée et est définie par l'orientation préférentielle de grains matriciels inframillimétriques de plagioclase et de pyroxène en bordure de l'enclave (structure de la matrice). Lumière polarisée-plane; grossissement 1X.



Les enclaves de gabbronorite contiennent localement du quartz (en traces) et/ou du feldspath potassique (<5 vol.%) (98-0331B, 98-3172C). Les mégacristaux de feldspath potassique centimétriques à pluricentimétriques sont hypidiomorphes à idiomorphes, perthitiques et à texture rapakivi (98-3172C). Ils comportent communément, comme certains phénocristaux de plagioclase, une multitude d'inclusions de clinopyroxène et d'orthopyroxène de granulométrie inférieure à celle de la matrice (98-3172C). Le quartz se trouve principalement dans des amas felsiques polycristallins ou dans des poches centimétriques gabbroïques et quartzifères, de forme ovoïde ou irrégulière, à granulométrie plus grossière et à contacts diffus, mais bien distincts (98-0326A, 98-0331B, 98-3172C). Certaines de ces poches présentent une orientation préférentielle parallèle à la foliation magmatique définie par l'orientation de bâtonnets et de phénocristaux de plagioclase. Elles sont communément plus riches en minéraux accessoires et contiennent localement du plagioclase myrmékitique (98-0331B, 98-3172C). Dans ces poches, le plagioclase forme soit des grains grossiers équidimensionnels, soit des bâtonnets grossiers et trapus. Le quartz forme des grains grenus et xénomorphes disposés entre les grains de pyroxène et de plagioclase (98-0331B, 98-3172C). D'autres poches, plus mésocrates (98-3172C), sont composées en majorité de grains grossiers équidimensionnels de pyroxène et de quartz xénomorphe, en faible quantité. Dans les enclaves, le principal minéral accessoire est l'apatite (<1 vol. %) aciculaire. Le zircon, en traces, est présent par endroits (98-0326A, 98-0331B, 98-3033B, 98-3172C); il est communément idiomorphe et inclus dans le plagioclase, les pyroxènes, l'amphibole ou la biotite. La monazite est une phase accessoire présente en traces localement (98-0326A).

Les enclaves de gabbronorite sont caractérisées par une texture intergranulaire ou diabasique où les pyroxènes et les amphiboles constituent des grains millimétriques communément équidimensionnels disposés dans les interstices présents entre les cristaux de plagioclase (figures 13C et D). Un exemple de texture sub-ophitique a pu être observé (98-0326A). Les pyroxènes définissent localement une texture glomérocrystalline; ils se présentent alors en agrégats compacts (sans interstices), globalement circulaires, de grains grenus ou polygonaux. Dans ces agrégats, les cristaux d'orthopyroxène sont généralement plus grossiers, trapus et moins abondants que les cristaux de clinopyroxène. Plusieurs enclaves montrent une texture porphyrique (98-3003B, 98-3150A, 98-3172C). Certaines comportent des grains poecilites millimétriques à centimétriques de hornblende et des phénocristaux de plagioclase

(figures 13A et B), d'autres des phénocristaux zonés millimétriques à centimétriques de plagioclase (figure 13C) et d'autres des mégacristaux hypidiomorphes à idiomorphes de feldspath potassique dans une matrice variant de grain fin à très fin. Des zones de réaction sont localement observées au contact (dans la bordure de trempe) d'une enclave de gabbronorite (98-3003B) et d'un granite à orthopyroxène et hornblende (98-3003A) (figures 13E et F). Ces zones se caractérisent soit par la présence de fines baguettes millimétriques d'orthopyroxène et de plagioclase disposés parallèlement les uns aux autres, mais perpendiculairement au contact de l'enclave (figure 13E), soit par une abondance de grains grossiers de clinopyroxène (figure 13F). Une foliation ignée peut être observée dans certaines enclaves (98-1256F, 98-3003B, 98-3150A). Elle est définie par une orientation préférentielle soit de grains matriciels et de phénocristaux de plagioclase, de paillettes de biotite et de poches gabbroïques ovoïdes, soit de petits cristaux allongés de pyroxène en bordure d'enclaves (structure de la matrice) (figure 13F).

Certaines enclaves (98-0331B, 98-3003B) contiennent des bâtonnets de plagioclase à texture granoblastique. Les enclaves de gabbronorite sont toutefois pour la plupart faiblement recristallisées, avec des bâtonnets de plagioclase communément bien préservés (figures 13B et C) ou encore à sous-grains par endroits.

3.3.5 Les enclaves hybrides

Les enclaves hybrides (98-1256H, 98-1256J2, 98-3026C) présentent des textures porphyrique et rapakivique, ainsi qu'une foliation ignée (98-1256H) (figures 7A à D et F). Les feldspaths potassiques forment des mégacristaux centimétriques à pluricentimétriques, perthitiques et à texture rapakivi (figures 7A à D, F et 12A) ou des grains hypidiomorphes millimétriques localement trapus. Le plagioclase est localement zoné (98-1256H), myrmékitique (98-1256H, 98-1256J2) et il se présente sous la forme de phénocristaux millimétriques à centimétriques, hypidiomorphes à idiomorphes, de bâtonnets matriciels millimétriques hypidiomorphes ou de grains grenus également millimétriques. Le quartz forme des mégacristaux ovoïdes, millimétriques à centimétriques (figures 12B à F), ou des grains millimétriques xénomorphes dans la matrice. Une couronne interne de quartz granulaire est commune autour des mégacristaux ovoïdes de quartz (98-3026C) (figures 12B, E et F). La hornblende (<30 vol. %) est le minéral mafique prédominant et elle forme des grains grenus ou poecilitiques, millimétriques,

englobant du quartz ou du plagioclase. La biotite (<15 vol. %) forme des grains poecilitiques (98-1256J2, 98-3026C) millimétriques à inclusions globuleuses de quartz. Certains cristaux de biotite montrent une orientation préférentielle (98-1256H). Les minéraux opaques sont peu abondants dans les enclaves hybrides (<1 vol. %). L'apatite comporte localement des inclusions de microapatite (98-3026C) et elle forme communément de fines aiguilles idiomorphes dans le plagioclase ou l'amphibole. Le zircon est idiomorphe, localement zoné ou arrondi (98-3026C), et inclus dans la biotite, l'amphibole, le plagioclase ou le feldspath potassique. La monazite est présente en traces localement (98-3026C). La recristallisation dans les enclaves hybrides est faible; le quartz comportant soit une extinction ondulante (figure 12D), soit une texture lamellaire (figure 12C), soit des sous-grains ou soit des néocristaux par endroits (figure 12C).

3.3.6 Les dykes mafiques à intermédiaires

Dans cette unité, les dykes de diorite (96-0500, 98-0117A, 98-3030B, 98-3077D, 98-3178D), les dykes de gabbro (98-0074C, 98-3032C), les dykes de gabbronorite (98-0248B) et les dykes de gabbronorite à olivine (98-0102H) sont composés d'une proportion variable de plagioclase, d'amphibole, de clinopyroxène, d'orthopyroxène et d'olivine.

Les dykes de composition dioritique comportent du plagioclase (An <40), de l'amphibole, de la biotite et, en quantité moindre, de l'orthopyroxène (<20 vol. %) et du clinopyroxène (<10 vol. %). Les pyroxènes et la hornblende forment des grains grenus millimétriques. La hornblende se présente localement en grains trapus définissant une foliation (98-0117A). Le plagioclase forme des bâtonnets millimétriques hypidiomorphes à idiomorphes, des cristaux grenus millimétriques ou localement des phénocristaux idiomorphes millimétriques à centimétriques. Les bâtonnets de plagioclase définissent une texture intergranulaire ou sub-ophitique (98-3077D) et localement une foliation ignée (98-0117A). La biotite (<25 vol. %) montre localement une orientation préférentielle (98-0117A, 98-3178D).

Les dykes gabbroïques (gabbro, gabbronorite et gabbronorite à olivine) contiennent du plagioclase en bâtonnets millimétriques hypidiomorphes à idiomorphes, du clinopyroxène et de l'orthopyroxène, formant des grains grenus millimétriques ou des grains grossiers hypidiomorphes également millimétriques. L'olivine (15 vol. %) contenue dans le dyke de gabbronorite à olivine (98-0248B) forme des phénocristaux millimétriques à centimétriques

riches en inclusions de pyroxène et de plagioclase. La hornblende verte ou brune (<15 vol. %) est grenue, millimétrique et se développe généralement en bordure du clinopyroxène ou des minéraux opaques. La biotite (1 à 2 vol. %), présente en grains xénomorphes millimétriques, est disposée entre les grains d'amphibole ou en couronne discontinue autour des minéraux opaques (98-0248B). Ces dykes présentent communément une texture intergranulaire. Un exemple de texture sub-ophitique a été observé (98-0074C).

Les minéraux opaques (principalement la magnétite) remplissent les interstices entre les grains d'amphibole et de biotite (98-0248B); ils sont abondants dans les dykes de gabbro (3 vol. %), mais peu abondants (<1 vol. %) dans les autres dykes. Les dykes mafiques à intermédiaires comprennent dans leur ensemble peu de minéraux accessoires (apatite, zircon et grenat). L'apatite est présente en traces dans le plagioclase sous la forme de très fines aiguilles, de cristaux aciculaires ou de cristaux prismatiques trapus communément grossiers. Les grains de zircon (en traces) sont idiomorphes, localement fragmentés (98-0117A), zonés (96-0500) ou nettement plus grossiers (98-3178D). Un dyke de gabbro (98-0074C) contient des grains de grenat grossiers (millimétriques), craquelés, démembrés et à bordures irrégulières, qui comportent une couronne discontinue de pyroxène et des inclusions de carbonate et de pyroxène. Dans un autre dyke (96-0500), le grenat forme des grains millimétriques à bordures irrégulières, comportant localement des inclusions d'amphibole ou une couronne discontinue de hornblende ou de pyroxène.

La plupart des dykes décrits (96-0500, 98-0102H, 98-0117A, 98-3077D, 98-3178D) montrent à divers degrés une recristallisation importante et une déformation tectonique. Cette dernière est définie soit par une orientation préférentielle de la biotite et de la hornblende en présence de plagioclase granoblastique (98-0117A, 98-3178D), soit par une foliation mylonitique (98-3178D). Cette foliation mylonitique est accompagnée 1) de rubans de quartz néoblastique dans une matrice à grain très fin, 2) de veines felsiques plissées (microplis) et boudinées et 3) de porphyroclastes de feldspath. Un dyke de gabbro (98-0074C) comporte une texture fort inhabituelle où les bâtonnets de plagioclase sont arqués et plissés, mais non recristallisés (voir annexe A.2). Ce dyke comporte par ailleurs des zones de cisaillement à grain très fin et riches en grenat.

CHAPITRE IV – GÉOCHIMIE DU COMPLEXE DE MATAMEC

La caractérisation géochimique des principaux faciès du Complexe de Matamec (gabbronorites, roches felsiques, roches hybrides, enclaves gabbronoritiques et dykes mafiques à intermédiaires) est basée principalement sur l'utilisation des éléments majeurs et des éléments traces (figures 14 à 16). Sur les diagrammes multi-éléments, les éléments sont normalisés au manteau primitif terrestre (selon Sun et McDonough, 1989) et arrangés en ordre de compatibilité croissante vers la droite, tandis que les spectres en TR sont normalisés aux chondrites de type C1 (selon Sun et McDonough, 1989) (tableaux 1 et 2) (figures 15 et 16).

Tableau 1 Valeurs de normalisation du manteau primitif (selon Sun et McDonough, 1989).

Élément	Cs	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	K	La	Ce	Sr
Valeur	0.0079	0.635	6.989	0.085	0.021	0.713	0.041	250	0.687	1.775	21.1

Élément	P	Nd	Sm	Zr	Hf	Eu	Ti	Tb	Y	Yb	Lu
Valeur	95	1.354	0.444	11.2	0.309	0.168	1300	0.108	4.55	0.493	0.074

Unités : ppm

Tableau 2 Valeurs de normalisation des chondrites de type C1 (selon Sun et McDonough, 1989).

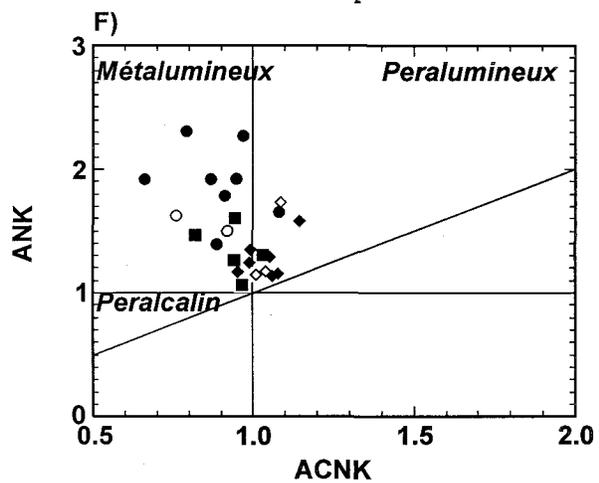
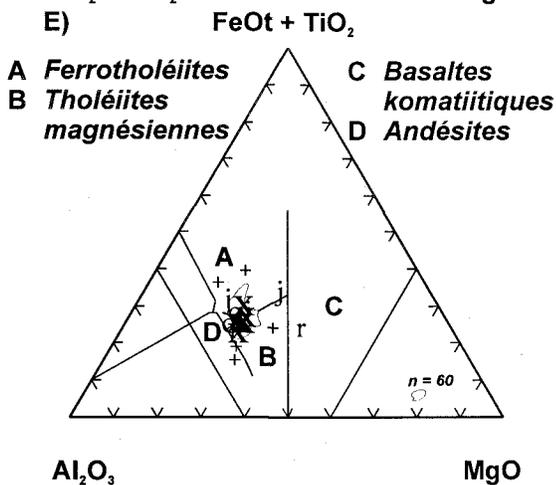
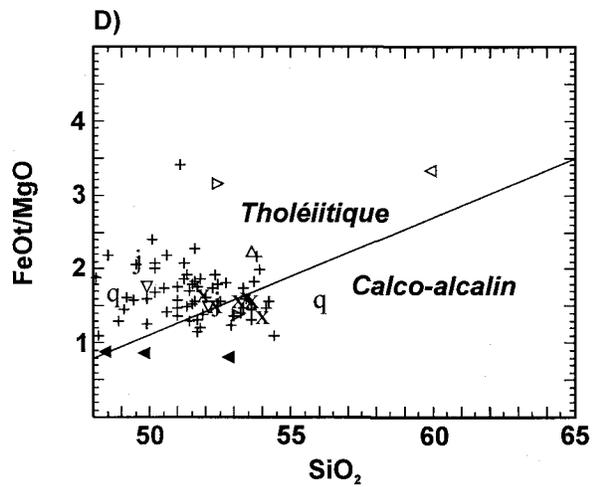
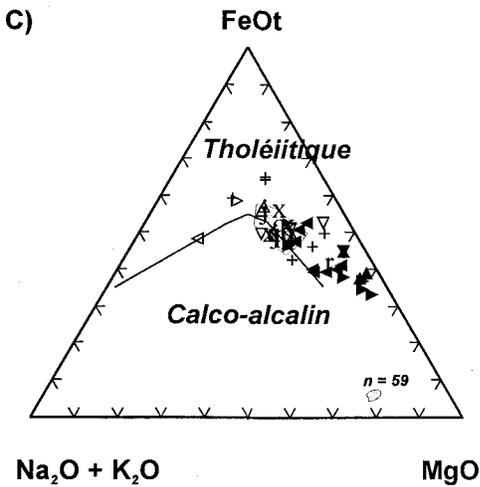
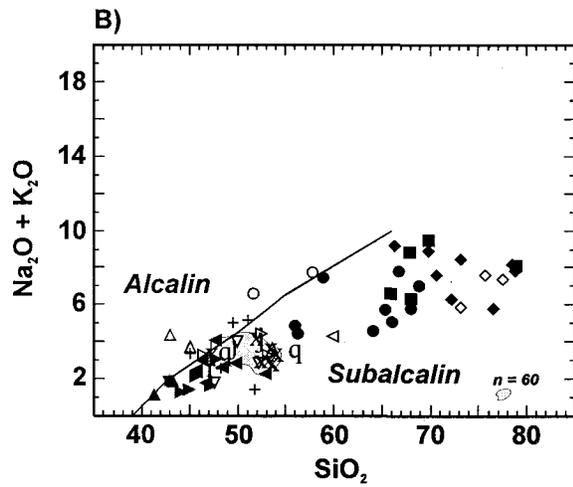
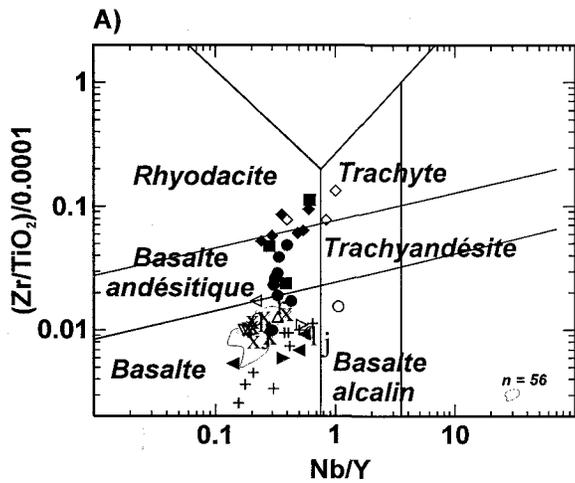
Élément	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Ho	Yb	Lu
Valeur	0.237	0.612	0.467	0.153	0.058	0.2055	0.0374	0.0566	0.17	0.0254

Unités : ppm

Dans ce mémoire, nous utilisons également des diagrammes de discrimination tectono-magmatique principalement comme outil de caractérisation et de comparaison (figures 17 à 19). Ces diagrammes ont été conçus initialement pour des roches basaltiques non cumulatives. Une approche prudente face à l'interprétation de ces diagrammes est donc de mise dans le cas d'échantillons de roches intrusives. Par ailleurs, la signature géochimique des magmas et des

Figure 14. Diagrammes géochimiques pour l'ensemble des roches intrusives du Complexe de Matamec.

- A** Diagramme $(Zr/TiO_2)/0.0001$ vs Nb/Y de Winchester et Floyd (1977).
- B** Diagramme binaire de Irvine et Baragar (1971).
- C-E** Diagrammes géochimiques pour l'ensemble des roches mafiques du Matamec.
- C** Diagramme ternaire (AFM) de Irvine et Baragar (1971).
- D** Diagramme FeO/MgO vs SiO₂ de Miyashiro (1974).
- E** Diagramme ternaire de Jensen (1976).
- F** Indice de saturation d'alumine de Maniar et Piccoli (1989) pour les roches felsiques et hybrides du Matamec. ANK = $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$; ACNK = $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ (moléculaire).



LÉGENDE

Unités gabbroïques

◉+ Gabbronorite
▽ Gabbro
△ Gabbro Qz
▽ Norite
△ Diorite

Unités gabbroïques à Ov

▲ Troctolite
◄ Gabbronorite à Ov
▽ Gabbro à Ov
▶ Norite à Ov

Unités felsiques

■ Monzonite Qz
♦ Granite
◇ Granite à Fk

Unités hybrides

● Monzodiorite Qz
○ Monzodiorite
g d Monzodiorite

Dykes et enclaves mafiques

q d Gabbronorite
r d Gabbronorite à Ov
j d Diorite
x e Gabbronorite

Figure 15. Diagrammes géochimiques des gabbronorites, des roches felsiques et des roches hybrides du Complexe de Matamec normalisés suivant les facteurs de normalisation de Sun et McDonough (1989).

A Spectres en TR normalisés aux chondrites de type C1 pour des échantillons représentatifs des gabbronorites.

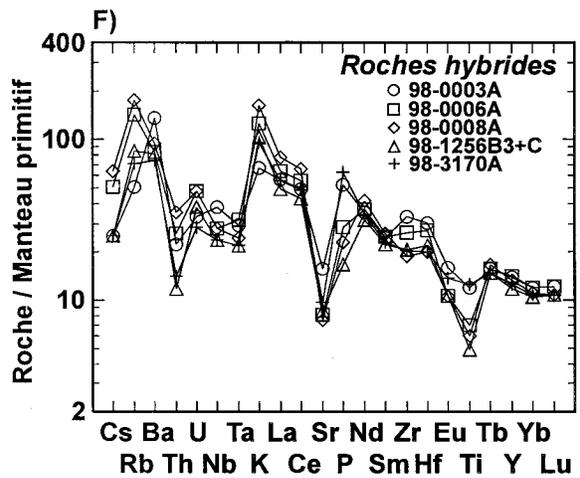
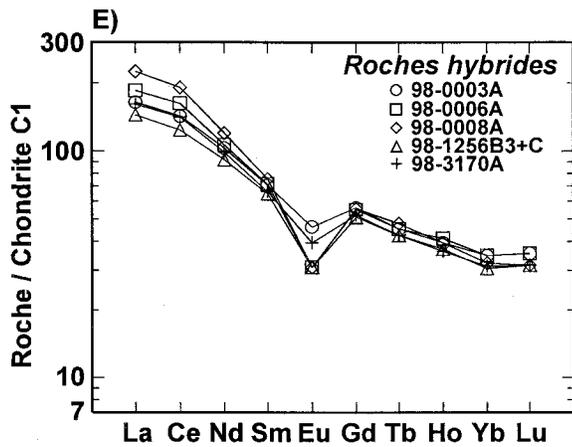
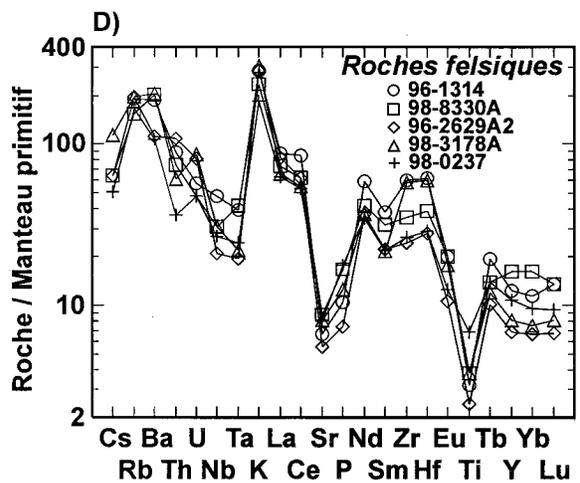
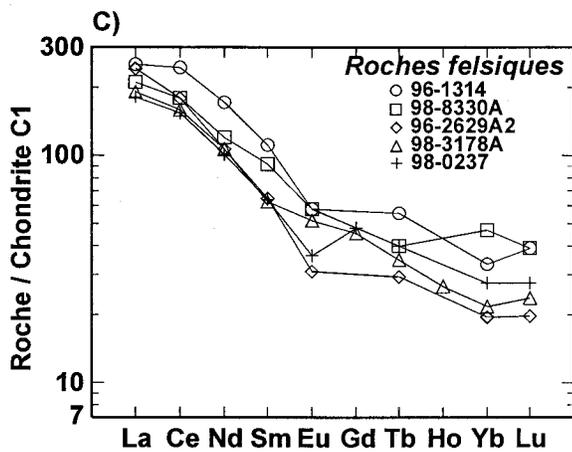
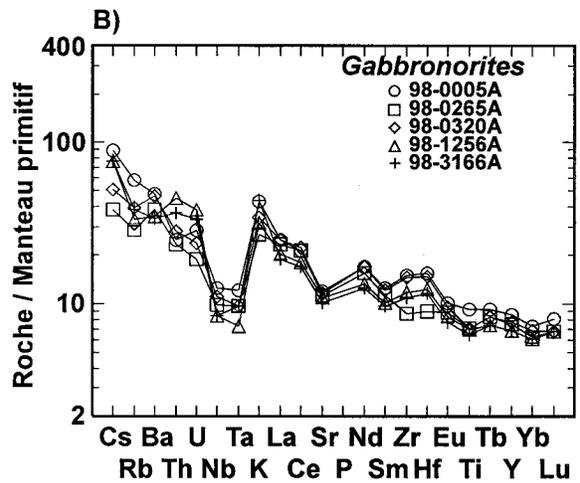
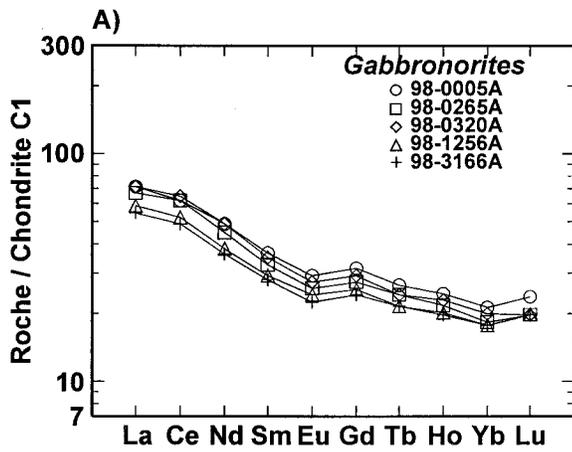
B Diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif pour des échantillons représentatifs des gabbronorites.

C Spectres en TR normalisés aux chondrites de type C1 pour des échantillons représentatifs des roches felsiques (monzonites quartzifères et granites).

D Diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif pour des échantillons représentatifs des roches felsiques (monzonites quartzifères et granites).

E Spectres en TR normalisés aux chondrites de type C1 pour des échantillons représentatifs des roches hybrides (monzodiorites quartzifères).

F Diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif pour des échantillons représentatifs des roches hybrides (monzodiorites quartzifères).



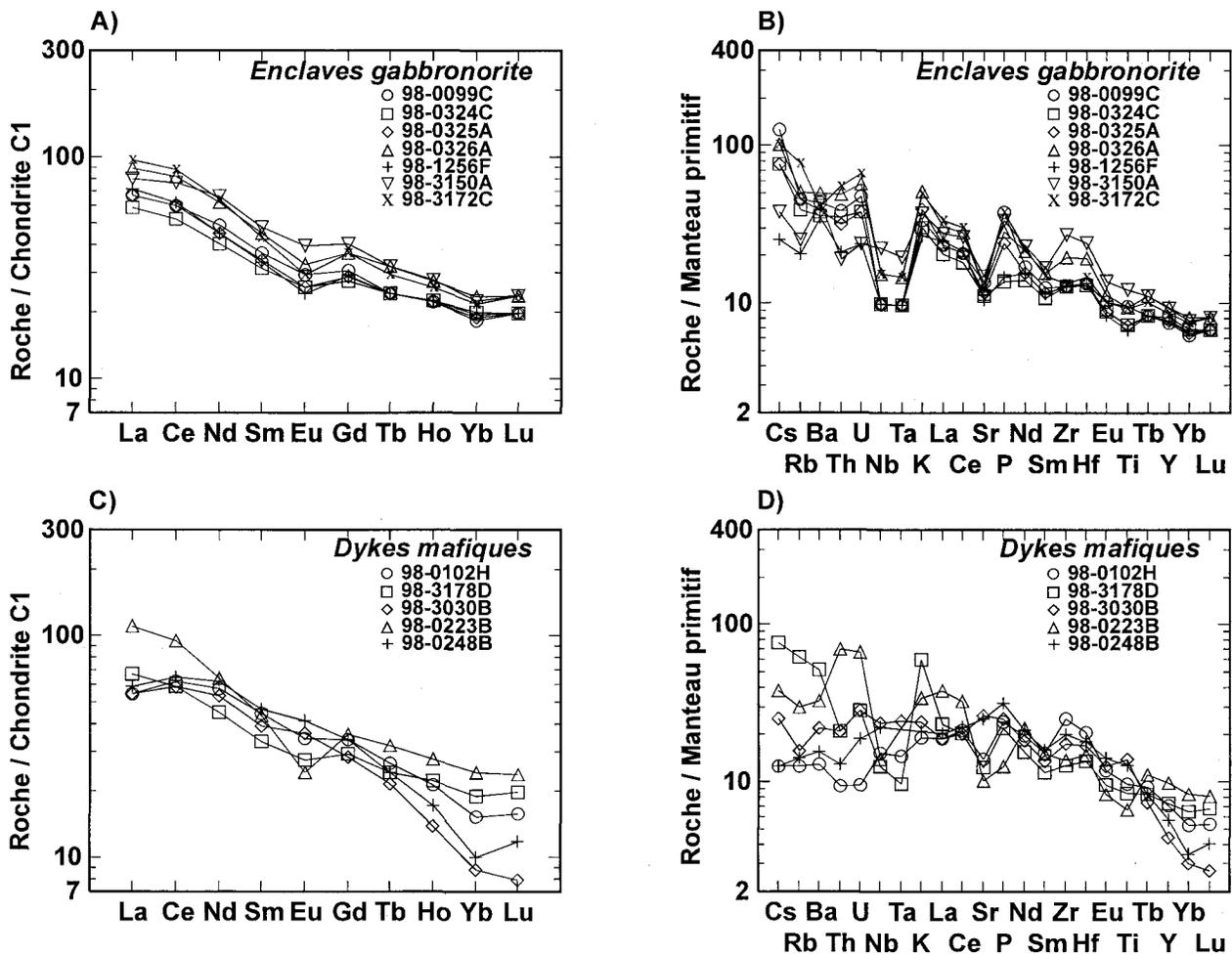


Figure 16. Diagrammes géochimiques des dykes et des enclaves mafiques du Complexe de Matamec normalisés suivant les facteurs de normalisation de Sun et McDonough (1989).

A Spectres en TR normalisés aux chondrites de type C1 pour des échantillons représentatifs des dykes mafiques à intermédiaires (diorites, gabbronorites et gabbronorite à olivine).

B Diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif pour des échantillons représentatifs des dykes mafiques à intermédiaires (diorites, gabbronorites et gabbronorite à olivine).

C Spectres en TR normalisés aux chondrites de type C1 pour les échantillons d'enclaves de gabbronorite.

D Diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif pour les échantillons d'enclaves de gabbronorite.

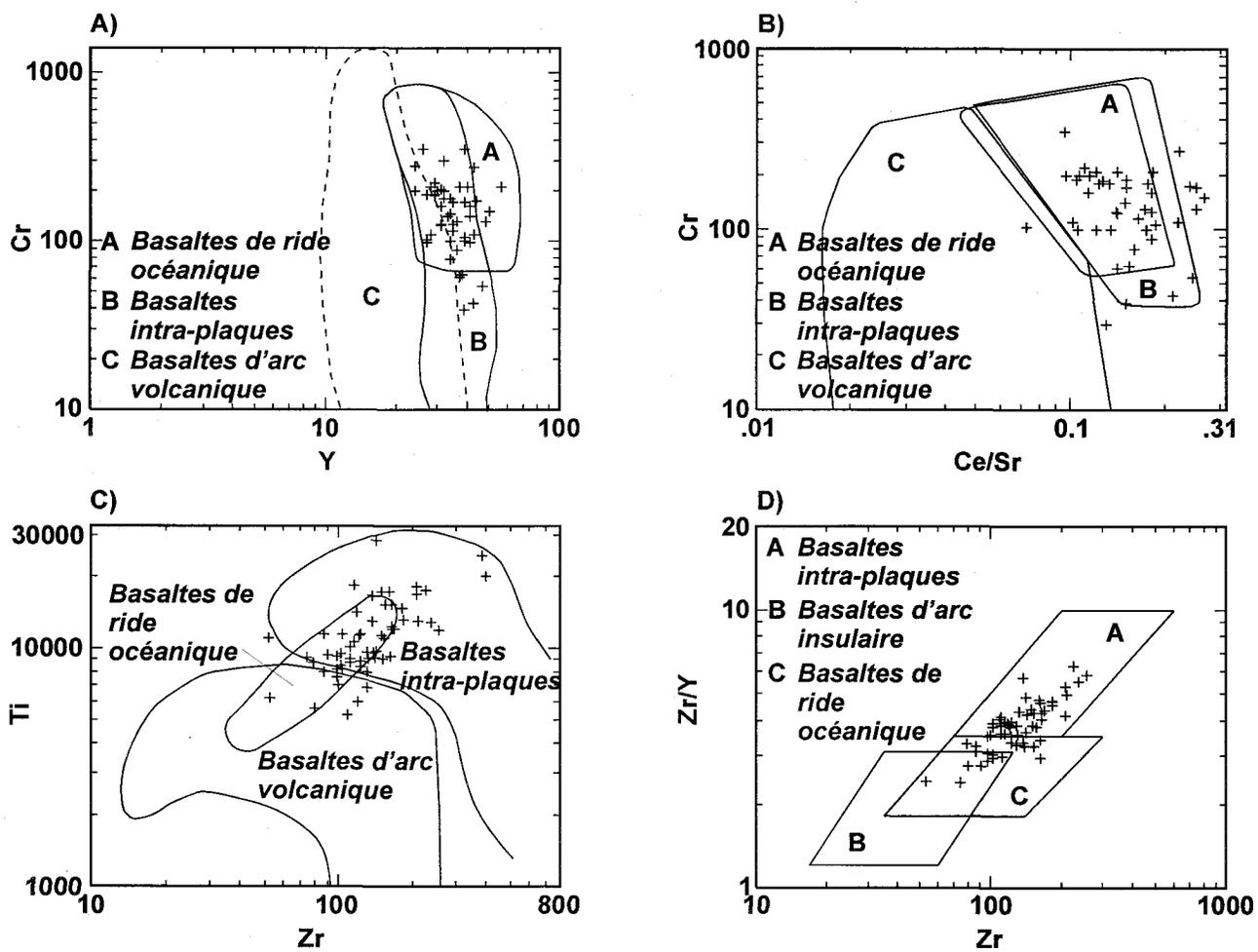


Figure 17. Diagrammes de discrimination de l'environnement tectono-magmatique de mise en place des gabbro-norites du Complexe de Matamec. Signature de type intra-plaques.

- A Diagramme Cr-Y de Pearce (1982).
- B Diagramme Cr vs Ce/Sr de Pearce (1982).
- C Diagramme Ti-Zr de Pearce (1982).
- D Diagramme Zr/Y vs Zr de Pearce et Norry (1979).

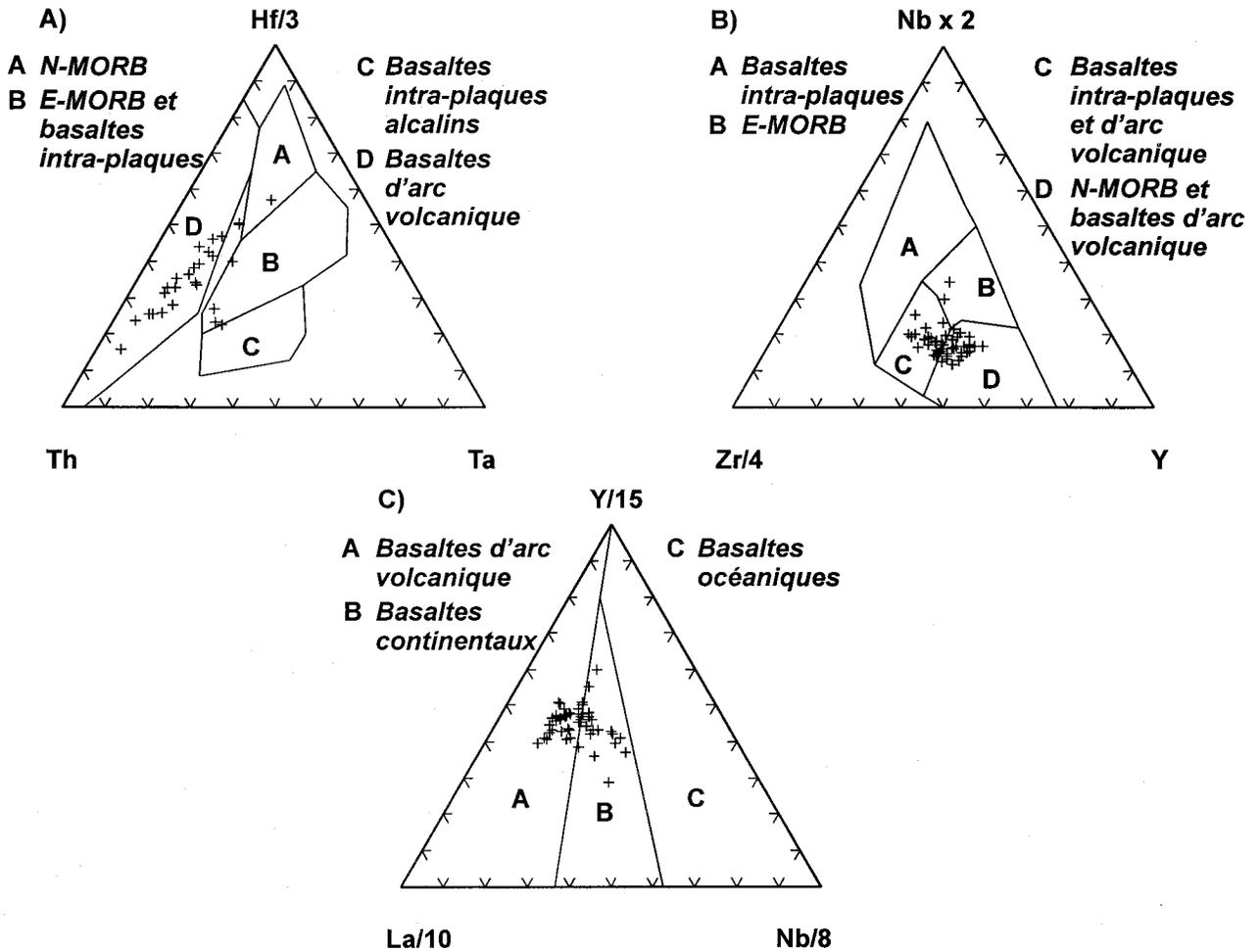


Figure 18. Diagrammes de discrimination de l'environnement tectono-magmatique de mise en place des gabbro-norites du Complexe de Matamec. Signature de basaltes d'arc volcanique.

A Diagramme Th-Hf-Ta de Wood (1980).

B Diagramme Zr-Nb-Y de Meschede (1986).

C Diagramme La-Y-Nb de Cabanis et Lecolle (1989).

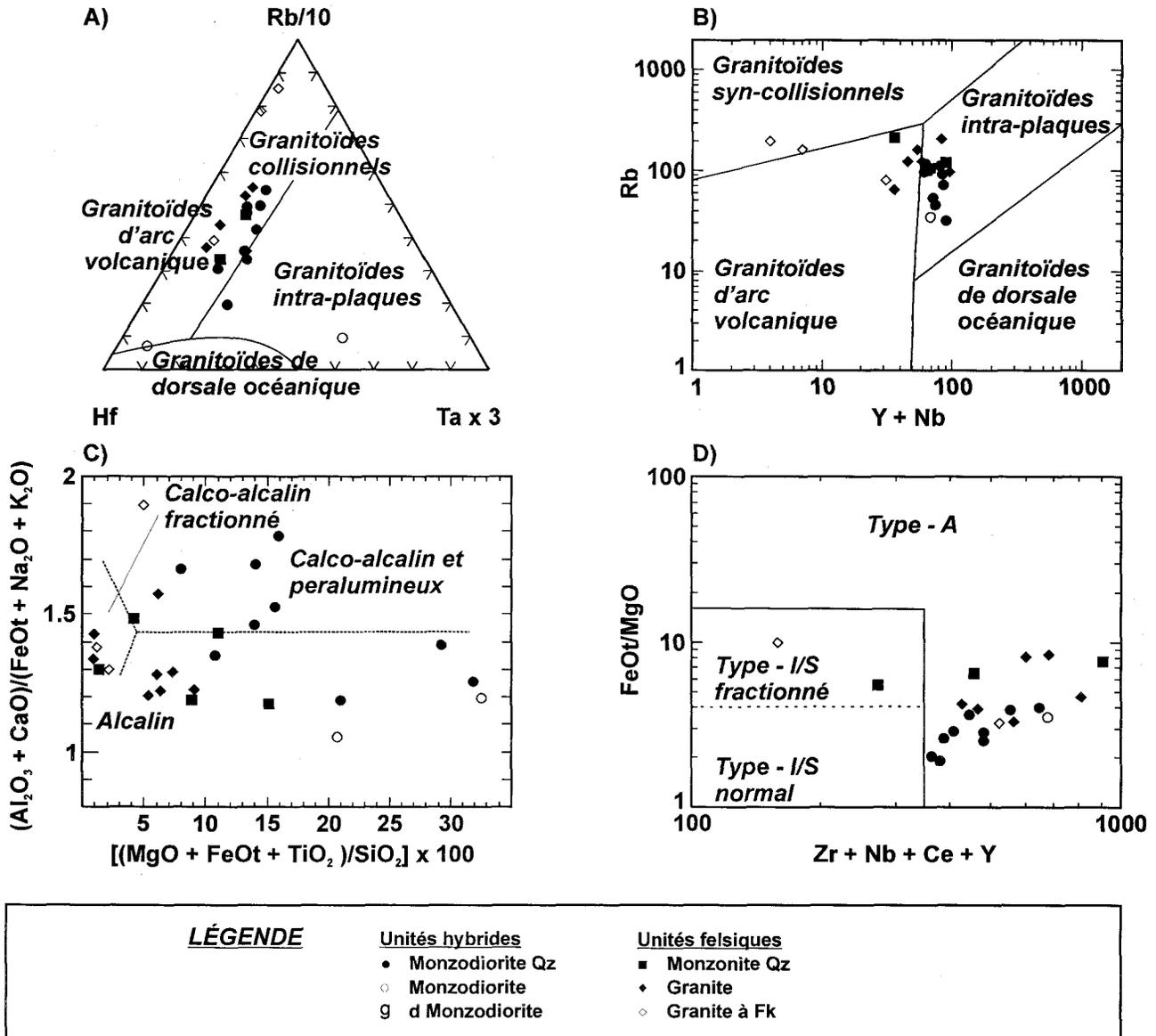


Figure 19. Diagrammes de discrimination de l'environnement tectono-magmatique de mise en place des roches felsiques et hybrides du Complexe de Matamec.

A Diagramme Hf-Rb-Ta de Harris *et al.* (1986).

B Diagramme Rb vs Y+Nb de Pearce *et al.* (1984).

C Diagramme $100 \times [(MgO+FeO+TiO_2)/SiO_2]$ vs $(Al_2O_3+CaO)/(FeO+Na_2O+K_2O)$ de Sylvester (1989).

D Diagramme $Zr+Nb+Ce+Y$ vs FeO/MgO de Whalen *et al.* (1987).

roches intrusives ne reflète pas nécessairement l'environnement tectonique de formation, mais plutôt la nature de leur source (voir Harris *et al.*, 1986; Arculus, 1987; Agrawal, 1995). Les inférences tectoniques basées sur l'utilisation de diagrammes de discrimination tectono-magmatique deviennent encore plus problématiques dans le cas de suites intrusives potentiellement contaminées ou affectées par des processus de mélange magmatique, tel qu'observé dans le Complexe de Matamec (voir Hergt *et al.*, 1989; Rollinson, 1993).

Les diagrammes multi-éléments, les spectres en TR, plusieurs des diagrammes discriminants, ainsi que le calcul normatif, ont été réalisés à l'aide du logiciel Minpet (Logiciel géologique Minpet Inc.).

4.1 Méthodes analytiques

Plusieurs méthodes analytiques ont été utilisées pour obtenir les données géochimiques sur le Complexe de Matamec. Les analyses de roches totales ont été effectuées : 1) dans le laboratoire de géochimie de l'INRS-Géoressources par «spectrométrie d'émission atomique à source plasma» (*ICP-AES : inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry*) et par «spectrométrie de masse à source plasma» (*ICP-MS : inductively coupled plasma-mass spectrometry*), 2) dans le laboratoire d'analyse du Centre de recherche minérale (CRM) par fluorescence des rayons X (*XRF*), par activation neutronique instrumentale (*INAA : instrumental neutron activation analysis*) et par ICP-AES. Les échantillons 98-0242A et 98-1256B3+C comportent chacun une analyse dupliquée (*i.e.*, *duplicata*). L'ensemble des résultats géochimiques des éléments majeurs, des éléments mineurs et des éléments traces des différents faciès du Complexe de Matamec, les méthodes analytiques utilisées et les limites de détection sont présentées dans l'annexe B. Des informations sur la globalisation des analyses géochimiques des deux laboratoires, sur la reproductibilité des analyses effectuées dans le laboratoire de l'INRS-Géoressources, ainsi que les données sur les blancs analytiques et sur les standards internationaux, peuvent être consultées dans l'annexe C.

4.1.1 Analyses géochimiques de la Commission géologique du Canada réalisées au laboratoire de géochimie de l'INRS-Géoressources

La plupart des échantillons ont été concassés sur leur affleurement d'origine et recueillis dans des sacs pour éviter toute contamination. Le concassage permet de sélectionner des fragments de roche fraîche, en supprimant la zone superficielle d'altération, les fractures et les veines. Près de 3 kg de roche fraîche étaient systématiquement recueillis; les échantillons à granulométrie plus grossière ou à texture porphyrique pouvaient toutefois atteindre plus de 5 kg. Le concassage des échantillons en laboratoire à l'aide d'un broyeur à mâchoires exige que leur grosseur soit inférieure à 5 cm. Les échantillons ou fragments d'échantillons plus gros ont été sciés en tranches à l'aide d'une scie à lame diamantée. Des zones d'altération, des fractures ou des veines ont ainsi pu être supprimées lors de cette étape. Le produit concassé et quarté (25 g) a ensuite été finement pulvérisé à l'aide d'un broyeur planétaire à billes d'agate. La pulvérisation de 75 g de quartz concassé entre chaque échantillon permet de minimiser les risques de contamination. La méthode de digestion des poudres par fusion alcaline (appareil : modèle Fluxy © Claisse scientifique Inc.) a été utilisée pour 1) l'analyse par spectrométrie ICP-AES (ICP-AES Optima 3000 *Perkin Elmer* : plasma inductif d'argon couplé à un détecteur multicanaux à émission atomique) des éléments majeurs et du Ba, Sc, V, Cr, Ni, Cu et Sr, ainsi que pour 2) l'analyse par ICP-MS (ICP-MS Fison Instrument Plasmaquad II : plasma inductif d'argon couplé à un spectromètre de masse), du Zr, Hf, Y et des TR (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb et Lu). La digestion par attaque acide des poudres a été utilisée pour l'analyse par ICP-MS du Cs, Rb, Th, U, Nb et Ta. Certains échantillons (96-0264A, 96-0470, 96-0472A et 96-0473) ont été analysés par ICP-AES pour les éléments Y et Zr (voir annexe B.1).

4.1.2 Analyses géochimiques de Géologie Québec réalisées au laboratoire d'analyse du Centre de recherche minérale (CRM)

Les analyses géochimiques de roches totales ont été réalisées par fluorescence des rayons X (XRF) pour les éléments majeurs et quelques éléments traces (Rb, Sr, Y, Zr et Nb) et par activation neutronique instrumentale (INAA) pour les éléments traces Sc, Cr, Cs, Hf, Ta, Th et U, ainsi que pour les TR. De plus, la spectrométrie d'émission atomique à source plasma (ICP-AES)

a été utilisée pour doser les éléments traces Ba, V, Ni, Cu et Pb. Certains échantillons (96-0101A, 96-0131, 96-0153A, 96-0184A et 96-0528B) ont été analysés par spectrométrie d'émission atomique à source plasma (ICP-AES) pour les éléments Sc, La et Ce (voir annexe B.2).

4.1.3 Calcul du fer et calcul cationique

Le Fe_2O_3 correspond au fer total analysé. Les concentrations en FeOt des échantillons ont été calculé en multipliant les concentrations en $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ par le facteur de conversion 0.8998 (*i.e.*, $\text{FeOt} = \text{Fe}_2\text{O}_3\text{t} \times 0.8998$) (Ragland, 1989). Le calcul des concentrations en Fe_2O_3 et FeO a d'abord nécessité le positionnement de l'ensemble des échantillons sur le diagramme TAS (SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) de Le Maitre *et al.* (1989); cette étape préliminaire permet d'estimer le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ le plus probable d'après la nature de chaque échantillon. Ce rapport a été multiplié aux concentrations en $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ des échantillons correspondants pour obtenir les concentrations en Fe_2O_3 (*i.e.*, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{Fe}_2\text{O}_3\text{t} \times \text{rapport } \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$) (Ragland, 1989). Les concentrations en FeO ont été calculées en soustrayant d'abord les concentrations en Fe_2O_3 aux concentrations en $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$, et en multipliant le tout par 0.8998 [*i.e.*, $\text{FeO} = 0.8998 \times (\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t} - \text{Fe}_2\text{O}_3)$] (*ibid*).

La composition en éléments majeurs des échantillons a été recalculée sous forme de cations en calculant d'abord la proportion cationique des oxydes, qui s'obtient par la division du % poids de l'oxyde par son poids moléculaire et par la multiplication de ce résultat par le nombre de cations présents dans la formule de l'oxyde [*e.g.*, proportion cationique de l'oxyde $\text{Al}_2\text{O}_3 = (\% \text{ poids de l'oxyde } \text{Al}_2\text{O}_3 / 101.96 \text{ g}) \times 2 \text{ cations}$] (Rollinson, 1993). Par la suite, la division de la proportion cationique d'un oxyde par la somme des proportions cationiques de l'ensemble des oxydes d'un échantillon, suivie de la multiplication de ce résultat par 100, égale le % poids du cation correspondant à cet oxyde [*e.g.*, % poids du cation Al = (proportion cationique de l'oxyde Al_2O_3 / somme des proportions cationiques de tous les oxydes de l'échantillon) $\times 100$] (*ibid*).

Les résultats du calcul normatif, des calculs de conversion du $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ en FeOt, FeO et Fe_2O_3 , du calcul des rapports $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ et Mg# et du calcul cationique sont présentés dans l'annexe D. Les concentrations des oxydes sont exprimées en % poids, alors que les concentrations des éléments traces sont exprimées en ppm.

4.2 Caractérisation géochimique des principales unités plutoniques du Complexe de Matamec

Les tableaux 3 et 4 montrent la composition d'échantillons représentatifs des principales lithologies (gabbonorites, enclaves de gabbonorite, dykes mafiques à intermédiaires, gabbroïdes, gabbroïdes à olivine, roches felsiques et roches hybrides) du Complexe de Matamec. Les roches intrusives du Matamec sont caractérisées par une distribution géochimique relativement continue allant d'un pôle mafique vers un pôle felsique (figure 14A), à partir des divers gabbroïdes à olivine pauvres en SiO_2 , vers les gabbnorites, les roches hybrides monzodioritiques, les monzonites et les granites riches en SiO_2 et minéraux alcalins (*e.g.*, Na et K) (figure 14B). Les échantillons de roches intrusives montrent toutefois une distribution bimodale du SiO_2 (figure 14B). Cette distribution souligne la prédominance des roches mafiques et felsiques dans le Complexe (figure 14B) et la faible quantité d'analyses de roches monzodioritiques, évitées car communément hybrides et hétérogènes.

À l'exception de quelques diorites et gabbnorites, la majorité des roches mafiques sont subalcalines (figure 14B). Les roches mafiques montrent, à l'exception de la plupart des gabbroïdes à olivine et de certains gabbnorites et gabbros, une signature tholéiitique sans enrichissement marqué en fer (diagrammes AFM et SiO_2 vs $\text{FeO}t/\text{MgO}$) (figures 14C et D). Un chevauchement partiel dans le champ des roches calco-alcalines est observé sur le diagramme SiO_2 vs $\text{FeO}t/\text{MgO}$ (figure 14D). Sur le diagramme ternaire de Jensen (1976), les échantillons de gabbnorites, d'enclaves de gabbnorite et de dykes mafiques à intermédiaires sont situés essentiellement dans les champs des tholéiites magnésiennes et des ferrotholéiites (figure 14E), confirmant la signature tholéiitique observée sur les diagrammes précédents. Un dyke de gabbnorite à olivine (98-0102H) tombe, quant à lui, dans le champ des komatiites basaltiques (figure 14E).

Les roches felsiques et hybrides sont toutes subalcalines (figure 14B). Seuls deux échantillons de monzodiorites comportant moins de 60 % poids de SiO_2 sont de composition alcaline (figure 14B). À l'exception de certains échantillons de granites et de quelques échantillons de monzonites et de monzodiorites, les roches felsiques et hybrides sont métalumineuses (figure 14F).

Tableau 3 Composition d'échantillons représentatifs des principales lithologies mafiques du Complexe de Matamec.

Éch. Roche (noirs %)	GABBROIDES (BQ)		ENCLAVES BQ		DYKES		GABBROIDES		GABBROIDES A OV			
	98-0005A BQ	98-0265A BQ	98-0320 BQ	98-1256A BQ	98-3166A BQ	98-0099C eBQ	98-1256F eBQ	98-0248B d1BQ	98-3030B d1ZJ	98-0240E 13A	98-1489A 13K	98-2378A 13N
SiO ₂	52.72	53.64	53.35	53.34	51.94	52.27	53.62	48.73	49.56	52.05	49.90	42.80
TiO ₂	1.66	1.31	1.30	1.27	1.22	1.74	1.23	2.34	2.53	1.33	1.37	0.88
Al ₂ O ₃	14.84	15.68	15.43	15.51	15.89	15.27	14.86	16.01	16.01	15.54	18.40	11.80
FeO _t	10.7	10.0	9.8	10.3	10.9	10.3	11.6	11.0	12.0	10.4	9.2	16.2
MnO	0.16	0.15	0.15	0.16	0.17	0.15	0.17	0.16	0.14	0.16	0.15	0.19
MgO	5.92	6.87	6.66	7.00	7.88	6.82	6.61	6.60	5.67	7.00	5.24	17.90
CaO	7.80	8.78	8.65	8.74	9.08	8.64	8.56	9.63	7.60	8.81	9.16	6.12
Na ₂ O	2.65	2.41	2.45	2.29	2.69	2.34	2.26	3.02	3.32	2.27	2.65	1.61
K ₂ O	0.88	0.56	0.70	0.66	0.93	0.70	0.55	0.44	0.49	0.60	1.34	0.28
P ₂ O ₅	0.30	0.20	0.23	0.16	0.17	0.45	0.18	0.37	0.30	0.18	0.22	0.08
PAF	-0.25	-0.04	0.11	-0.18	-0.03	-0.04	-0.25	1.01	1.03	0.39	0.84	0.30
Total	98.77	100.78	100.03	100.56	102.28	99.98	99.50	100.68	100.10	99.99	99.47	99.96
Mg#	49.5	55.1	54.9	54.7	56.4	54.1	53.10	51.7	45.8	54.6	50.4	66.3
Cr	39	78	115	125	123	86	86	104	*	68	110	110
Co	15	28	29	23	39	18	23	51	19	24	38	99
Cu	15	67	70	58	79	64	42	80	56	61	25	26
Ni	30	31	31	31	32	30	33	24	15	31	88	396
Sc	246	247	232	252	222	244	233	262	207	250	27	19
V	334	266	326	243	234	303	244	109	153	240	172	75
Ba	37	18	25	21	24	29	13	9	10	23	35	86
Rb	254	239	246	232	215	288	221	537	561	236	406	5
Sr	0.73	0.28	0.42	0.64	0.64	0.99	0.16	0.14	0.25	0.54	1.2	185
Cs	0.64	0.40	0.53	0.85	0.74	0.95	0.55	0.36	0.59	0.58	*	0.5
U	2.06	1.98	2.36	3.75	3.12	3.34	1.80	1.14	1.79	2.43	2.1	0.90
Th	8.7	7.4	8.0	6.1	6.5	6.9	7.4	15.6	17.3	6.3	5	0.3
Nb	0.47	0.41	0.42	0.33	0.35	0.40	0.39	0.88	1.02	3.8	*	*
Ta	4.8	2.8	4.6	3.8	3.6	4.1	4.1	5.6	5.3	3.8	4.2	1.1
Hf	170	98	163	133	123	143	146	227	197	132	133	56
Zr	39	34	35	31	31	34	35	26	20	35	27	12
Y	16.58	16.46	17.38	13.97	13.15	15.62	16.55	14.35	13.18	13.80	15.0	5.0
La	38.40	37.77	39.57	31.76	29.88	37.39	37.57	39.65	35.76	32.26	29.0	10.0
Ce	22.76	21.06	22.56	18.38	17.11	22.54	21.35	28.50	24.73	19.29	21.0	7.0
Nd	5.62	4.97	5.36	4.54	4.25	5.64	5.09	7.08	5.96	4.82	4.9	1.8
Sm	1.73	1.52	1.62	1.40	1.30	1.72	1.45	2.38	2.07	1.48	1.2	0.8
Eu	6.52	5.68	6.03	5.27	4.99	6.28	5.96	7.02	5.84	5.71	7.02	0.8
Gd	1.01	0.88	0.94	0.82	0.80	0.94	0.93	0.93	0.80	0.91	0.7	*
Tb	1.39	1.23	1.29	1.14	1.12	1.25	1.27	0.97	0.78	1.25	1.25	1.2
Ho	3.59	3.13	3.38	2.99	3.01	3.11	3.32	1.75	1.47	3.34	3.2	1.4
Yb	0.56	0.48	0.53	0.46	0.46	0.49	0.51	0.26	0.21	0.51	0.5	0.2
Lu												

* non-détecté; Espace = non analysé; ^c = analyse du CRM; PAF = perte au feu (1100 Celsius); PAF - = gain d'oxygène; Mg# = 100 x [MgOmol./([MgOmol.+FeOmol.]); FeOtc = FeOt calculé

Tableau 4 Composition d'échantillons représentatifs des principales lithologies felsiques et hybrides du Complexe de Matamec.

Éch. Roche (poids %)	ROCHES FELSIQUES					ROCHES HYBRIDES				
	^C 96-2629A2 IIB	98-3178A IIB	^C 98-8330A IIB	^C 96-1314 I2E	98-0237 I2E	98-0003A dI2G	98-0006A dI2G	98-0008A I2G	98-1256B3+C I2G+vI2E	98-3170A I2G
SiO ₂	73.10	66.28	70.60	67.80	65.91	56.20	65.99	67.88	63.95	55.93
TiO ₂	0.45	0.68	0.68	0.59	1.24	2.19	1.27	1.10	0.88	2.29
Al ₂ O ₃	12.30	14.61	13.10	14.10	12.87	15.09	13.17	13.61	14.46	13.12
FeOtc	2.8	4.4	4.0	4.8	7.6	11.3	6.5	6.2	6.1	11.2
MnO	0.03	0.07	0.07	0.10	0.11	0.18	0.09	0.09	0.10	0.17
MgO	0.66	0.94	0.49	0.63	1.17	2.93	2.58	2.16	3.19	4.31
CaO	1.27	2.08	1.85	2.07	3.82	6.81	4.49	3.96	4.65	7.11
Na ₂ O	2.56	2.90	2.84	2.86	2.83	3.09	2.50	2.44	2.51	2.86
K ₂ O	5.85	6.31	4.80	5.93	3.80	1.37	2.58	3.40	2.10	1.98
P ₂ O ₅	0.09	0.15	0.20	0.13	0.21	0.61	0.33	0.27	0.19	0.75
PAF	0.75	0.74	0.16	0.15	-0.12	-0.33	0.23	0.22	1.26	1.32
Total	100.14	100.01	99.26	99.67	100.52	100.87	100.62	102.12	100.24	102.69
(ppm)										
Cr	15	*	*	6	16	*	*	*	*	93
Co	6	4	4	25	*	8	11	12	17	19
Cu	16	3	3	7	10	*	9	6	18	*
Ni	8	4	4	12	20	28	17	17	19	34
Sc	7	8	11	12	20	259	138	132	122	265
V	30	48	21	29	123					
Ba	782	1423	1400	1300	744	952	581	660	569	520
Rb	124	125	97	120	105	32	91	111	54	45
Sr	117	172	183	140	170	333	172	159	181	205
Cs	0.5	0.92	0.5	0.3	0.38	0.19	0.43	0.53	0.23	0.17
U	1.70	1.79	*	1.20	0.98	0.69	1.03	1.03	0.78	0.60
Th	9.2	5.21	6.3	7.6	3.13	1.86	2.18	2.99	1.00	1.16
Nb	15	22.3	22	34	18.8	26.7	20.2	19.6	16.9	17.4
Ta	0.8	0.93	1.7	1.6	1.03	1.18	1.25	1.01	0.90	0.90
Hf	8.7	18.4	12.0	19.0	8.9	9.4	8.4	6.2	6.8	6.2
Zr	273	652	397	670	295	374	295	211	233	229
Y	31	37	74	56	49	64	65	61	54	57
La	57.0	45.49	50.0	60.0	42.77	38.59	44.30	53.26	34.23	37.51
Ce	110.0	97.10	110.0	150.0	93.80	87.34	98.70	116.88	75.94	86.44
Nd	50.0	49.70	56.0	80.0	46.54	47.94	49.61	55.80	43.16	46.22
Sm	10.0	9.60	14.0	17.0	9.82	10.75	11.03	11.57	9.95	10.19
Eu	1.8	3.01	3.4	3.4	2.06	2.74	1.84	1.81	1.83	2.32
Gd		9.34		9.93		11.58	11.32	11.52	10.51	10.72
Tb	1.1	1.27	1.5	2.1	1.47	1.70	1.75	1.75	1.63	1.58
Ho		1.51		1.86		2.24	2.35	2.25	2.11	2.06
Yb	3.3	3.66	8.0	5.7	4.73	5.90	5.86	5.47	5.25	5.27
Lu	0.5	0.60	1.0	1.0	0.75	0.93	0.90	0.84	0.81	0.82

* non-décté; Espace = non analysé; ^c = analyse du CRM; PAF = perte au feu (1100 Celsius); PAF- = gain d'oxygène; FeOtc = FeOt calculé

4.2.1 Gabbronorites

4.2.1.1 Éléments majeurs et mineurs

Pour les gabbronorites, les teneurs en SiO_2 varient de 45 à 54 % poids, celles en Al_2O_3 de 13 à 18 % poids et celles en Na_2O de 1 à 3 % poids (voir annexe B). Le MgO , le FeO_t , le TiO_2 et le P_2O_5 montrent des concentrations variant respectivement de 4 à 9 % poids, entre 8 et 17 % poids, entre 1 et 4 % poids et entre 0 et 2 % poids respectivement (voir annexe B).

Les rapports $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ et Mg\# permettent d'évaluer le caractère primitif d'une roche mafique. Un magma primaire en équilibre avec la composition du manteau supérieur typique (minéralogie : olivine + orthopyroxène + clinopyroxène \pm grenat \pm spinelle) comporte généralement des valeurs élevées du rapport Mg\# (>70), des valeurs élevées en Ni (>400 - 500 ppm) et en Cr (>1000 ppm) et des teneurs en SiO_2 inférieures à 50 % poids (Wilson, 1989).

Les gabbronorites du Matamec sont caractérisées par de faibles valeurs du rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (de 3 à 22, moyenne : 11; écart-type : 4) relativement aux valeurs chondritiques et mantelliques (~ 20) et un Mg\# variant de 34 à 62 (moyenne : 51; écart-type : 6) [$\text{Mg\#} = 100 \times (\text{MgO}_{\text{mol.}}/(\text{MgO}_{\text{mol.}} + \text{FeO}_{\text{mol.}}))$] (voir annexe D). Les teneurs en métaux de transition des gabbronorites varient de 15 à 394 ppm pour le Ni, de 30 à 382 ppm pour le Cr et de 40 à 109 ppm pour le Co (voir annexe B).

4.2.1.2 Éléments traces

Les gabbronorites du Matamec montrent des spectres enrichis en TR légères et appauvris en TR lourdes (figure 15A). Les spectres sont fortement fractionnés [$(\text{La}/\text{Yb})_{\text{Nc}} = 2$ - 8 ; Nc = normalisation aux chondrites de type C1; Sun et McDonough, 1989] et fortement enrichis en TR légères [$(\text{La}/\text{Sm})_{\text{Nc}} = 1$ - 3] (figure 15A). Ces roches sont communément caractérisées par une anomalie moyennement négative en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.6$ - 1.1) [$\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_{\text{Nc}}/((\text{Sm}_{\text{Nc}} + \text{Gd}_{\text{Nc}})/2)$] (figure 15A). Le degré de fractionnement des TR lourdes est moyen [$(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{Nc}} = 1$ - 3] (figure 15A).

Sur un diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif terrestre (Nm = normalisation au manteau primitif; Sun et McDonough, 1989), les abondances en U, La, Ce, Nd,

Sm, Hf, Eu, Tb, Yb et Lu sont relativement colinéaires (figure 15B). Les gabbronorites montrent de fortes concentrations normalisées en éléments hautement incompatibles (Cs, Rb, Ba, Th, U, K, La, Ce) (figure 15B). Dans l'ensemble, les spectres sont enrichis en éléments à grand rayon ionique (LILE) et appauvris en éléments à fort champ ionique (HFSE) (figure 15B). Le Rb, le Ba et le K montrent des concentrations normalisées relativement élevées (figure 15B). Le Sr montre systématiquement une anomalie négative (figure 15B). Les concentrations en P varient communément d'un spectre plat à des spectres montrant des anomalies fortement positives (figure 15B). Notons que l'enrichissement en P est couplé à une proportion modale plus importante en apatite. Le Th et l'U montrent des anomalies faiblement à moyennement négatives (figure 15B). Les faibles abondances normalisées en HFSE se répercutent par des anomalies négatives systématiques pour le Nb-Ta et par des anomalies négatives pour le Ti (figure 15B). Le Zr et le Hf montrent des abondances normalisées élevées, mais parfois variables (figure 15B).

4.2.2 Roches felsiques et hybrides

4.2.2.1 Éléments majeurs

Les teneurs en TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O et P_2O_5 des roches felsiques et hybrides (monzonites quartzifères, granites, granites à feldspath alcalin, monzodiorites et monzodiorites quartzifères) sont très similaires. Elles varient de 0 à 3 % poids TiO_2 , de 10 à 15 % poids Al_2O_3 , de 2 à 4 % poids Na_2O , de 1 à 7 % poids K_2O et de 0 à 1 % poids P_2O_5 (voir annexe B). Les teneurs en SiO_2 des roches felsiques varient de 66 à 79 % poids, alors que celles des roches hybrides varient de 52 à 69 % poids (voir annexe B). Finalement, les teneurs en CaO des roches felsiques varient de 0 à 4 % poids, alors que celles des roches hybrides varient de 3 à 7 % poids (voir annexe B).

4.2.2.2 Éléments traces

Les spectres en TR des roches felsiques (monzonites quartzifères, granites et granites à feldspath alcalin) sont dans l'ensemble fortement fractionnés $[(\text{La}/\text{Yb})_{\text{Nc}} = 4-12]$ et fortement enrichis en TR légères $[(\text{La}/\text{Sm})_{\text{Nc}} = 2-5]$ (figure 15C). Les granites à feldspath alcalin (98-

0075A, 98-3100E et 98-3146A) et certains granites *sensu stricto* (96-2629A1) sont plus fractionnés [voir $(La/Yb)_{Nc} = 21-51$] et plus enrichis en TR légères [voir $(La/Sm)_{Nc} = 6-25$]. Les TR lourdes sont moyennement fractionnées [$(Gd/Yb)_{Nc} = 1-3$]. Les roches felsiques montrent une anomalie variable en Eu (figure 15C).

Les spectres en TR des roches hybrides (monzodiorites et monzodiorites quartzifères) sont fortement fractionnés [$(La/Yb)_{Nc} = 4-8$] et enrichis en TR légères [$(La/Sm)_{Nc} = 1-3$] (figure 15E). Les TR lourdes sont moyennement à fortement fractionnées [$(Gd/Yb)_{Nc} = 2-3$] (figure 15E). Les roches hybrides montrent une anomalie négative bien définie en Eu ($Eu/Eu^* = 0.5-0.8$) (figure 15E).

Sur les diagrammes multi-éléments, les roches felsiques et hybrides montrent des abondances en Rb, Ba, La, Ce, Nd, Sm, Zr, Hf, Tb, Y, Yb et Lu relativement colinéaires (figures 15D et F). Ces roches sont systématiquement caractérisées par des anomalies négatives en Nb-Ta, en Ti et en Sr et par une anomalie moyennement à fortement positive en K (figures 15D et F).

4.2.3 Enclaves gabbronoritiques et dykes mafiques à intermédiaires

4.2.3.1 Éléments majeurs et mineurs

La composition en éléments majeurs des enclaves de gabbronorite et des dykes mafiques à intermédiaires (diorite, gabbronorite et gabbronorite à olivine) est très similaire. Les teneurs en SiO_2 varient de 47 à 56 % poids, celles en TiO_2 de 1 à 3 % poids, celles en Al_2O_3 de 14 à 16 % poids, celles en FeOt de 9 à 13 % poids, celles en MgO de 6 à 7 % poids, celles en Na_2O de 2 à 3 % poids et celles en P_2O_5 de 0 à 1 % poids (voir annexe B). Le rapport Al_2O_3/TiO_2 varie de 6 à 13 et le Mg# de 46 à 57 (voir annexe D). Les teneurs en métaux de transition sont contenues entre 42 et 80 ppm pour le Ni et entre 37 et 176 ppm pour le Cr (voir annexe B). Les faibles valeurs des rapports Al_2O_3/TiO_2 et Mg#, ainsi que les faibles teneurs en métaux de transition, indiquent que les magmas précurseurs de ces roches ont subi un degré élevé de différenciation magmatique et qu'ils ne représentent pas un magma primitif (Wilson, 1989). La teneur en MgO (13 % poids), le Mg# (67) et les teneurs en métaux de transition (401 ppm de Ni et 803 ppm de Cr) du dyke de gabbronorite à olivine (98-0102H) sont plus élevées que pour les autres dykes, ainsi que pour

l'ensemble des enclaves de gabbronorite (voir annexes B et D). Cet enrichissement en MgO et en éléments de transition traduit probablement la nature cumulative de cette roche.

4.2.3.2 Éléments traces

Les enclaves et les dykes montrent des spectres en TR fortement fractionnés [$(La/Yb)_{Nc} = 3-6$; $(La/Sm)_{Nc} = 1-3$] (figures 16A et C). L'anomalie en Eu est variable dans les dykes et légèrement négative dans les enclaves. Les TR lourdes sont moyennement fractionnées dans les deux types de roche [$(Gd/Yb)_{Nc} = 1-3$] (figures 16A et C).

Les diagrammes multi-éléments montrent des anomalies négatives en Nb-Ta et en Sr (figures 16B et D). En général, les échantillons appauvris en Sr semblent correspondre aux échantillons marqués par une anomalie négative en Eu. Les anomalies en Nb-Ta et en Sr sont systématiques pour les enclaves, mais variables dans le cas des dykes (figures 16B et D). Des anomalies en P et en K sont également observées et varient de faiblement à fortement positives (figures 16B et D).

4.3 Discrimination tectono-magmatique

4.3.1 Utilisation de diagrammes de discrimination tectono-magmatique

La géochimie des magmas basaltiques juvéniles, donc non contaminés par la croûte continentale, dépend fondamentalement de la composition chimique et minéralogique, des hétérogénéités, ainsi que du type, de la profondeur et du degré de fusion partielle des péridotites mantelliques (*ibid*; Dudás, 1992; Arndt *et al.*, 1993; Rollinson, 1993; Baker *et al.*, 1997). Différents processus pétrogénétiques peuvent toutefois modifier la composition de ces magmas lors de leur ascension ou de leur mise en place dans des réservoirs magmatiques, tels la contamination crustale, le mélange magmatique, la cristallisation fractionnée ou l'interaction de plusieurs de ces processus (voir Dupuy et Dostal, 1984; Wilson, 1989; Lipman et Glazner, 1991; Dudás, 1992; Arndt *et al.*, 1993; Rollinson, 1993; Baker *et al.*, 1997; Morris et Hooper, 1997; Elburg et Foden, 1999).

La majorité de ces processus pétrogénétiques peuvent intervenir dans plusieurs environnements tectoniques et par conséquent, la signature géochimique des magmas et des roches intrusives mafiques ne procure pas de solution unique pour discriminer les environnements tectoniques de mise en place des roches ignées (Arculus, 1987; Sylvester, 1989; Wilson, 1989; Dudás, 1992; Rollinson, 1993; Elburg et Foden, 1999). De nombreuses études ont démontré que certaines caractéristiques géochimiques des basaltes de plateaux continentaux (*e.g.*, anomalies en HFSE-TR) peuvent être associées autant à des environnements tectoniques intra-plaques qu'à des environnements de subduction (voir Wilson, 1989; Dudás, 1992). En fait, ces signatures géochimiques reflètent davantage la nature de la source des magmas et des processus pétrogénétiques impliqués dans leur évolution, que l'environnement tectonique de leur formation (Arculus, 1987; Sylvester, 1989; Wilson, 1989; Dudás, 1992; Rollinson, 1993; Elburg et Foden, 1999). Toutefois, en utilisant les diagrammes de discrimination tectonique, la véritable signature recherchée en est une de source et non de processus de différenciation magmatique (Smith et Holm, 1990; Dudás, 1992; Rollinson, 1993; Elburg et Foden, 1999). Ainsi, une tentative de reconstitution de l'environnement tectono-magmatique des unités intrusives du Complexe de Matamec est envisageable dans le cas où certains points peuvent être vérifiés :

- la composition des échantillons doit se rapprocher de celle de roches volcaniques aphyriques (liquides basaltiques), qui ont servi à l'élaboration de ces diagrammes;
- la ségrégation des minéraux accessoires riches en Zr (zircon) et TR (*e.g.*, apatite, titanite et monazite) ne doit pas avoir modifié la signature géochimique primaire des roches intrusives;
- le fractionnement des éléments traces (*e.g.*, HFSE : Ti, Zr, Hf, Nb, Ta et Y) ne doit pas être contrôlé par des processus de contamination crustale ou de mélange magmatique (voir Arculus, 1987; Winchester *et al.*, 1992; Rollinson, 1993).

Le positionnement des échantillons sur le diagramme Al_2O_3 - TiO_2 suggère que la composition des gabbronorites se rapproche de celle de roches volcaniques aphyriques (*i.e.*, sans accumulation significative de plagioclase ou de minéraux ferromagnésiens) (figure 20A). Bien que les gabbronorites représentent une unité intrusive, plusieurs observations de terrain et certains critères texturaux viennent appuyer cette interprétation. Les caractéristiques pétrographiques compatibles avec une cristallisation *in situ* du magma gabbronoritique sont :

- l'orientation aléatoire des bâtonnets de plagioclase (figures 10A à E et 13A à D);
- la distribution homogène des minéraux leuco- et mélanocrates (figures 4A et B, 10 et 13D);

Figure 20. A-B Diagrammes permettant l'identification d'échantillons possiblement cumulatifs ou altérés.

A Diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$ comportant un champ pour les basaltes non cumulatifs. L'encadré constitue un champ pour les basaltes subcalcaires non cumulatifs, le vecteur 1, la direction de cumulation du plagioclase (Pg) et le vecteur 2, la direction de cumulation de l'olivine (Ov) et du clinopyroxène (Cx). Les échantillons situés à l'extérieur du champ des magmas aphyriques de ce diagramme pourraient être cumulatifs et ne sont pas considérés dans l'étude de discrimination tectono-magmatique.

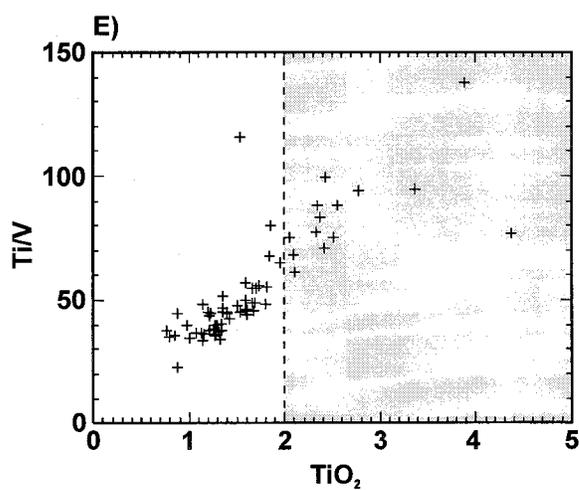
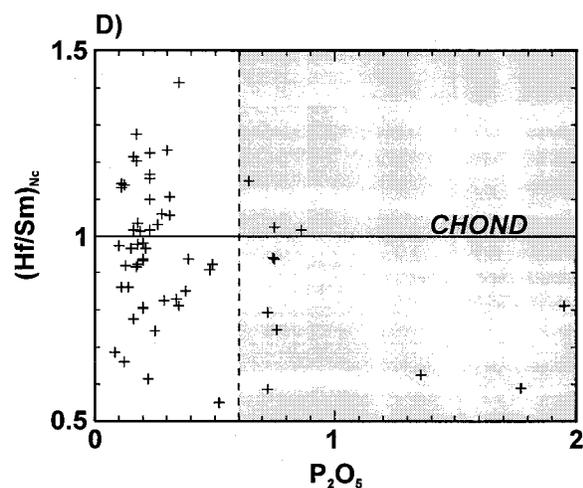
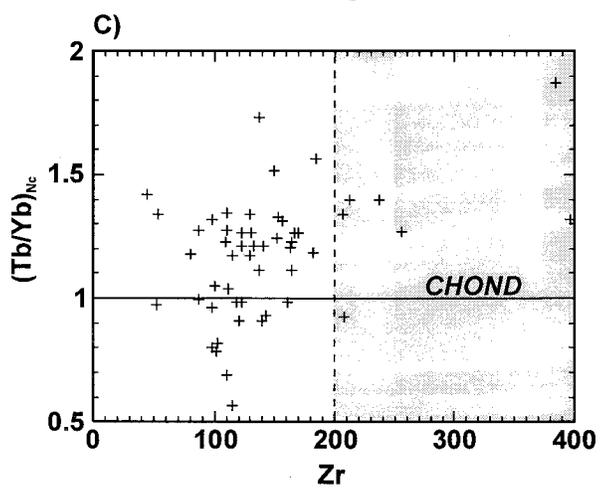
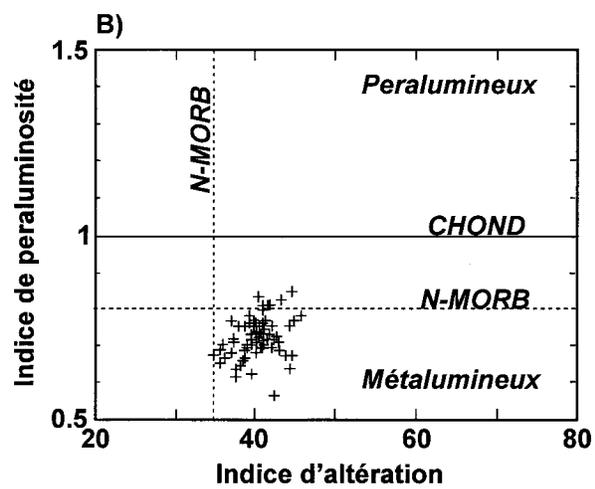
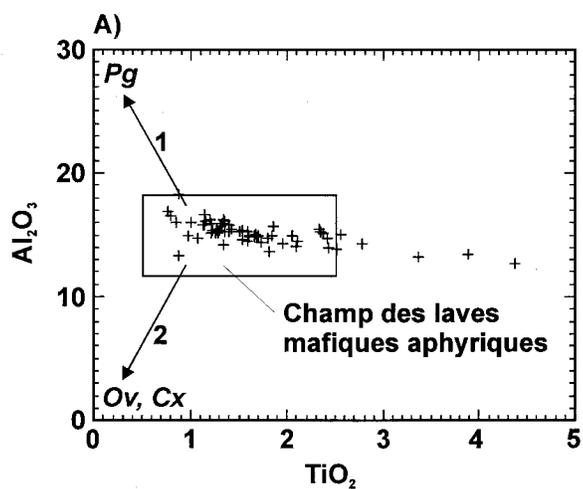
B Diagramme de l'indice de peraluminosité (P.I.) en fonction de l'indice d'altération (A.I.), définie par Hashigushi *et al.* (1983). $\text{A.I.} = [(\text{MgO} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO})] \times 100$. $\text{P.I.} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ (moléculaire). Sur ce diagramme, les MORB non altérés ont des valeurs près de A.I. = 35 et P.I. = 0.80.

C-E Diagrammes binaires permettant d'évaluer la présence d'échantillons susceptibles de contenir de fortes proportions en minéraux accessoires (*e.g.*, zircon, apatite) ou en titane. Les échantillons situés dans les zones grises contiennent des concentrations supérieures à 200 ppm de Zr, à 0.6 % poids de P_2O_5 et à 2 % poids de TiO_2 . Ces échantillons ont été éliminés de l'étude de discrimination tectono-magmatique. Gabbronorites du Complexe de Matamec.

C Diagramme $(\text{Tb}/\text{Yb})_{\text{Nc}}$ vs Zr.

D Diagramme $(\text{Hf}/\text{Sm})_{\text{Nc}}$ vs P_2O_5 .

E Diagramme Ti/V vs TiO_2 .



- la préservation des textures ignées primaires (figures 7C à G, 8A, 10 et 13);
- le caractère massif et homogène de la roche et l'absence de textures cumulatives (*e.g.*, absence de litage, de rubannement magmatique, de glomérocristes, de ségrégation de cristaux) (figures 4A, B, 10A à E et 13);
- les indices d'une cristallisation rapide, d'un taux de nucléation élevé et d'un taux de croissance faible des cristaux dans le magma gabbronoritique [*e.g.*, granulométrie homogène fine à moyenne (figures 4A, B, 10 et 13), forme aciculaire de l'apatite, présence de bordures de trempe dans certaines enclaves magmatiques gabbronoritiques (figures 6A et 8A à E)].

La présence de phénocristaux (essentiellement de plagioclase) est très rare (figures 10E et 13A à C) et les observations de poches leucogabbroïques pouvant traduire la présence de filtrage par pression d'un cumulat sont également très sporadiques (figure 4A). Enfin, l'anomalie négative en Eu et les faibles abondances normalisées en Sr caractérisant les spectres des gabbronorites (figure 15A) suggèrent l'absence de plagioclase cumulatif. L'ensemble de ces observations est compatible avec l'interprétation que la composition des gabbronorites tend vers celle d'un magma relativement aphyrique. En raison des processus de mélange magmatique et d'une possible contamination crustale, les échantillons de gabbronorites à caractère hybride (98-0222A, 98-0254A), qui contiennent du quartz (<1 vol.%) et du feldspath potassique (<5 vol.%), ont été éliminés de l'étude de discrimination tectono-magmatique. Les échantillons situés à l'extérieur du champ des magmas aphyriques du diagramme Al_2O_3 - TiO_2 (96-1164A, 96-2672A, 98-1347A, 98-1390A, 98-3113A et 98-8081A) pourraient être cumulatifs et ne seront pas considérés dans l'étude de discrimination tectono-magmatique (figure 20A).

La figure 20B met en relation les indices d'altération et de peraluminosité des gabbronorites. Sur ce diagramme, les gabbronorites montrent des indices de peraluminosité inférieurs à l'unité et forment un regroupement en périphérie de la zone correspondant aux MORB (basaltes de fond océanique associés aux rides médio-océaniques) non altérés (A.I. = 35 ± 10 et P.I. = 0.80) (Hashigushi *et al.*, 1983; LaFlèche *et al.*, 1992) (figure 20B). Ce diagramme suggère que les gabbronorites n'ont pas été affectés par des processus secondaires d'altération ayant pu modifier leur signature géochimique primaire (figure 20B).

Dans le but de minimiser l'incorporation d'échantillons de gabbronorites ayant subi du fractionnement en TR et en HFSE, nous avons également éliminé les échantillons susceptibles de contenir de fortes proportions de minéraux accessoires (*e.g.*, zircon et apatite). Par exemple, une

accumulation d'apatite (phase enrichie en TR légères et intermédiaires et appauvrie en HFSE) peut fortement diminuer le rapport $(\text{Hf}/\text{Sm})_{\text{Nc}}$, alors qu'une accumulation de zircon (phase très enrichie en TR lourdes) a tendance à fortement diminuer le rapport $(\text{Tb}/\text{Yb})_{\text{Nc}}$. Les fortes teneurs en TiO_2 observées dans les gabbronorites (jusqu'à 4 % poids; voir annexe B) ont pour conséquence des valeurs faibles du rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (de 3 à 22; voir annexe D) et pourraient indiquer une accumulation de phases riches en Ti (e.g., titanomagnétite). Les grandes variations observées sur les diagrammes $(\text{Tb}/\text{Yb})_{\text{Nc}}$ vs Zr, $(\text{Hf}/\text{Sm})_{\text{Nc}}$ vs P_2O_5 et Ti/V vs TiO_2 justifient l'élimination des échantillons contenant des concentrations supérieures à 200 ppm de Zr (96-2672A, 98-0238, 98-3055A, 98-3113A, 98-3134B, 98-6046A et 98-8069A), à 0.6 % poids de P_2O_5 (96-2672A, 98-1347A, 98-1390A, 98-2224A, 98-3055A, 98-3113A, 98-3174B, 98-6046A, 98-7098A, 98-8069A et 98-8081A) et à 2 % poids de TiO_2 (96-2672A, 98-1321A, 98-1347A, 98-1390A, 98-2120B, 98-2224A, 98-2423A2, 98-3113A, 98-6046A, 98-6070A, 98-7098A, 98-8069A, 98-8081A et 98-8283A) (voir annexe B) (figures 20C à E).

Les diagrammes de discrimination tectono-magmatique relativement récents [e.g., La-Y-Nb (Cabanis et Lecolle, 1989), Zr-Nb-Y (Meschede, 1986), MnO-TiO₂-P₂O₅ (Mullen, 1983), Ti-Zr, Ti/Y vs Nb/Y, Cr-Y, Cr vs Ce/Sr et Ce/Yb vs Ta/Yb (Pearce, 1982), Ti-V (Shervais, 1982), Th-Hf-Nb (Ta) (Wood, 1980), Zr/Y vs Zr (Pearce et Norry, 1979)] reflètent généralement une meilleure compréhension des processus géochimiques et des divers environnements tectoniques à discriminer et sont donc mieux adaptés que les diagrammes publiés antérieurement dans la littérature scientifique [e.g., Ti-Zr-Y, Ti-Zr-Sr et Ti-Zr (Pearce et Cann, 1973), Ti-Cr (Pearce, 1975), TiO₂-K₂O-P₂O₅ (Pearce *et al.*, 1975), TiO₂ vs Y/Nb (Floyd et Winchester, 1975), MgO-FeO-Al₂O₃ (Pearce *et al.*, 1977)] (Rollinson, 1993). Par exemple, les basaltes de plateaux continentaux (e.g., tholéiites continentales) ne sont pas représentés sur le diagramme Ti-Zr-Y de Pearce et Cann (1973) et ne peuvent donc pas être identifiés en utilisant ce type de diagramme (Floyd et Winchester, 1975; Holm, 1982; Meschede, 1986; Duncan, 1987; Wilson, 1989; Rollinson, 1993). À l'opposé, le diagramme Zr-Nb-Y de Meschede (1986) comporte un champ pour les basaltes intra-plaques (WPB), qui permet de les différencier des N-MORB. De plus, les diagrammes récents permettent, contrairement aux diagrammes antérieurs, de différencier différents types de MORB (N-MORB et E-MORB) (Meschede, 1986; Rollinson, 1993).

4.3.2 Signature géochimique des gabbronorites

Les principales signatures tectono-magmatiques observées sont : une signature continentale ou de basaltes intra-plaques (figure 17) et une signature d'arc volcanique (figure 18).

Les échantillons de gabbronorites se projettent dans le champ des basaltes intra-plaques sur plusieurs diagrammes de discrimination tectono-magmatique (Cr-Y, Cr vs Ce/Sr, Ti-Zr et Zr/Y vs Zr) (figure 17). Les échantillons de gabbronorites chevauchent les champs des MORB et des basaltes intra-plaques sur les diagrammes Cr-Y et Cr vs Ce/Sr (figures 17A et B). Certains échantillons tombent à la limite entre le champ des MORB et celui des basaltes intra-plaques sur les diagrammes Ti-Zr et Zr/Y vs Zr (figures 17C et D).

Sur certains diagrammes de discrimination (Th-Hf-Ta, La-Y-Nb et Zr-Nb-Y), les échantillons de gabbronorites ont tendance à se projeter à l'intérieur du champ des basaltes d'arc volcanique (VAB) (figures 18A et B) ou à la limite entre les champs des VAB et des basaltes continentaux (figure 18C).

4.3.3 Environnement tectono-magmatique de mise en place des gabbronorites

L'enrichissement très important en TR légères (figure 15A) et en éléments fortement incompatibles (Cs, Rb, Ba, Th, U, K) (figure 15B) comparativement à une signature appauvrie de type MORB (figure 21), la présence de fortes anomalies négatives en Nb-Ta (figure 15B), l'appauvrissement en TR lourdes (fractionnement du rapport Gd/Yb) (figure 15A), les fortes teneurs en SiO₂ (45-54 % poids; voir annexe B), ainsi que le caractère différencié (faibles valeurs du Mg# : 34-62; voir annexe D) des gabbronorites du Matamec, sont des caractéristiques géochimiques importantes qui s'apparentent à celles des tholéiites continentales intra-plaques (voir Dupuy et Dostal, 1984; Arndt et Christensen, 1992) (figure 21). À titre de comparaison, les tholéiites continentales montrent communément des teneurs en SiO₂ comprises dans l'intervalle ~47 à 55 % poids et un Mg# entre ~35 et 60 (voir Wilson, 1989; Arndt *et al.*, 1993; Boillot et Coulon, 1998). Les anomalies négatives en Nb-Ta sont notamment très caractéristiques de nombreux basaltes de plateaux continentaux. La similarité des signatures géochimiques des gabbronorites du Matamec et des tholéiites continentales intra-plaques (figure 21) est compatible

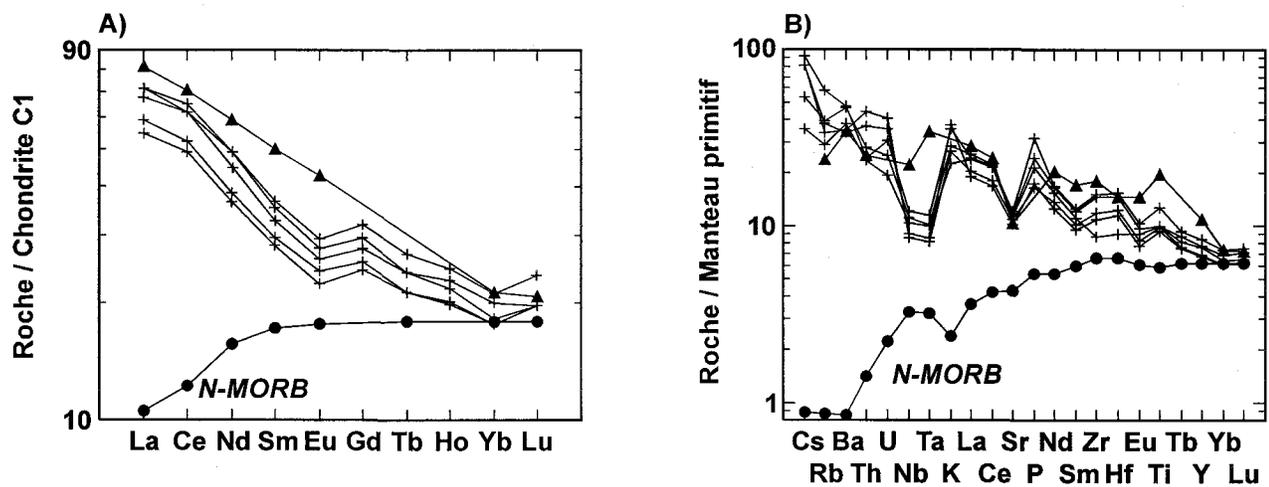


Figure 21. Diagrammes de comparaison entre la signature en éléments traces des gabbronorites du Complexe de Matamec (+) et les signatures des MORB (●) (Sun et McDonough, 1989) et des basaltes continentaux de Deccan (▲) (Thompson *et al.*, 1983).

A Spectres en TR normalisés aux chondrites de type C1 (Sun et McDonough, 1989).

B Diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989). La signature géochimique des gabbronorites du Matamec s'apparentent à celle des basaltes continentaux de Deccan.

avec la signature intra-plaque des gabbronorites du Matamec observée sur les diagrammes Cr-Y, Cr vs Ce/Sr, Ti-Zr et Zr/Y vs Zr (figure 17).

L'enrichissement en LILE, ainsi que les anomalies négatives en certains HFSE et plus spécifiquement en Nb-Ta par rapport aux TR légères (figure 15B), pourraient aussi suggérer une composante d'arc dans la source ou l'environnement de formation des gabbronorites (voir Menzies et Kyle, 1990; Winchester *et al.*, 1992; Brandon et Goles, 1995; Pearce, 1996). Cette hypothèse serait compatible avec la signature d'arc volcanique suggérée par les diagrammes Th-Hf-Ta, La-Y-Nb et Zr-Nb-Y (figure 18). Il faut cependant souligner que les caractéristiques géochimiques relatives aux magmas d'arc peuvent également caractériser des magmas issus de plusieurs environnements, puisque la source des basaltes d'arc volcanique semble pouvoir persister longtemps sous la croûte continentale, suite au retrait de la zone de subduction (voir Dudás, 1992). Dans un contexte de subduction, le recyclage de matériel dans le manteau est un processus impliquant un mélange prolongé de réservoirs géochimiques majeurs. Ainsi, plusieurs caractéristiques géochimiques observées dans des basaltes d'arc volcanique peuvent être reproduites lors de la genèse de basaltes de plateaux continentaux (voir Arculus, 1987; Wilson, 1989; Dudás, 1992). Par exemple, la signature d'arc volcanique et les caractéristiques géochimiques énumérées précédemment pourraient résulter d'une contamination crustale par assimilation de roches granitiques ou métasédimentaires. L'enrichissement en éléments incompatibles et les anomalies négatives en Nb-Ta caractérisent également la composition de la croûte continentale et pourraient ainsi être attribuées à de la contamination crustale (Dupuy et Dostal, 1984; Holm, 1985; Hergt *et al.*, 1989; Wilson, 1989; Menzies et Kyle, 1990; Arndt et Christensen, 1992; Arndt *et al.*, 1993; Lightfoot *et al.*, 1993). Notons que cette contamination pourrait également résulter de l'interaction de magmas avec le manteau lithosphérique sous-continental (voir Kelemen *et al.*, 1990; Gallagher et Hawkesworth, 1992; Boillot et Coulon, 1998). Sur le diagramme de discrimination Th-Hf-Ta de Wood (1980), les échantillons tendent fortement vers le pôle du Th, témoignant d'un enrichissement des gabbronorites en cet élément (figure 18A). L'enrichissement en Th et le positionnement dans le champ des roches volcaniques d'arc observés sur ce diagramme pourraient suggérer une contamination des magmas gabbronoritiques par des gneiss felsiques enrichis en Th ou une felsification par mélange magmatique. Ces processus de contamination et de mélange de magmas mafiques-felsiques pourraient être à l'origine de la variabilité et/ou de l'enrichissement de certains éléments (*e.g.*, Zr,

K, Th et TR légères) (figures 15A et B) et de la tendance des gabbronorites à adopter une signature continentale sur certains diagrammes (figure 17). Des traces de zircon idiomorphes sont d'ailleurs localement observées en inclusion dans la biotite, l'amphibole ou les pyroxènes de quelques gabbronorites et appuient l'hypothèse d'une contamination crustale. De plus, les travaux de Nabil *et al.* (en préparation) tendent également à confirmer cette hypothèse en démontrant, par modélisation de type ACF (processus simultané de cristallisation et d'assimilation; voir DePaolo, 1981), qu'un taux de contamination de 15 % pourrait expliquer la composition du dyke gabbronoritique du lac Volant.

Dans ce mémoire, nous interprétons les gabbronorites du Matamec comme étant des tholéiites continentales. Leur origine demeure toutefois incertaine; les trois intervenants possibles lors de leur formation étant un panache mantellique, le manteau lithosphérique continental ou la croûte continentale. Ces réservoirs agissent soit en tant que source principale des magmas basaltiques, soit en tant que source de contamination possible (Arndt *et al.*, 1993; Boillot et Coulon, 1998) (figure 22).

4.3.4 Signature géochimique des roches felsiques et hybrides

Les principales signatures mises en évidence par l'approche de discrimination tectono-magmatique des roches felsiques et hybrides sont : une signature d'arc volcanique et une signature de granitoïdes de type intra-plaque (figure 19).

Les roches felsiques et hybrides du Matamec se positionnent à l'intérieur du champ des granitoïdes d'arc insulaire volcanique sur le diagramme de discrimination Hf-Rb/10-Ta de Harris *et al.* (1986) (figure 19A). Sur le diagramme de discrimination Rb vs Y+Nb de Pearce *et al.* (1984), les échantillons se projettent à la limite entre les champs des granitoïdes d'arc volcanique et intra-plaques, la majorité étant dans le champ des granitoïdes intra-plaques (figure 19B).

Sur le diagramme $100 \times [(MgO+FeOt+TiO_2)/SiO_2]$ vs $(Al_2O_3+CaO)/(FeOt+Na_2O+K_2O)$ de Sylvester (1989), les roches felsiques et hybrides se positionnent principalement dans le champ des granites alcalins post-collisionnels (figure 19C). Notons que le terme «granites alcalins» est communément utilisé par certains auteurs (voir Sylvester, 1989; Rogers et Greenberg, 1990) pour désigner les granites *sensu stricto*, ainsi que les granites à feldspath alcalin de la classification IUGS de Streckeisen (1976). Les granites alcalins post-collisionnels de

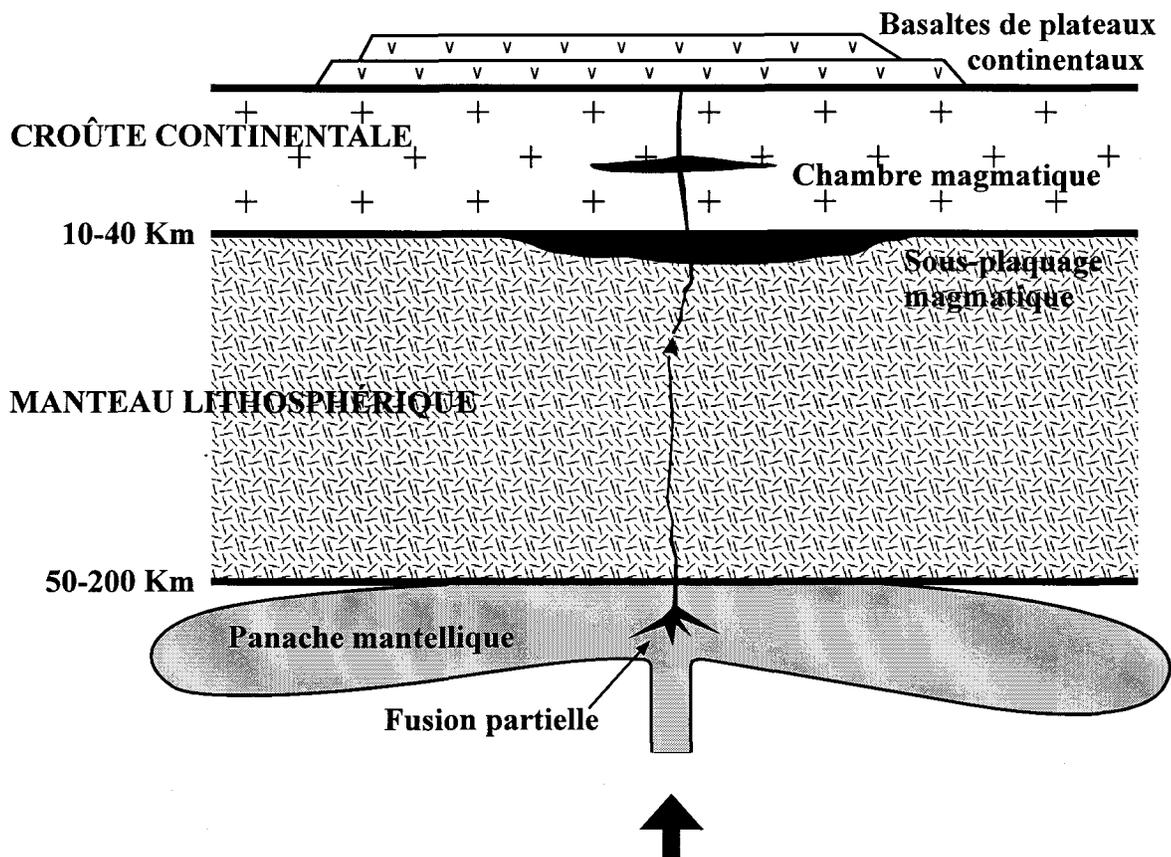


Figure 22. Modèle simplifié de formation des basaltes de plateaux continentaux (d'après Arndt *et al.*, 1993). Les 3 réservoirs géochimiques impliqués sont : un panache mantellique, le manteau lithosphérique continental et la croûte continentale. Ces réservoirs agissent soit en tant que source principale des magmas basaltiques, soit en tant que source de contamination possible.

Sylvester (1989) incluent des granites de type-A (anorogéniques) et des granites calco-alcalins fortement fractionnés. Le diagramme $Zr+Nb+Ce+Y$ vs $FeOt/MgO$ de Whalen *et al.* (1987) (figure 19D) constitue un complément au diagramme de Sylvester (1989) en permettant de différencier ces deux types de granites. La majorité des échantillons de roches felsiques et hybrides du Matamec sont de type-A sur le diagramme de Whalen *et al.* (1987) (figure 19D). Ce type de granite est communément associé aux environnements tectoniques post-collisionnels et anorogéniques (intra-plaques) (*e.g.*, les rifts) (Sylvester, 1989; Harrinson *et al.*, 1990; Rogers et Greenberg, 1990; Patiño Douce, 1997; Bettencourt *et al.*, 1999; Dall'Agnol *et al.*, 1999; Persson, 1999).

4.3.5 Environnement tectono-magmatique de mise en place des roches felsiques et hybrides

La signature d'arc volcanique observée sur le diagramme Hf-Rb-Ta (figure 19A) reflète la présence d'anomalies négatives en Nb-Ta et en d'autres HFSE (*e.g.*, le Ti) observées sur les diagrammes multi-éléments (figures 15D et F).

Les granites d'arc insulaire volcanique montrent toutefois plusieurs affinités avec les granites de type-A (Sylvester, 1989). Cette notion est compatible avec la signature bimodale des granitoïdes d'arc volcanique et des granitoïdes intra-plaques observée sur le diagramme Rb vs $Y+Nb$ (figure 19B). La source des magmas d'arc volcanique semble pouvoir persister longtemps sous la croûte continentale, suite au retrait de la zone de subduction et pourrait ainsi être impliquée dans la production de granites issus d'autres environnements, tel des granites de type-A, expliquant les affinités entre ces deux types de granites (voir Sylvester, 1989; Dudás, 1992). Des signatures de granites alcalins post-collisionnels et de granites de type-A sont d'ailleurs observées sur certains diagrammes [$100 \times ((MgO+FeOt+TiO_2)/SiO_2)$ vs $(Al_2O_3+CaO)/(FeOt+Na_2O+K_2O)$] et $Zr+Nb+Ce+Y$ vs $FeOt/MgO$] (figures 19C et D).

Dans ce rapport, nous interprétons les granitoïdes du Complexe de Matamec comme des granitoïdes subalcalins, métalumineux et de type-A. Ils pourraient constituer un équivalent des batholites protérozoïques de granite rapakivi subalcalin et de type-A communément associés à un sous-plaquage magmatique (voir Harrinson *et al.*, 1990; Patiño Douce, 1997; Alviola *et al.*, 1999; Bettencourt *et al.*, 1999; Dall'Agnol *et al.*, 1999; Eklund et Shebanov, 1999; Haapala et Rämö, 1999; Persson, 1999).

CHAPITRE V – DISCUSSION

5.1 Contexte plutonique des suites intrusives mafiques et felsiques

Plusieurs observations laissent supposer une mise en place polyphasée du Complexe de Matamec, par injections et intrusions successives de magmas mafiques et felsiques. Ceci est démontré : 1) par sa nature composite caractérisée par des intercalations de feuillets de monzonites et de gabbronorites (figure 3), 2) par la présence de dykes mafiques et d'enclaves mafiques subangulaires (solides et déjà cristallisées) à arrondies (magmatiques et contemporaines) dans les unités felsiques (figures 6A et B; photos 3 et 4 dans Gobeil *et al.*, 2000), 3) par les dykes et feuillets composites montrant des textures de mélange de magmas (figures 6A, 7 et 8) et 4) par la présence d'un court hiatus entre les différentes injections de magmas felsiques enregistré par les âges U–Pb (1377 ± 3 Ma, $1371 +7/-5$ Ma et 1371 ± 2 Ma). Lorsque les contacts des unités intrusives affleurent, ils sont francs et parallèles à la foliation des feuillets, aux contacts des dykes et aux zones de cisaillement (figure 2). Les dykes mafiques peuvent former des essaims localement bien développés parallèlement au grain structural de la monzonite (figure 6B). De plus, certains dykes renferment des lambeaux de roches encaissantes qui indiquent que les magmas ont probablement délaminé leur encaissant par propagation de dykes suivant un système de fractures parallèles aux épontes (figure 9A). Les fragments délaminés sont foliés, rectangulaires (à grands rapports de forme) et ne montrent aucune évidence de déformation subséquente (figure 9A). Ces relations s'apparentent à la structure même des grands feuillets de gabbronorites et de monzonites du Complexe et illustrent à plus grande échelle les relations inférées entre les gabbronorites généralement massifs (figures 4A, B, 10A à E et 13) et les monzonites communément foliés (figure 4D) (voir section 5.3). Ces observations suggèrent fortement que la mise en place sous forme de feuillets concordants est primaire et non le résultat d'une transposition tectonique. Ce mécanisme de mise en place implique que les unités hôtes aient déjà été cristallisées et déformées lors de l'intrusion et de la cristallisation des magmas tardifs (*e.g.*, les dykes).

Par contre, l'observation de zones de mélange de magmas indique que les magmas mafiques et felsiques sont contemporains et qu'ils ont pu cohabiter en tant que magmas dans certaines conditions. Les feuillets de roches mafiques dans ces zones sont soit massifs, présentant

alors des structures typiques de déposition (voir figures 7C à G, structures de flamme et de charge dans le feuillet supérieur de roches mafiques), soit foliés et présentant alors des fabriques d'écoulement (figures 7C, D, F, 8D et E) ou de plissement magmatique (figure 8H).

Le Matamec représente une intrusion composite en feuillets. Dépendant notamment du taux et de la vitesse de réapprovisionnement en magma du pluton, les feuillets se subdivisent en deux grands types. 1) Certains résultent de l'intrusion successive de magmas mafiques ou felsiques dans une phase intrusive précoce déjà cristallisée. Chaque feuillet nouvellement formé s'est solidifié avant d'être recoupé par les injections subséquentes. Ce type de mise en place est à l'origine des intrusions en feuillets au sens strict (voir section 5.1.1). 2) D'autres feuillets résultent de l'injection successive de magmas mafiques ou felsiques dans une phase précoce encore à l'état magmatique. Les complexes intrusifs présentant une stratification qui résulte d'injections mafiques dans une chambre magmatique granitique constituent des intrusions litées de type MASLI (*MAfic-Silicic Layered Intrusion*; Wiebe, 1994) (figure 23) (voir section 5.1.2).

5.1.1 Intrusions en feuillets

Les intrusions en feuillets documentées dans la littérature et formées dans des zones de failles sont composites, hétérogènes et constituées de feuillets individuellement homogènes, à contacts francs et d'épaisseur variant du centimètre au kilomètre. Des radeaux de roches encaissantes de puissance métrique à kilométrique sont fréquents entre les feuillets. Ces derniers présentent communément des apophyses et des contacts intrusifs les uns par rapport aux autres. On note communément la présence de sills et de dykes. Ces corps intrusifs présentent systématiquement une foliation qui résulte d'un écoulement magmatique de magmas visqueux riches en cristaux (McCaffrey, 1992; Corriveau *et al.*, 1998; Wiebe et Collins, 1998; Rivard *et al.*, 1999; Corriveau et van Breemen, 2000). Ils acquièrent aussi une structure tectonique à l'état solide par un processus de déformation progressive débutant à partir d'un pôle magmatique vers un pôle solide (voir Vignerresse *et al.*, 1996) (voir section 5.3).

La structure en feuillets résulte de l'injection de magmas 1) dans des discontinuités majeures préexistantes (*e.g.*, contacts lithologiques, failles, interface croûte-manteau, socle-séquence sédimentaire, transition fragile-ductile), 2) selon la gneissosité ou d'autres structures planaires fortement anisotropes ou 3) dans des failles, des zones de cisaillement ou des zones de

Figure 23. Modèle de formation des intrusions litées de type MASLI (**MA**fic-**Silicic Layered Intrusion**) (d'après Wiebe, 1994).

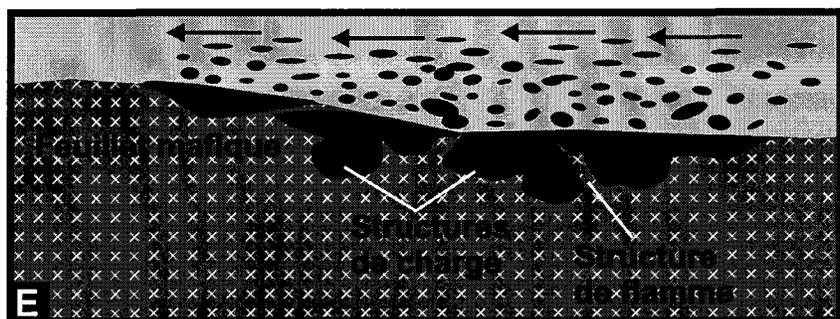
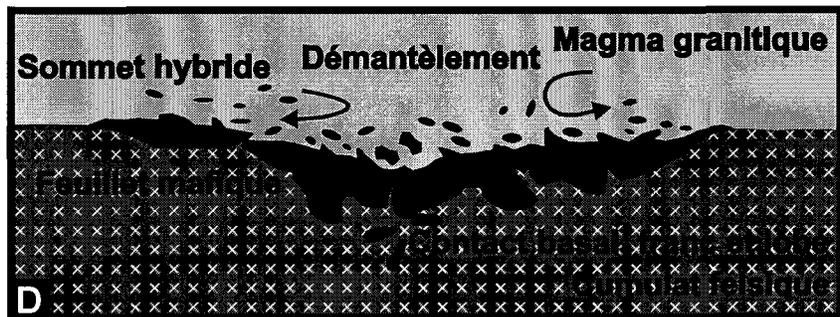
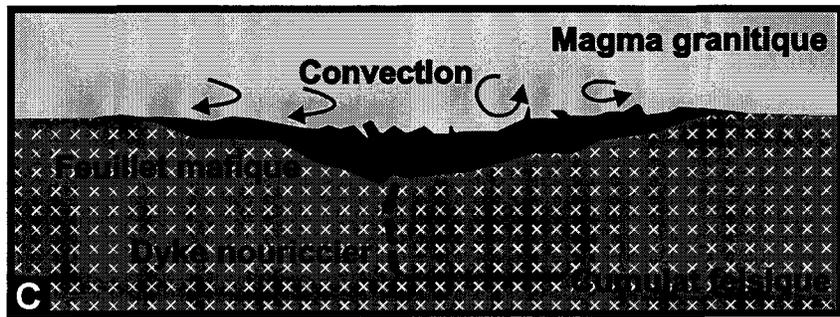
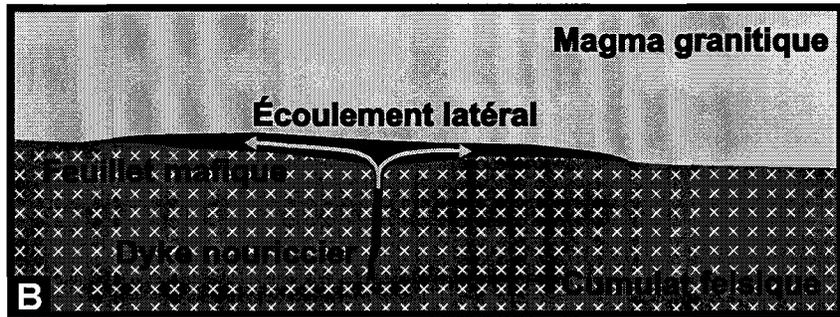
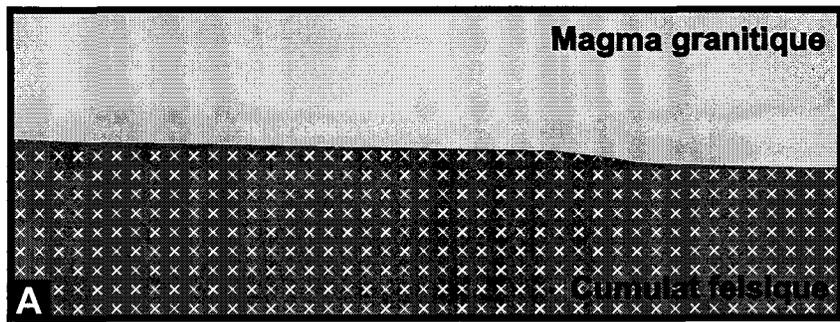
A Au cours de la cristallisation d'une chambre magmatique granitique, le matériel granitique se dépose sur le plancher de la chambre et forme graduellement une couche de cumulat/bouillie de cristaux.

B Injection de magma mafique dans la chambre magmatique granitique et formation de feuillets horizontaux de roches mafiques. En pénétrant la chambre magmatique granitique, le magma mafique peut poursuivre son ascension par propagation de dykes à travers la couche de cumulat felsique, dont la rhéologie est suffisamment compétente pour permettre la propagation de fractures (figure 20B). En atteignant une discontinuité rhéologique, en particulier l'interface entre la couche de cumulat et le magma felsique sus-jacent pauvre en cristaux, donc incapable de se fracturer, le magma mafique a tendance à s'étaler latéralement et à former des feuillets horizontaux de roches mafiques.

C Courants de convection dans la chambre magmatique. Dépendant notamment du taux de viscosité des magmas impliqués, l'injection d'un large volume de magma mafique dense et de haute température dans un magma felsique plus froid peut générer des courants de convection dans la chambre magmatique, ainsi qu'à l'intérieur des deux magmas.

D Démantèlement progressif du magma mafique et formation d'enclaves mafiques magmatiques. La convection provoque le démantèlement progressif du magma mafique, qui fige en formant des enclaves (coussins) mafiques cristallisant rapidement à partir du contact avec le magma felsique. L'atteinte d'un équilibre thermique est probablement favorisée par une convection intense, qui peut provoquer le démantèlement progressif du magma mafique et l'entraînement d'enclaves mafiques dans le magma felsique. Les feuillets de roches mafiques comportent un contact basal franc, bien qu'irrégulier ou lobé, et un contact supérieur graduel (sommets hybrides).

E Structures typiques de déposition du magma mafique dense dans le cumulat felsique sous-jacent : empreintes de charge et structures de flamme à la base du feuillet de roches mafiques. Entraînement d'enclaves mafiques dans le magma felsique par convection ou tout autre processus dynamique des magmas.



déformation ductile actives lors de la mise en place des magmas (Hutton, 1992; McCaffrey, 1992; Fowler, 1994; Speer *et al.*, 1994; Lucas et St-Onge, 1995; Tobisch et Cruden, 1995; Brown et Solar, 1998; Corriveau et Morin, 2000; Corriveau et van Breemen, 2000). Les feuillets peuvent se former à l'horizontale (*e.g.*, batholite de South Mountain, Benn *et al.*, 1999) ou à la verticale (*e.g.*, suite de Chevreuil, Corriveau et van Breemen, 2000), tant en régime d'extension (Parsons *et al.*, 1992), qu'en régime de compression (Lucas et St-Onge, 1995; Benn *et al.*, 1999) ou en régime de transpression (McCaffrey, 1992). En régime compressif, lorsque la pression du magma est forte, du magma peut même s'injecter suivant les plans de la foliation, de la gneissosité et des contacts de l'encaissant perpendiculairement à la direction du raccourcissement (Lucas et St-Onge, 1995). Des magmas soumis au même système de contraintes, mais à de faibles pressions magmatiques, se mettent en place à angle par rapport à la direction de raccourcissement, le long de plans de cisaillement conjugués ou de fractures d'extension. Ainsi, une structure en feuillets et une orientation spécifique de ces derniers ne sont pas nécessairement diagnostiques d'un environnement tectonique particulier et d'une orientation unique des contraintes.

5.1.2 Intrusions litées mafiques-felsiques de type MASLI

Les chambres magmatiques granitiques de forme tabulaire et de niveau mésozonal se construisent préférentiellement à la faveur de discontinuités crustales importantes, comme des fractures, des anciens conduits magmatiques ou des contacts lithologiques dans la croûte moyenne à supérieure ou à l'interface croûte-manteau, lors d'un sous-plaquage magmatique. Elles se forment par injections répétées de magmas granitiques pauvres en cristaux (Wiebe et Collins, 1998). La chambre prend de l'expansion suite à l'injection successive de magmas : cette expansion se traduit par le soulèvement du toit ou l'effondrement du plancher (figure 24). Au cours de la cristallisation, le matériel granitique se dépose sur le plancher de la chambre et forme graduellement une couche de cumulat ou «bouillie» de cristaux (figure 23A). Lorsqu'il y a injection de magma mafique à l'intérieur d'un magma felsique et de ses cumulats, ce type de chambre magmatique peut générer des intrusions litées mafiques-felsiques qui peuvent s'apparenter aux intrusions en feuillets (figure 23B). En pénétrant la chambre magmatique granitique, le magma mafique peut poursuivre son ascension par propagation de dykes à travers

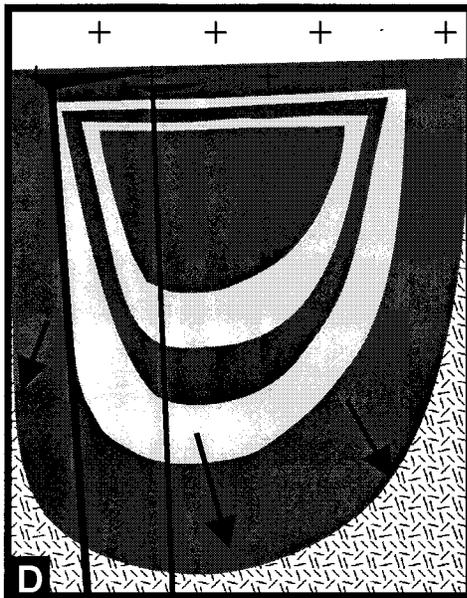
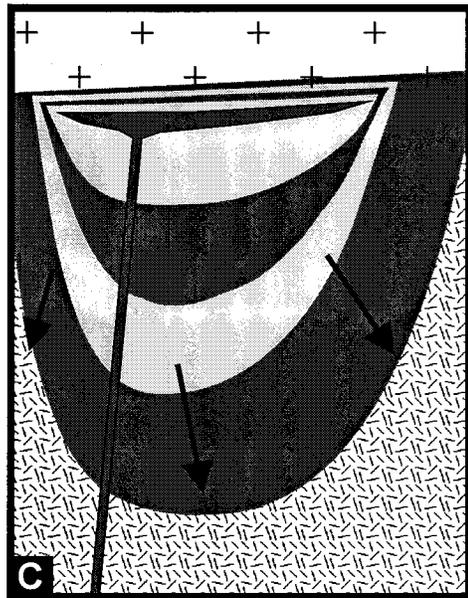
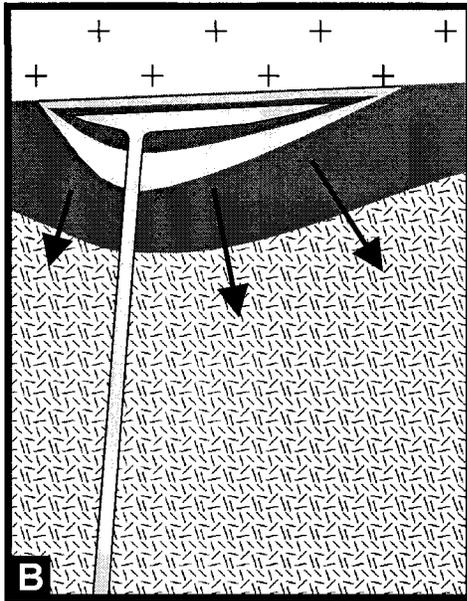
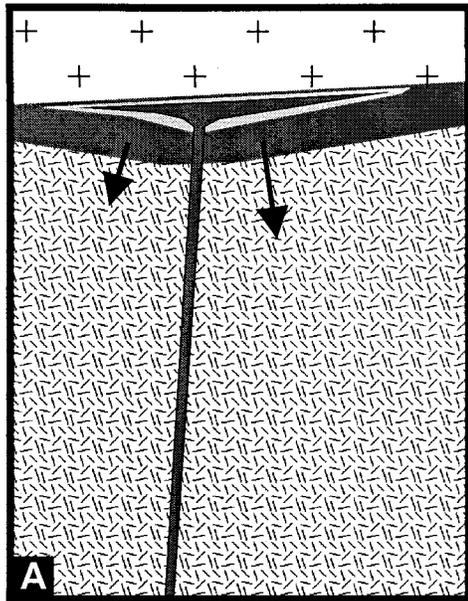
Figure 24. Modèle de l'effondrement du plancher d'une intrusion lors de l'expansion de la chambre magmatique (d'après Wiebe et Collins, 1998).

A Mise en place successive de magmas mafiques et felsiques et formation de feuillets intrusifs horizontaux à l'interface croûte-manteau.

B Expansion de la chambre magmatique suite à l'injection successive de magmas.

C Associé à l'expansion progressive du pluton, le plancher de la chambre magmatique dense et mafique s'affaisse graduellement dans les roches encaissantes sous-jacentes. Les feuillets et autres fabriques acquièrent ainsi des attitudes qui sont beaucoup plus abruptes que celles de la déposition originale.

D Mise en place de dykes tardifs de gabbro-norite positionnés respectivement le long des flancs (*e.g.*, dyke du lac Volant) et au cœur d'une chambre magmatique effondrée (*e.g.*, dyke de l'indice Ann). Le dyke de l'indice Ann, rectiligne et non déformé, recoupe à angle fort les feuillets du Complexe au niveau de la charnière de son grand synforme.



LÉGENDE

■ Gabbro

□ Monzonite, Granite

■ Dykes tardifs de gabbro

⊕ Croûte continentale

▨ Manteau lithosphérique

la couche de cumulat felsique, dont la rhéologie est suffisamment compétente pour permettre la propagation de fractures (*ibid*) (figure 23B). Par souci de simplicité, le modèle de la figure 23 présente un cas idéal où les apports de magmas mafiques se font dans l'axe de la chambre et au point le plus bas. En atteignant une discontinuité rhéologique, en particulier l'interface entre la couche de cumulat et le magma felsique sus-jacent pauvre en cristaux, donc incapable de se fracturer, le magma mafique a tendance à s'étaler latéralement et à former des feuillets horizontaux (*ibid*) (figure 23B). Notons que des écoulements magmatiques à partir d'un apport situé sur un flanc surélevé pourrait produire des structures similaires. Les feuillets de roches mafiques formés dans ce contexte se caractérisent entre autres par 1) un contact basal franc, bien qu'irrégulier ou lobé, et un contact supérieur graduel (sommet hybride) (*ibid*) (figures 23C à E), 2) des zones de mélange de magmas dans des feuillets autrement homogènes et 3) la présence de structures typiques de déposition (*e.g.*, structure de charge, structure de flamme) (figures 23D et E). L'architecture qu'acquiert une chambre magmatique origine de plusieurs processus : 1) compactage et convection, 2) injection successive, écoulement, mélange (hybridation) et cristallisation de magmas et 3) sédimentation de cristaux, de feuillets et d'enclaves mafiques (Wiebe, 1991; Wiebe et Collins, 1998). Ces processus conduisent à la formation de feuillets, de foliations, de canaux d'érosion et de structures « sédimentaires » d'origine magmatique.

Des empreintes de charge, des structures de flamme, des veines granitiques et du moulage de phénocristaux ont été observés en certains endroits dans le Matamec (voir figures 7C à G). Ces structures représentent des critères de polarité préservant un indice de l'inclinaison des feuillets hôtes. Dans le cas du Matamec, la polarité inférée est perpendiculaire au pendage des feuillets et pointe vers leur sommet. Or, sur un même affleurement, ces feuillets à structure lobée et asymétrique (voir figures 7C et D; feuillet supérieur de roches mafiques massives et homogènes) sont parallèles à certaines enclaves allongées comportant une foliation magmatique prononcée parallèle aux contacts et à la foliation de la monzonite hôte (voir figures 7C, D et F; foliation magmatique dans le feuillet inférieur de roches mafiques hybrides). Lors de leur mise en place, certains feuillets ont donc préservé des structures précoces de l'écoulement latéral (voir figures 7C, D, F, 8C à E et H), d'autres du dépôt subséquent des magmas mafiques denses dans le cumulat felsique (voir figures 7C à G). Ces observations suggèrent que les feuillets, avec ou sans écoulement, ainsi que la foliation magmatique du Matamec, se sont formés à l'horizontale. Or, dans le Complexe de Matamec, les feuillets et la foliation définissent un grand synforme d'axe N-

S avec un plan axial sub-vertical (figure 2). Deux alternatives peuvent être invoquées pour expliquer l'architecture interne sub-verticale du Complexe : 1) l'effondrement du plancher de la chambre magmatique ou de l'intrusion (figure 24) ou 2) un plissement tectonique. Le plancher des chambres magmatiques a tendance à s'affaisser dans les roches encaissantes sous-jacentes au fur et à mesure que le pluton prend de l'expansion (figure 24A à D), en particulier si l'intrusion est dense et mafique et qu'elle se met en place en régime d'extension. L'effondrement du plancher d'une intrusion est dans ce cas provoqué par des mouvements le long de failles et de fractures d'extension sub-verticales (McNulty *et al.*, 2000). Les feuillettes et autres fabriques acquièrent ainsi des attitudes qui sont beaucoup plus abruptes que celles de la déposition originale (Wiebe et Collins, 1998) (figure 24). Elles peuvent même devenir verticales, rendant la distinction avec les intrusions en feuillettes dans des zones de failles plus difficile. Une forte transposition tectonique des feuillettes aurait structuré de manière pénétrative toutes les phases intrusives sub-verticales. Le caractère massif de plusieurs feuillettes (voir figures 7C et D) et l'excellente préservation de textures ignées (voir figures 7C à G, 10 et 13) ne sont pas compatibles avec une transposition tectonique pénétrative des feuillettes. Les structures de déposition indiquent toutefois que les structures à fort pendage ont été acquises après la formation et la cristallisation des feuillettes. Gobeil *et al.* (1999b) et Clark (en préparation) notent que le dyke du lac Volant, à fort pendage et parallèle au grain structural de son encaissant, était peut-être lui-même horizontal lors de sa formation. Si tel était le cas, le basculement des strates serait tardif par rapport au magmatisme et relié à la structure plissée du Matamec et à son système de failles internes. Une mise en place à la verticale du dyke après la transposition des feuillettes serait aussi possible, d'autant plus que ce dyke est situé au niveau du flanc est du synforme (figure 2). Donc un dyke tardif, mis en place à la verticale, longerait les feuillettes verticaux plutôt que les recouper (figure 24D). Par contre, le dyke de l'indice Ann, de même affinité géochimique et paragéométrique que le dyke du lac Volant, recoupe les feuillettes au niveau du synforme et ce sans déformation apparente. Ces relations structurales d'une apparence contrastée correspondent à celles qu'adopteraient des dykes tardifs positionnés respectivement le long des flancs (dyke du lac Volant) et au cœur d'une chambre magmatique effondrée (dyke de l'indice Ann) (figure 24D).

5.2 Incidence de la mise en place de magmas mafiques dans une chambre magmatique granitique

Le contexte de formation des intrusions litées mafiques-felsiques de type MASLI (Wiebe, 1994) (figure 23) représente un modèle probable pouvant expliquer les textures de mélange de magmas observées dans certains feuilletts du Complexe de Matamec. Les zones de mélange de magmas caractérisant le Matamec sont principalement de deux types : soit hétérogènes, avec des enclaves mafiques ou hybrides incluses dans les phases felsiques (figures 6A, 7A à D et 8), soit homogènes et alors marquées par la présence de roches hybrides (figures 5C à H).

Selon Gourgaud (1991), le mélange mécanique entre deux magmas de composition différente s'opère généralement par deux processus : 1) par le démembrement en enclaves d'un magma mafique se mettant en place dans un magma felsique (mélange hétérogène sans hybridation) (figures 8A et B) ou 2) par le transfert mécanique de phénocristaux, de globules mafiques et felsiques et de fluides à l'interface entre les deux magmas (mélange homogène avec hybridation) (figures 5C à F). L'intensité du mélange mécanique dépend principalement du volume relatif des magmas, ainsi que de leurs propriétés rhéologiques, elles-mêmes fonction de leur viscosité, donc de leur composition, de leur proportion de matériel particulaire et de leur température.

La mise en contact d'un magma mafique chaud (*e.g.*, les gabbronorites du Matamec) avec un magma felsique plus froid partiellement cristallisé (*e.g.*, les monzonites) modifie les conditions physicochimiques de ces magmas, donc leur patron de cristallisation et leur paragenèse. La granulométrie très fine à moyenne des gabbronorites, en particulier des enclaves (figures 6A, 7B à G et 8), la présence de bordures de trempe dans certaines enclaves (figures 6A et 8A à E) et la forme aciculaire de l'apatite, une texture typique des zones de mélange de magmas (Hibbard, 1991; Elburg, 1996), suggèrent une cristallisation rapide, un taux de nucléation élevé et un taux de croissance faible des cristaux dans le magma mafique (voir Cocirta et Orsini, 1989; Vernon, 1991). Parallèlement, les phénocristaux de feldspath potassique et la granulométrie grossière des roches monzonitiques (voir figures 4C, D, 5A, B, 7E et 8E) sont compatibles avec une cristallisation lente. Certaines textures du magma monzonitique ou monzodioritique pourraient refléter davantage une cristallisation polyphasée issue d'un déséquilibre ou de la résorption incongrue liée à l'hybridation ou au réchauffement :

- surcroissances à inclusions de pyroxène en bordure des mégacristaux de feldspath potassique et de plagioclase;
- zonations régulières, continues et oscillatoires des phénocristaux de plagioclase et zonations concentriques et oscillatoires des grains de zircon (figures 11C et D);
- inclusion d'aiguilles de micro-apatite dans une autre apatite.

Le chauffage du magma felsique par le magma mafique peut provoquer un ralentissement ou même un arrêt temporaire du processus de cristallisation du magma felsique. Un tel phénomène peut induire une cristallisation polyphasée du magma felsique dans les cas où il y a arrêt, puis cristallisation à nouveau du magma. Dans le Complexe de Matamec, la présence d'inclusions de micro-apatite dans une autre apatite et l'observation d'une zonation régulière, continue et oscillatoire des phénocristaux de plagioclase (figure 13C) sont également localement observées dans les gabbronorites ou les enclaves de gabbronorite et leur présence pourrait s'expliquer par le même mécanisme de cristallisation polyphasée causée par la proximité d'un magma plus chaud (*e.g.*, la mise en place d'un magma mafique ou felsique à proximité d'un magma mafique plus froid partiellement cristallisé). Dans les roches étudiées, la zonation oscillatoire des phénocristaux de plagioclase et des grains de zircon (figures 11C, D et 13C) résulte probablement de changements importants dans l'environnement physicochimique d'un magma qui se cristallise (voir L'Heureux, 1993). Ces changements peuvent résulter de plusieurs processus : 1) mélange magmatique, 2) fluctuation de la température ou de la pression, 3) diffusion-cristallisation, ou 4) variation de la teneur en H₂O des magmas (Hattori et Sato, 1996).

5.2.1 Mélange hétérogène de magmas

Les zones de mélange de magmas hétérogènes du Matamec comportent des enclaves mafiques ou hybrides incluses dans des unités felsiques (figures 6A, 7A à D et 8). Dans ces unités, les enclaves mafiques sont gabbronoritiques et comportent communément un contour lobé, en feston (figures 6A et 8A à C; photo 7 dans Gobeil *et al.*, 2000) et des bordures de trempes continues, régulières, de patine gris clair, à grain fin et dont le contact est net ou diffus avec la partie interne des enclaves (figures 6A et 8A à E).

La formation de ces enclaves résulte communément de l'injection d'un large volume de magma mafique dense et de haute température dans un magma felsique plus froid. Ce phénomène

peut générer des courants de convection dans la chambre magmatique, ainsi qu'à l'intérieur des deux magmas, dépendant notamment du taux de viscosité des magmas (figure 23C) (Marshall et Sparks, 1984; Gourgaud, 1991). La convection provoque le démantèlement progressif du magma mafique (figures 8A et 23D), qui fige en formant des enclaves (coussins) mafiques se cristallisant rapidement à partir du contact avec les magmas felsiques (figures 8A et B). Les contours à structure en feston (échelle macroscopique) (figures 6A et 8A à C) suggèrent que l'enclave et son hôte felsique étaient tous deux à l'état magmatique lors de leur mise en contact (Marshall et Sparks, 1984; Barbarin, 1988; Blake et Koyaguchi, 1991; Barbarin et Didier, 1992; Weinberg, 1997; Lowell et Young, 1999). Ces structures se développent symétriquement tout autour de l'enclave et sont convexes vers l'extérieur (figure 6A), reflétant la plus grande viscosité des enclaves mafiques durant le refroidissement (Marshall et Sparks, 1984; Wiebe, 1991). Les bordures de trempe à grain fin (figures 6A et 8A à E) constituent une couche de protection qui prévient les échanges minéralogiques entre l'intérieur des coussins mafiques et le magma felsique (Barbarin, 1988). Des zones de réaction sont toutefois observées dans ces bordures de trempe (voir figures 13E et F). Les bordures de trempe des enclaves gabbronoritiques du Matamec constituent donc également des bordures réactionnelles. Pour ce type de mélange (hétérogène sans hybridation); il y a contact net entre les deux magmas originaux, qui conservent ainsi chacun leur identité minéralogique dans le mélange (*ibid*; Gourgaud, 1991; Barbarin et Didier, 1992; Weinberg, 1997).

5.2.2 Hybridation

Les zones de mélange de magmas homogènes et hybrides du Matamec sont caractérisées par la présence de roches hybrides qui ont été identifiées sur le terrain comme des monzodiorites quartzifères (figures 5C à H, 7A à D et F). Elles montrent des textures porphyrique et rapakivique, avec des mégacristaux arrondis de quartz et des mégacristaux ovoïdes ou rectangulaires de feldspath potassique baignant dans une matrice dioritique à grain fin (figures 5C à H, 7A à D, F et 12).

La présence de mégacristaux de quartz et de feldspath potassique dans les roches hybrides du Matamec résulte de l'infiltration de matériel mafique entre les phénocristaux de quartz et de feldspath potassique du magma felsique et du retrait progressif d'agrégats felsiques de

phénocristaux hors de leur magma hôte (figures 5C à F). Le transfert de phénocristaux du magma felsique au magma mafique s'opère probablement dans le cas d'un contraste de température et de viscosité peu marqué entre les deux magmas. L'atteinte d'un équilibre thermique est probablement favorisée par une convection intense, qui peut provoquer le démantèlement progressif du magma mafique et l'entraînement d'enclaves mafiques dans le magma felsique (figures 8A, B, 23D et E). Cette déformation syn-magmatique peut aussi provoquer, par un processus de transfert par cisaillement (Bédard, 1991; Bédard *et al.*, 2000), le démembrement du magma felsique partiellement consolidé et l'incorporation d'agrégats felsiques de phénocristaux dans le magma mafique (figures 5C et D). Ces processus augmentent les surfaces de contact et facilitent l'hybridation *via* un échange mécanique prolongé à l'interface des magmas (Barbarin, 1988; Blake et Koyaguchi, 1991; Gourgaud, 1991; Barbarin et Didier, 1992) (figures 5C à F). Les phénocristaux transférés de façon mécanique de la monzonite hôte au magma gabbronoritique lors du mélange de magmas (figures 5C à F) ne proviennent pas de la cristallisation du magma gabbronoritique et doivent donc être interprétés comme des xénocristaux (Gourgaud, 1991).

Les xénocristaux de quartz caractéristiques des faciès hybrides du Matamec sont ovoïdes (figures 5F, H et 12B à F) et comportent une couronne de clinopyroxène en grains grenus disposés en chapelet autour du quartz (figures 12B, E et F), et dans certains cas une couronne interne formée de quartz granulaire à grain très fin (figures 12C à E).

La formation des grains ovoïdes de quartz dans les roches hybrides du Matamec est interprétée comme étant due à l'instabilité de ce minéral dans le magma mafique. La chaleur du magma mafique cause la résorption des xénocristaux de quartz; phénomène qui peut s'observer par la dissolution des bordures, donc l'estompement des aspérités et finalement l'arrondissement des grains (Vernon, 1990 et 1991). Notons qu'un magma mafique sous-saturé en SiO₂ pourrait également résorber partiellement le quartz. Le matériel siliceux, dissous, reprécipite et serait à l'origine de la couronne interne constituée de quartz granulaire et interprétée comme une surcroissance (figures 12C à E). La dissolution des bordures des xénocristaux permet d'évacuer une partie de la chaleur latente de cristallisation du liquide directement adjacent et augmente ainsi localement le taux de nucléation des minéraux présents dans le magma mafique (*ibid*). Les premiers minéraux à se cristalliser, en particulier les minéraux mafiques (*e.g.*, clinopyroxène), utilisent les bordures des xénocristaux de quartz comme sites préférentiels de nucléation (Vernon, 1990). Certaines bordures des xénocristaux de quartz présentent un moulage des grains de

clinopyroxène par du quartz (figures 12B, E et F). Ce phénomène constitue probablement un bon indicateur qu'il y a eu dissolution, puis cristallisation des bordures des xénocristaux de quartz. Certains xénocristaux comportent plusieurs couronnes : une couronne interne de surcroissance de quartz, une couronne médiane de clinopyroxène et une couronne externe de quartz (figure 12E). Selon Vernon (1991), la couronne externe de quartz se formerait lors de la phase tardive de refroidissement du magma hybride. Dans ce cas, le quartz se précipiterait à partir du magma modifié de composition intermédiaire, formant une surcroissance externe qui engloberait le xénocristal de quartz et sa couronne de clinopyroxène (Vernon, 1991). Une autre possibilité ferait intervenir une deuxième phase de mélange magmatique avec interaction du magma hybride contenant les xénocristaux de quartz et d'un nouveau magma felsique (Hibbard, 1991).

Bien que l'hypothèse de Vernon (1990 et 1991) explique les observations texturales faites sur les xénocristaux, une question demeure quant au site de dissolution du quartz, puisque les monzonites, principalement les mangérites riches en minéraux mafiques (figures 5A à F), comportent du quartz à structure lobée ou arrondie et entouré d'une fine couronne discontinue de quartz granulaire. Cette observation implique que le quartz peut être incorporé dans le magma mafique avec une forme déjà arrondie (figures 5B, F et 11B). La couronne interne de quartz laisse supposer que la surcroissance de quartz commence à se former de façon précoce dans la monzonite avant même l'extraction des grains de quartz et leur transfert dans le magma mafique. Le transfert de phénocristaux de la monzonite hôte au magma mafique nécessite d'abord l'infiltration de magma mafique dans la monzonite, puis l'extirpation de ces phénocristaux par le magma mafique (figures 5E et F). L'instabilité du quartz pourrait ainsi résulter soit de l'infiltration de magma mafique entre les phénocristaux d'un magma felsique en train de se cristalliser (figures 5C à F), soit simplement du chauffage (réchauffement) du magma felsique par le magma mafique.

Une texture rapakivi des xénocristaux de feldspath potassique (figures 5C à H, 7A et 12A) est communément observée dans les roches hybrides du Matamec, mais également dans plusieurs monzonites, mangérites et granites homogènes ou hétérogènes présentant communément des plages irrégulières de minéraux mafiques (figures 4C, 5A à F, 7E et 8E). Dans un contexte de mélange de magmas mafiques-felsiques, cette texture résulte communément du déséquilibre chimique du feldspath potassique au contact du magma mafique (Hibbard, 1991). Selon le modèle de Vernon (1990 et 1991), le contact d'un mégacristal de feldspath potassique avec un

magma mafique pourrait provoquer la dissolution des bordures du mégacristal et une augmentation du taux de nucléation des minéraux présents dans le magma mafique, le plagioclase dans le présent cas. Le plagioclase nucléé à la surface du mégacristal pour former une texture rapakivi (Vernon, 1990; Hibbard, 1991). La cristallisation du plagioclase est probablement favorisée par rapport à celle du pyroxène, du fait que le contenu en aluminium du liquide, au niveau du cristal dissous, est plus élevé qu'autour de celui de grains de quartz, et que le système cristallographique du feldspath se prête mieux à la surcroissance d'un autre feldspath. La couronne de plagioclase est davantage développée dans le cas d'un magma hybride à caractère mafique, qui favorise une dissolution plus importante des bordures des xénocristaux (Eklund et Shebanov, 1999).

L'instabilité des mégacristaux de quartz et de feldspath potassique, provoquée par la proximité d'un magma mafique, est donc un processus prolongé qui débute dans la monzonite pour se poursuivre dans le magma hybride, suite à l'extirpation de ces mégacristaux hors de leur magma felsique hôte (figures 5C à F).

Le développement de textures rapakivi autour des mégacristaux de feldspath potassique représente un indice important d'hybridation, en particulier dans les roches qui sont redevenues homogènes suite au mélange de magmas.

La matrice dioritique ainsi que la présence de biotite et d'amphibole bleu-vert associée à des veines ou en contact avec les pyroxènes caractérisent également les roches hybrides du Matamec. Le caractère davantage dioritique que gabbroïque de la matrice des roches hybrides du Matamec s'explique probablement par un remplacement intense des pyroxènes par de la hornblende dans ce type de roches (Sha, 1995). D'ailleurs, le magma hybride est caractérisé par une augmentation de la P_{H_2O} , qui résulte probablement d'un transfert de fluides du magma felsique hydraté vers le magma mafique relativement anhydre, favorisant ainsi le remplacement des pyroxènes par de la hornblende (Cocirta et Orsini, 1989). Pour les roches hybrides du Matamec, ces évidences d'hydratation de phases précoces pourraient être reliées à un tel phénomène, puisque la majorité des échantillons comportant ce type d'amphibole ne montrent aucune évidence de recristallisation.

Pour un mélange homogène avec hybridation, les contacts entre les phases intrusives sont graduels et caractérisés par une augmentation progressive ou irrégulière de la proportion de xénocristaux dans le magma mafique (figures 5C et D). Les magmas originaux perdent ainsi

chacun leur identité et le processus de mélange entraîne la formation d'un nouveau magma, hybride et homogène (voir Barbarin, 1988; Weinberg, 1997) (figures 5C à F).

5.3 Recristallisation et compartimentation de la déformation

Dans le Complexe de Matamec, le caractère controversé de plusieurs structures et textures observées sur le terrain exige qu'une distinction soit faite entre «texture magmatique» (*i.e.*, acquise lorsque le magma se comporte encore comme un liquide), «texture sub-magmatique» (*i.e.*, acquise à l'état solide au cours de la cristallisation du magma) et «texture métamorphique» (*i.e.*, résultant d'une recristallisation subséquente et imposée en profondeur dans des conditions de température et de pression différentes de celles qui prévalaient lors de la formation des protolites; Bates et Jackson, 1980). En l'absence de recristallisation, une foliation magmatique est caractérisée notamment par une orientation préférentielle de cristaux idiomorphes à hypidiomorphes de feldspath (Paterson *et al.*, 1989; Vernon et Paterson, 1993; Vernon, 2000) (voir figure 10F). Les intrusions mises en place en croûte profonde ou en milieu orogénique peuvent être fortement recristallisées. Dans ce cas, une observation macroscopique permet généralement de reconstituer la texture ignée précoce, en particulier celle des roches mafiques (Corriveau, 1999). En effet, en l'absence d'une forte transposition, la distribution des plages de minéraux mafiques et des grains granoblastiques de plagioclase a tendance à mimer la distribution et l'arrangement originaux des minéraux mafiques interstitiels et des lattes de plagioclase; le contour des plages de minéraux mafiques délimite alors la bordure des lattes avant leur recristallisation. À l'échelle microscopique, l'identification de reliques de cristaux de plagioclase en forme de lattes dans une roche à texture granoblastique est beaucoup plus difficile que sur le terrain. Nous avons donc systématiquement noté sur le terrain l'orientation préférentielle des minéraux ignés, de même que la présence, la taille et l'orientation des mosaïques rectangulaires de plagioclase granoblastique, afin de reconstituer la granulométrie et la structure de la roche présentes à l'origine, avant leur recristallisation et en l'absence de transposition tectonique notable. Nous avons aussi relevé la présence et l'orientation des porphyroclastes, des feldspaths potassiques oeuillés et des mosaïques lenticulaires et ce, afin de caractériser la foliation tectonique (*i.e.*, issue d'une déformation à l'état solide syn-plutonique ou associée à un épisode métamorphique subséquent).

Les roches du Matamec sont faiblement à fortement recristallisées et les assemblages ignés et métamorphiques comportent dans les deux cas de l'orthopyroxène en présence de clinopyroxène, de hornblende et de biotite. Le caractère igné très bien préservé des bâtonnets de plagioclase témoigne d'une recristallisation relativement faible des gabbronorites (figures 10 et 13). Par contre, les roches felsiques montrent une recristallisation plus pénétrative, marquée par la présence de plages granoblastiques de quartz-plagioclase. Elles comportent ainsi une foliation magmatique reprise à l'état solide (figure 4D) dans le champ de stabilité de l'orthopyroxène, et localement, une fabrique gneissique à mylonitique le long de zones de cisaillement. Ces fabriques sont parallèles les unes aux autres et localement recoupées à angle variable par des dykes mafiques tardifs, peu à non recristallisés, tel le dyke gabbronoritique du lac Volant. Ces dykes envahissent les feuillets intrusifs du Matamec et marquent probablement la fin du flux magmatique.

L'âge, la géochimie et l'évolution similaires des dykes du lac Volant et de l'indice Ann avec les gabbronorites hôtes suggèrent que ces dykes mafiques constituent possiblement des phases cogénétiques tardives du Matamec (Gobeil *et al.*, 1999b, 2000). Le recoupement des structures magmatiques et tectoniques des unités du Complexe de Matamec par des dykes mafiques cogénétiques non déformés et peu recristallisés suggère que la déformation interne et la recristallisation du Matamec ont eu lieu avant 1351 Ma et qu'elles sont ainsi syn- à tardi-magmatiques (Gobeil *et al.*, 2000).

La recristallisation syn-magmatique est un processus s'opérant en de multiples étapes. Lorsqu'un magma se refroidit, il se charge de cristaux et par juxtaposition des différents sites de cristallisation et par interconnexion des cristaux (contact grain à grain), il y a formation d'une charpente cristalline rigide dès que le magma atteint le *Seuil de percolation rigide* (Vigneresse *et al.*, 1996). À ce stade, un corps intrusif soumis à d'importantes contraintes internes ou externes peut acquérir une structure autant magmatique que tectonique (voir à l'état solide). Au cours de l'édification d'un pluton et de sa cristallisation (10^3 à 10^6 années), le comportement rhéologique des magmas évolue pour s'apparenter à celui des solides dès que leur contenu en cristaux atteint le *Seuil de Percolation rigide* (~40 à 55 %) (Pitcher, 1975; Clemens et Mawer, 1992; Pavlis, 1996; Philpotts et Carroll, 1996; Vigneresse *et al.*, 1996; Cruden, 1998).

La fraction de liquide minimale nécessaire pour permettre un flux magmatique dans un gabbro, par rotation de cristaux tabulaires, est significativement moins importante que celle

normalement requise par un granitoïde, où les cristaux sont communément plus équidimensionnels (Vernon et Paterson, 1993). L'interférence entre les cristaux, lors de l'écoulement du magma, est faible au stade précoce de la cristallisation (Paterson *et al.*, 1989; Vernon, 1991), mais elle devient importante dès que le magma atteint le *Seuil de Percolation Rigide*. Ce processus d'interaction entre les grains engendre une recristallisation importante de la charpente cristalline si l'écoulement du magma est forcé (*e.g.*, par des contraintes tectoniques ou par gravité). Ce processus génère aussi, durant l'écoulement du magma, un transfert local des contraintes qui se concentrent le long de plans de cisaillement à l'intérieur même du magma. Ainsi, par analogie, les zones de cisaillement dans les feuillettes de monzonites du Matamec (figure 3) pourraient en partie être expliquées par un écoulement forcé. Ce processus peut également provoquer l'échappement hors de la charpente cristalline du liquide résiduel (Vignerresse *et al.*, 1996). Le liquide résiduel migre alors vers les zones de cisaillement et peut résulter en la formation d'un rubanement magmatique, qui prend communément un aspect gneissique (Vernon, 2000). Ainsi, lorsqu'il y a transport et mise en place d'un magma, des structures typiques d'un écoulement laminaire se forment, telles une foliation et une linéation. Notons que l'échappement de liquides résiduels peut aussi être à l'origine de dykes cogénétiques. Ce matériel remobilisé ou de nouvelles injections de magmas peuvent prendre un aspect soit massif, soit gneissique. S'il y a écoulement du magma hôte, ces injections/dykes non consolidés peuvent être boudinés et former des cortèges d'enclaves, puis des enclaves isolées, qui sont elles-mêmes massives ou foliées. La roche peut alors prendre l'aspect d'une brèche à fragments hétérogènes (voir photo 4 dans Gobeil *et al.*, 2000). La présence d'une telle zone à proximité de la faille de chevauchement dans le Matamec (figure 3) pourrait être significative, car elle suggère qu'il y a eu écoulement forcé à divers stades d'injection de magmas mafiques et felsiques.

L'augmentation progressive de la quantité de cristaux tend à augmenter la viscosité du magma et ainsi à ralentir sa progression dans le conduit magmatique. Lorsque le magma comporte de 72 à 75 % de cristaux (composante solide), le liquide est emprisonné dans la charpente cristalline. Seules des contraintes externes pourraient permettre l'extraction de ce liquide hors de la charpente. À ce stade, la cristallisation du magma s'achève et le *Seuil de Piégeage des Particules* (Vignerresse *et al.*, 1996) est atteint. La déformation peut toutefois se poursuivre si une déformation régionale ou un effondrement du plancher (voir figure 24) déstabilise la structure cristalline du magma. Les magmas felsiques restent liquides à de plus

basses températures que les magmas mafiques et sont donc plus susceptibles de se déformer lors de leur cristallisation ou lors de la mise en place finale des plutons. Ainsi, dans une grande chambre magmatique soumise à des contraintes externes, un magma mafique à texture massive peut très bien cohabiter avec un magma felsique structuré, ce qui est le cas pour le Matamec. Les magmas felsiques représentent donc un marqueur sensible vis-à-vis l'écoulement et la déformation syn-magmatique (*ibid*). En outre, la présence de liquide facilite la déformation (Hollister et Crawford, 1986). Des variations dans le degré de cristallinité d'une intrusion entraînent une compartimentation de la déformation le long des feuillettes de roches felsiques, tel qu'observé dans le Matamec.

La déformation à l'état solide des unités du Complexe de Matamec est interprétée comme étant principalement associée à la mise en place des magmas. La recristallisation syn- à tardi-magmatique à haute température serait reliée à des facteurs externes (contexte orogénique) ou à des processus syn-magmatiques internes de la chambre magmatique hôte. Malgré certaines similitudes (*e.g.*, les conditions anhydres de haute température dans le champ de stabilité de l'orthopyroxène), cette recristallisation diffère en âge et en termes de processus de la recristallisation granulitique ayant affecté les gneiss mafiques et felsiques sous-jacents du Complexe de Manitou. Le pic métamorphique enregistré par ces gneiss est postérieur à la cristallisation du Complexe et antérieur à son chevauchement (Gobeil *et al.*, en préparation; Wodicka *et al.*, en préparation). Les différentes unités du Matamec ne présentent toutefois aucune évidence de migmatisation et l'empreinte du métamorphisme granulitique est faible ou même inexistante. Les veines réticulées associées aux textures de mélange de magmas (figures 8F et G), notamment dans des unités très déformées (figure 8F), ainsi que les liquides magmatiques filtrés à travers les magmas à mégacristaux (figures 7F et G), peuvent ressembler à des veines anatectiques (voir Corriveau *et al.*, 1998). Dans le Matamec, la présence de zones de mélange de magmas non équivoques, présentant ce même type de veines réticulées non recristallisées (figure 8G), permet toutefois d'éviter de telles confusions. Par exemple, certaines roches gabbroïques comportent des poches leucogabbroïques amiboïdes (figure 4A). Ces poches, interprétées initialement comme le résultat d'une amorce de fusion (Gobeil *et al.*, 1999b), renferment des grains de plagioclase hypidiomorphes et montrent une texture sub-ophitique variablement recristallisée, suggérant une origine ignée. En outre, leur composition leucogabbroïque ne peut pas s'expliquer par une fusion partielle du gabbro, qui produit normalement des magmas

tonalitiques. Par contre, étant plus felsiques que le gabbro hôte, ces poches pourraient représenter une accumulation de magma résiduel, impliquant qu'il s'agit de liquides magmatiques tardifs et non des veines anatectiques. L'absence de fabriques migmatitiques dans les feuillets intrusifs du Matamec contraste fortement avec les gneiss hôtes du Complexe de Manitou, qui comportent systématiquement des leucosomes et une fabrique gneissique très bien développée. Le Matamec représente probablement un cas typique où la rhéologie de l'intrusion et son caractère relativement anhydre ont permis d'échapper à une restructuration importante et à une migmatisation lors du métamorphisme régional.

Une fois cristallisées, les intrusions deviennent communément plus compétentes que leurs encaissants, donc moins sujettes aux réactivations tectoniques. Elles peuvent ainsi conserver l'empreinte structurale d'événements précoces dans les orogènes collisionnels polyphasés (Schmid, 1982; Carter et Tsenn, 1987; Pavlis, 1996; Corriveau *et al.*, 1998; Corriveau et van Breemen, 2000) ou encore celle des processus ayant prévalu lors de leur mise en place, même lorsqu'elles ont été déracinées de leur site original, comme dans le cas du Complexe de Matamec.

5.4 Scénarios de mise en place des feuillets du Complexe de Matamec

Dans l'ensemble, la structure des roches du Complexe de Matamec est parallèle à sa bordure tectonique. Si on accepte le principe que les contacts francs des feuillets plurimétriques à kilométriques reflètent un caractère intrusif formé de manière similaire aux essaims de dykes localement observés dans les monzonites (figure 6B), l'architecture globale du Complexe de Matamec aurait été acquise par injections et intrusions successives, sub-horizontales et concordantes au grain structural, de magmas mafiques et felsiques.

Les scénarios de mise en place des feuillets intrusifs mafiques et felsiques du Matamec dépendent principalement du contexte tectonique (*i.e.*, compression ou extension) et de l'intervalle de temps écoulé entre les différentes injections magmatiques [*i.e.*, injection de magma dans une phase précoce déjà cristallisée (intrusions en feuillets) ou dans une phase encore magmatique (voir intrusions de type MASLI)].

Une mise en place en régime de compression serait compatible 1) avec la concordance des divers feuillets intrusifs, 2) avec le recoupement des structures magmatiques et tectoniques par des dykes tardifs (*e.g.*, dyke de l'indice Ann) et 3) avec la présence de dykes injectés

syncinématiquement dans des zones de cisaillement qui recoupent les structures principales. Par ailleurs, les zones de cisaillement communément présentes dans les feuillets de roches felsiques, les zones de mélange de magmas associées à des fabriques de flux magmatique (figures 7C, D, F, 8C à E et H), ainsi que la zone enderbitique, hétérogène et foliée, qui présente une fabrique planaire prononcée tant dans la roche hôte que dans les enclaves (apparence gneissique des enclaves) (photos 3 et 4 de Gobeil *et al.*, 2000) sont des observations qui pourraient indiquer qu'il y a eu écoulement forcé à divers stades d'injection multiple de magmas.

Une telle activité orogénique intense et constante est toutefois incompatible avec le caractère massif des gabbronorites (figures 4A, B et 10A à E) et avec plusieurs structures magmatiques observées dans les zones de mélange de magmas à structure massive (figures 7C à G). On note en ce sens une différence marquée entre la structure du Matamec et les exemples types de feuillets intrusifs mis en place en régime compressif, qui portent tous et ce pénétrativement la signature d'un écoulement magmatique communément forcé (*e.g.*, suite de Chevreuil, Corriveau et Rivard, 1997; Corriveau et van Breemen, 2000).

Le style de mise en place et les conditions de formation contrastés qui juxtaposent des feuillets intrusifs à déformation syn-magmatique et d'autres à structure massive (figures 7C, D et F) requièrent un environnement tectonique qui combine des conditions d'écoulement forcé et la présence de zones où les magmas peuvent cristalliser dans des conditions relativement quêtes (voir Hutton *et al.*, 1990). Par exemple, une mise en place dans une zone de failles active en extension réunit ces conditions. Dans le cas présent, une rampe crustale ou une zone de décollement de faible pente permettrait d'expliquer la nature en biseau du Complexe et sa structure précoce horizontale. Par ailleurs, un environnement tectonique d'extension serait compatible avec l'effondrement du plancher d'une chambre magmatique ou d'une intrusion (figure 24). Ce type d'environnement constitue un modèle favorable pouvant expliquer la sub-verticalité des feuillets intrusifs observée dans le Matamec.

La caractérisation géochimique des gabbronorites du Matamec tend à confirmer cette hypothèse en démontrant une forte affinité avec la signature géochimique des tholéiites continentales intra-plaques. Les granitoïdes du Complexe de Matamec sont par ailleurs interprétés comme des granites de type-A, qui sont communément associés aux environnements tectoniques post-collisionnels et anorogéniques (intra-plaques) (*e.g.*, les rifts) (Sylvester, 1989;

Harrinson *et al.*, 1990; Rogers et Greenberg, 1990; Patiño Douce, 1997; Bettencourt *et al.*, 1999; Dall'Agnol *et al.*, 1999; Persson, 1999).

Les conclusions avancées dans cette section permettent de mieux comprendre l'architecture interne des feuillets intrusifs et de préciser un modèle probable de mise en place du Complexe de Matamec. Il résulterait donc de la construction polyphasée d'une chambre magmatique avec mise en place successive de magmas mafiques et felsiques et formation de feuillets horizontaux (voir figure 23) au niveau d'une discontinuité crustale importante (*e.g.*, faille active d'extension en contexte post-collisionnel ou anorogénique) ou à l'interface croûte-manteau lors d'un sous-plaquage magmatique (figures 24 et 25). Les feuillets intrusifs ainsi formés sont soit homogènes et distincts, soit hétérogènes et à texture de mélange de magmas, dépendant notamment du taux et de la vitesse de réapprovisionnement en magma du pluton. Une déformation syn-magmatique par écoulement magmatique accompagne la mise en place de certains feuillets. Associé à l'expansion progressive du pluton, le plancher de la chambre magmatique s'affaisse graduellement dans les roches encaissantes sous-jacentes, transposant à la verticale les feuillets intrusifs précoces (voir figures 24 et 25). Les feuillets intrusifs précoces adoptent ainsi des attitudes beaucoup plus abruptes. La continuation du magmatisme s'opère par la mise en place de dykes mafiques tardifs, tels les dykes gabbronoritiques du lac Volant et de l'indice Ann, localisés respectivement le long des flancs et au cœur du Complexe intrusif effondré (figures 24 et 25). Le Complexe est finalement déraciné de son site de mise en place et chevauché sur les gneiss du Complexe de Manitou, tel que démontré par les éléments de microtectonique documentés dans la zone apicale nord du Complexe de Matamec (*i.e.*, structures de plissement, fabriques mylonitiques, fabriques C/S) (Gobeil *et al.*, 1999b).

Le Complexe de Matamec

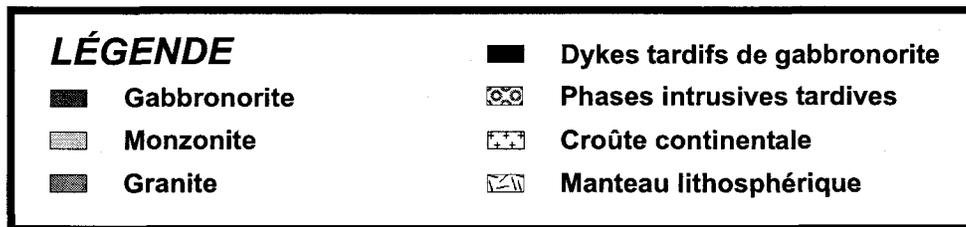
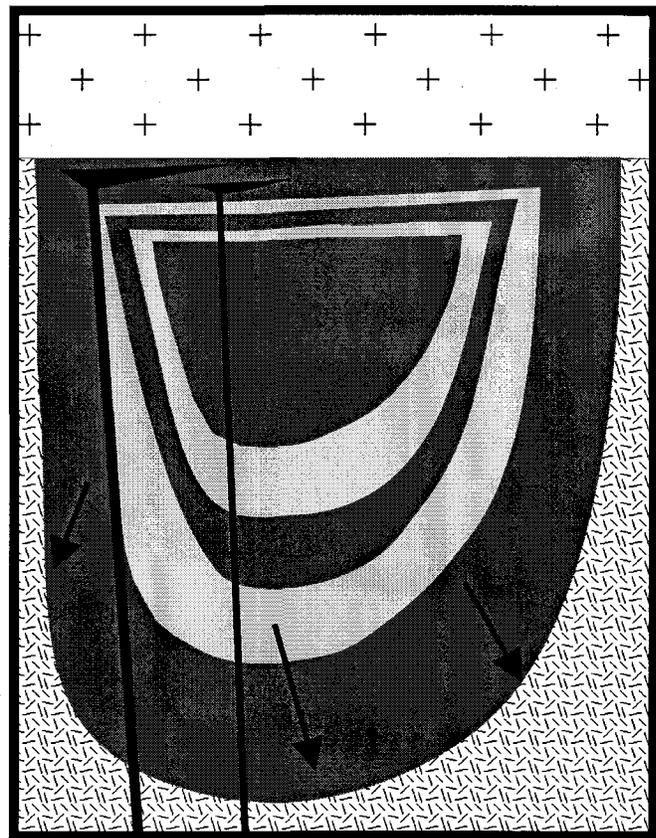
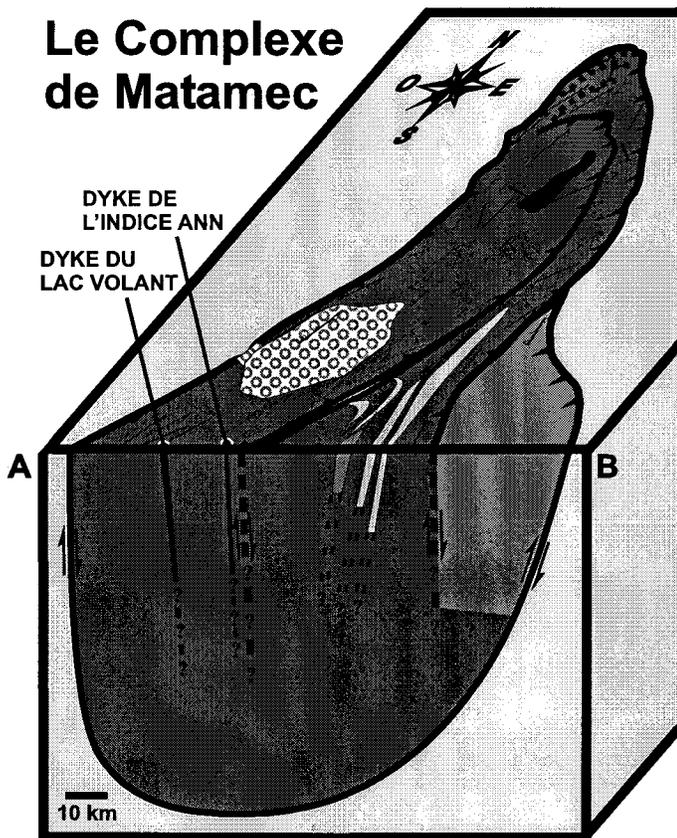


Figure 25. Lien entre la structure interne du Complexe de Matamec interprétée à partir des observations de terrain (figure 2) et celle basée sur le modèle de l'effondrement du plancher d'une chambre magmatique de Wiebe et Collins (1998) (figure 24D).

CHAPITRE VI – CONCLUSION

Plusieurs observations laissent supposer une mise en place polyphasée du Complexe de Matamec, par injections et intrusions successives de magmas mafiques et felsiques. Sa nature composite caractérisée par des intercalations de feuillets de gabbronorites et de monzonites, la présence de dykes et d'enclaves mafiques dans les unités felsiques, les dykes et feuillets composites montrant des textures de mélange magmatique et le court hiatus entre les différentes injections de magmas felsiques enregistré par les âges U–Pb (1377 ± 3 Ma, $1371 +7/-5$ Ma et 1371 ± 2 Ma).

Dépendant de l'intervalle de temps écoulé entre les différentes injections magmatiques, les feuillets intrusifs se subdivisent en deux types. Les feuillets intrusifs sub-verticaux, à contacts francs et réguliers, sont homogènes, distincts, disposés parallèlement les uns aux autres et localement intercalés avec des lambeaux de paragneiss. Ils se distinguent des feuillets asymétriques hétérogènes formés dans les zones de mélange magmatique.

La présence d'enclaves microgrenues gabbronoritiques avec bordure en feston incluses dans des phases monzonitiques, ainsi que la présence de roches hybrides de composition monzodioritique, constituent des observations importantes témoignant d'une mise en place contemporaine des magmas gabbronoritiques et monzonitiques. Les enclaves gabbronoritiques sont de forme arrondie ou ovoïde et leur contour communément lobé, en feston, indique que les enclaves mafiques et leur hôte felsique étaient tous deux dans un état magmatique lors de leur mise en contact. Les enclaves se forment communément par démantèlement et coussinage d'un magma mafique dense et de haute température mis en place dans un magma felsique plus froid. La convection ou tout autre processus dynamique d'écoulement des magmas provoque le démantèlement progressif du magma mafique, qui fige en formant des enclaves (coussins) mafiques. La structure des enclaves comporte tous les intermédiaires entre des enclaves amiboïdes et massives, avec des bordures en feston, et des enclaves allongées qui définissent une foliation magmatique et localement des plis d'écoulement. Certaines enclaves gabbronoritiques présentent à leur base des structures typiques suggérant la déposition de magmas mafiques denses dans des cumulats felsiques (*e.g.*, empreintes de charge, structures de flamme, veines granitiques et moulage de phénocristaux). Ces structures constituent des critères de polarité et d'inclinaison

des corps magmatiques hôtes et témoignent, dans le cas du Matamec, d'une structure à l'horizontale des feuillets lors de leur cristallisation.

Les roches hybrides sont de composition monzodioritique et montrent une texture porphyrique, avec des xénocristaux de quartz et de feldspath potassique baignant dans une matrice dioritique à grain fin. Lors de sa cristallisation, cette unité a enregistré des conditions d'instabilité suggérant un déséquilibre physicochimique provoqué par la mise en contact du magma gabbronoritique (chaud) avec le magma monzonitique (plus froid) partiellement cristallisé. Dans le Complexe de Matamec, les textures de déséquilibre résultant du mélange magmatique sont :

- couronnes de clinopyroxène bordant les xénocristaux de quartz
- textures rapakivi des mégacristaux de feldspath potassique
- textures résultant de la dissolution des bordures des mégacristaux de quartz (*e.g.*, caractère arrondi des grains de quartz, couronne interne de surcroissance de quartz, moulage de la partie interne de la couronne de clinopyroxène par du quartz)
- inclusions de minéraux mafiques (clinopyroxène, amphibole et biotite) communément disposées en bordure des xénocristaux de feldspath potassique ou des phénocristaux de plagioclase, ainsi qu'à l'intérieur de la couronne de plagioclase des xénocristaux rapakiviques de feldspath potassique
- phénocristaux poecilitiques de biotite et d'amphibole (à inclusions globuleuses de quartz) communément présents en contact avec des xénocristaux de quartz
- phénocristaux poecilitiques de feldspath potassique englobant une multitude de cristaux mafiques matriciels millimétriques
- présence d'une zonation concentrique et oscillatoire dans le zircon et localement dans le plagioclase
- forme aciculaire de l'apatite
- inclusions d'aiguilles idiomorphes de micro-apatite dans un autre cristal d'apatite idiomorphe
- textures pertithiques et antipertithiques
- évidences d'hydratation observées dans les monzodiorites (*e.g.*, remplacement des pyroxènes par de la hornblende, présence d'amphibole bleu-vert).

Ces textures constituent des indicateurs qui témoignent de phénomènes de mélange magmatique. Des roches homogènes comportant ce genre de textures pourraient ainsi être

interprétées comme résultant d'une hybridation prolongée avec homogénéisation de magmas mafiques-felsiques. Par exemple, la texture rapakivi des mégacristaux de feldspath potassique est communément observée dans les roches hybrides du Matamec, mais également dans plusieurs monzonites, mangérites et granites homogènes ou hétérogènes présentant des plages irrégulières de minéraux mafiques.

Les feuillets intrusifs du Complexe de Matamec se distinguent des gneiss mafiques et felsiques du Complexe de Manitou par une préservation importante des textures ignées primaires et par l'absence de fabriques migmatitiques. À l'échelle du Complexe, la recristallisation est un processus affectant faiblement et de façon variable les différentes lithologies. Contrairement aux gabbronorites qui sont massifs et relativement peu recristallisés (présence très sporadique de bâtonnets de plagioclase recristallisés), les roches felsiques sont communément foliées et montrent une recristallisation plus pénétrative, marquée par la présence commune de plages granoblastiques de quartz-plagioclase. Les feuillets de roches felsiques (monzonites, mangérites et granites) présentent communément une foliation magmatique reprise à l'état solide et localement, une fabrique gneissique à mylonitique présente le long de zones de cisaillement communément parallèles et suivant les contacts des feuillets. Tous ces éléments structuraux sont parallèles les uns aux autres et localement recoupés à angle variable par des dykes mafiques tardifs peu à non recristallisés, dont le dyke gabbronoritique du lac Volant, daté à 1351 ± 6 Ma. Ces dykes tardifs envahissent les feuillets intrusifs du Matamec et marquent la fin du flux magmatique. L'apparente nature cogénétique, l'âge, le caractère non déformé, ainsi que la géochimie et l'évolution similaires du dyke du lac Volant avec les gabbronorites hôtes, suggèrent que la structure interne en feuillets et la recristallisation du Complexe de Matamec ont eu lieu entre 1371 Ma et 1351 Ma. Nous croyons que la déformation à l'état solide des unités du Complexe de Matamec pourrait résulter d'une mise en place des magmas associée à une recristallisation syn- à tardi-magmatique à haute température reliée à des processus syn-magmatiques internes de la chambre magmatique hôte.

Malgré certaines similitudes (*e.g.*, conditions anhydres de haute température dans le champ de stabilité de l'orthopyroxène), cette recristallisation diffère en âge et en termes de processus de la recristallisation granulitique ayant affecté les gneiss mafiques et felsiques sous-jacents du Complexe de Manitou. La présence de foliations, de poches amiboïdes diffuses de matériel leucogabbroïque, de plis et de textures granoblastiques pourraient suggérer une

déformation, un métamorphisme et une migmatisation des unités du Complexe de Matamec. Mais la préservation des textures ignées et l'absence de zircon métamorphique et de rééquilibrage des systèmes U–Pb, même dans les phases déformées, suggèrent une empreinte du métamorphisme granulitique faible ou même inexistante. L'absence de migmatisation dans les feuillets intrusifs du Complexe de Matamec, bien qu'ils aient été formés antérieurement au pic métamorphique régional, pourrait résulter d'une forte rhéologie et du caractère relativement anhydre de l'intrusion. Le Complexe de Matamec aurait donc échappé à une restructuration importante et à une migmatisation lors du métamorphisme régional et aurait ainsi conservé l'empreinte structurale des événements précoces et des processus ayant prévalu lors de sa mise en place.

Un environnement tectonique d'extension (*e.g.*, rifts) réunit plusieurs des caractéristiques requises pour expliquer la structure interne du Complexe de Matamec. Un tel environnement est notamment compatible avec les structures magmatiques observées dans les zones de mélange magmatique à structure massive et asymétrique, ainsi qu'avec l'effondrement du plancher d'une chambre magmatique ou d'une intrusion, qui constitue un modèle pouvant expliquer l'acquisition de la sub-verticalité des feuillets intrusifs du Matamec. De plus, la caractérisation géochimique des unités intrusives du Matamec tend à démontrer que la mise en place des magmas s'est opérée en contexte intra-plaque. Dans ce mémoire, les gabbronorites du Matamec sont interprétées comme des tholéiites continentales. Les granitoïdes du Complexe de Matamec sont par ailleurs considérés comme des granitoïdes subalcalins, métalumineux et de type-A, donc communément associés aux environnements tectoniques post-collisionnels et anorogéniques (intra-plaques).

Les données pétrographiques et géochimiques acquises permettent de considérer le Complexe de Matamec comme un exemple essentiellement mafique d'intrusion litée mafique-felsique de type MASLI (MAfic-Silicic Layered Intrusion; Wiebe, 1994) probablement formée à la base de la croûte continentale inférieure lors d'un sous-plaquage magmatique et chevauchée sur les gneiss migmatisés du Complexe de Manitou lors de l'orogénie grenvillienne.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AGRAWAL, S., 1995 – Discrimination between late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites by major element compositions. *The Journal of Geology*; volume 103, pages 529-537.
- ALVIOLA, R., JOHANSON, B.S., RÄMÖ, O.T., VAASJOKI, M., 1999 – The Proterozoic Ahvenisto rapakivi granite–massif-type anorthosite complex, southeastern Finland : petrography and U–Pb chronology. *Precambrian Research*; volume 95, pages 89-107.
- ARCULUS, R.J., 1987 – The tectonic significance of source *versus* process in the tectonic controls of magma genesis. *Dans : Tectonic control on magma chemistry* (S.D. Weaver - R.W. Johnson, *éditeurs*). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*; volume 32, pages 1-32.
- ARNDT, N.T., CHRISTENSEN, U., 1992 – The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism : thermal and geochemical constraints. *Journal of Geophysical Research*; volume 97, pages 10967-10981.
- ARNDT, N.T., CZAMANSKE, G.K., WOODEN, J.L., FEDORENKO, V.A., 1993 – Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism. *Tectonophysics*; volume 223, pages 39-52.
- BAKER, J.A., MENZIES, M.A., THIRLWALL, M.F., MACPHERSON, C.G., 1997 – Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism, Sana'a, Yemen : implications for plume-lithosphere interaction and polybaric melt hybridization. *Journal of Petrology*; volume 38, pages 1359-1390.
- BARBARIN, B., 1988 – Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard Diorite and the Saint-Julien-la-Vêtre Monzogranite (Nord-Forez, Massif Central, France). *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 25, pages 49-59.
- BARBARIN, B., DIDIER, J., 1992 – Genesis and evolution of microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh : Earth Sciences*; volume 83, pages 145-153.
- BATES, R.L., JACKSON, J.A., 1980 – Glossary of geology. American Geological Institute, 751 pages.
- BÉDARD, J.H., 1991 – Cumulate recycling and crustal evolution in the Bay of Islands ophiolite. *The Journal of Geology*; volume 99, pages 225-249.
- BÉDARD, J.H., HÉBERT, R., BERCLAZ, A., VARFALVY, V., 2000 – Syntexis and the genesis of lower oceanic crust. *Geological Society of America; Special Paper 349*, pages 105-119.

- BENN, K., ROEST, W.R., ROCHETTE, P., EVANS, N.G., PIGNOTTA, G.S., 1999 – Geophysical and structural signatures of syntectonic batholith construction : the South Mountain batholith, Meguma terrane, Nova Scotia. *Geophysical Journal International*; volume 136, pages 144-158.
- BEST, M.G., CHRISTIANSEN, E.H., 2001 – *Igneous Petrology*. Blackwell Science Inc., Malden Massachussets, 458 pages.
- BETTENCOURT, J.S., TOSDAL, R.M., LEITE, JR.W.B., PAYOLLA, B.L., 1999 – Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil — I. Reconnaissance U–Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*; volume 95, pages 41-67.
- BLAKE, S., KOYAGUCHI, T., 1991 – Insights on the magma mixing model from volcanic rocks. *Dans : Enclaves and Granite Petrology* (J. Didier - B. Barbarin, *éditeurs*). *Developments in Petrology*; volume 17, pages 403-413.
- BOILLOT, G., COULON, C., 1998 – La déchirure continentale et l'ouverture océanique : géologie des marges passives. Gordon and Breach Science Publishers, Amsterdam, 208 pages.
- BRANDON, A.D., GOLES, G.G., 1995 – Assessing subcontinental lithospheric mantle sources for basalts : Neogene volcanism in the Pacific Northwest, USA as a test case. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 121, pages 364-379.
- BROWN, M., SOLAR, G.S., 1998 – Shear zone systems and melts : feedback relations and self-organization in orogenic belts. *Journal of Structural Geology*; volume 20, pages 211-227.
- CABANIS, B., LECOLLE, M., 1989 – Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8 : un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Série II*; volume 309, pages 2023-2029.
- CARTER, N.L., TSENN, M.C., 1987 – Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*; volume 136, pages 27-63.
- CHEVÉ, S., GOBEIL, A., CORRIVEAU, L., CLARK, T., PERREAULT, S., NABIL, H., 1996 – Lac Manitou, 22I/14. Ministère des Ressources naturelles, Québec; SI-22I/14-C3G-97E, carte finale sans notice.
- CHEVÉ, S., GOBEIL, A., CLARK, T., CORRIVEAU, L., NABIL, H., TOGOLA, N., SAINT-GERMAIN, P., 1999 – Lac Brézel, 22I/11. Ministère des Ressources naturelles, Québec; SI-22I/11-C3G-98K, carte finale sans notice.

- CLARK, T., 2002 – Métallogénie des métaux usuels et précieux de la région de Manito-Wakeham, Moyenne-Côte-Nord. *Dans* : Synthèse géologique de la région de la Moyenne-Côte-Nord (T. Clark - D. Brisebois, *éditeurs*). Ministère des Ressources naturelles, Québec; en préparation.
- CLEMENS, J.D., MAWER, C.K., 1992 – Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*; volume 204, pages 339-360.
- COCIRTA, C., ORSINI, J.B., 1989 – Exemples de mélange de magmas en contexte plutonique : les enclaves des tonalites-granodiorites du massif de Bono (Sardaigne septentrionale). *Revue canadienne des Sciences de la Terre*; volume 26, pages 1264-1281.
- COLLINS, W.J., SAWYER, E.W., 1996 – Pervasive granitoid magma transfer through the lower-middle crust during non-coaxial compressional deformation. *Journal of Metamorphic Geology*; volume 14, pages 565-579.
- 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*; volume 91, pages 27-45.
- CORRIVEAU, L., 1999 – Field characteristics of Grenvillian intrusive bodies : an account of simple but often overlooked tools to study mid-to-deep crustal processes and Proterozoic orogenesis. *Atelier Pan-Lithoprobe*, North Toronto.
- CORRIVEAU, L., RIVARD, B., 1997 – De la source à la surface : l'extraction, le transport et la mise en place de magmas, et leur utilité pour discriminer et caractériser les événements orogéniques dans le sud-ouest de la Province de Grenville, Québec. *Association géologique du Canada-Association minéralogique du Canada*; Livret-guide B4, 82 pages.
- CORRIVEAU, L., RIVARD, B., VAN BREEMEN, O., 1998 – Rheological controls on Grenvillian intrusive suites : implications for tectonic analysis. *Journal of Structural Geology*; volume 20, pages 1191-1204.
- CORRIVEAU, L., MORIN, D., 2000 – Modeling 3D architecture of western Grenville from xenoliths, styles of magma emplacement and Lithoprobe reflectors. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 37, pages 235-251.

- CORRIVEAU, L., VAN BREEMEN, O., 2000 – Docking of the Central Metasedimentary Belt to Laurentia in geon 12 : evidence from the 1.17-1.16 Ga Chevreuil intrusive suite and host gneisses, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 37, pages 253-269.
- CRUDEN, A.R., 1998 – On the emplacement of tabular granites. *Journal of the Geological Society*; volume 155, pages 853-862.
- CRUDEN, A.R., KOYI, H., SCHMELING, H., 1995 – Diapiric basal entrainment of mafic into felsic magma. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 131, pages 321-340.
- CULSHAW, N., BHATNAGAR, P., 2001 – The interplay or regional structure and emplacement mechanisms at the contact of the South Mountain Batholith, Nova Scotia : floor-down or wall-up? *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 38, pages 1285-1299.
- DALL'AGNOL, R., COSTI, H.T., DA S. LEITE, A.A., DE MAGALHAES, M.S., TEIXEIRA, N.P., 1999 – Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research*; volume 95, pages 9-39.
- DAVIDSON, A., 1995 – A review of the Grenville orogen in its North American type area. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*; volume 16, pages 3-24.
- DEPAOLO, D.J., 1981 – Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 53, pages 189-202.
- DIDIER, J., BARBARIN, B., 1991 – The different types of enclaves in granites – Nomenclature. *Dans : Enclaves and Granite Petrology (J. Didier - B. Barbarin, éditeurs)*. *Developments in Petrology*; volume 17, pages 19-23.
- DUDÁS, F.O., 1992 – Petrogenetic evaluation of trace element discrimination diagrams. *Dans : Basement Tectonics 8 (M.J Bartholomew-D.W. Hyndman-D.W. Mogk - R. Mason, éditeurs)*; Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pages 93-127.
- DUNCAN, A.R., 1987 – The Karoo igneous province – a problem area for inferring tectonic setting from basalt geochemistry. *Journal of Volcanological and Geothermal Research*; volume 32, pages 13-34.
- DUPUY, C., DOSTAL, J., 1984 – Trace element geochemistry of some continental tholeiites. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 67, pages 61-69.
- EKLUND, O., SHEBANOV, A.D., 1999 – The origin of rapakivi texture by sub-isothermal decompression. *Precambrian Research*; volume 95, pages 129-146.

- ELBURG, M.A., 1996 – U-Pb ages and morphologies of zircon in microgranitoid enclaves and peraluminous host granite : evidence for magma mingling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 123, pages 177-189.
- ELBURG, M.A., FODEN, J., 1999 – Geochemical response to varying tectonic settings : an example from southern Sulawesi (Indonesia). *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 63, pages 1155-1172.
- FLOYD, P.A., WINCHESTER, J.A., 1975 – Magma-type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 27, pages 211-218.
- FOWLER, T.J., 1994 – Sheeted and bulbous pluton intrusion mechanisms of a small granitoid from southeastern Australia : implications for dyke-to-pluton transformation during emplacement. *Tectonophysics*; volume 234, pages 197-215.
- FROST, C.D., BELL, J.M., FROST, B.R., CHAMBERLAIN, K.R., 2001 – Crustal growth by magmatic underplating : isotopic evidence from the northern Sherman batholith. *Geology*; volume 29, pages 515-518.
- GALLAGHER, K., HAWKESWORTH, C., 1992 – Dehydration melting and the generation of continental flood basalts. *Nature*; volume 358, pages 57-59.
- GALLAGHER, K., HAWKESWORTH, C., 1994 – Mantle plumes, continental magmatism and asymmetry in the South Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 123, pages 105-117.
- GOBEIL, A., CHEVÉ, S., CORRIVEAU, L., CLARK, T., PERREAULT, S., NABIL, H., 1996 – Lac Nipisso, 22I/13. Ministère des Ressources naturelles, Québec; SI-22I/13-C3G-97E, carte finale sans notice.
- GOBEIL, A., CHEVÉ, S., CLARK, T., CORRIVEAU, L., NABIL, H., SAINT-GERMAIN, P., TOGOLA, N., 1999a – Lac Cacaoni, 22I/12. Ministère des Ressources naturelles, Québec; SI-22I/12-C3G-98K, carte finale sans notice.
- GOBEIL, A., CHEVÉ, S., CLARK, T., CORRIVEAU, L., PERREAULT, S., DION, D.J., NABIL, H., 1999b – Géologie de la région du Lac Nipisso (SNRC 22I/13). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-19, 60 pages.
- GOBEIL, A., CHEVÉ, S., CLARK, T., CORRIVEAU, L., NABIL, H., TOGOLA, N., SAINT-GERMAIN, P., 2000 – Géologie de la région des Lacs Brézel et Cacaoni (SNRC 22I/11 et 22I/12). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-09, 45 pages.

- GOBEIL, A., BRISEBOIS, D., VERPAELST, P., CHEVÉ, S., MADORE, L., CLARK, T., WODICKA, N., DAVID, J., 2002 – Évolution géotectonique de la Province de Grenville dans la région de la Moyenne-Côte-Nord, Québec. *Dans* : Synthèse géologique de la région de la Moyenne-Côte-Nord (T. Clark - D. Brisebois, *éditeurs*). Ministère des Ressources naturelles, Québec; en préparation.
- GOURGAUD, A., 1991 – Comagmatic enclaves in lavas from the Mont-Doré composite volcano, Massif Central, France. *Dans* : Enclaves and Granite Petrology (J. Didier - B. Barbarin, *éditeurs*). Developments in Petrology; volume 17, pages 221-233.
- GRUNDER, A.L., 1995 – Material and thermal roles of basalt in crustal magmatism : case study from eastern Nevada. *Geology*; volume 23, pages 952-956.
- HAAPALA, I, RÄMÖ, O.T., 1999 – Rapakivi granites and related rocks : an introduction. *Precambrian Research*; volume 95, pages 1-7.
- HARRIS, N.B.W., PEARCE, J.A., TINDLE, A.G., 1986 – Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Dans* : Collision Tectonics (M. Coward - A.C. Ries, *éditeurs*). Geological Society; Special Publication, pages 67-81.
- HARRINSON, T.N., BROWN, P.E., DEMPSTER, T.J., HUTTON, D.H.W., BECKER, S.M., 1990 – Granite magmatism and extensional tectonics in Southern Greenland. *Geological Journal*; volume 25, pages 287-293.
- HASHIGUSHI, H., YAMADA, R., INOUE, T., 1983 – Practical application of low Na₂O anomalies in footwall acid lava for delimiting promising area around the Kosaka and Fukazawa Kuroko deposits, Akita Prefectural, Japan. *Economic Geology Monographs*; volume 5, pages 387-394.
- HATTORI, K., SATO, H., 1996 – Magma evolution recorded in plagioclase zoning in 1991 Pinatubo eruption products. *American Mineralogist*; volume 81, pages 982-994.
- HÉBERT, C., NANTEL, S., 1999 – Géologie de la région de L'Ascension (SNRC 31J/10). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-03, 31 pages.
- HERGT, J.M., CHAPPEL, B.W., MCCULLOCH, M.T., MCDUGALL, I., CHIVAS, A.R., 1989 – Geochemical and isotopic constraints on the origin of the Jurassic dolerites of Tasmania. *Journal of Petrology*; volume 30, pages 841-883.
- HIBBARD, M.J., 1991 – Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. *Dans* : Enclaves and Granite Petrology (J. Didier - B. Barbarin, *éditeurs*). Developments in Petrology; volume 17, pages 431-444.

- HILDRETH, W., 1981 – Gradients in silicic magma chambers : implications for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research*; volume 86, pages 10153-10192.
- HOCQ, M., 1994 – La Province de Grenville. *Dans : Géologie du Québec (C. Dubé, éditeur). Les Publications du Québec. Pages 75-94.*
- HOLLISTER, L.S., CRAWFORD, M.L., 1986 – Melt-enhanced deformation : a major tectonic process. *Geology*; volume 14, pages 558-561.
- HOLM, P.E., 1982 – Non-recognition of continental tholeiites using the Ti-Y-Zr diagram. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 79, pages 308-310.
- HOLM, P.E., 1985 – The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hygromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites. *Chemical Geology*; volume 51, pages 303-323.
- HUPPERT, H.E., SPARKS, R.S.J., 1988 – The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Journal of Petrology*; volume 29, pages 599-642.
- HUTTON, D.H.W., 1988 – Granite emplacement mechanisms and tectonic controls : inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh : Earth Sciences*; volume 79, pages 245-255.
- HUTTON, D.H.W., 1992 – Granite sheeted complexes : evidence for the dyking ascent mechanism. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh : Earth Sciences*; volume 83, pages 377-382.
- HUTTON, D.H.W., DEMPSTER, T.J., BROWN, P.S.E., BECKER, S.D., 1990 – A new mechanism of granite emplacement : intrusion in active extensional shear zones. *Nature*; volume 343, pages 452-455.
- IRVINE, T.N., BARAGAR, W.R.A., 1971 – A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 8, pages 523-548.
- JENSEN, L.S., 1976 – A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Department of Mines; Miscellaneous paper 66, 22 pages.
- KELEMEN, P.B., JOHNSON, K.T.M., KINZLER, R., IRVING, A.J., 1990 – High field strength element depletion in arc basalts due to mantle-magma interaction. *Nature*; volume 345, pages 521-524.
- KETCHUM, J.W.F., BARR, S.M., CULSHAW, N.G., WHITE, C.E., 2001 – U-Pb ages of granitoid rocks in the northwestern Makkovik Province, Labrador : evidence for 175 million years of

- episodic synorogenic and postorogenic plutonism. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 38, pages 359-372.
- KRETZ, R., 1983 – Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*; volume 68, pages 277-279.
- LAFLÈCHE, M.R., DUPUY, C., BOUGAULT, H., 1992 – Geochemistry and petrogenesis of Archean mafic volcanic rocks of the southern Abitibi Belt, Québec. *Precambrian Research*; volume 57, pages 207-241.
- LE MAITRE, R.W., BATEMAN, P., DUDEK, A., KELLER, J., LAMEYRE, M.J., LE BAS, M.J., SABINE, P.A., SCHMID, R., SORENSEN, H., STRECKEISEN, A., WOOLEY, A.R., ZANNETIN, B., 1989 – A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford, 193 pages.
- L'HEUREUX, I., 1993 – Oscillatory zoning in crystal growth : A constitutional undercooling mechanism. *Physical Review E*; volume 48, pages 4460-4469.
- LIGHTFOOT, P.C., HAWKESWORTH, C.J., HERGT, J., NALDRETT, A.J., GORBACHEV, N.S., FEDORENKO, V.A., DOHERTY, W., 1993 – Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume : major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 114, pages 171-188.
- LIPMAN, P.W., GLAZNER, A.F., 1991 – Introduction to Middle Tertiary Cordilleran volcanism : magma sources and relations to regional tectonics. *Journal of Geophysical Research*; volume 96, pages 13193-13199.
- LOWELL, G.R., YOUNG, G.J., 1999 – Interaction between coeval mafic and felsic melts in the St. François Terrane of Missouri, USA. *Precambrian Research*; volume 95, pages 69-88.
- LUCAS, S.B., ST-ONGE, M.R., 1995 – Syn-tectonic magmatism and the development of compositional layering, Ungava Orogen (northern Québec, Canada). *Journal of Structural Geology*; volume 17, pages 475-491.
- MAISONNEUVE, S., ROY, P., 1998 – Rapport géologique des propriétés Ann, Volant et Volant-Nord. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 56115, 71 pages.
- MANIAR, P.D., PICCOLI, P.M., 1989 – Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*; volume 101, pages 635-643.
- MARSHALL, L.A., SPARKS, R.S.J., 1984 – Origin of some mixed-magma and net-veined ring intrusions. *Journal of the Geological Society of London*; volume 141, pages 171-182.

- MCCAFFREY, K.J.W., 1992 – Igneous emplacement in a transpressive shear zone : Ox Mountains igneous complex. *Journal of the Geological Society of London*; volume 149, pages 221-235.
- MCCARTHY, T.C., PATIÑO DOUCE, A.E., 1997 – Experimental evidence for high-temperature felsic melts formed during basaltic intrusion of the deep crust. *Geology*; volume 25, pages 463-466.
- 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*; volume 112, pages 119-135.
- MEANS, W.D., PARK, Y., 1994 – New experimental approach to understanding igneous texture. *Geology*; volume 22, pages 323-326.
- MENZIES, M.A., KYLE, P.R., 1990 – Continental volcanism : a crust-mantle probe. *Dans : Continental Mantle (M.A. Menzies, éditeur)*. Clarendon, Oxford, pages 157-178.
- MESCHEDE, M., 1986 – A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*; volume 56, pages 207-218.
- MIYASHIRO, A., 1974 – Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*; volume 274, pages 321-355.
- MOHR, P., 1992 – Nature of the crust beneath magmatically active continental rifts. *Tectonophysics*; volume 213, pages 269-284.
- MORRIS, G.A., HOOPER, P.R., 1997 – Petrogenesis of the Colville igneous complex, northeast Washington : implications for Eocene tectonics in the northern U.S. Cordillera. *Geology*; volume 25, pages 831-834.
- MULLEN, E.D., 1983 – MnO/TiO₂/P₂O₅ : a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environment and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 62, pages 53-62.
- NABIL, H., 1999 – Caractérisation de la minéralisation en Ni-Cu-Co de l'indice de Lac-Volant, région de Sept-Îles, Québec. Thèse de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi; 189 pages.
- NABIL, H., BARNES, S.-J., CLARK, T., 2002 – Distribution du nickel, du cuivre et des éléments du groupe de platine dans les sulfures de l'indice du lac Volant, région de Sept-Îles, Québec.

- Dans* : Synthèse géologique de la région de la Moyenne-Côte-Nord (T. Clark - D. Brisebois, *éditeurs*). Ministère des Ressources naturelles, Québec; en préparation.
- PARSONS, T., SLEEP, N.H., THOMPSON, G.A., 1992 – Host rock rheology controls on the emplacement of tabular intrusions: implications for underplating of extending crust. *Tectonics*; volume 11, pages 1348-1356.
- 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*; volume 11, pages 349-363.
- PATERSON, S.R., FOWLER, JR.T.K., SCHMIDT, K.L., YOSHINOBU, A.S., YUAN, E.S., MILLER, R.B., 1998 – Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*; volume 44, pages 53-82.
- PATIÑO DOUCE, A.E., 1997 – Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*; volume 25, pages 743-746.
- PAVLIS, T.L., 1996 – Fabric development in syn-tectonic intrusive sheets as a consequence of melt-dominated flow and thermal softening of the crust. *Tectonophysics*; volume 253, pages 1-31.
- PEARCE, J.A., 1975 – Basalt geochemistry used to investigate post tectonic environments in Cyprus. *Tectonophysics*; volume 25, pages 41-68.
- PEARCE, J.A., 1982 – Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Dans* : Andesites (R.S. Thorpe, *éditeur*). John Wiley and Sons, New York, NY, pages 525-548.
- PEARCE, J.A., 1996 – A user's guide to basalt discrimination diagrams. *Dans* : Trace element geochemistry of volcanic rocks : applications for massive sulphide exploration (D.A. Wyman, *éditeur*). Geological Association of Canada, Short Course Notes; volume 12, pages 79-113.
- PEARCE, J.A., CANN, J.R., 1973 – Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 19, pages 290-300.
- PEARCE, J.A., NORRY, M.J., 1979 – Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 69, pages 33-47.
- PEARCE, T.H., GORMAN, B.E., BIRKETT, T.C., 1975 – The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram : a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 24, pages 419-426.

- PEARCE, T.H., GORMAN, B.E., BIRKETT, T.C., 1977 – The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 36, pages 121-132.
- 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*; volume 25, pages 956-983.
- PERREAULT, S., CLARK, T., GOBEIL, A., CHEVÉ, S., DION, D.-J., CORRIVEAU, L., NABIL, H., LORTIE, P., 1996 – Le potentiel en Cu-Ni-Co de la région de Sept-Îles : l'indice du lac Volant. Ministère des Ressources naturelles, Québec; Pro-96-06, 12 pages.
- PERSSON, A.I., 1999 – Absolute (U-Pb) and relative age determinations of intrusive rocks in the Ragunda rapakivi complex, central Sweden. *Precambrian Research*; volume 95, pages 109-127.
- PETFORD, N., GALLAGHER, K., 2001 – Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 193, pages 483-499.
- PHILPOTTS, A.R., CARROLL, M., 1996 – Physical properties of partly melted tholeiitic basalt. *Geology*; volume 24, pages 1029-1032.
- PITCHER, W., 1975 – On the rate of emplacement of batholiths. *Journal of the Geological Society*; volume 131, pages 587-591.
- POLDERVAART, A., 1956 – Zircon in rocks : igneous rocks. *American Journal of Science*; volume 254, pages 521-554.
- RAGLAND, P.C., 1989 – Basic analytical petrology. Oxford, 368 pages.
- RIVARD, B., CORRIVEAU, L., HARRIS, L., 1999 – Structural reconnaissance of a deep crustal orogen using satellite imagery and airborne geophysics. *Canadian Journal of Remote-Sensing*; volume 25, pages 258-267.
- RIVERS, T., MARTIGNOLE, J., GOWER, C.F., DAVIDSON, A., 1989 – New tectonic divisions of the Grenville province, southeast Canadian Shield. *Tectonics*; volume 8, pages 63-84.
- RIVERS, T., 1997 – Lithotectonic elements of the Grenville province : review and tectonic implications. *Precambrian Research*; volume 86, pages 117-154.
- ROGERS, J.J.W., GREENBERG, J.K., 1990 – Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites : distinction by major-element and trace-element chemistry and possible origins. *The Journal of Geology*; volume 98, pages 291-309.

- ROLLINSON, H.R., 1993 – Using Geochemical Data. Longmans, 351 pages.
- SCHMID, S.M., 1982 – Microfabrics studies as indicators of deformation mechanisms and flow laws operative in mountain building. *Dans* : Mountain building processes (K.J. Hsü, *éditeur*); pages 95-110.
- SAINT-GERMAIN, P., CORRIVEAU, L., 2002 – Évolution magmatique et géochimique du Complexe de gabbro-norite et de monzonite de Matamec, région de Sept-Îles, Québec. *Dans* : Synthèse géologique de la région de la Moyenne-Côte-Nord (T. Clark - D. Brisebois, *éditeurs*). Ministère des Ressources naturelles, Québec; en préparation.
- SHA, L.-K., 1995 – Genesis of zoned hydrous ultramafic/mafic-silicic intrusive complexes : an MHFC hypothesis. *Earth-Science Reviews*; volume 39, pages 59-90.
- SHERVAIS, J.W., 1982 – Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 59, pages 101-118.
- SINIGOI, S., QUICK, J.E., MAYER, A., DEMARCHI, G., 1995 – Density-controlled assimilation of underplated crust, Ivrea-Verbano zone, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 129, pages 183-191.
- SMITH, T.E., HOLM, P.E., 1990 – The petrogenesis of mafic minor intrusions and volcanics of the Central Metasedimentary Belt, Grenville province, Canada : MORB and OIB sources. *Precambrian Research*; volume 48, pages 361-373.
- SPEER, J.A., MCSWEEN, JR.H.Y.-GATES, A.E., 1994 – Generation, segregation, ascent, and emplacement of Alleghanian plutons in the southern Appalachians. *The Journal of Geology*; volume 102, pages 249-267.
- STRECKEISEN, A., 1976 – To each rock its proper name. *Earth-Science Reviews*; volume 12, pages 1-33.
- SUN, S.-S., MCDONOUGH, W.F., 1989 – Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. *Dans* : *Magmatism in the Ocean Basins* (A.D. Saunders - M.J., Norry, *éditeurs*). Geological Society Special Publication; volume 42, pages 313-345.
- SYLVESTER, P.J., 1989 – Post-collisional alkaline granites. *The Journal of Geology*; volume 97, pages 261-280.

- THOMPSON, R.N., MORRISON, M.A., DICKIN, A.P., HENDRY, G.L., 1983 – Continental flood basalts... arachnids rule OK? *Dans* : Continental basalts and mantle xenoliths (C.J. Hawkesworth - M.J. Norry, *éditeurs*). Nantwich : Shiva, pages 158-185.
- TOBISH, O.T., CRUDEN, A.R., 1995 – Fracture-controlled magma conduits in an obliquely convergent continental magmatic arc. *Geology*; volume 23, pages 941-944.
- TUCKER, R.D., GOWER, C.F., 1994 – A U–Pb geochronological framework for the Pinware terrane, Grenville Province, southeast Labrador. *The Journal of Geology*; volume 102, pages 67-78.
- VERNON, R.H., 1983 – Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *Journal of Proceedings, Royal Society of New South Wales*; volume 116, pages 77-103.
- VERNON, R.H., 1990 – Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas : microstructural evidence. *Journal of Geophysical Research*; volume 95, pages 17849-17859.
- VERNON, R.H., 1991 – Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves. *Dans* : Enclaves and Granite Petrology (J. Didier - B. Barbarin, *éditeurs*). *Developments in Petrology*; volume 21, pages 277-291.
- VERNON, R.H., 1999 – Quartz and feldspar microstructures in metamorphic rocks. *The Canadian Mineralogist*; volume 37, pages 513-524.
- VERNON, R.H., 2000 – Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Electronic Geosciences*; volume 5 : 2.
- VERNON, R.H., PATERSON, S.R., 1993 – The Ardara pluton, Ireland : deflating and expanded intrusion. *Lithos*; volume 31, pages 17-32.
- VERNON, R.H., ETHERIDGE, M.A., WALL, V.J., 1988 – Shape and microstructure of microgranitoid enclaves : indicators of magma mingling and flow. *Lithos*; volume 22, pages 1-11.
- VERPEALST, P., BRISEBOIS, D., GOBEIL, A., CLARK, T., CHEVÉ, S., MADORE, L., DAVID, J., LARBI, Y., WODICKA, N., 2001 – The true nature of the Wakeham and Manitou terrains, eastern Grenville, Québec, Canada. *GSA Annual Meeting, Session No. 35*.
- VIGNERESSE, J.L., BARBEY, P., CUNEY, M., 1996 – Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *Journal of Petrology*; volume 37, pages 1579-1600.

- 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*; volume 81, pages 101-128.
- WEINBERG, R.F., 1997 – The disruption of a diorite magma pool by intruding granite : the Sobu Body, Ladakh Batholith, Indian Himalayas. *The Journal of Geology*; volume 105, pages 87-98.
- WHALEN, J.B., CURRIE, K.L., CHAPPELL, B.W., 1987 – A-type granites : geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 95, pages 407-419.
- WIEBE, R.A., 1991 – Commingling of contrasted magmas and generation of mafic enclaves in granitic rocks. *Dans : Enclaves and Granite Petrology* (J. Didier - B. Barbarin, *éditeurs*). *Developments in Petrology*; volume 29, pages 393-402.
- WIEBE, R.A., 1993 – The Pleasant Bay layered gabbro–diorite, coastal Maine : ponding and crystallisation of basaltic injections into a silicic magma chamber. *Journal of Petrology*; volume 34, pages 461-489.
- WIEBE, R.A., 1994 – Silicic magma chambers as traps for basaltic magmas : the Cadillac Mountain intrusive complex, Mount Desert Island, Maine. *The Journal of Geology*; volume 102, pages 423-437.
- WIEBE, R.A., COLLINS, W.J., 1998 – Depositional features and stratigraphic sections in granitic plutons : implications for the emplacement and crystallization of granitic magma. *Journal of Structural Geology*; volume 20, pages 1273-1289.
- WILCOX, R.A., 1999 – The idea of magma mixing : history of a struggle for acceptance. *The Journal of Geology*; volume 107, pages 421-432.
- WILSON, M.E., 1918 – The subprovincial limitations of Precambrian nomenclature in the St. Lawrence basin. *The Journal of Geology*; volume 26, pages 325-333.
- WILSON, M., 1989 – *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London, 466 pages.
- WINCHESTER, J.A., FLOYD, P.A., 1977 – Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*; volume 20, pages 325-343.

- WINCHESTER, J.A., VAN STAAL, C.R.-LANGTON, J.P., 1992 – The Ordovician volcanics of the Elmtree – Belledune inlier and their relationship to volcanics of the northern Miramichi Highlands, New Brunswick. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 1430-1447.
- WODICKA, N., DAVID, J., PARENT, M., GOBEIL, A., VERPAELST, P., 2002 – Géochronologie U–Pb et Pb–Pb des domaines de Moisie, de Saint-Jean et de Natashquan. *Dans* : Synthèse géologique de la région de la Moyenne-Côte-Nord (T. Clark - D. Brisebois, *éditeurs*). Ministère des Ressources naturelles, Québec; en préparation.
- WOOD, D.A., 1980 – The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 50, pages 11-30.
- WYNNE-EDWARDS, H.R., 1972 – The Grenville Province. *Dans* : Variations in tectonic styles in Canada (R.A. Price - J.W. Douglas, *éditeurs*). Geological Association of Canada; special paper 2, pages 263-334.
- WYNNE-EDWARDS, H.R., GREGORY, A.F., HAY, P.W., GIOVANELLA, C.A., REINHART, E.W., 1966 – Mont-Laurier and Kempt Lake map-areas, Québec. Geological Survey of Canada, 32 pages.

ANNEXES

ANNEXE A – PÉTROGRAPHIE

*Codes, abréviations et description pétrographique sommaire des différents faciès intrusifs du
Complexe de Matamec*

ANNEXE A.1 – CODES ET ABBRÉVIATIONS

ANNEXE A.1.1 – CODES ET ABBRÉVIATIONS PROVENANT DU SYSTÈME DE CODIFICATION DU MINISTÈRE DES RESSOURCES NATURELLES DU QUÉBEC

Le contenu de ce mémoire constitue un produit MRN (Q), nous avons ainsi utilisé leur codification minéralogique plutôt que celle de Kretz (1983) communément utilisée dans la littérature scientifique.

CORPS GÉOLOGIQUES

COULEUR

Niveau (horizon)	N	Blanc (hâtre)	B
Enclave	E	Bleu (té)	L
Dyke (filon)	D	Gris (âtre)	G
Veine	V	Vert (dâtre)	V

ROCHES INTRUSIVES FELSIQUES

ROCHES INTRUSIVES INTERMÉDIAIRES

ROCHES INTRUSIVES MAFIQUES

I1A	Granite à Fk	I2A	Syénite quartzifère à Fk	I3A	Gabbro
I1B	Granite	I2C	Syénite quartzifère	I3E	Gabbro à quartz
I1L	Syéno-granite	I2D	Syénite	I3J	Norite
I1M	Monzo-granite	I2E	Monzonite quartzifère	I3K	Gabbro à olivine
		I2F	Monzonite	I3L	Norite à olivine
		I2G	Monzodiorite quartzifère	I3N	Troctolite
		I2H	Monzodiorite	I3Q	Gabbronorite
		I2I	Diorite quartzifère	I3R	Gabbronorite à olivine
		I2J	Diorite		
		I2K	Monzosyénite		

CODES MNÉMONIQUES DES MINÉRAUX

MINÉRAUX		Clevelandite	CI	Hédenbergite	HG	Orthoclase (orthose)	OR
Acanthite	AV	Clinohypersthène	HO	Hématite	HM	Orthopyroxène	OX
Actinote	AC	Clinopyroxène	CX	Hemimorphite	HE	Ottrelite	OL
Aeschnite - Y	EC	Clinozoïsité	CZ	Hercynite	HC	Oxyde de fer	OF
Agate	AE	Cobaltite	CE	Holmquistite	HK	Oxyhornblende	OH
Aikinite	BP	Coffinite	UB	Hornblende	HB	(Hornblende brune)	
Akermanite	KA	Columbite/Niobite	NB	Hydrocerussite	HT	Paragonite	PE
Albite	AB	Columbo-tantalite	TO	Hydromagnésite	HN	Pechblende	PB
Allanite	AL	Coopérite	OO	Hydrozincite	ZH	Penninite/Pennine	PT
Altaïte	TP	Cordiérite	CD	Hypersthène	HP	Pentlandite	PD
Amazonite	AI	Corindon	CN	Idaïte	ID	Péristérite	II
Améthyste	AH	Cosalite	PI	Iddingsite	IG	Perovskite	PK
Amiante (Asbestos)	AO	Covellite	CV	Ilménite	IM	Perthite	PR
Amphibole	AM	Cryptomelane	CK	Irriginite	IR	Petzite	PZ
Anatase	NT	Cubanite	CF	Isoferroplatine	IF	Phénacite/Phénakite	PA
Andalousite	AD	Cuivre natif (visible)	Cu	Jade	JA	Phlogopite	PH
Andésine	AA	Cummingtonite	CG	Jarosite	JS	Phosphuranylite	PU
Andradite	GD	Cuprite	CU	Jaspe	JP	Picrolite	AR
Anglésite	LR	Cyrtolite	ZU	Kaolinite	KL	Pistachite	PC
Anhydrite	AY	Danaïte	DT	Kasolite	KS	Plagioclase	PG
Ankérite	AK	Devilline	DL	Kermésite	KM	Pollucite	ZP
Annabergite	NG	Digenite	DG	Klockmannite	KK	Posniakite	PJ
Anorthite	AN	Diopside	DP	Kornéropine	KP	Préhnite	PN
Anthophyllite	AT	Disthène/Kyanite	KN	Krennerite	KR	Pumpellyite	PP
Antimoine	Sb	Djurleite	DJ	Labradorite	LB	Pyrite	PY
Apatite	AP	Dolomite	DM	Laumontite	LU	Pyrochlore	PM
Aragonite	OA	Dravite	TG	Laurite	LI	Pyrolusite	PS
Argent natif (visible)	Ag	Dravite-Schorlite	DS	Lawsonite	LS	Pyrophyllite	PL
Arsénopyrite	AS	Électrum	EM	Lepidocrocite	LD	Pyroxène	PX
Augite	AG	Enargite	EG	Lépidolite	LP	Pyrrhotite (Pyrrhotine)	PO
Aufunite	AU	Enstatite	ES	Lessingite	LE	Quartz	QZ
Awaruite	NF	Epidote	EP	Leucite	LC	Quartz bleu	QB
Axinite	AX	Erythrite	ER	Leucoxène	LX	Souffre	S
Azurite	AZ	Eudialyte	EU	Limonite	LM	Sphène/Titanite	SN
Barytine	BR	Euxénite - (Y)	EX	Linnaéite	LN	Spinelle	SL
Bastnaésite	BA	Fayalite	FA	Loellingite	LG	Sulfures	SF
Béryl	BL	Feldspath	FP	Maghémite	DH	Tantalite	TN
Bétafite	BF	Feldspath noir	FN	Magnésiochromite	IC	Tellurobismuthite	TB
Biotite	BO	Feldspath potassique	FK	Magnésite	MN	Tennantite	TT
Birnessite	BI	Feldspath vert/brun	FV	Magnétite	MG	Tenorite	TE
Bismuth	Bi	Feldspathoïde	FD	Malachite	MC	Tétradymite	TD
Bismuthinite	BM	Fer	Fe	Manganite	MM	Tétraferroplatine	OT
Bismutite	BS	Ferghanite	FT	Marcasite	MS	Tétrahédrite	TH
Boltwoodite	BD	Fergusonite	FS	Mariposite	MT	Thomsonite	ZT
Bornite	BN	Ferrimolybdite	FM	Marmatite	ZF	Thorianite	TR
Boulangerite	BG	Fibrolite	FB	Martite	MH	Thorite	TI
Bournonite	WO	Fluorapatite	AF	Méliillite	ME	Thucholite	HU
Braggite	DI	Fluorite (fluorine)	FL	Melonite	MW	Titanomagnétite	NM
Brannerite	BE	Forstérite	FO	Ménéghinite	NE	Topaze	TZ
Bravoïte	BV	Franklinite	FR	Merenskyite	MK	Torbernite	TU
Britholite	BU	Freibergite	FG	Mésoperthite	MP	Tourmaline	TL
Brochantite	BH	Fuchsite	FC	Meymacite	WH	Tourmaline zincifère	TA
Brucite	BC	Gahnite	GH	Mica	MI	Trémolite	TM
Bytownite	BT	Galène	GL	Microcline	ML	Ulvöspinel	US
Calaverite	CA	Gaspéite	NC	Millerite	NS	Uraninite	UR
Calcédoine	CQ	Gédrite	GT	Minéraux argileux	MA	Uranophane	UP
Calcite	CC	Gersdorffite	NA	Minéraux décoratifs	MD	Uranopilite	UI
Carbonate	CB	Glaucofane	GC	Minéraux lourds	MX	Uranothorianite	UH
Cattierite	CJ	Goethite	GO	Minéraux mafiques	MF	Uranothorite	UT
Cérussite	WD	Graphite	GP	Minéraux opaques	OP	Uvarovite	GU
Cervantite	OS	Greenalite	GF	Minéraux radioactifs	MR	Valentinite	VA
Chabazite(Chabasite)	ZB	Greenockite	GK	Minnesotaité	MU	Valleriite	VL
Chalcocite(ne)	CT	Grenat	GR	Molybdénite	MO	Vermiculite	VR
Chalcopyrite	CP	Grenat-almandin	GA	Molybdite(dîne)	MB	Vésuvianite	VV
Chamosite	DN	Grenat-grossulaire	GG	Monazite	MZ	Violarite	VO
Chert	CH	Grenat manganésifère	GM	Monticellite	OM	Willemite	WM
Chloanthite	CO	Grenat-pyrope	GY	Muscovite	MV	Wilsonite	WS
Chlorite	CL	Grunérite	GN	Néphéline	NP	Wolframite	WF
Chloritoïde	CR	Gudmundite	UD	Nickeline	UN	Wollastonite	WL
Chondrodite	HR	Gummite	GB	Niocalite	OI	Wulfenite	WN
Chromite	CM	Gunningite	GI	Ocre	OC	Xénotime-(Y)	TX
Chrysocolle	CY	Gypse	GE	Oligoclasse	OG	Zéolite	ZL
Chrysotile	CS	Halite	HL	Olivine	OV	Zincite	ZN
Clarkeite	UC	Heazlewoodite	HZ	Or natif (visible)	Au	Zircon	ZC

CODES MNÉMONIQUES DES STRUCTURES, TEXTURES ET AUTRES

AC	Aciculaire	CZ	Coulée massive à surface coussinée	FU	Fragments allongés «polymictic»/polygéniques
AD	Adcumulat	CW	Coulée massive grenue et/ou partie basale grenue de coulée	FK	Fragments aplatis «polymictic»/polygénique
AA	Affleurement caractérisé par le plissement	CO	Coussiné (coussins)	FQ	Fragments aplatis «monomictic»/monogénique
AT	Agmatitique	XP	Coussins allongés	RB	Framboïdal
AL	Alaskitique	FP	Coussins aplatis	FR	Frites («pencil structure») (en crayon)
AE	Altéré	MD	Coussins en molaire	GA	Galets (à) (64-256 mm)
AO	Amas arrondis (globulaires)	CF	Coussins fragmentés	GE	Géode
AI	Amas irréguliers	CI	Coussins isolés	GB	Gloméroblastique
AB	Amiboïdal(e)	CJ	Coussins jointifs	GC	Gloméroclastique
AM	Amygdalaire	CT	Crescumulat	GX	Glomérocrystallin(e)
AN	Anastomosé	CR	Cristalloblastique	GH	Gloméroporphyrique
AR	Antirapakivi	CX	Cristaux (en)	NR	Gneiss à crayons
AP	Aphanitique	CP	Cryptalguaire	GD	Gneiss droit («straight gneiss»)
AY	Apophyse (en)	CU	Cumulat (à)	GS	Gneissique
AS	Arborescent	CM	Cumulite	GW	Gradation densimétrique
AU	Autoclastique	DS	Cupules («dish structure»)	VG	Gradation granulométrique
BA	Bancs (en)	CY	Cyclique(Cyclicité)	GF	Grains fins (à) < 1mm roches ignées
BM	Bandes de cimentation	DT	Dendritique	GG	Grains grossiers (à) >5 mm roches ignées
BS	Basal(e)	DG	Désagrégés / brisés	GM	Grains moyens (à) 1-5 mm roches ignées
BE	«Birds eyes»	DQ	Diabasique	GT	Grains très fins
BI	Biseau	DB	Diablastique	GO	Grains très grossiers
BL	Blocs (à)	DC	Diaclasé	GR	Granoblastique
BU	Bordure / limite de coulée	DE	Direction d'écoulement de coulés	GI	Granoclasement inverse
BV	Botryoïdal	DR	Direction de courant	GJ	Granoclasement inverse suivi de normal
BO	Boudinage	DD	Discordance	GK	Granoclasement normal suivi d'inverse
BC	Brèche à coussins ordinaires isolés	DI	Disséminé	GN	Granoclasement normal
BG	Brèche à coussins peu serrés	DK	Drusique	GQ	Granoclastique
BF	Brèche à méga-coussins isolés	DU	Dunes	GY	Granophyrique
BB	Brèche à mini-coussins isolés	DW	Durchbewegung	GU	Granules (à) (2-4 mm)
BQ	Brèche de coulée / Brèche de lave	SB	Échappement (structure d')	GP	Graphique
BH	Brèche de coussins désagrégés / brisés	ED	Écharde	GV	Griffon
BK	Brèche de coussins fragmentés	EO	Écoulement (structure d')	HA	«Harrisitic»
BN	Brèche d'intrusion	EF	Effondrement (structure d')	HE	Hélicitique
BP	Brèche pyroclastique	EL	Empreinte de cannelures	HU	Hétéradcumulat
BT	Brèche tectonique	EC	Empreinte de charge («load cast»)	HB	Hétéroblastique
BR	Bréchtique / Brèche	EI	Empreinte d'impact	HK	Hétérogène
BY	Broyage	EN	Enclave	HG	Hétérogranulaire
CA	Cailloux 4-64 mm	EM	Encroûtement («crustification»)	HC	Holocristallin(e)
PK	Cailloux alignés «pebble stringers»	EE	En échelon	HH	Holohyalin(e)
CN	Cannelure	ES	En festons	HL	Hololeucocrate
CQ	Cataclastique	EP	Épiclastique	HM	Holomélanocrate
CE	Cendre (à)	EQ	Équigranulaire	HQ	Homéoblastique
VP	Centre volcanique/ faciès proximal	ER	Excroissances	HJ	Homogène
DN	Cheminée d'alimentation (dyke nourricier)	EX	Extrusif (ve)	HT	Homotactique
CV	Cheminée volcanique	FJ	Faille intra-formationnelle	HY	Hyaloclastites
CH	Chenal	FV	Faille synvolcanique	HR	Hyaloclastites remaniées
CG	Chenalisé	FD	Fente de dessiccation	HP	Hyalopilitique
CD	Chenal d'érosion (à)	FM	Fente de refroidissement	TH	Hyalotuf
CS	Cisaillé(e)	FI	Fibreux (se)	HD	Hypidiomorphe
OL	Colloforme	FB	Fibroblastique	HX	Hypocristallin(e)
JC	Columnaire/ (joints en colonnes)	FN	Filonien	ID	Idiomorphe
CC	Concrétion(s) nodules	FH	Filons-couches cogénétiques (synvolcaniques)	IM	Imbrication de cailloux, blocs
CB	Convolutions (à)	FE	Flammes	IP	Imprégnation
KO	Coronitique	FS	Filandré « Flaser »	IG	Intergranulaire
CL	Coulée	FL	Fluë, par fluage - fluidal	IS	Intersertale
NC	Coulée coussinée à noyaux saussuritisés	FL	Fluidal(e) (à structure)	IT	Intraclastes (à)
FZ	Coulée fragmentée	FX	Flûte déformée par surcharge	IR	Intraformationnel(le)
CK	Coulée massive	FT	Flûte («flutecast»)	IU	Intrusif(ve) / injection
NM	Coulée massive à noyaux saussuritisés	FO	Folié(e)	IC	Iridescence
		FF	Fossilifère	IL	Isolés
		FA	Fracturé(e)	JC	Joints en colonnes
		FC	Fractures radiales dans les coussins	KR	Karstique
		FG	Fragmenté(e)	LU	Labradorescence
		FW	Fragments allongés «monomictes»/monogéniques	LA	Laminaire (laminé)

CODES MNÉMONIQUES DES STRUCTURES, TEXTURES ET AUTRES (suite)

LC	Laminations convolutées	PO	Porphyrique	TL	Tuf à lapilli
CP	Laminations cryptalgaires	PQ	Porphyroblastique	TY	Tuf à lapilli et tuf à blocs
LO	Laminations ondulantes	PJ	Porphyroclastique	TC	Tuf cherteux
LL	Laminations ondulantes lenticulaires	PX	Prismatique	TG	Tuf graphiteux
LQ	Laminations obliques	PF	Protoclastique	TI	Tuf lithique
LP	Laminations parallèles	PR	Pyroclastique	TS	Tuf soudé
TO	Lapillistone	RO	Radeaux (en)	TU	Tufacé
LI	Lapilli (à)	RK	Rapakivique	TB	Turbidite (voir guide des géofiches)
LT	Lattes (en)	RG	Régolite	VA	Variolitique
LV	Lave / coulée de lave	RN	Remanié(e)	VN	Veiné(e)
LK	Lave en blocs	RL	Remplacement	VE	Vesiculaire
LE	Lenticulaire	RF	Réniforme	VI	Vitreux(se)
LF	Lépidoblastique	RE	Réticulé(e)	VO	Volcanique
LX	Leucocrate	RC	Rides de courant	VC	Volcanoclastites
LS	Leucosome	RP	Rides de plage	XB	Xénoblastique
SA	Lité(e), stratifié(e)	RM	«Rill mark(s)»	XM	Xénomorphe
AG	Lits amalgamés	RI	«Rip-up clast(s)»	ZC	Zone de contact
LN	Lits d'épaisseur moyenne (10 à 25 cm)	RQ	Ruban de quartz	ZD	Zone de déformation
LG	Lits épais (>25 cm)	RU	Rubané(e)	ZF	Zone de faille
LD	Lits lenticulaires	RA	Rubanement concentrique	ZM	Zone minéralisée
LM	Lits minces (1-10 cm)	LJ	Rubanement de diffusion («Liesegang rings»)	ZR	Zone rouillée
LB	Lobe	RS	Rubanement symétrique	ZS	Zone de cisaillement
MA	Massif(ve)	RT	Rubanement tectonique	XX	Autres
MC	Mégacoussins (à)	SD	Saccaroïdale (granoblastique)		
MP	Mégaporphyrique	SC	Schisteux		
MX	Mélanocrate	SH	«Schlieren»		
MS	Mélanosome	SR	Scoriacé(e)		
MK	Mésocrate	SV	«shatter cone»		
MF	Mésocumulat	SL	«Slump»		
ME	Métamorphisé	SM	Sommital(e)		
ML	Miarolitique	SP	Sphérolitique		
MT	Micritique	SX	Spinifex (à)		
MB	Microbrèche	SW	Stockwerk		
MI	Microlitique	SF	Stratifications entrecroisées de fosse		
MR	Microporphyrique	SN	Stratifications / laminations obliques planaires		
MU	Minicoussins (à)	SQ	Stratifications / laminations obliques tangentielles		
MZ	Mobilisat	ST	Stratifié(e) / stratiforme		
MM	Monogénique «Monomictic»	SG	«Streaky» mafiques en trait		
MO	Mosaïque	SJ	Stratoïde («stratabound»)		
MN	Mylonitique	SI	Strie		
MY	Myrmékitique	SS	Stringer		
NB	Nébulitique	SK	«Stromatic»		
NE	Nématoblastique	SU	Stromatolitique		
NS	Néosome	ET	Structure de percement («piercement»)		
NO	Nodulaire	DW	Structure «durchbewegung»		
NY	Noyaux	PY	Structure en cocarde (crustification dans brèche, «cockade»)		
OC	Ocellaire	PW	Structure en peigne («comb»)		
OE	Oeillé(e)	SY	Stylolites		
OI	Olikocryst (à)	SO	Subophitique		
OO	Oolitique	SE	Surface d'érosion		
OP	Ophitique	TA	Tabulaire		
OR	Orbiculaire	TT	Talus (de)		
OU	Orthocumulat	TE	Tectonique		
PS	Paléosome	YL	Tectonite en L		
PE	Paléosurface d'érosion	YZ	Tectonite en L/S		
PA	Panidiomorphe	YS	Tectonite en S		
PV	Patron d'interférence	YH	Tectonique hétéroclastique		
PG	Pegmatitique	YM	Tectonite homoclastique		
PL	«Pellets» (à)	TF	Traces fossiles (trous de vers, etc.)		
PD	Péloïdes	TR	Trachytique / trachytoïde		
PT	Perlitique	TP	Trempe (de)		
LR	Peu serrés (loosely packed)	TM	Tuf à blocs		
PH	Phanéritique	TZ	Tuf à blocs et tuf à lapilli		
PI	Phénocristique	TD	Tuf à cendre		
PZ	Plis ptygmatisques	TX	Tuf à cristaux		
PU	Plutonique				
PC	Poecilitique				
PB	Poeciloblastique				
PM	Polygénique / «polymictic»				
PN	Ponce				
PP	Porphyre				

**ANNEXE A.1.2 – CODES ET ABBRÉVIATIONS NON DISPONIBLES DANS LE
SYSTÈME DE CODIFICATION DU MRN (Q)**

Abond	abondant	Mat	matrice
Aig	aiguille	Mégacx	mégacristaux
All	allongé	Microperth	microperthite
Antiperth	antiperthite	Moy	moyenne
Arr	arrondi		
Ass	associé	Néocx	néocristaux
Bat	bâtonnet		
		PA	plan axial
Courb	courbés	Paillet	paillette
Ctc	contact	Perth	perthite
Cx	cristaux	Phénocx	phénocristaux
		Pliss	plissées
Déf	déformés	Prism	prismatique
Dif	diffus		
Discont	discontinu	Recx	recristallisé
Ds	dans	Rempl	remplace
		Roul	roulante
Épais	épaisse		
Ext	extinction	SG	sub-grain
		Surcrois	surcroissance
FOi	foliation ignée	Sut	suturé
FOt	foliation tectonique		
Frag	fragmenté	Tot	totalemment
		Tr	en traces
GFM	grain fin à moyen	Trapu	trapu(es)
GMG	grain moyen à grossier	Txt	texture
Gra	granulométrie		
Gros	grossier	Vm	vermiculaire
Group	groupé		
GTF	grain très fin à fin	x	plusieurs
GU	grenu	<	plus petit
		//	parallèle
Incl	inclusions	->	produit
Interst	interstitiel		
Irrég	irrégulier		
Lam	lamellaire		
Loc	localement		

ANNEXE A.2 – DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE

L'annexe A.2 présente une description pétrographique sommaire des échantillons des différents faciès intrusifs du Complexe de Matamec. Les lithologies décrites au microscope sont très variées : 25 gabbronorites, 9 monzonites (monzonites et monzonites quartzifères), 7 granites (granites, granites à feldspath alcalin et syénogranite), 3 roches syénitiques (monzosyénite, syénite et syénite quartzifère à feldspath alcalin), 17 roches hybrides (monzodiorites et monzodiorites quartzifères), 10 enclaves de gabbronorite, 3 enclaves hybrides (monzodiorite et monzodiorites quartzifères), 9 dykes mafiques à intermédiaires (diorites, gabbros, gabbronorite et gabbronorite à olivine), 7 roches gabbroïques (diorites, diorite quartzifère, gabbro, norite et gabbro à quartz) et 4 roches gabbroïques à olivine (gabbronorite à olivine, norites à olivine et troctolite). La colonne **No** donne le numéro de la lame mince et la colonne **Roche**, la lithologie (abréviations à l'annexe A.1.1) telle que déterminée sur l'affleurement ou en lame mince. Les 12 colonnes suivantes (**OX-MZ**) inventorient les minéraux présents (% ; un «X» indique la présence du minéral lorsque le mode n'a pas été déterminé). Étant donné la granulométrie suffisamment grossière des grains et du manque de représentativité que représenterait le mode quantitatif d'une lame mince, les pourcentages modaux ont été estimés qualitativement sans comptage modal quantitatif. La colonne **Gra** donne la granulométrie de la roche (GT : grain très fin, GTF : grain très fin à fin, GF : grain fin, GFM : grain fin à moyen, GM : grain moyen, GMG : grain moyen à grossier, GG : grain grossier). La colonne **Textures** répertorie les principales textures de la roche (abréviations à l'annexe A.1). La colonne **Recx** indique l'intensité de la recristallisation de la roche [absente (-), très faible, faible, moyenne (moy) ou forte; un «X» indique qu'une recristallisation est présente lorsque son intensité n'a pas été déterminée]. Les 3 colonnes suivantes (**Forme PG-Forme FK**) décrivent brièvement la forme des cristaux felsiques (*PG*, *QZ*, *FK*) des roches intrusives du Matamec (abréviations à l'annexe A.1). Les colonnes **Cour** et **Incl** mettent en évidence les différents types de couronnes et d'inclusions de minéraux (abréviations à l'annexe A.1). La colonne **Remarques** fournit des renseignements sur diverses observations, telles la forme de certains minéraux (e.g., minéraux accessoires, mafiques ou opaques), la présence d'autres couronnes ou inclusions, la présence de certains minéraux (e.g., amphibole bleu-vert, spinelle, épidote) ou des textures ou structures singulières (e.g., poches leucogabbroïques).

No	Roche	OX	CX	AM	BO	PG	FK	QZ	OP	GR	ZC	AP	MZ	Gra	Textures	Recx	Forme PG	Forme QZ	Forme FK	Cour	Incl	Remarques
GABBRONORITES																						
0005A	I3Q	X	X	<1	X	X			4	X		<1		GM	IG-HJ-FOI- GH loc		bat HD à SG, cx GU	XM au ctc des poches I3A LX				AP: AC, aig trapu / PX: MO GU ID EQ / BO interst / poches I3A LX ovoïdes avec QZ-BO aux ctc
		MO	MO		GU																	
		EQ	EQ																			
0040A	I3Q	X	X		<1	X			<1					GFM	SO-GR	X	cx GU à SG, cx GR					
		EQ	EQ																			
0073A	I3Q	X	X	<1	X	X			tr	5				GMG	IG-FOI-GR	X	bat HD à SG ou GR	XM et VM, interst	OP (AM)			OP: interst aux MF / AP: prism gros et group
		MO	MO																			
		EQ	EQ																			
0222A	I3Q	X	X	X	X	X	<5	1	1	1	tr	X		GM	IG-MA-HJ	faible	bat à bdures loc sut, bat à SG loc GR	XM, mégacx, loc en amas				FG-BO (AP) / AP: AC, aig trapu et prism arr / FK (CX) surtout aux bdures / perth et antiperth / ZC: ID, gros et loc frag / BO interst
		ID	ID		GU																	
		EQ	EQ																			
0232A	I3Q	X	X	<1	X	X		tr	2					GM	SO-HJ-MA- MK	-	bat ID à HD, cx GU loc		AM (OP- BO-PX)			AP: aig trapu et prism gros frag / PG zoné / AM LV loc en ctc PX / BO en paillet
					PC																	
0234A	I3Q	X	X	X	X	X			X					GFM	SO-HJ-MA	-	bat ID		AM (BO)			AP: aig trapu ID / OP surtout ass à HB-BO / AM LV loc en ctc PX
0238A	I3Q	X	X	1	tr	X			3		X	X		GT	IG-MA	très faible	bat loc GR		AM (PX)			AP: AC
		MO	MO																			
		EQ	EQ																			
0239A	I3Q	X	X	7		X			1					GFM	IG-MA-HJ- MK	-	bat HD					OP: souvent interst aux AM
		MO	MO	GU																		
		EQ	EQ																			
0242C	I3Q	X	X	tr	X	X			1		tr	tr		GM	IG-MA-MY	moy	bat HD, cx GU, cx GR					AP: AC, aig trapu et loc prism / ZC: ID et loc group / faible FOI / AM LV loc en ctc PX / BO en paillet
					GU																	
0254A	I3Q	X	X	2	X	X	<1		<1			X		GM	IG-SO loc- HJ-MK- MA-MY	-	bat, cx GU	mégacx HD				AP: AC et aig trapu / Gra bimodale: 1) petit bat et cx GU PG 2) bat gros et cx GU PG / mégacx perth ML [PG- PX] surtout aux bdures / BO en paillet interst à PX
							ML															

XX (YY): XX en couronne autour de YY; XX [YY]: YY en inclusion dans XX; GU = grenu; un «X» indique la présence du minéral lorsque le mode n'a pas été déterminé

No	Roche	OX	CX	AM	BO	PG	FK	OZ	OP	GR	ZC	AP	MZ	Gra	Textures	Recx	Forme PG	Formé QZ	Forme FK	Cour	Incl	Remarques
0262A	I3Q	X	X	12	X	X		3				tr		GM	IG-SO loc- HJ-MK-MA	faible	bat loc GR					AM-BO [OP] PG-PX [AP] AP: AC et aig trapu / BO en paillet
0265A	I3Q	X	X		X			1				tr		GM	IG-HJ-MK	-	bat HD, cx GU					BO [MZ-OP] PG-PX [AP] PX [ZC] AP: AC et prism / ZC: ID / OP surtout en bdure des PX / BO en paillet interst à PX
0320A	I3Q	X	X	10	X	X		1	MG		tr	1		GM	IG-MA-HJ- MK	très faible	cx à SG, bdures sut loc		AM (OP)			PX-BO [ZC] / AP: aig trapu et prism / ZC: ID / vAM LV / BO en paillet interst à AM-PX
1256A	I3Q	X	X		X			1			tr	tr		GM	IG-MA-MK	-	bat HD, cx GU HD					BO [MZ] PG-PX [AP] AP: aig trapu / ZC: ID gros / BO en paillet
3011A	I3Q	X	X	6	X	X		<5	MG			tr		GM	SO-HJ-MA- MK-FOI- GR	X	cx GU GR		AM (OP)		AP: aig trapu / OP: surtout ass à AM	
3033A	I3Q	X	X		X	X		tr	1		tr	1		GF	IG-HK-MA- FOI	-	bat HD, cx GU, phénocx					PG GU [PX] BO [HB] AP 2) riche en BO, tr AP 3) GM, 1% AP / poches dif de 3 ds 1 / ZC: ID / AP: aig trapu
3055A	I3Q	X	X	<1	X	X		1	MG		X	tr		GMG	IG-MA-MY- GR	X	cx GU GR, phénocx HD à SG, bat					PX [OP] antiperth PG [AP] AM LV en veines et en ctc PX / AP: ID, prism et aig trapu / BO interst à PX
3074B	I3Q	X	X	X	X	X		1	MG			tr		GM	IG-SO	très faible	bat loc à SG ou GR					PG [AP] AP: aig trapu / AM interst à PX
3097A	I3Q	X	X	2	2	X		1				tr		GFM	MA-HJ-IG	faible	bat à SG loc GR					PX [OP] PG [AP] AP: AC / AM interst à PX / BO en paillet
3113A	I3Q	X	X	tr	tr	X		2	MG		tr	1	X	GG	IG-HJ-MA- FOI	-	bat, phénocx HD					PX [OP] PG-PX [AP] ID frag AP: AC et ID gros / faible FOI montrée par PX-PG / ZC:

No	Roche	OX	CX	AM	BO	PG	FK	QZ	OP	GR	ZC	AP	MZ	Gra	Textures	Recx	Forme PG	Forme QZ	Forme FK	Cour	Incl	Remarques
3134B	I3Q	X	X		X	X			<1		tr	tr		GM	IG	très faible	bat loc à SG ou GR				PX[OP-ZC] PG-PX[AP]	AP: AC et prism / ZC: ID / BO en pailllet
3166A	I3Q	X	X	<1	X	X			1		tr	tr		GMG	IG-MA-HJ	très faible	bat à SG ou GR				PG-BO[OP] PG[AP] PX[ZC]	AP: AC, aig trapu et prism / ZC: ID
3166A	I3Q	X	X		1	X			1		tr	tr		GM	IG-MA-GX		bat HD, phénocx à SG				PG[FX] antiperth PG-PX[AP]	AP: AC et aig trapu / BO loc en pailllet PC
3174B	I3Q	X	X	tr	X	X			1			2		GG	SO-HK-LX- MY	très faible	bat loc GR				PX[OP-AP]	AP: aig trapu et prism ID / mat à GF GU de PG-BO
3179A	I3Q	X	X		X	X			1		tr	tr		GM	GR-HJ-MA	X	bat, cx GU GR				PG[AP]	AP: AC et aig trapu / BO en fines pailllet loc PC
MONZONITES																						
0102F	I2F	2		12	1	X	X	X	<1		1	<1		GG	FO-HK-MK OE-CS	X	OE loc, cx HD loc à SG	phénocx HD, cx GU			HB[OP] OP[AP] perth	HB[QZ[OP-AP]], OP[AP[QZ]], QZ[ZC], QZ-HB[AP] / ZC: ID / FO: montrée par rubans AN de QZ / AP: ID, aig frag / mat à GT de QZ-PG / OP: souvent ass à AM-AP
0237A	I2E	2	3	4	X	X	X	X	X	X	X	tr		GF	PO-FOI-SG	très faible	cx GU GR ds mat	phénocx arr à txt lam et néocx	phénocx HD		HB[OP] AM[OX] perth	FK-AM[ZC] / AP: aig trapu ID / ZC: ID / QZ: loc tot recx, interst à néocx ds mat / mat à PG GU et QZ interst
0239B	I2E	2	1	<1	tr	X	X	X	1		tr	tr		GG	RK-LX- MY-FOI- OR loc		cx trapu, cx GU, phénocx HD	phénocx HD loc arr (OR)		PG[AP] QZ-HB[AP]	AP: AC et aig trapu / ZC: ID / surcrois de QZ GU autour phénocx QZ / MY ds mat en ctc avec QZ-FK	
1256C1	I2E			<1	3	X	X	X	<1	X	tr	X		GG	PO-MA-MY	X	cx GU ds mat	phénocx arr à néocx, néocx ds mat	phénocx		BO[ZC-AP] OP[ZC] mésoperth	HB-PG-BO[ZC] / AP: aig trapu / ZC: ID gros / GR ass à BO / AM LV loc / faible FO: entre les phénocx / cour RK: 1 phénocx PG HD antiperth
1256C2	I2E	X			<1	X	X	X	<1		tr	tr		GG	PO-RK-MA- MY loc	X	phénocx GU, cx GU à SG, plages GR	phénocx arr à néocx	phénocx		antiperth PG[AP] QZ[ZC]	AP: AC / ZC: ID loc zoné / antiperth ds la cour RK / néocx de QZ en bdure des phénocx / AM LV loc / PG loc à bdure sut / RK: cour loc ID, FK à SG ou PG antiperth

No	Roche	OX	CX	AM	BO	PG	FK	QZ	OP	GR	ZC	AP	MZ	Gra	Textures	Recx	Forme PG	Forme QZ	Forme FK	Cour	Incl	Remarques
1256J1	I2E	3			tr	X	X	X	tr		tr	tr	tr	GG	LX-HK-MY		phénocx, cx GU ds mat	phénocx arr à néocx	phénocx ID		BO [MZ] perth et aniperth	PX-PG[AP], PG-QZ[ZC] / AP: aig trapu / ZC: ass aux PX, ID et loc zoné / MY en ctc avec FK
3088C	I2F			1	5	X	X	X	<1		<1	<1		GMG	PO-RK-OE- MY-CS- FOt	X	cx et phénocx HD	phénocx à SG et néocx, interst ds mat	phénocx ID		BO [ZC] QZ [AP] BO-QZ [ZC]	AP: prism / ZC: arr et ID / AM LV PC-QZ / MY au ctc FK: cour discount / mat peu abond à GT de QZ à néocx
3167A	I2E					X	50	10	1		tr	tr		GG	PO-RK- FOt faible- MY-OR		cx HD GU, phénocx	cx arr loc VM à néocx	phénocx HD		aniperth	AP: AC, aig trapu et prism / ZC: ID frag / MY au ctc FK
3172A	I2E			2	3	X	X	X	1		tr	tr	<1	GMG	PO-MA-HJ- FO-MY		cx loc GU, phénocx ID	phénocx arr et cx interst à néocx	phénocx HD		aniperth	MZ: ID / ZC: ID gros et zoné / QZ à txt lam loc / MY au ctc FK / FOI montrée par l'orientation des phénocx QZ-FK
GRANITES																						
0075A	I1A					X	X	X	1		X	X		GM	PO-FO-HJ- OE-OR-MY	X	plages GR, cx HD GU	rubans, XM		ZC (ZC) ZC (ZC (ZC)) BO (OP)	mésoperth BO [ZC-AP]	FK [QZ-PG-BO-ZC], PG-QZ-OP-FK [ZC] / MY en bdure des FK / ZC: zoné (cour ID, cœur hérité ID), all, arr et frag / AP: aig trapu
0120A	I1B					<1	X	X	tr		<1	<1		GM	HJ-MA-MY	-	cx GU	phénocx all à SG, XM ds mat	phénocx HD		BO [ZC] BO [OP]	BO-QZ-PG [AP] / AP: prism / ZC: arr et loc ID / BO en paillet / AM PC-QZ
0249A	I1B					tr	30	30	<1		tr	tr		GM	EQ-HJ-MA- MY		cx GU ds mat	cx arr à SG et bdures à néocx, lobé			microperth FK [QZ-ZC]	ZC: ID et ass aux MF et bdure des OP / BO en paillet
3003A	I1L	4			tr	X	X	X	1		<1	tr		GG	PO-MY	X	cx HD GU	phénocx arr à néocx, interst	phénocx HD à SG		perth et aniperth	ZC: ass surtout aux MF / MY au ctc QZ-FK / QZ lobé ds mat / plages QZ recx
3100E	I1A				tr	X	X	X	tr		tr	tr		GG	RK-PO-MY- OE-OR- FOt	X	cx GU	XM, néocx	phénocx, cx GU		microperth	ZC: HD / FOI montrée par rubans QZ / mat à GT QZ-PG entre les phénocx
3146A	I1A				tr	<1	X	X	<1		tr	tr		GG	FOt-OE-MY	X		rubans recx	phénocx OE		microperth QZ-OP-BO [ZC]	ZC: ID loc zoné / mat à GT

No	Roche	OX	CX	AM	BO	PG	FK	QZ	OP	GR	ZC	AP	MZ	Gra	Textures	Recx	Forme PG	Forme QZ	Forme FK	Cour	Incl	Remarques
3178A	I1B				1	X	X	X	<1	X	tr			GFM	RK-PO- MN-PJ- OE-FOI	X	phénocx, cx GU, mégacx à SG	phénocx arr à néocx.	mégacx, cx GU		perth et antiperth OP[AP]	OP : surtout ass aux MF / ZC : ID, gros et loc zoné / AP : prism, gros et ID / mat GF à QZ-PG
ROCHES SYÉNITIQUES																						
0049A	I2A			10	3	5	X	15	tr		1	1	tr	GG	MA-FOI		cx GU HD	interst, XM	cx GU, phénocx ID et HD perth		BO[MZ] FK[ZC-AP] AM[ZC-AP]	OP-BO [QZ-ZC-AP] / AP : aig trapu, AC, prism ou ID / ZC : ID et HD loc frag, 2 générations: 1) ds AM et OP 2) ds BO (+ petit) / AM LV loc / FOI définie par ZC-AP-FK
0103A	I2D		<1	3	10	<1	X	X	1		tr	tr		GG	FOI-GX	X		txt lam	grains à SG et bdures loc sut	EP(OP) RL(AP) OP(BO)	perth PG[ZC] ZC[AP]	HB(CX-OP) / HB[ZC-OP-AP-BO-CX-FK] / AP : cx loc frag et aig trapu / ZC : ID et gros / QZ VM ds FK / mat GR à QZ-PG / BO en pailliet / EP et RL
3013C	I2K		3	7	tr	1	X	X	5		1	1	tr	GM	SO-MA-FOI		phénocx	phénocx loc PC	AM(OP) OP(CX)	perth mésoperth PX-FK[ZC]	QZ-FK-PX[ZC], HB[OP], PX[MZ-BO-OP] / AP : aig trapu, prism et loc AC / ZC : ID, arr et gros	
MONZODIORITES																						
0003A	I2G		15	5	8	<1	40	15	8		tr	<1		GF	PO-FOI-G		bat HD, grains GU	XM	HD, mégacx		PX(OP-ZC) perth PG[AP]	OP : interst à PG et ass aux MF / AP : HD à ID, AC, aig trapu et prism gros / ZC : ID, arr et loc group / 2 FOI: 1) phénocx PG, 2) petit PG-PX / PG zoné
0006A	I2G		8	7	6	3	X	15	3		tr	1		GF	HK-PO-RK		VM, SG loc	arr, XM, à néocx loc, interst ds mat	mégacx ID et HD	CX(QZ)	perth HB-BO[OP]	PG-PX-HB[AP] / cour RK: QZ-PG, PG VM, antiperth ou phénocx PG / AP : AC, ID et aig trapu loc / AM LV en bdure des PX / BO interst
0008A	I2G		5	5	4	2	X	X	19		tr	<1		GF	RK-PO	faible	SG, cx GU, phénocx	arr à néocx, txt VM et lam	mégacx, cx GU	CX-AM(QZ) QZ GU(QZ)	PG(OP-CX) perth et antiperth	PG[ZC], QZ-FK[AP] / AP : AC / ZC : ID
0102D	I2G		4	10	1	X	X	12	15	2	tr	1		GF	CS-FOI- GR-FOI	X forte	cx GR GU, XM	XM, GR ds mat à GT	mégacx à SG	AM(OX) OX(OP) OP(AM)	AP-OP[AP] perth loc	AP : HD loc AC et gros / FOI montrée par AP / ZC : petit ID group / BO interst / Gra bimodale: 1) GF 2) GM (MF)
0231A	I2H		X	X		tr	X	10	1	2		X		GF	PO-RK-LX	-	grains GU ds mat	mégacx arr à txt lam, interst ds mat	mégacx ID PG(QZ) loc	FK(CX)	AP : AC / PG [CX] ds FK-RK (bdure) / mat à QZ-PG- FK GU / cour RK: PG antiperth, PG GU, cour HD ovale	

No	Roche	OX	CX	AM	BO	PG	FK	QZ	OP	GR	ZC	AP	MZ	Gra	Textures	Recx	Forme PG	Forme QZ	Forme FK	Cour	Incl	Remarques
0231B	I2G	13	7		tr	X	X	X	1					GFM	PO-RK- MY-OR		phénocx, cx trapu	mégacx arr à ext roul, XM ds mat	mégacx HD, cx GU loc en amas	CX(QZ)	FK(CX) perth et antiperth	PG[AP]/AP: AC / PG[CX] ds FK-RK (bdure) / MY en ctc avec FK / RK: cœur FK à SG avec QZ-PG, cour: 1) PG GU, MY, cour discount loc 2) PG antiperth discount
0241A	I2G	X	X	<1	1	X	X	X	1		X	1	tr	GM	PO-RK- MY-MA	-	phénocx HD antiperth	mégacx arr, interst, XM ds mat	mégacx HD, cx XM loc en amas	CX(QZ)	OX(OP) AP[IMZ] PG(CX)	AP: AC et aig trapu ID / ZC: ID loc zoné / MY loc en ctc avec FK / PG antiperth(CX) / ML: mégacx perth / cour RK: irrég et épais ou 1 seul cx PG
0242A	I2G	X	X	tr	tr	X	X	X	1		tr	<1		GF	PO-FO+LX- RK	faible	phénocx ID, cx GR, cx GU	à néocx: mégacx arr, interst, VM	mégacx ID à SG	CX(QZ)	PG-PX[ZC] / ML: perth / AP: AC / ZC: ID zoné / mésoperth [QZ] / antiperth = grains GU ou phénocx ID / Fot: montrée par rubans QZ autour mégacx FK / cour RK antiperth	
0243B1	I2G	8	7	tr	<1	X	X	X	1		tr	tr		GFM	PO-MA	-	phénocx, bat ID ou GU	mégacx arr à txt lam loc, interst	mégacx GU, amas	CX(QZ)	FK(CX) antiperth PG(CX-AP)	QZ-PG[ZC] / AP: AC / ZC: ID / AM-BO ds mat / PG antiperth(CX) / BO en paillet ds mat / AM en ctc avec PX-OP
0243B2	I2G	X	X		X	X	X	X	2		<1	tr		GFM	IG-PO-MA- MY		bat	grains arr à txt lam loc	mégacx HD ds mat ou à SG	CX(QZ)	FK(CX-QZ) BO[ZC] PG[AP-ZC]	AP: AC / ZC: ID / OX: gros loc PC, CX: petit GU / mégacx FK englobe la mat / MY loc / BO en paillet
0334C	I2G	10	15		X	X	X	X	1			X		GFM	PO-FOI- Fot	faible	bat HD loc à SG, phénocx GU	mégacx arr à txt lam et néocx bdure	CX(QZ) QZ GU(QZ)	FK(CX) PG(CX) PG-QZ[AP]	AP: AC, aig trapu, group et prism frag / x cour pour mégacx QZ: QZ(CX(QZ GU(mégacxQZ))) / zones QZ XM riches AP / Fot définie par BO-PX / FOI définie par bat PG	
1256B1	I2G	tr	tr	X	X	X	X	X	1		X	X		GM	PO-RK- MY-MK	faible	bat HD à SG, phénocx ID, amas cx XM	mégacx arr à txt lam loc, XM ds mat	CX(QZ) QZ GU(QZ)	perth et antiperth	FK RK(CX) perth et antiperth	[HB-BO[ZC], HB-BO[QZ] en ctc avec mégacx QZ / AP: AC et aig trapu / ZC: ID / mégacx QZ à néocx / cour RK à perth et antiperth / cour RK: 1) cx GU 2) 1 cx antiperth
1256B2	I2G	X	X	8	7	X	X	X	<1		tr	1		GM	PO-RK-MK	faible	bat, cx GU, phénocx HD	mégacx arr à ext roul et txt lam	mégacx	CX-AM(QZ) QZ GU(QZ)	BO[ZC] perth AM(OP)	PG[AP], HB-PG-BO[ZC], HB[QZ] en ctc avec mégacx QZ / AP: AC / ZC: ID (QZ à néocx / cour RK: 1) cx GU PG mésoperth 2) 1 cx antiperth à SG
1256B3	I2G	tr	tr	15	X	X	X	X	<1		tr	1		GM	PO-RK- MY-MK	faible	phénocx HD GR ou à SG, cx GU	mégacx arr à néocx et txt lam	CX-AM(QZ) QZ GU(QZ)	perth et antiperth CX(OP)	PG-QZ[AP], BO[ZC], HB[QZ] en ctc avec mégacx QZ / AP: aig trapu ou AC / ZC: ID zoné ou HD / RK antiperth- MY / RK: 1 cx PG / mat à PG-FK et QZ interst XM à néocx	
3014A	I2H	5	X	X	X	X	X	X	3		tr	<1		GM	FOI-GR					AM(OP)	PG-QZ-AM[AP] / AP: AC et aig trapu / ZC: ID / AM interst à PG / I3E?	

No	Roche	OX	CX	AM	BO	PG	FK	QZ	OP	GR	ZC	AP	MZ	Gra	Textures	Recx	Forme PG	Forme QZ	Forme FK	Cour	Incl	Remarques
3084D	12G	EQ	5	tr	X	X	X	X	1		tr	tr		GFM	PO-RK- FOI-CS- LX	faible	cx à SG loc GR, cx GU	mégacx arr à SG et néocx, interst	mégacx	PX (QZ) AM (PX) QZ GU (QZ)	PG [CX] QZ [ZC] PG-QZ [AP]	AM [QZ-BO] / ZC: ID et arr / AP: ID en aig trapu ou AC / QZ interst à néocx ds mat / FOI: mégacx, FOI: rubans de QZ à néocx / cour RK: 1 cx PG antiperth / ML: mégacx perth AP: AC
3170A	12G	X	X		<1	X		9	1			1		GFM	RK-FO-HJ	faible	bat et cx à SG	mégacx à SG et néocx, néocx ds mat		perth PG-PX [AP]		AP: AC
ENCLAVES GABBRO-NORITE																						
0099C	e13Q	X	X	5	X	X			2			<1		GFM	IG-MA	très faible	bat loc à SG ou GR, cx GU, phénocx				PG [AP]	AP: AC et ID
0264B	e13Q	X	X		2	X		<1				tr		GM	IG-MA-MK		bat ou cx GU à SG loc				BO [OP] PG [AP]	AP: aig trapu ID et prism gros
0324C	e13Q	X	X	X	X	X		2	2			<1		GFM	IG-MA		bat et cx GU				PX [OP] PG-PX [AP]	AP: AC et loc aig trapu / AM ds fractures
0326A	e13Q	X	X	<1	X	X		2	2		tr	<1	tr	GM	IG-SO-HJ- ES-MA		bat ID ou cx GU loc à SG ou à néocx				PG [ZC]	présence de poches à GM et ctc diff, PG GU, bat PG gros / AP: AC, aig trapu et prism gros / ZC: ID
0331B	e13Q	X	X	X	X	X		tr	1		X	X		GTF	IG-MY-GR	X	à SG: cx GU, bat ou phénocx HD				PG-PX [AP] PX-BO [ZC]	AP: AC / présence de poches à GMS avec QZ ds la mat au ctc des poches, types: 1) amas PG GU 2) PG-PX: PX GU gros, PG interst / ZC: arr / PG loc en phénocx HD à SG AP: AC, HD et ID
1256E	e13Q	X	X	tr	<1	X		1	1			tr		GFM	IG-GX loc- HK-HG		bat				PX [OP] PG [AP]	
1256F	e13Q	X	X	tr	<1	X		1	1			tr		GM	IG-GX loc- MA-FOI-HK		bat, cx GU, phénocx ID		AM (OP)		PX-AM [OP] PG-PX [AP]	AP: AC et aig trapu / FOI montrée par phénocx de PG / AM LV loc en ctc PX
3003B	e13Q	X	X	15	X	X		tr	tr		tr	tr		GT	IG-PO-ES- FOI	X	bat loc à SG, phénocx loc				AM [ZC]	cœur de l'enclave à mégacx HB PC

No	Roche	OX	CX	AM	BO	PG	FK	QZ	OP	GR	ZC	AP	MZ	Gra	Textures	Recx	Forme PG	Forme QZ	Forme FK	Cour	Incl	Remarques
3150A	e18Q	X	X	15	<1	X			1					GT	PO-FOI		phénocx ID, cx GU loc à SG					phénocx PG zonés / FOI montrée surtout par phénocx PG / AM interst à PX
3172C	e18Q	X	X		2	X	<5		1	tr	<1			GTF	IG-PO-RK	X	bat et cx GU à SG et loc GR	interst à néocx	mégacx HD à ID		perth FK(CX) PG(AP)	AP: AC / poches à GG (CX-QZ) à ctc dif
ENCLAVES HYBRIDES																						
1256H	e12H		X	30	3	X	X	X	<1		<1	1		GM	FOI-FOI-MX-MY-PO		faible cx GU, bat et phénocx HD, ID à SG	mégacx à ext rou et néocx loc, interst	mégacx HD		perth PG(AM-BO-CX)	PG-AM(AP), AM(QZ-PG) / AP: AC / ZC: ID / ML perth / fragments 11B à QZ-PG MY / PG zoné / FOI: rubans QZ à néocx / FOI montrée par HB
1256J2	e12G	X	X	tr	4	X	X	X	1	tr	tr	tr		GF	PO-LX-HK-MY		bat, cx GU, phénocx	arr, XM	cx HD		antiperth PG(AP) BO(ZC)	AP: AC / BO: phénocx PC
3026C	e12G				6	15	X	X	<1	X	X	X	X	GF	PO-RK		phénocx HD à ID, bat HD, cx GU	mégacx arr à SG et txt lam, interst, loc	mégacx	QZ GU(QZ)	PG(BO-AM) BO-HB(ZC)	AP(AP), AM LV(QZ), FK(AM LV), perth et antiperth / ZC: ID, zoné, arr et group / AP: aig ID / cour RK: PG GU aig // au ctc / CB ds cour RK, mat et mégacx QZ / AM surtout LV
DYKES MAFIQUES ET INTERMÉDIAIRES																						
96-500	d12J	4	6	X		X				X	X	X		GF			cx GU GR, bat, cx HD			AM(GR)	PG(AP)	GR: GF à GG / ZC: loc zoné / AP: cx arr
0074C	d13A	X	X	X		X			1		X			GG	SO-CS	X	bat déf (courb)				GR(OX)	OX en btur de GR / mat à GT / roche particulière: PX recx, PG non recx, mais déf (déf plastique) / GR à GT ds mat / localisation: 22112 NE (UTM: 322 000 E; 6 524 000 N)
0102H	d13R			X	X	X			tr					GT	GR-MX	X				CL(OV)	OV(PX-PG)	ctc du dyke irrég et dif / AM brune / OV: phénocx (15%)
0117A	d12J			X	25	X	X		<1	tr	tr	tr		GM	PO-FOI-FOI	X	bat, cx GU, phénocx ID	ds mat à GF, à néocx		PG(AP)	PG(AP)	AP: AC, ID et loc aig trapu / FOI montrée par phénocx / FOI montrée par BO-HB / ZC: ID et frag / PG loc en zones à GF avec QZ à néocx

No	Roche	OX	CX	AM	BO	PG	FK	OZ	OP	GR	ZC	AP	MZ	Gra	Textures	Recc	Forme PG	Forme QZ	Forme FK	Cour	Incl	Remarques	
0248B	d19Q	X	X	X	tr	X		3				tr		GM	IG	-	bat			AM(CX)	PG[AP]	AP: AC / OP surtout interst à AM et BO / BO en ctc OP	
3030B	d12J	X		X	tr	X		1	MG			tr		GF	IG-HJ-MA		bat HD à ID					bt ou PG interst aux MF	
3032C	d13A	X	X	X	X	X		3	MG		tr	tr		GFM	IG-MA-HJ	-	bat HD				PG[AP]	bt ou PG interst aux MF / AP: AC, trapu, arr et group / chloritisation: vCL riches en OP / ZC: ID	
3077D	d12J	5	10	30	<1	X		1						GTF	SO	X	cx GU à SG, GR, XM						
3178D	d12J			X	10	X		1			X	tr		GT	PJ-MN-FO	X	mégacx				antiperth	OP: ds cassures / ZC: ID gros	
GABBROÏDES																							
0236A	l2I	X		tr	X		18	4		X	X	X		GM	IG-LX		bat et cx GU à SG	néocx, bt lam			PG-QZ[AP]	AP: AC et ID / ZC: ID group / vEP-CL recoupant les OP loc	
0240E	l3A	5	X	X	X	X		1				X		GM	IG-HJ-MA-MK		bat HD loc à SG		HB(PX)		PG-PX[AP]	AP: AC et aig trapu / HB: interst à PX / PX GU HD à HB[CX-BO] SG / BO interst à PG PX[OP]	
0242D	l3E	X	X	<1	X	X	10	2		tr	tr	X		GM	IG-HK-LX-GR	X	cx trapu loc GR à bdure loc sut	interst à SG et néocx			PG[AP]	AP: AC, prism gros et ID / amas de PX loc / AM LV en ctc PX / HK: 2 zones à ctc diff: 1) GM MK loc GR 2) GFM LX GR / ZC: ID et group / roche hybride sans FK	
3020A	l2J	X	X	20	X	X	X	<1		tr	tr	tr		GTF	PJ-FOI-MN-GR-HK	X	cx GU GR ou à SG, XM	xénoex				amas l1B (mégacx OZ et OZ-PG GU GF / ZC: ID	
3036A	l3J	X	X	20	tr	X		tr				tr		GM	SO-FO		cx GU, bat HD loc à SG, phénoex		AM(OX)		PG[HB-AP]	AP: prism gros / OX gros HD / PG GU zoné / PG[HB] // macles / AM rempli OX	

No	Roche	OX	CX	AM	BO	PG	FK	OZ	OP	GR	ZC	AP	MZ	Gra	Textures	Recc	Forme PG	Forme OZ	Forme FK	Cour	Incl	Remarques
3077A	I2J	3	7	40	<1	X		1		tr	<1			GF	FOt-MK	faible	phénocx HD, bat loc GR ou à SG				PG [AP]	AP: AC et aig trapu
3088A	I2J			X	15	X			tr		tr	X	tr	GT	PJ-FOt-MN	X	phénocx HD, cx GU				PG [AP]	AP: AC / rubans de OZ à néocx / vOZ-PG pliss à PA // à FOt
GABBROÏDES À OLIVINE																						
0032A	I3N				tr	X		<1	SL					GM	FOt-MK-HJ	-	bat HD			BO (OP) CL (OV)		OV interst à PG / CL
0032B	I3L	X				X		X	SL					GG	MK-FOt-SO		bat, cx trapu, phénocx ID loc			OX-SL (OV) CL (OX-OV) OX (SL)		2 OX: 1) OV (=FO) + PG -> OX gris (bronzite) 2) SL + PG -> OX rose (+ferreux: HP) / OX et OV interst à PG / CL
0034A	I3R	X			<1	X		1						GM	MA-SO-MK	faible	bat HD loc GR et à SG					OX: incl lam / OV=FO, OX=bronzite / tr OV / CL
3031A	I3L	X	X		X	X		<1						GG	MA-HJ-MK	-	cx HD à ID GU à trapu					bat où PG englobe OV+PX / OV 20%

ANNEXE B – ANALYSES GÉOCHIMIQUES

Analyses géochimiques des éléments majeurs, des éléments mineurs et des éléments traces des différents faciès du Complexe de Matamec, méthodes analytiques utilisées et limites de détection

ANNEXE B.1 – ANALYSES GÉOCHIMIQUES DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA RÉALISÉES AU LABORATOIRE DE GÉOCHIMIE DE L'INRS- GÉORESSOURCES

L'annexe B.1 fournit les méthodes analytiques utilisées, les limites de détection et les résultats des analyses géochimiques réalisées au laboratoire de géochimie de l'INRS-Géoresources pour les éléments majeurs, les éléments mineurs et les éléments traces des différents faciès du Complexe de Matamec.

La méthode de digestion des poudres par fusion alcaline (appareil : modèle Fluxy © Claisse scientific Inc.) a été utilisée pour 1) l'analyse par spectrométrie ICP-AES (ICP-AES Optima 3000 *Perkin Elmer* : plasma inductif d'argon couplé à un détecteur multicanaux à émission atomique) des éléments majeurs et du Ba, Sc, V, Cr, Ni, Cu et Sr, ainsi que pour 2) l'analyse par ICP-MS (ICP-MS Fison Instrument Plasmaquad II : plasma inductif d'argon couplé à un spectromètre de masse), du Zr, Hf, Y et des TR (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb et Lu). La digestion par attaque acide des poudres a été utilisée pour l'analyse par ICP-MS du Cs, Rb, Th, U, Nb et Ta. Certains échantillons (96-0264A, 96-0470, 96-0472A et 96-0473) ont été analysés par ICP-AES pour les éléments Y et Zr.

La plupart des échantillons ont été concassés sur leur affleurement d'origine et recueillis dans des sacs pour éviter toute contamination. Le concassage permet de sélectionner des fragments de roche fraîche, en supprimant la zone superficielle d'altération, les fractures et les veines. Près de 3 kg de roche fraîche étaient systématiquement recueillis; les échantillons à granulométrie plus grossière ou à texture porphyrique pouvaient toutefois atteindre plus de 5 kg. Le concassage des échantillons en laboratoire à l'aide d'un broyeur à mâchoires exige que leur grosseur soit inférieure à 5 cm. Les échantillons ou fragments d'échantillons plus gros ont été sciés en tranches à l'aide d'une scie à lame diamantée. Des zones d'altération, des fractures ou des veines ont ainsi pu être supprimées lors de cette étape. Le produit concassé et quarté (25 g) a ensuite été finement pulvérisé à l'aide d'un broyeur planétaire à billes d'agate. La pulvérisation de 75 g de quartz concassé entre chaque échantillon permet de minimiser les risques de contamination.

Éch. Roche		96-0264A	96-0470	96-0472A	96-0473	98-0005A	98-0222A2	98-0233	98-0238
		<i>I3Q</i>	<i>I3Q</i>	<i>I3Q</i>	<i>I3Q</i>	<i>I3Q</i>	<i>I3Q</i>	<i>I3Q</i>	<i>I3Q</i>
	<i>Méthode</i>								
	<i>(poids %)</i> <i>(Détection)</i>								
SiO ₂	ICP-AES (0.005)	51.51	51.27	51.66	52.19	52.72	54.17	53.28	53.83
TiO ₂	ICP-AES (0.001)	1.34	1.16	1.34	1.32	1.66	1.27	1.67	1.80
Al ₂ O ₃	ICP-AES (0.015)	14.20	16.12	16.19	15.91	14.84	15.34	15.02	14.69
Fe ₂ O _{3t}	ICP-AES (0.02)	12.7	11.4	12.8	13.3	11.9	11.0	11.9	12.8
MnO	ICP-AES (0.001)	0.19	0.17	0.19	0.21	0.16	0.15	0.16	0.17
MgO	ICP-AES (0.001)	6.38	6.93	6.55	6.85	5.92	6.36	6.14	5.30
CaO	ICP-AES (0.001)	8.97	9.12	8.80	9.31	7.80	7.97	7.95	7.50
Na ₂ O	ICP-AES (0.003)	2.60	2.94	2.93	2.88	2.65	2.41	2.49	2.78
K ₂ O	ICP-AES (0.005)	0.86	0.93	0.60	0.45	0.88	0.83	0.63	0.76
P ₂ O ₅	ICP-AES (0.003)	0.14	0.16	0.14	0.14	0.30	0.17	0.23	0.31
PAF		n/d	n/d	n/d	n/d	-0.25	-0.16	-0.27	-0.35
Total		98.88	100.22	101.22	102.54	98.77	99.66	99.32	99.76
	<i>(ppm)</i>								
Cr	ICP-AES (15)	¹¹ 353	¹¹ 144	¹¹ 141	¹¹ 204	39	54	106	43
Co	ICP-AES (5)	62	64	67	65				
Cu	ICP-AES (0.5)	¹¹ 25	¹¹ 29	¹¹ 33	¹¹ 31	15	21	23	16
Ni	ICP-AES (5)	¹¹ 67	¹¹ 82	¹¹ 91	¹¹ 74	15	44	53	35
Sc	ICP-AES (0.25)	¹¹ 36	¹¹ 31	¹¹ 31	¹¹ 37	30	29	29	27
V	ICP-AES (2.5)	¹¹ 259	¹¹ 227	¹¹ 234	¹¹ 270	246	225	263	265
Ba	ICP-AES (1)	309	286	281	248	334	250	304	508
Rb	ICP-MS (0.003)					37	35	19	13
Sr	ICP-AES (2.5)	¹¹ 208	¹¹ 237	¹¹ 268	¹¹ 287	254	227	250	288
Cs	ICP-MS (0.003)					0.73	0.64	0.21	0.08
U	ICP-MS (0.005)					0.64	1.04	0.81	0.39
Th	ICP-MS (0.002)					2.06	3.61	2.83	1.68
Nb	ICP-MS (0.02)					8.7	10.7	8.9	11.1
Ta	ICP-MS (0.0005)					0.47	0.64	0.47	0.53
Hf	ICP-MS (0.002)					4.8	4.4	4.8	5.7
Zr	ICP-MS (0.01)	¹¹ 142	¹¹ 103	¹¹ 91	¹¹ 74	170	152	166	212
Y	ICP-MS (0.02)	¹¹ 39	¹¹ 34	¹¹ 33	¹¹ 31	39	47	39	43
La	ICP-MS (0.002)					16.58	24.05	20.37	26.83
Ce	ICP-MS (0.002)					38.40	55.03	45.83	60.26
Pr	ICP-MS (0.002)					5.10	6.99	5.88	7.60
Nd	ICP-MS (0.0005)					22.76	29.32	25.17	32.48
Sm	ICP-MS (0.002)					5.62	6.92	5.90	7.37
Eu	ICP-MS (0.001)					1.73	1.44	1.72	2.10
Gd	ICP-MS (0.005)					6.52	7.72	6.75	7.83
Tb	ICP-MS (0.001)					1.01	1.22	1.04	1.16
Dy	ICP-MS (0.002)					6.89	8.17	6.84	7.74
Ho	ICP-MS (0.0001)					1.39	1.68	1.42	1.56
Er	ICP-MS (0.002)					4.07	4.98	4.16	4.55
Tm	ICP-MS (0.0005)					0.57	0.70	0.58	0.64
Yb	ICP-MS (0.002)					3.59	4.37	3.62	3.94
Lu	ICP-MS (0.001)					0.56	0.68	0.55	0.61

* non-déecté; Espace = non analysé; PAF = perte au feu (1100 Celsius); PAF - = gain d'oxygène;

Méthode (Détection) ¹¹: Cr (5), Cu (1), Ni (8), Sc (0.4), V (3), Sr (0.03), Zr [ICP-AES (2)], Y [ICP-AES (0.3)]

Éch. Roche	98-0239A <i>I3Q</i>	98-0242C <i>I3Q</i>	98-0254A <i>I3Q</i>	98-0254A2 <i>I3Q</i>	98-0265A <i>I3Q</i>	98-0320 <i>I3Q</i>	98-1256A <i>I3Q</i>	98-3011A <i>I3Q</i>	98-3055A <i>I3Q</i>	98-3097A <i>I3Q</i>
<i>(poids %)</i>										
SiO ₂	51.74	54.05	54.44	53.64	53.64	53.35	53.34	51.71	54.21	52.96
TiO ₂	1.14	1.13	0.79	0.76	1.31	1.30	1.27	0.88	1.81	1.28
Al ₂ O ₃	16.64	15.77	16.53	16.86	15.68	15.43	15.51	13.32	13.69	15.23
Fe ₂ O ₃ t	11.4	10.9	8.6	10.3	11.1	10.8	11.5	11.3	12.5	11.3
MnO	0.16	0.15	0.12	0.13	0.15	0.15	0.16	0.17	0.17	0.16
MgO	7.81	6.65	7.15	7.05	6.87	6.66	7.00	8.83	7.27	7.44
CaO	9.19	7.94	8.37	8.94	8.78	8.65	8.74	11.66	8.47	9.70
Na ₂ O	2.12	2.46	2.32	2.06	2.41	2.45	2.29	1.03	2.22	2.09
K ₂ O	0.30	0.78	1.00	0.50	0.56	0.70	0.66	0.46	0.78	0.48
P ₂ O ₅	0.11	0.15	0.11	0.11	0.20	0.23	0.16	0.22	0.64	0.23
PAF	-0.07	-0.19	0.12	-0.15	-0.04	0.11	-0.18	0.40	0.06	0.00
Total	100.62	99.89	99.69	100.33	100.78	100.03	100.56	100.15	102.01	101.00
<i>(ppm)</i>										
Cr	102	61	189	30	78	115	125	382	273	99
Co										
Cu	32	27	36	34	28	29	23	*	27	20
Ni	68	58	71	96	67	70	58	56	51	68
Sc	31	29	24	22	31	31	31	39	30	32
V	239	218	161	140	247	232	252	278	232	250
Ba	136	255	244	223	266	326	243	361	352	225
Rb	9	23	48	20	18	25	21	34	18	16
Sr	236	278	220	231	239	246	232	423	251	247
Cs	0.19	0.30	0.74	0.41	0.28	0.42	0.64	0.47	0.36	0.41
U	0.23	0.29	0.93	0.96	0.40	0.53	0.85	0.26	0.69	0.47
Th	0.93	0.76	3.99	2.74	1.98	2.36	3.75	0.35	2.06	2.05
Nb	3.7	8.0	5.1	5.7	7.4	8.0	6.1	3.4	13.0	5.4
Ta	0.20	0.44	0.33	0.35	0.41	0.42	0.33	0.17	0.66	0.29
Hf	2.6	3.7	2.4	3.1	2.8	4.6	3.8	1.2	6.0	3.3
Zr	87	131	80	109	98	163	133	45	237	111
Y	27	37	29	27	34	35	31	18	43	27
La	6.98	16.88	14.76	13.34	16.46	17.38	13.97	6.45	23.38	10.92
Ce	17.18	38.84	32.65	29.91	37.77	39.57	31.76	15.66	54.76	26.13
Pr	2.44	5.12	4.13	3.81	4.89	5.16	4.17	2.20	7.27	3.55
Nd	11.81	22.32	16.79	15.90	21.06	22.56	18.38	10.28	32.35	16.22
Sm	3.27	5.47	4.01	3.86	4.97	5.36	4.54	2.77	7.52	4.10
Eu	1.22	1.39	1.07	1.06	1.52	1.62	1.40	1.03	1.96	1.36
Gd	4.20	6.16	4.33	4.40	5.68	6.03	5.27	3.14	8.19	4.83
Tb	0.68	0.97	0.71	0.69	0.88	0.94	0.82	0.47	1.22	0.76
Dy	4.68	6.56	4.85	4.76	5.91	6.33	5.61	3.09	7.84	5.18
Ho	0.96	1.33	0.99	0.97	1.23	1.29	1.14	0.62	1.54	1.05
Er	2.84	3.96	2.90	2.88	3.53	3.81	3.40	1.86	4.38	3.09
Tm	0.39	0.56	0.41	0.41	0.50	0.53	0.47	0.26	0.61	0.43
Yb	2.46	3.56	2.69	2.63	3.13	3.38	2.99	1.64	3.91	2.73
Lu	0.39	0.56	0.41	0.41	0.48	0.53	0.46	0.26	0.59	0.43

* non-déecté; Espace = non analysé

Éch.	98-3113A	98-3134B	98-3166A	98-3168A1	98-3174B	98-3179A	98-0237	98-0102A	98-3178A	98-0075A
Roche	I3Q	I3Q	I3Q	I3Q	I3Q	I3Q	I2E	I1B	I1B	I1A
<i>(poids %)</i>										
SiO ₂	47.45	51.59	51.94	53.39	50.58	52.53	65.91	72.12	66.28	73.11
TiO ₂	3.37	1.69	1.22	1.26	1.86	1.29	1.24	0.55	0.68	0.52
Al ₂ O ₃	13.20	14.87	15.89	15.18	15.68	15.20	12.87	13.13	14.61	13.29
Fe ₂ O _{3t}	17.5	12.5	12.1	12.1	13.1	12.0	8.5	3.5	4.9	2.6
MnO	0.25	0.18	0.17	0.18	0.17	0.18	0.11	0.05	0.07	0.02
MgO	5.46	7.24	7.88	6.83	8.33	6.89	1.17	0.79	0.94	0.74
CaO	8.29	8.60	9.08	8.91	8.31	8.48	3.82	1.71	2.08	2.43
Na ₂ O	2.66	2.78	2.69	2.79	2.46	2.99	2.83	2.55	2.90	2.57
K ₂ O	0.64	1.06	0.93	0.70	0.85	0.81	3.80	3.83	6.31	3.28
P ₂ O ₅	1.77	0.35	0.17	0.19	0.74	0.17	0.21	0.14	0.15	0.13
PAF	-0.76	-0.21	-0.03	-0.39	0.07	-0.16	-0.12	0.62	0.74	0.97
Total	100.13	100.95	102.28	101.42	102.44	100.62	100.52	99.14	100.01	99.86
<i>(ppm)</i>										
Cr	85	173	123	126	199	186	16	*	15	*
Co										
Cu	26	36	39	29	28	17	*	5	12	3
Ni	19	70	79	39	129	22	10	*	*	*
Sc	36	34	32	35	23	34	20	8	8	7
V	259	243	222	231	161	229	123	45	48	37
Ba	449	285	234	222	346	235	744	945	1423	905
Rb	7	35	24	12	17	21	105	165	125	80
Sr	338	220	215	207	358	254	170	142	172	176
Cs	0.07	0.58	0.64	0.18	0.37	0.39	0.38	3.03	0.92	0.23
U	0.37	1.17	0.74	0.27	0.57	0.42	0.98	1.93	1.79	0.36
Th	1.33	4.16	3.12	0.80	1.79	1.11	3.13	18.04	5.21	1.57
Nb	56.1	12.8	6.5	8.8	10.2	8.6	18.8	19.4	22.3	13.5
Ta	2.23	0.64	0.35	0.40	0.46	0.39	1.03	1.15	0.93	0.57
Hf	8.5	7.0	3.6	3.6	3.6	4.0	8.9	10.1	18.4	10.6
Zr	384	256	123	123	137	141	295	356	652	406
Y	87	44	31	35	24	29	49	35	37	17
La	72.32	22.08	13.15	16.30	16.30	13.55	42.77	26.52	45.49	47.17
Ce	174.19	51.52	29.88	37.19	38.47	31.66	93.80	55.37	97.10	84.94
Pr	22.92	6.69	3.92	4.84	5.29	4.24	11.53	6.33	12.05	8.86
Nd	101.05	29.54	17.11	21.22	24.28	20.57	46.54	24.04	49.70	31.83
Sm	20.72	7.08	4.25	5.12	5.52	4.48	9.82	5.05	9.60	5.22
Eu	4.31	1.85	1.30	1.39	1.89	1.35	2.06	1.23	3.01	1.88
Gd	20.71	7.94	4.99	6.01	6.04	5.18	9.93	5.43	9.34	4.51
Tb	2.75	1.24	0.80	0.95	0.81	0.80	1.47	0.90	1.27	0.59
Dy	16.52	8.24	5.45	6.51	4.98	5.49	9.56	6.03	7.82	3.38
Ho	3.16	1.65	1.12	1.34	0.94	1.10	1.86	1.26	1.51	0.65
Er	8.66	4.94	3.31	3.93	2.60	3.28	5.41	3.71	4.31	1.84
Tm	1.14	0.68	0.47	0.57	0.34	0.47	0.75	0.52	0.59	0.24
Yb	6.80	4.27	3.01	3.57	2.05	2.96	4.73	3.27	3.66	1.49
Lu	1.06	0.66	0.46	0.55	0.32	0.46	0.75	0.52	0.60	0.25

* non-déecté; Espace = non analysé

Éch. Roche	98-3100E <i>I1A</i>	98-3146A <i>I1A</i>	98-0003A <i>dI2G</i>	98-0006A <i>dI2G</i>	98-0008A <i>I2G</i>	98-0241A <i>I2G</i>	98-0242A <i>I2G</i>	98-0242A <i>I2G</i>	98-1256 <i>B3+C</i> <i>I2G+vI2E</i>	98-1256 <i>B3+C</i> <i>I2G+vI2E</i>
								<i>duplicata</i>		<i>duplicata</i>
(poids %)										
SiO ₂	77.49	75.64	56.20	65.99	67.88	68.80	66.68	66.56	63.95	63.28
TiO ₂	0.04	0.15	2.19	1.27	1.10	0.67	0.76	0.78	0.88	0.95
Al ₂ O ₃	10.83	10.94	15.09	13.17	13.61	15.07	14.25	14.06	14.46	14.37
Fe ₂ O _{3t}	0.9	1.4	12.5	7.2	6.8	4.1	5.6	5.9	6.8	7.7
MnO	0.00	0.01	0.18	0.09	0.09	0.06	0.08	0.08	0.10	0.12
MgO	0.09	0.13	2.93	2.58	2.16	1.26	1.38	1.43	3.19	3.31
CaO	0.52	0.67	6.81	4.49	3.96	2.61	3.12	3.22	4.65	4.71
Na ₂ O	2.45	2.38	3.09	2.50	2.44	2.81	3.22	3.18	2.51	3.03
K ₂ O	4.91	5.23	1.37	2.58	3.40	4.21	4.65	4.80	2.10	2.84
P ₂ O ₅	*	*	0.61	0.33	0.27	0.20	0.16	0.16	0.19	0.20
PAF	0.43	0.47	-0.33	0.23	0.22	0.85	0.19	0.30	1.26	1.24
Total	97.69	97.07	100.87	100.62	102.12	100.78	100.33	100.68	100.24	101.94
(ppm)										
Cr	*		*	*	*	*	18	*	*	46
Co										
Cu	*	*	8	11	12	4	12	9	17	25
Ni	*	*	*	9	6	*	*	*	18	21
Sc	*	1	28	17	17	10	13	13	19	21
V	*	14	259	138	132	42	81	85	122	121
Ba	14	217	952	581	660	1057	916	890	569	581
Rb	197	165	32	91	111	119	99	115	54	62
Sr	8	52	333	172	159	171	161	159	181	176
Cs	0.51	0.48	0.19	0.43	0.53	2.54	0.91	1.00	0.23	0.20
U	0.97	0.95	0.69	1.03	1.03	2.35	1.50	1.66	0.78	0.77
Th	2.35	7.77	1.86	2.18	2.99	6.01	4.01	4.42	1.00	1.15
Nb	1.5	1.8	26.7	20.2	19.6	17.9	17.0	19.0	16.9	17.0
Ta	0.16	0.13	1.18	1.25	1.01	0.96	0.89	0.91	0.90	0.91
Hf	2.8	4.2	9.4	8.4	6.2	9.2	8.1	7.3	6.8	6.5
Zr	54	117	374	295	211	331	298	239	233	216
Y	2	5	64	65	61	45	50	46	54	52
La	12.30	19.54	38.59	44.30	53.26	41.09	38.26	37.15	34.23	34.15
Ce	15.72	34.60	87.34	98.70	116.88	85.88	79.95	78.23	75.94	76.84
Pr	1.03	3.65	11.07	12.18	14.09	10.52	9.74	9.62	9.90	9.87
Nd	2.67	13.13	47.94	49.61	55.80	43.15	39.90	39.90	43.16	42.37
Sm	0.32	2.09	10.75	11.03	11.57	8.90	8.52	8.65	9.95	9.76
Eu	0.11	0.53	2.74	1.84	1.81	2.44	2.11	2.12	1.83	1.82
Gd	0.31	1.83	11.58	11.32	11.52	8.99	8.85	8.86	10.51	10.33
Tb	0.04	0.20	1.70	1.75	1.75	1.30	1.35	1.35	1.63	1.55
Dy	0.31	1.06	11.43	11.66	11.40	8.15	8.88	9.02	10.59	10.34
Ho	0.08	0.20	2.24	2.35	2.25	1.62	1.78	1.84	2.11	2.06
Er	0.29	0.52	6.62	6.87	6.56	4.71	5.28	5.37	6.06	5.90
Tm	0.05	0.07	0.94	0.94	0.90	0.64	0.73	0.76	0.85	0.81
Yb	0.42	0.47	5.90	5.86	5.47	3.92	4.72	4.76	5.25	5.07
Lu	0.09	0.08	0.93	0.90	0.84	0.61	0.72	0.75	0.81	0.78

* non-déecté; Espace = non analysé

Éch. Roche	98-1256B <i>I2G</i>	98-3170A <i>I2G</i>	98-3014A <i>I2H</i>	98-0099C <i>eI3Q</i>	98-0324C <i>eI3Q</i>	98-0325A <i>eI3Q</i>	98-0326A <i>eI3Q</i>	98-1256F <i>eI3Q</i>	98-3150A <i>eI3Q</i>	98-3172C <i>eI3Q</i>
<i>(poids %)</i>										
SiO ₂	65.34	55.93	57.74	52.27	53.09	54.04	53.42	53.62	47.29	51.93
TiO ₂	0.83	2.29	0.91	1.74	1.36	1.33	1.70	1.23	2.20	1.69
Al ₂ O ₃	14.77	13.12	15.42	15.27	15.79	16.28	14.93	14.86	15.63	14.24
Fe ₂ O _{3t}	6.2	12.5	11.3	11.5	12.1	10.4	10.7	11.6	14.5	11.8
MnO	0.09	0.17	0.23	0.15	0.17	0.14	0.14	0.17	0.20	0.16
MgO	2.73	4.31	0.84	6.82	6.87	6.93	5.95	6.61	6.77	6.42
CaO	4.29	7.11	3.46	8.64	8.73	8.78	8.36	8.56	8.74	8.16
Na ₂ O	2.65	2.86	3.59	2.34	2.45	2.48	2.57	2.26	2.62	3.23
K ₂ O	3.14	1.98	4.12	0.70	0.64	0.85	1.06	0.55	0.77	1.03
P ₂ O ₅	0.18	0.75	0.35	0.45	0.17	0.29	0.33	0.18	0.39	0.45
PAF	0.97	1.32	0.28	-0.04	-0.12	0.07	0.20	-0.25	0.43	-0.07
Total	101.30	102.69	98.71	99.98	101.42	101.78	99.48	99.50	99.92	99.37
<i>(ppm)</i>										
Cr	*	93	*	86	37	92	173	86	67	176
Co										
Cu	18	19	4	18	32	26	21	23	26	29
Ni	18	*	*	64	58	69	74	42	49	68
Sc	15	34	17	30	32	29	29	33	29	30
V	114	265	7	244	255	220	246	233	224	221
Ba	707	520	1332	303	249	272	349	244	310	287
Rb	96	45	47	29	25	29	32	13	16	49
Sr	180	205	152	288	235	245	262	221	313	263
Cs	5.80	0.17	0.04	0.99	0.63	0.58	0.75	0.16	0.27	0.80
U	1.01	0.60	0.22	0.95	0.80	0.81	1.17	0.55	0.48	1.40
Th	1.86	1.16	0.32	3.34	3.03	2.70	4.19	1.80	1.58	4.65
Nb	15.3	17.4	62.5	6.9	6.6	7.3	10.6	7.4	16.3	10.9
Ta	0.95	0.90	1.66	0.40	0.36	0.43	0.60	0.39	0.77	0.58
Hf	6.7	6.2	56.8	4.1	4.0	4.1	5.9	4.1	7.5	4.5
Zr	241	229	3714	143	143	142	218	146	306	150
Y	46	57	128	34	37	35	43	35	42	39
La	29.17	37.51	62.11	15.62	14.06	16.29	21.49	16.55	19.48	22.78
Ce	61.80	86.44	192.06	37.39	32.48	37.28	50.10	37.57	47.01	53.51
Pr	7.82	11.01	29.95	5.02	4.24	4.87	6.62	4.90	6.52	6.91
Nd	33.21	46.22	141.13	22.54	18.82	21.22	29.04	21.35	30.52	29.50
Sm	7.54	10.19	32.58	5.64	4.82	5.20	6.92	5.09	7.42	6.60
Eu	1.75	2.32	7.77	1.72	1.49	1.49	1.91	1.45	2.30	1.70
Gd	7.83	10.72	30.98	6.28	5.68	5.92	7.56	5.96	8.36	7.52
Tb	1.22	1.58	4.36	0.94	0.90	0.92	1.17	0.93	1.22	1.13
Dy	8.25	10.44	26.56	6.22	6.24	6.20	7.84	6.23	7.99	7.31
Ho	1.68	2.06	4.88	1.25	1.27	1.26	1.56	1.27	1.58	1.46
Er	4.97	6.04	13.12	3.62	3.79	3.65	4.58	3.71	4.48	4.43
Tm	0.71	0.84	1.72	0.50	0.53	0.52	0.64	0.53	0.61	0.60
Yb	4.45	5.27	10.38	3.11	3.43	3.23	4.02	3.32	3.82	3.73
Lu	0.70	0.82	1.64	0.49	0.53	0.51	0.62	0.51	0.59	0.57

* non-déTECTÉ; Espace = non analysé

Éch. Roche	98-0223B <i>dI3Q</i>	98-0248B <i>dI3Q</i>	98-0102H <i>dI3R</i>	98-3030B <i>dI2J</i>	98-3178D <i>dI2J</i>	98-0240E <i>I3A</i>	98-0242D <i>I3E</i>	98-3077A <i>I2J</i>	98-0034A <i>I3R</i>	98-3031A <i>I3L</i>
<i>(poids %)</i>										
SiO ₂	56.01	48.73	47.17	49.56	52.42	52.05	59.90	53.63	52.76	47.08
TiO ₂	1.23	2.34	1.80	2.53	1.59	1.33	0.96	1.85	0.26	0.92
Al ₂ O ₃	15.63	16.01	13.48	16.01	15.10	15.54	18.34	14.01	17.44	9.60
Fe ₂ O _{3t}	10.6	12.2	12.1	13.3	12.4	11.5	6.2	13.2	8.3	13.9
MnO	0.14	0.16	0.17	0.14	0.17	0.16	0.06	0.17	0.13	0.15
MgO	6.00	6.60	12.45	5.67	7.22	7.00	1.68	5.29	9.09	19.78
CaO	7.60	9.63	8.60	7.60	8.15	8.81	6.43	8.02	10.64	5.94
Na ₂ O	2.87	3.02	2.24	3.32	2.94	2.27	3.54	2.82	2.05	1.53
K ₂ O	0.71	0.44	0.40	0.49	1.28	0.60	0.82	0.89	0.17	0.17
P ₂ O ₅	0.15	0.37	0.29	0.30	0.27	0.18	0.14	0.37	0.02	0.09
PAF	-0.21	1.01	0.59	1.03	-0.09	0.39	0.11	0.24	-0.05	0.44
Total	100.82	100.68	99.57	100.10	101.77	99.99	98.33	100.72	100.89	99.94
<i>(ppm)</i>										
Cr	42	104	803	*	150	68	*	53	345	1818
Co										
Cu	19	51	33	19	24	24	7	18	36	122
Ni	43	80	401	56	77	61	*	34	103	948
Sc	28	24	28	15	30	31	14	28	32	16
V	223	262	247	207	216	250	193	265	150	164
Ba	227	109	91	153	360	240	294	477	61	64
Rb	19	9	8	10	39	23	14	24	2	4
Sr	214	537	293	561	263	236	286	292	243	215
Cs	0.31	0.14	0.08	0.25	0.62	0.54	0.28	0.23	0.04	0.04
U	1.37	0.36	0.24	0.59	0.59	0.58	0.44	0.39	0.04	0.13
Th	5.91	1.14	0.77	1.79	1.85	2.43	1.04	2.09	0.17	0.45
Nb	9.6	15.6	11.0	17.3	8.9	6.3	7.0	14.4	0.8	4.4
Ta	0.61	0.88	0.56	1.02	0.44	0.33	0.40	0.69	0.05	0.28
Hf	4.6	5.6	6.4	5.3	4.2	3.8	4.2	6.3	0.4	1.5
Zr	154	227	282	197	143	132	164	235	14	55
Y	45	26	32	20	33	35	32	42	7	11
La	26.07	14.35	12.83	13.18	15.62	13.80	41.73	25.57	1.41	3.93
Ce	58.35	39.65	38.35	35.76	35.91	32.26	78.35	57.42	3.36	10.62
Pr	7.21	5.94	5.82	5.22	4.73	4.27	8.64	7.41	0.46	1.56
Nd	29.54	28.50	27.41	24.73	20.85	19.29	32.58	31.70	2.22	7.65
Sm	6.72	7.08	6.76	5.96	5.12	4.82	6.33	7.12	0.66	2.11
Eu	1.40	2.38	2.00	2.07	1.60	1.48	2.02	2.06	0.50	0.76
Gd	7.37	7.02	7.01	5.84	6.00	5.71	6.31	7.62	0.96	2.34
Tb	1.16	0.93	1.03	0.80	0.91	0.91	0.91	1.16	0.17	0.34
Dy	7.68	5.41	6.26	4.54	6.21	6.23	5.66	7.71	1.18	2.17
Ho	1.58	0.97	1.20	0.78	1.26	1.25	1.09	0.40	0.25	1.54
Er	4.70	2.47	3.29	1.99	3.71	3.77	3.00	4.41	0.73	1.08
Tm	0.66	0.31	0.43	0.24	0.52	0.53	0.40	0.62	0.10	0.14
Yb	4.14	1.75	2.58	1.47	3.24	3.34	2.36	3.89	0.66	0.86
Lu	0.64	0.26	0.39	0.21	0.51	0.51	0.35	0.60	0.10	0.12

* non-déTECTÉ; Espace = non analysé

ANNEXE B.2 – ANALYSES GÉOCHIMIQUES DE GÉOLOGIE QUÉBEC RÉALISÉES AU LABORATOIRE D'ANALYSE DU CENTRE DE RECHERCHE MINÉRALE (CRM)

L'annexe B.2 fournit les méthodes analytiques utilisées, les limites de détection et les résultats des analyses géochimiques réalisées dans le laboratoire d'analyse du Centre de recherche minérale (CRM) pour les éléments majeurs, les éléments mineurs et les éléments traces des différents faciès du Complexe de Matamec.

Les analyses géochimiques de roches totales ont été réalisées par fluorescence des rayons X (XRF) pour les éléments majeurs et quelques éléments traces (Rb, Sr, Y, Zr et Nb) et par activation neutronique instrumentale (INAA) pour les éléments traces Sc, Cr, Cs, Hf, Ta, Th et U, ainsi que pour les TR. De plus, la spectrométrie d'émission atomique à source plasma (ICP-AES) a été utilisée pour doser les éléments traces Ba, V, Ni, Cu et Pb. Certains échantillons (96-0101A, 96-0131, 96-0153A, 96-0184A et 96-0528B) ont été analysés par spectrométrie d'émission atomique à source plasma (ICP-AES) pour les éléments Sc, La et Ce.

Éch.		96-0101A	96-0153A	96-0184A	96-1164A	96-1167A	96-1168	96-2632A1	96-2672A
Roche		I3Q							
	Méthode								
	(poids %)								
	(Détection)								
SiO ₂	XRF (0.1)	52.00	51.40	49.10	48.20	51.50	52.90	49.90	51.10
TiO ₂	XRF (0.01)	1.40	1.70	1.39	0.88	1.35	0.98	1.22	2.78
Al ₂ O ₃	XRF (0.02)	15.30	14.90	15.80	18.30	15.30	15.00	15.20	14.30
Fe ₂ O _{3t}	XRF (0.1)	12.1	12.3	12.1	11.0	11.8	11.3	11.0	14.4
MnO	XRF (0.01)	0.19	0.20	0.20	0.15	0.17	0.17	0.20	0.21
MgO	XRF (0.05)	6.75	6.49	7.47	9.05	6.97	8.20	7.83	3.81
CaO	XRF (0.02)	9.24	8.72	8.99	9.71	9.04	8.01	9.22	7.62
Na ₂ O	XRF (0.1)	2.69	2.76	2.71	2.05	2.64	2.73	2.64	3.19
K ₂ O	XRF (0.01)	0.84	1.21	1.31	0.46	0.99	0.57	1.41	1.99
P ₂ O ₅	XRF (0.01)	0.24	0.38	0.21	0.10	0.23	0.12	0.18	0.75
PAF		-0.27	0.41	1.09	0.08	-0.02	-0.15	1.16	0.11
Total		100.48	100.47	100.37	99.98	99.97	99.83	99.96	100.26
	(ppm)								
Cr	INAA (20)								
Co	SEAP (3)	51	53	53	57	42	51	51	40
Cu	SEAP (1)	56	54	35	50	73	69	43	65
Ni	SEAP (1)	79	86	105	151	117	149	122	23
Sc	INAA (0.2)	^{III} 36	^{III} 35	^{III} 33	^I 23	^I 33	^I 33	^I 29	^I 30
V	SEAP (2)	222	220	218	139	206	174	200	214
Ba	SEAP (1)	393	631	381	148	329	282	422	885
Rb	XRF (3)				*	21	*	58	30
Sr	XRF (3)				290	260	250	279	297
Cs	INAA (0.2)				*	0.5	*	2.7	0.3
U	INAA (0.5)				^I 0.80	^I *	^I *	^I *	^I 0.80
Th	INAA (0.2)				^I 0.9	^I 1.1	^I 0.6	^I 1.0	^I 1.3
Nb	XRF (3 ^x)				10	15	12	7	21
Ta	INAA (0.5)				^I 0.2	^I 0.5	^I 0.3	^I 0.3	^I 1.2
Hf	INAA (0.5)				^I 1.9	^I 4.6	^I 3.8	^I 2.9	^I 10.0
Zr	XRF (3 ^x)				53	130	130	111	397
Y	XRF (3)				22	40	34	29	66
La	INAA (2)	^{III} 18	^{III} 23	^{III} 14	^I 7.5	^I 18.0	^I 15.0	^I 13.0	^I 44.0
Ce	INAA (2)	^{III} 47	^{III} 58	^{III} 36	^I 17.0	^I 43.0	^I 35.0	^I 29.0	^I 97.0
Nd	INAA (5)				^I 11.0	^I 21.0	^I 19.0	^I 13.0	^I 56.0
Sm	INAA (0.1)				^I 2.8	^I 6.0	^I 4.8	^I 4.5	^I 14.0
Eu	INAA (0.2)				^I 1.0	^I 1.7	^I 1.5	^I 1.4	^I 3.4
Tb	INAA (0.2)				^I 0.5	^I 1.0	^I 0.8	^I 0.7	^I 1.8
Yb	INAA (0.2)				^I 1.7	^I 3.4	^I 3.1	^I 2.5	^I 6.2
Lu	INAA (0.1)				^I 0.3	^I 0.6	^I 0.5	^I 0.5	^I 1.0

* non-décté; Espace = non analysé; PAF = perte au feu; x = limite de détection douteuse (suggestion: x 3)

Méthode (Détection) ^I: Sc (0.02), U (0.5), Th (0.05), Ta (0.1), Hf (0.2), La (0.5), Ce (2), Nd (2), Sm (0.05), Eu (0.1), Tb (0.1), Yb (0.2), Lu (0.05)

Méthode (Détection) ^{III}: Sc [ICP-AES (1)], La [ICP-AES (2)], Ce [ICP-AES (3)]

Éch.	96-3136A	96-3165A2	96-3170A1	98-1090A	98-1094A	98-1142A	98-1223A	98-1256A	98-1309A	98-1321A
Roche	<i>BQ</i>	<i>BQ</i>	<i>BQ</i>	<i>BQ</i>	<i>BQ</i>	<i>BQ</i>	<i>BQ</i>	<i>BQ</i>	<i>BQ</i>	<i>BQ</i>
<i>(poids %)</i>										
SiO ₂	51.30	51.80	53.20	52.30	53.90	49.40	51.40	50.20	51.60	50.20
TiO ₂	1.59	1.00	0.85	1.73	1.95	1.54	1.08	1.42	1.54	2.05
Al ₂ O ₃	15.30	16.00	16.00	14.40	14.30	15.40	14.70	15.50	14.60	14.90
Fe ₂ O _{3t}	12.3	9.9	10.3	12.9	11.5	13.1	11.8	13.3	12.7	13.9
MnO	0.18	0.16	0.16	0.18	0.19	0.18	0.17	0.19	0.19	0.18
MgO	5.77	7.35	6.61	6.07	5.19	7.45	8.17	7.10	6.25	6.21
CaO	9.02	9.25	8.47	7.89	8.28	9.56	9.47	9.27	9.62	8.25
Na ₂ O	2.91	3.08	3.08	2.56	2.57	2.26	2.12	2.27	2.47	2.50
K ₂ O	1.13	0.74	0.74	1.41	0.96	0.77	1.13	0.88	1.08	1.02
P ₂ O ₅	0.38	0.16	0.13	0.34	0.39	0.28	0.14	0.16	0.26	0.48
PAF	-0.14	0.42	0.05	-0.28	-0.17	0.63	0.11	-0.19	-0.22	-0.23
Total	99.74	99.83	99.59	99.50	99.06	100.57	100.29	100.10	100.09	99.46
<i>ppm</i>										
Cr				130	200	290	300	160	130	210
Co	42	54	50	50	59	109	59	57	48	55
Cu	72	195	135	34	38	24	51	36	17	35
Ni	54	394	179	73	109	370	102	80	34	86
Sc	¹ 32	¹ 33	¹ 27	35	39	28	42	39	45	33
V	225	202	170	222	217	95	206	236	242	195
Ba	354	311	273	397	264	89	274	251	333	467
Rb	20	6	*	35	20	6	30	23	25	21
Sr	280	340	280	264	282	194	226	247	246	314
Cs	0.3	*	*	0.5	0.5	0.5	0.5	1.2	0.5	0.8
U	¹ *	¹ *	¹ *	0.60	0.60	*	*	0.60	*	*
Th	¹ 2.1	¹ 1.4	¹ 1.1	1.4	2.1	*	1.6	2.5	1.5	1.1
Nb	16	14	13	9	*	4	5	4	6	10
Ta	¹ 0.6	¹ 0.3	¹ 0.3	2.3	0.8	*	*	*	*	*
Hf	¹ 4.1	¹ 2.7	¹ 3.2	4.8	3.4	1.4	3.0	3.4	4.6	5.2
Zr	150	100	120	164	118	52	98	111	153	182
Y	39	28	31	48	30	13	32	31	36	40
La	¹ 17.0	¹ 14.0	¹ 15.0	35.0	14.0	4.0	16.0	15.0	20.0	26.0
Ce	¹ 46.0	¹ 35.0	¹ 35.0	66.0	27.0	8.0	33.0	28.0	42.0	57.0
Nd	¹ 25.0	¹ 13.0	¹ 11.0	34.0	21.0	10.0	22.0	20.0	30.0	32.0
Sm	¹ 6.9	¹ 5.0	¹ 5.0	8.3	5.2	1.9	5.0	4.8	6.4	8.2
Eu	¹ 1.8	¹ 1.4	¹ 1.5	1.3	1.7	0.9	1.4	1.5	2.0	2.3
Tb	¹ 1.1	¹ 0.6	¹ 0.6	1.4	0.8	0.3	0.6	0.5	1.2	1.2
Yb	¹ 3.3	¹ 2.6	¹ 3.0	5.2	3.7	1.4	3.4	3.3	4.1	4.6
Lu	¹ 0.6	¹ 0.4	¹ 0.5	0.7	0.5	0.2	0.5	0.4	0.6	0.7

* non-déecté; Espace = non analysé

Éch.	98-1347A	98-1390A	98-1394A	98-2036A	98-2074A	98-2224A	98-2248A	98-2393A	98-2423A2	98-2429A
Roche	I3Q	I3Q								
<i>(poids %)</i>										
SiO ₂	45.00	49.20	53.70	51.00	51.00	49.50	51.20	51.00	50.60	50.50
TiO ₂	4.37	2.55	1.59	1.50	1.35	2.09	1.60	1.23	2.43	1.60
Al ₂ O ₃	12.70	15.10	14.50	15.30	16.10	14.10	14.80	15.40	14.00	15.00
Fe ₂ O _{3t}	18.5	12.4	12.0	12.9	12.2	13.1	13.1	12.3	14.8	13.2
MnO	0.21	0.16	0.18	0.18	0.17	0.15	0.20	0.17	0.20	0.20
MgO	5.54	6.95	5.91	6.61	7.46	5.72	6.31	8.13	6.09	6.87
CaO	8.55	8.78	8.08	9.10	9.01	8.43	9.25	8.92	7.19	9.72
Na ₂ O	2.25	2.41	2.62	2.66	2.44	2.19	2.57	2.11	2.96	2.44
K ₂ O	1.05	1.00	1.09	0.96	0.88	2.80	0.67	0.68	1.46	0.77
P ₂ O ₅	1.36	0.76	0.20	0.20	0.21	0.72	0.08	0.12	0.20	0.25
PAF	0.31	-0.18	-0.09	-0.08	-0.07	0.60	-0.20	0.10	-0.66	-0.23
Total	99.84	99.13	99.78	100.33	100.75	99.40	99.58	100.16	99.27	100.32
<i>(ppm)</i>										
Cr	63	220	170	200	190	210	210	280	89	210
Co	75	52	50	51	54	44	49	55	56	50
Cu	74	38	31	40	41	12	20	35	40	32
Ni	41	96	66	88	111	18	31	176	65	57
Sc	38	30	34	37	31	38	45	33	34	43
V	421	208	250	222	184	222	258	195	175	247
Ba	396	375	179	274	223	573	179	222	357	250
Rb	27	23	28	22	28	143	9	14	41	21
Sr	322	363	228	306	319	269	249	302	239	228
Cs	0.6	0.5	0.5	1.5	2.0	2.7	0.5	0.5	0.9	0.5
U	1.10	*	1.10	0.80	1.30	*	*	*	*	*
Th	2.3	1.6	2.2	1.8	2.6	1.9	0.8	1.0	4.5	1.6
Nb	6	6	6	6	4	10	5	*	12	5
Ta	1.0	*	2.3	*	1.2	2.7	2.0	*	2.3	1.2
Hf	3.7	3.6	3.6	3.9	3.5	4.5	2.2	1.8	6.0	2.9
Zr	112	115	103	115	102	164	87	79	226	123
Y	38	29	35	32	27	56	28	24	36	37
La	24.0	18.0	28.0	16.0	15.0	29.0	15.0	11.0	31.0	18.0
Ce	49.0	40.0	57.0	35.0	33.0	64.0	30.0	21.0	43.0	32.0
Nd	37.0	29.0	29.0	25.0	19.0	43.0	12.0	12.0	21.0	32.0
Sm	8.5	6.9	6.4	5.7	5.2	11.0	4.6	3.9	9.2	5.6
Eu	2.5	2.0	1.4	1.8	2.3	2.2	1.7	1.9	1.4	1.6
Tb	0.8	0.8	0.7	0.5	0.4	1.3	0.7	*	0.5	0.8
Yb	3.5	3.1	3.9	4.0	3.5	5.3	3.2	2.8	5.0	3.7
Lu	0.5	0.4	0.5	0.5	0.5	0.8	0.5	0.4	0.7	0.5

* non-décté; Espace = non analysé

Éch. Roche	98-4012A	98-6046A	98-6070A	98-6078A	98-6096A	98-6107A	98-7098A	98-8069A	98-8081A	98-8120B
	<i>I3Q</i>									
<i>(poids %)</i>										
SiO ₂	48.90	48.10	51.60	51.00	51.20	52.40	50.20	50.10	47.40	47.40
TiO ₂	1.20	2.35	2.11	1.15	1.66	1.35	2.41	2.51	3.89	2.38
Al ₂ O ₃	16.20	15.30	14.50	15.80	15.00	15.30	14.70	13.90	13.40	15.20
Fe ₂ O _{3t}	11.5	13.7	13.2	12.4	13.1	12.0	13.5	14.3	14.1	14.6
MnO	0.15	0.18	0.20	0.19	0.17	0.17	0.19	0.17	0.15	0.18
MgO	7.94	6.56	5.23	7.09	5.67	6.03	5.81	5.35	5.88	6.00
CaO	10.20	8.59	8.56	8.55	8.06	8.22	9.10	8.46	8.52	8.01
Na ₂ O	2.36	2.46	2.73	2.61	2.72	2.69	2.67	2.66	2.66	2.92
K ₂ O	0.69	1.17	1.04	0.72	1.37	1.40	0.89	1.58	1.50	1.24
P ₂ O ₅	0.20	0.86	0.49	0.18	0.23	0.18	0.75	0.72	1.95	0.31
PAF	0.42	0.01	-0.36	0.20	0.11	-0.18	-0.37	-0.29	-0.19	0.97
Total	99.76	99.28	99.30	99.89	99.29	99.56	99.85	99.46	99.26	99.21
<i>(ppm)</i>										
Cr	350	100	140	110	99	110	180	150	180	100
Co	53	54	46	56	52	49	47	44	44	56
Cu	41	37	19	51	29	32	28	24	20	34
Ni	112	95	27	82	67	68	32	46	67	60
Sc	36	32	38	35	33	35	39	38	35	32
V	187	192	248	169	218	213	242	241	206	208
Ba	228	472	475	237	375	297	422	463	188	342
Rb	21	25	20	20	44	35	19	44	22	29
Sr	272	329	296	286	254	226	349	293	299	334
Cs	0.5	0.7	0.5	0.5	2.6	1.2	0.5	1.1	0.5	1.0
U	*	*	*	*	1.00	0.90	*	0.60	1.00	*
Th	1.7	2.3	0.9	0.3	4.4	3.8	1.3	2.6	2.6	1.3
Nb	*	9	7	5	6	7	6	9	6	9
Ta	*	0.6	*	*	0.8	3.1	1.8	0.7	0.6	*
Hf	2.8	5.6	4.7	3.0	4.6	4.9	5.1	6.1	4.3	5.0
Zr	102	207	156	98	165	139	149	208	143	161
Y	26	39	41	28	41	43	34	50	34	34
La	12.0	23.0	23.0	14.0	24.0	25.0	22.0	34.0	25.0	17.0
Ce	26.0	44.0	44.0	29.0	44.0	49.0	46.0	77.0	52.0	40.0
Nd	19.0	32.0	26.0	13.0	24.0	20.0	35.0	44.0	37.0	28.0
Sm	4.3	7.9	7.3	4.4	6.5	6.8	7.8	11.0	7.6	6.8
Eu	1.4	2.4	1.8	1.3	1.7	1.8	2.4	2.7	1.8	2.1
Tb	0.5	1.0	1.3	0.7	*	0.9	0.5	1.1	0.8	0.8
Yb	2.9	3.4	4.5	3.3	4.2	4.5	3.9	5.4	3.9	3.7
Lu	0.4	0.5	0.6	0.5	0.6	0.6	0.5	0.8	0.6	0.5

* non-décté; Espace = non analysé

Éch.	98-8283A	98-8306A	98-9106A	96-0131	96-0528B	96-1314	98-1256C	96-2629A1	96-2629A2	96-3165F
Roche	I3Q	I3Q	I3Q	I2E	I2E	I2E	I2E	I1B	I1B	I1B
<i>(poids %)</i>										
SiO ₂	48.50	51.80	49.90	78.90	67.90	67.80	69.80	76.50	73.10	78.40
TiO ₂	2.33	1.84	1.59	0.13	0.95	0.59	0.42	0.41	0.45	0.07
Al ₂ O ₃	15.50	14.90	15.30	11.00	13.70	14.10	15.40	10.30	12.30	11.30
Fe ₂ O _{3t}	14.6	12.4	12.5	0.9	6.1	5.3	2.3	3.8	3.1	0.6
MnO	0.18	0.15	0.16	0.01	0.08	0.10	0.02	0.06	0.03	0.01
MgO	6.01	6.02	7.02	0.15	1.06	0.63	0.38	1.03	0.66	0.13
CaO	8.04	8.57	9.09	0.61	3.23	2.07	1.76	0.99	1.27	0.34
Na ₂ O	2.92	2.75	2.57	2.52	3.31	2.86	2.49	3.07	2.56	1.81
K ₂ O	1.25	0.81	0.97	5.64	3.01	5.93	6.98	2.74	5.85	6.39
P ₂ O ₅	0.29	0.52	0.35	0.01	0.24	0.13	0.08	0.04	0.09	0.01
PAF	-0.15	-0.22	-0.04	0.36	0.65	0.15	0.37	0.99	0.75	0.77
Total	99.47	99.54	99.41	100.26	100.22	99.67	99.96	99.95	100.14	99.84
<i>(ppm)</i>										
Cr	160	170	180				*			
Co	46	40	48	*	9	6	5	9	6	*
Cu	24	40	32	13	37	25	7	14	16	27
Ni	73	52	107	5	13	7	7	11	8	18
Sc	39	32	34	^{III} *	^{III} 18	^I 12	5	^I 6	^I 7	^I 1
V	216	193	198	5	51	29	19	38	30	5
Ba	207	633	244	225	1600	1300	1100	387	782	322
Rb	5	29	32			120	214	65	124	150
Sr	290	482	320			140	186	146	117	49
Cs	0.5	0.8	1.0			0.3	2.2	0.9	0.5	0.6
U	*	0.80	1.10			^I 1.20	2.30	^I 0.90	^I 1.70	^I 0.70
Th	0.5	3.0	3.2			^I 7.6	7.4	^I 33.0	^I 9.2	^I 0.9
Nb	9	6	5			34	8	7	15	12
Ta	0.9	0.8	*			^I 1.6	0.8	^I 0.4	^I 0.8	^I *
Hf	4.6	5.0	3.4			^I 19.0	7.0	^I 7.1	^I 8.7	^I 2.7
Zr	137	184	121			670	198	218	273	48
Y	41	39	32			56	28	29	31	*
La	24.0	31.0	18.0	^{III} 12	^{III} 27	^I 60.0	24.0	^I 170.0	^I 57.0	^I 6.6
Ce	52.0	72.0	39.0	^{III} 41	^{III} 58	^I 150	39.0	^I 310.0	^I 110.0	^I 10.0
Nd	34.0	60.0	28.0			^I 80.0	18.0	^I 120.0	^I 50.0	^I *
Sm	8.0	13.0	6.0			^I 17.0	4.8	^I 21.0	^I 10.0	^I 0.3
Eu	1.9	3.7	1.6			^I 3.4	2.5	^I 5.8	^I 1.8	^I 0.7
Tb	1.2	1.1	0.6			^I 2.1	0.3	^I 1.4	^I 1.1	^I *
Yb	4.9	3.2	3.8			^I 5.7	2.5	^I 2.4	^I 3.3	^I 0.4
Lu	0.7	0.4	0.5			^I 1.0	0.3	^I 0.3	^I 0.5	^I 0.1

* non-déTECTÉ; Espace = non analysé

Éch.	98-2430A	98-4020A	98-8330A	96-2672B	98-2120A	98-1481A	98-2153A	98-2208A	98-2100B	98-7198A
Roche	I1B	I1B	I1B	I2G	I2H	I3J	I3J	I3J	I3A	I3A
<i>(poids %)</i>										
SiO ₂	78.70	69.80	70.60	58.90	51.60	46.40	53.10	52.40	47.50	49.90
TiO ₂	0.09	0.52	0.68	1.62	2.89	2.07	0.55	2.46	1.23	1.37
Al ₂ O ₃	11.60	14.10	13.10	14.80	15.10	17.10	16.50	18.90	7.01	18.40
Fe ₂ O _{3t}	0.7	3.7	4.5	9.5	12.0	13.5	11.1	12.4	17.7	10.2
MnO	0.01	0.03	0.07	0.13	0.13	0.13	0.20	0.13	0.26	0.15
MgO	0.05	0.39	0.49	2.16	3.09	7.79	7.20	3.56	12.50	5.24
CaO	0.37	1.57	1.85	4.24	5.73	8.65	7.95	6.71	10.10	9.16
Na ₂ O	3.24	2.98	2.84	3.11	4.04	2.58	2.77	3.51	1.02	2.65
K ₂ O	4.59	5.91	4.80	4.34	2.60	0.70	0.52	0.92	0.83	1.34
P ₂ O ₅	0.01	0.11	0.20	0.40	1.18	0.55	0.06	0.38	0.02	0.22
PAF	0.22	0.28	0.16	0.79	0.86	0.07	-0.28	-0.34	1.33	0.84
Total	99.59	99.35	99.26	100.03	99.22	99.54	99.67	101.03	99.50	99.47
<i>(ppm)</i>										
Cr	*	*	*		33	310	120	81	150	110
Co	*	5	4	20	37	59	49	34	74	38
Cu	7	1	3	44	36	17	18	19	41	25
Ni	2	4	4	20	33	184	64	62	139	88
Sc	1	6	11	¹ 17	11	21	29	17	68	27
V	*	15	21	116	118	166	139	373	263	172
Ba	59	957	1400	1000	1000	375	235	77	359	417
Rb	353	211	97	72	35	12	5	13	18	35
Sr	14	132	183	215	689	465	325	285	203	406
Cs	0.8	3.1	0.5	1.0	1.9	0.5	0.5	0.9	6.1	1.2
U	*	2.80	*	¹ 1.40	*	*	*	0.60	*	*
Th	2.7	20.0	6.3	¹ 2.5	1.9	0.5	*	3.3	*	2.1
Nb	*	22	22	21	35	*	*	20	*	5
Ta	*	*	1.7	¹ 1.1	6.8	*	*	*	*	*
Hf	2.0	14.0	12.0	¹ 13	12.0	2.2	*	8.0	1.5	4.2
Zr	44	449	397	440	447	88	33	275	39	133
Y	49	61	74	66	33	14	7	38	24	27
La	22.0	72.0	50.0	¹ 53.0	78.0	12.0	4.0	42.0	*	15.0
Ce	31.0	150.0	110.0	¹ 120.0	160.0	26.0	8.0	79.0	8.0	29.0
Nd	9.0	58.0	56.0	¹ 63.0	98.0	17.0	*	36.0	6.0	21.0
Sm	1.6	13.0	14.0	¹ 15.0	18.0	4.8	1.2	8.3	3.0	4.9
Eu	*	1.9	3.4	¹ 2.8	4.9	2.1	1.0	1.4	1.2	1.2
Tb	*	*	1.5	¹ 1.8	0.7	0.7	0.3	0.7	0.6	0.7
Yb	3.8	6.6	8.0	¹ 6.3	2.3	1.8	1.1	4.1	3.0	3.2
Lu	0.5	0.9	1.0	¹ 1.0	0.3	0.3	*	0.5	0.4	0.5

* non-déTECTÉ; Espace = non analysé

Éch.	96-1163A	98-2315A	96-1185	96-1400	98-1385A	98-1439A	98-2319A	98-2419A2	98-8072A	98-2378A
Roche	I2J	I2J	I3R	I3R	I3R	I3R	I3R	I3R	I3R	I3N
<i>(poids %)</i>										
SiO ₂	43.00	45.10	49.80	48.40	45.80	46.70	45.80	46.30	47.70	43.20
TiO ₂	2.65	2.29	0.39	0.18	1.57	0.69	1.14	1.49	1.99	0.73
Al ₂ O ₃	17.90	14.40	16.80	21.30	15.00	19.60	11.80	17.50	13.80	12.20
Fe ₂ O _{3t}	14.7	13.5	8.6	8.0	15.4	8.7	14.5	14.0	14.2	17.6
MnO	0.11	0.20	0.14	0.11	0.18	0.13	0.16	0.17	0.16	0.21
MgO	5.98	8.90	8.92	8.11	9.99	9.93	16.10	9.08	10.00	17.70
CaO	9.41	10.30	10.50	11.00	8.44	11.70	8.08	8.80	6.57	6.13
Na ₂ O	2.76	3.18	2.44	2.40	2.00	1.62	2.14	2.46	2.87	1.58
K ₂ O	1.58	0.51	0.48	0.25	0.55	0.21	0.31	0.55	1.20	0.30
P ₂ O ₅	0.30	0.43	0.03	0.01	0.39	0.06	0.11	0.17	0.40	0.08
PAF	1.66	0.49	1.67	0.15	-0.05	0.56	0.15	-0.26	0.23	0.04
Total	57.05	99.30	99.73	99.90	99.27	99.94	100.29	100.26	99.12	99.77
<i>(ppm)</i>										
Cr		670			450	250	1000	60	150	110
Co	50	60	44	43	82	55	97	70	61	114
Cu	109	63	32	30	49	19	70	16	15	12
Ni	31	187	95	129	233	155	496	122	211	294
Sc	¹ 38	36	¹ 32	¹ 17	25	24	21	21	18	16
V	464	242	107	52	204	114	151	102	142	56
Ba	734	80	128	87	236	84	76	166	527	84
Rb	23	4	4	*	9	5	7	12	24	6
Sr	960	397	300	270	341	255	322	324	540	216
Cs	*	0.5	2.0	*	0.5	0.7	0.6	0.5	0.5	0.5
U	¹ *	*	¹ 0.70	¹ *	*	*	*	*	*	*
Th	¹ *	0.9	¹ 0.6	¹ *	0.7	*	0.4	0.9	1.2	0.7
Nb	7	9	8	7	*	*	5	4	11	*
Ta	¹ 0.4		¹ *	¹ *	0.6	*	1.9	1.7	0.9	1.1
Hf	¹ 2.9	4.6	¹ 0.5	¹ *	2.0	1.2	1.9	2.1	4.7	1.1
Zr	37	240	6	*	78	42	79	101	186	52
Y	35	32	10	6	19	11	10	18	20	10
La	¹ 19.0	14.0	¹ 4.0	¹ 1.5	10.0	4.0	6.0	9.0	25.0	4.0
Ce	¹ 53.0	33.0	¹ 8.0	¹ 3.0	22.0	10.0	12.0	16.0	54.0	8.0
Nd	¹ 39.0		¹ 3.0	¹ *	15.0	7.0	9.0	8.0	31.0	*
Sm	¹ 9.4	7.4	¹ 1.3	¹ 0.6	3.9	1.9	2.9	3.6	6.9	1.8
Eu	¹ 2.6	3.0	¹ 0.7	¹ 0.5	1.6	0.9	1.2	1.4	2.3	0.6
Tb	¹ 1.3	1.1	¹ 0.3	¹ *	0.4	*	0.6	*	0.7	*
Yb	¹ 3.3	2.7	¹ 0.8	¹ 0.5	2.0	1.6	0.9	2.4	2.2	1.4
Lu	¹ 0.5	0.4	¹ 0.1	¹ 0.1	0.3	0.2	*	0.3	0.3	0.2

* non-déTECTÉ; Espace = non analysé

Éch.	98-2420A	98-9104A	96-1162C	96-1180	96-1454	98-1488A	98-1489A
Roche	I3N	I3N	I3L	I3L	I3L	I3L	I3K
<i>(poids %)</i>							
SiO ₂	41.30	43.00	45.60	44.00	44.90	47.70	42.80
TiO ₂	0.42	1.15	0.09	0.27	0.14	0.70	0.88
Al ₂ O ₃	7.83	9.62	17.80	14.80	18.80	21.80	11.80
Fe ₂ O _{3t}	19.6	15.3	10.5	11.1	9.4	9.4	18.0
MnO	0.23	0.18	0.12	0.14	0.12	0.10	0.19
MgO	26.20	21.20	13.30	18.90	14.70	6.66	17.90
CaO	4.02	5.76	8.21	8.28	10.10	10.00	6.12
Na ₂ O	0.97	1.41	1.87	1.21	1.32	2.77	1.61
K ₂ O	0.17	0.52	0.25	0.11	0.15	0.32	0.28
P ₂ O ₅	0.05	0.34	0.01	0.05	0.02	0.08	0.08
PAF	-1.07	0.44	2.15	0.98	0.30	0.09	0.30
Total	99.72	98.92	99.90	99.84	99.96	99.62	99.96
<i>(ppm)</i>							
Cr	160	4300				44	150
Co	155	92	82	90	56	47	99
Cu	12	76	37	32	20	4	26
Ni	651	734	255	491	313	65	396
Sc	12	25	¹ 5	¹ 15	¹ 9	11	19
V	40	134	16	54	40	47	75
Ba	60	192	84	52	59	119	86
Rb	4	10	*	*	*	5	5
Sr	135	190	280	250	274	400	185
Cs	0.5	0.5	0.4	*	*	0.6	0.5
U	*	*	¹ *	¹ *	¹ *	*	0.90
Th	0.3	0.8	¹ 0.1	¹ *	¹ *	0.3	0.3
Nb	*	*	9	8	*	*	*
Ta	*	*	¹ *	¹ *	¹ *	*	*
Hf	*	2.0	¹ *	¹ 0.5	¹ *	1.3	1.1
Zr	30	79	*	*	15	55	56
Y	5	18	5	6	4	8	12
La	3.0	9.0	¹ 1.1	¹ 1.4	¹ 1.0	5.0	5.0
Ce	*	20.0	¹ *	¹ 3.0	¹ 3.0	9.0	10.0
Nd	*	13.0	¹ *	¹ 3.0	¹ *	6.0	7.0
Sm	0.9	3.7	¹ 0.2	¹ 0.6	^{10.40}	1.8	1.8
Eu	*	1.2	¹ 0.4	¹ 0.4	¹ 0.4	1.2	0.8
Tb	*	0.4	¹ *	¹ 0.2	¹ *	0.3	*
Yb	0.6	2.1	¹ 0.3	¹ 0.5	¹ 0.3	1.0	1.2
Lu	*	0.3	¹ *	¹ 0.1	¹ *	0.2	0.2

* non-déTECTÉ; Espace = non analysé

ANNEXE C – GÉOCHIMIE ET MÉTHODE ANALYTIQUE

Globalisation, reproductibilité, limites de détection et standards utilisés pour les données géochimiques sur le Complexe de Matamec

ANNEXE C.1 – GLOBALISATION DES DONNÉES GÉOCHIMIQUES DES DEUX LABORATOIRES

L'annexe C.1 fournit des informations sur la globalisation des données géochimiques du Complexe de Matamec obtenues dans le laboratoire de géochimie de l'INRS-Géoressources et le laboratoire d'analyse du Centre de recherche minérale (CRM).

La qualité des duplicata et la concordance des spectres normalisés en éléments traces justifient la présence de seulement 2 duplicata pour les analyses géochimiques du Matamec (voir annexe B.1). La similarité des signatures et des contenus en éléments traces des échantillons sur les spectres normalisés a permis une globalisation des données géochimiques obtenues dans les deux laboratoires.

Les limites de détection sont cependant pour la plupart des éléments (majeurs, Rb, Cs, U, Th, Nb, Ta, Hf, Zr, Y et TR) très différentes d'un laboratoire à l'autre, en fonction des méthodes utilisées. Seuls les éléments Cr, Co, Cu, Sc, V, Ba et Sr comportent des limites de détection similaires dans les deux laboratoires. Certains éléments montrent des abondances légèrement supérieures aux limites de détection et doivent donc être filtrés, dans le but d'éliminer les valeurs douteuses pour lesquelles une erreur analytique serait probable. Ces éléments sont, pour les analyses de la Commission géologique du Canada (CGC), Nb et Ho, et pour les analyses de Géologie Québec, Cs, Nb, Ta, Nd, Sm, Tb et Lu.

ANNEXE C.2 – REPRODUCTIBILITÉ, LIMITES DE DÉTECTION, STANDARDS ET BLANCS ANALYTIQUES

L'annexe C.2 fournit les données sur la reproductibilité des analyses, les limites de détection, les blancs analytiques et les standards internationaux pour les analyses géochimiques de la CGC sur le Complexe de Matamec.

La limite de détection des analyses géochimiques de la CGC réalisées au laboratoire de géochimie de l'INRS-Géoressources a été calculée selon leur méthode en multipliant par deux l'écart-type de 10 duplicata du blanc analytique (2σ). Elle constitue la concentration minimale d'un élément que l'on peut déterminer dans un blanc analytique.

L'interprétation des données géochimiques exige d'abord une évaluation de la reproductibilité, de l'exactitude et de la qualité des analyses géochimiques. Cette évaluation s'effectue notamment par 1) la vérification de la pureté des blancs analytiques et par 2) la comparaison des valeurs mesurées et théoriques (*i.e.*, admises et répertoriées dans la littérature scientifique) des standards certifiés. Le degré de pureté des blancs analytiques permet d'évaluer s'il y a eu contamination des échantillons lors leur préparation. L'utilisation de certains réactifs (eau, acides, etc.), le matériel utilisé et l'environnement où les analyses ont été préparées (poussières, aérosols, etc.) sont des sources probables de contamination. L'étude des valeurs mesurées des standards certifiés permet d'identifier les éléments douteux, qui montrent une différence marquée entre les valeurs mesurées et les valeurs théoriques. La reproductibilité à long terme des analyses géochimiques effectuées au laboratoire de géochimie de l'INRS-Géoressources est démontrée par la comparaison des valeurs théoriques et de la moyenne des réplicata (entre 14 et 18 dépendant des standards) de 4 standards analysés au cours de l'année 2001 (AGV-2, BCR-2, BHVO-2 et BIR-1). Parallèlement, la reproductibilité des analyses géochimiques du Complexe de Matamec est démontrée par la comparaison des valeurs théoriques et de la moyenne des trois réplicata du standard BIR-1. Dans les deux cas, l'erreur pour chaque élément correspond à la division de la moyenne par l'écart-type [Erreur = (Moyenne / Écart-type) x 100].

Reproductibilité des analyses par ICP-MS (fusion) effectuées au laboratoire de l'INRS-Géoressources (année 2001).

Standards Valeurs	AGV-2				BCR-2			
	Théoriques	Moyenne	Écart-type	Erreur	Théoriques	Moyenne	Écart-type	Erreur
U	1.88	1.92	0.10	5%	1.69	1.71	0.07	4%
Th	6.10	6.25	0.22	4%	6.20	6.20	0.21	3%
Nb	15.0	14.7	0.8	5%	13.0	13.2	0.7	5%
Ta	0.89	0.86	0.07	8%	n/d	0.80	0.07	9%
Hf	5.1	4.9	0.2	4%	4.8	4.7	0.2	3%
Zr	230	231	6	3%	188	188	6	3%
Y	20.0	19.8	0.6	3%	37.0	36.6	0.7	2%
La	38.00	37.44	1.37	4%	25.00	24.55	0.74	3%
Ce	68.00	69.12	2.50	4%	53.00	52.81	1.72	3%
Pr	8.30	8.02	0.26	3%	6.80	6.65	0.22	3%
Nd	30.00	30.36	0.99	3%	28.00	28.25	0.96	3%
Sm	5.70	5.47	0.19	3%	6.70	6.44	0.21	3%
Eu	1.54	1.53	0.06	4%	2.00	1.94	0.05	3%
Gd	4.69	4.61	0.21	5%	6.80	6.73	0.27	4%
Tb	0.64	0.61	0.04	6%	1.07	0.98	0.05	5%
Dy	3.60	3.54	0.13	4%	n/d	6.45	0.22	3%
Ho	0.71	0.70	0.06	9%	1.33	1.28	0.04	3%
Er	1.79	1.85	0.08	4%	n/d	3.68	0.15	4%
Tm	0.26	0.26	0.01	5%	0.54	0.52	0.02	5%
Yb	1.60	1.58	0.07	4%	3.50	3.22	0.13	4%
Lu	0.25	0.24	0.01	6%	0.51	0.49	0.02	5%

réplicata: AGV-2 (18), BCR-2 (18); Erreur = (Moyenne / Écart-type) x 100

Reproductibilité des analyses par ICP-MS (fusion) effectuées au laboratoire de l'INRS-Géoressources (année 2001) (suite).

Standards Valeurs	BHVO-2				BIR-1 Niu				Limites de Détection
	Théoriques	Moyenne	Écart-type	Erreur	Théoriques	Moyenne	Écart-type	Erreur	
U	n/d	0.42	0.03	6%	0.01	0.02	0.00	7%	0.0005
Th	1.20	1.25	0.05	4%	0.03	n/d	n/d	n/d	0.002
Nb	18.0	19.4	0.8	4%	0.5	0.6	0.0	6%	0.02
Ta	1.40	1.17	0.08	7%	0.05	0.04	0.01	21%	0.0005
Hf	4.1	4.2	0.2	4%	0.5	0.5	0.0	3%	0.002
Zr	172	172	3	2%	13	14	0	3%	0.01
Y	26.0	26.6	0.6	2%	13.5	15.8	0.4	3%	0.02
La	15.00	14.96	0.36	2%	0.58	0.63	0.05	9%	0.002
Ce	38.00	37.39	1.09	3%	1.84	1.94	0.10	5%	0.002
Pr	n/d	5.27	0.23	4%	0.38	0.37	0.02	4%	0.0005
Nd	25.00	24.13	0.66	3%	2.24	2.36	0.12	5%	0.002
Sm	6.20	5.95	0.17	3%	1.02	1.15	0.18	16%	0.002
Eu	n/d	2.05	0.06	3%	0.49	0.53	0.03	6%	0.001
Gd	6.30	6.26	0.18	3%	1.67	1.90	0.11	6%	0.005
Tb	0.90	0.87	0.04	4%	0.32	0.38	0.05	14%	0.001
Dy	n/d	5.29	0.19	4%	2.38	2.58	0.11	4%	0.002
Ho	1.04	0.97	0.04	4%	0.52	0.66	0.10	15%	0.0001
Er	n/d	2.55	0.08	3%	1.54	1.70	0.07	4%	0.002
Tm	n/d	0.33	0.02	5%	0.22	0.25	0.02	6%	0.0005
Yb	2.00	1.89	0.10	5%	1.49	1.58	0.08	5%	0.002
Lu	0.28	0.27	0.01	5%	0.22	0.24	0.02	6%	0.001

réplicata: BHVO-2 (14), BIR-1 (14); Erreur = (Moyenne / Écart-type) x 100; Limite de détection = 2 x (écart-type de 10 duplicata du blanc analytique) (calcul utilisé au laboratoire de géochimie de l'INRS-Géoressources)

Blancs, standards et limites de détection des éléments analysés par ICP-MS (fusion) (Matamec).

Standards Valeurs	Blanc 1	Blanc 2	BIR-1 Niu	BIR-1	BIR-1	BIR-1	BIR-1	BIR-1	BIR-1
			Théoriques	Mesurées	Mesurées	Mesurées	Moyenne	Écart-type	Erreur
Hf	< 0.011	< 0.011	0.53	0.56	0.66	0.64	0.62	0.05	9%
Zr	< 0.054	< 0.054	13.1	14.3	13.3	13.6	13.75	0.48	4%
Y	< 0.110	0.109	13.5	15.6	14.4	15.0	15.02	0.59	4%
La	0.015	0.026	0.58	0.57	0.60	0.58	0.58	0.02	3%
Ce	0.014	0.037	1.84	1.83	1.90	1.90	1.88	0.04	2%
Nd	< 0.011	0.019	2.24	2.30	2.37	2.38	2.35	0.04	2%
Sm	< 0.011	< 0.011	1.02	1.05	1.11	1.07	1.08	0.03	3%
Eu	< 0.005	< 0.005	0.49	0.50	0.50	0.54	0.51	0.02	5%
Gd	< 0.027	< 0.027	1.67	1.71	1.86	1.86	1.81	0.08	5%
Tb	< 0.005	0.007	0.32	0.32	0.35	0.35	0.34	0.02	6%
Ho	0.007	0.002	0.52	0.54	0.57	0.60	0.57	0.03	5%
Yb	< 0.011	< 0.011	1.49	1.50	1.61	1.70	1.60	0.10	6%
Lu	< 0.003	< 0.003	0.22	0.24	0.26	0.26	0.25	0.01	5%

Erreur = (Moyenne / Écart-type) x 100

Blancs, standards et limites de détection des éléments analysés par ICP-MS (fusion) (Matamec) (suite).

Standards Valeurs	SARM-1	SARM-1	SARM-1	SARM-1	BHVO-2	BHVO-2	BHVO-2
	Théoriques	Mesurées	Mesurées	Mesurées	Théoriques	Mesurées	Mesurées
Hf	12.40	11.93	12.93	12.93	4.10	4.54	4.84
Zr	300.0	267.2	254.3	254.3	172.0	170.8	164.2
Y	143.0	133.4	124.4	124.4	26.0	26.4	25.0
La	109.00	105.53	105.74	105.74	15.00	14.62	14.83
Ce	195.00	197.47	200.45	200.45	38.00	36.50	37.13
Nd	72.00	68.60	70.89	70.89	25.00	23.70	24.30
Sm	15.80	13.98	14.29	14.29	6.20	5.85	6.09
Eu	0.35	0.30	0.31	0.31	n/d	1.99	2.06
Gd	14.00	14.03	15.04	15.04	6.30	6.16	6.39
Tb	3.00	2.46	2.64	2.64	0.90	0.87	0.91
Ho	3.60	3.92	4.22	4.22	1.04	0.95	1.01
Yb	14.20	12.90	13.82	13.82	2.00	1.88	1.98
Lu	2.00	1.95	2.08	2.08	0.28	0.27	0.28

Blancs, standards et limites de détection des éléments analysés par ICP-MS (fusion) (Matamec) (suite).

Standards Valeurs	BCR-2	BCR-2	BCR-2	AGV-2	AGV-2	AGV-2	Limites de Détection
	Théoriques	Mesurées	Mesurées	Théoriques	Mesurées	Mesurées	
Hf	4.80	5.18	5.49	5.08	5.28	5.49	0.002
Zr	188.0	187.8	181.3	230.0	226.1	217.8	0.01
Y	37.0	36.8	34.8	20.0	19.8	18.6	0.02
La	25.00	23.89	24.82	38.00	35.47	36.38	0.002
Ce	53.00	51.52	53.54	68.00	66.50	68.04	0.002
Nd	28.00	27.70	29.29	30.00	29.10	30.00	0.002
Sm	6.70	6.32	6.64	5.70	5.29	5.43	0.002
Eu	2.00	1.93	2.00	1.54	1.46	1.54	0.001
Gd	6.80	6.79	7.05	4.69	4.48	4.77	0.005
Tb	1.07	0.98	1.04	0.64	0.59	0.61	0.001
Ho	1.33	1.28	1.37	0.71	0.65	0.68	0.0001
Yb	3.50	3.27	3.38	1.60	1.56	1.61	0.002
Lu	0.51	0.51	0.54	0.25	0.24	0.25	0.001

Limite de détection = 2 x (écart-type de 10 duplicata du blanc analytique)

(calcul utilisé au laboratoire de géochimie de l'INRS-Géoressources)

Blancs, standards et limites de détection des éléments analysés par ICP-MS (attaque acide) (Matamec).

Standards Valeurs	Blanc 1	Blanc 2	BIR-1 Niu	BIR-1	AGV-1 Niu	AGV-1	BHVO-1 XIE	BHVO-1	Limites de Détection
			Théoriques	Mesurées	Théoriques	Mesurées	Théoriques	Mesurées	
Rb	0.104	0.176	0.2	0.697	66.6	70.6	9.38	11.3	0.003
Cs	< 0.003	< 0.003	0.005	0.013	1.26	1.316	0.093	0.104	0.003
U	< 0.001	< 0.001	0.011	0.017	1.88	2.500	0.424	0.595	0.0005
Th	< 0.002	< 0.002	0.03	0.048	5.9	7.909	1.4	1.735	0.002
Nb	< 0.02	< 0.02	0.54	0.797	14.2	16.6	21.2	23.0	0.02
Ta	< 0.001	< 0.001	0.049	0.060	0.84	0.965	1.35	1.365	0.0005

Limite de détection = 2 x (écart-type de 10 duplicata du blanc analytique)

(calcul utilisé au laboratoire de géochimie de l'INRS-Géoressources)

Standards et limites de détection des éléments analysés par ICP-AES (fusion) (Matamec).

Standards Valeurs	SARM-1	SARM-1	SARM-5	SARM-5	Limites de Détection
	Théoriques	Mesurées	Théoriques	Mesurées	
Si	75.70	75.1	51.10	49.0	0.005
Ti	n/d	0.087	0.20	0.174	0.001
Al	12.08	12.0	4.18	4.038	0.015
Fe	2.00	2.017	12.70	12.1	0.02
Mn	0.02	0.015	0.22	0.179	0.001
Mg	0.06	0.035	25.33	24.5	0.001
Ca	0.78	0.744	2.66	2.352	0.001
Na	3.36	3.523	0.37	0.649	0.003
K	4.99	4.577	n/d	0.297	0.005
P	0.01	< 0.01	0.02	0.011	0.003
Cr	12.00	< 0.002	23950.00	23950.0	15
Cu	12.00	10.4	18.00	5.126	0.5
Ni	8.00	< 0.005	n/d	915.0	5
Sc	0.90	0.550	27.30	25.2	0.25
V	2.00	1.031	230.00	234.9	2.5
Ba	120.00	95.3	46.00	26.3	1
Sr	10.00	9.001	32.00	25.6	2.5

Limite de détection = 2 x (écart-type de 10 duplicata du blanc analytique)

(calcul utilisé au laboratoire de géochimie de l'INRS-Géoressources)

ANNEXE D – DONNÉES GÉOCHIMIQUES CALCULÉES

Calcul normatif, calculs de conversion du fer et calcul cationique pour les données géochimiques sur le Complexe de Matamec

ANNEXE D.1 – CALCUL NORMATIF, CALCULS DE CONVERSION DU FER ET CALCUL CATIONIQUE

L'annexe D.1 donne les résultats du calcul normatif, des calculs de conversion du $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ en FeOt , FeO et Fe_2O_3 , du calcul des rapports $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ et $\text{Mg}\#$ et du calcul cationique. Les concentrations des oxydes sont exprimées en % poids, alors que les concentrations des éléments traces sont exprimées en ppm.

Le Fe_2O_3 correspond au fer total analysé. Les concentrations en FeOt des échantillons ont été calculé en multipliant les concentrations en $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ par le facteur de conversion 0.8998 (*i.e.*, $\text{FeOt} = \text{Fe}_2\text{O}_3\text{t} \times 0.8998$) (Ragland, 1989). Le calcul des concentrations en Fe_2O_3 et FeO a d'abord nécessité le positionnement de l'ensemble des échantillons sur le diagramme TAS (SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) de Le Maitre *et al.* (1989); cette étape préliminaire permet d'estimer le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ le plus probable d'après la nature de chaque échantillon. Ce rapport a été multiplié aux concentrations en $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ des échantillons correspondants pour obtenir les concentrations en Fe_2O_3 (*i.e.*, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{Fe}_2\text{O}_3\text{t} \times \text{rapport } \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$) (Ragland, 1989). Les concentrations en FeO ont été calculées en soustrayant d'abord les concentrations en Fe_2O_3 aux concentrations en $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$, et en multipliant le tout par 0.8998 [*i.e.*, $\text{FeO} = 0.8998 \times (\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t} - \text{Fe}_2\text{O}_3)$] (*ibid.*).

La composition en éléments majeurs des échantillons a été recalculée sous forme de cations en calculant d'abord la proportion cationique des oxydes, qui s'obtient par la division du % poids de l'oxyde par son poids moléculaire et par la multiplication de ce résultat par le nombre de cations présents dans la formule de l'oxyde [*e.g.*, proportion cationique de l'oxyde $\text{Al}_2\text{O}_3 = (\% \text{ poids de l'oxyde } \text{Al}_2\text{O}_3 / 101.96 \text{ g}) \times 2 \text{ cations}$] (Rollinson, 1993). Par la suite, la division de la proportion cationique d'un oxyde par la somme des proportions cationiques de l'ensemble des oxydes d'un échantillon, suivie de la multiplication de ce résultat par 100, égale le % poids du cation correspondant à cet oxyde [*e.g.*, % poids du cation Al = (proportion cationique de l'oxyde Al_2O_3 / somme des proportions cationiques de tous les oxydes de l'échantillon) $\times 100$] (*ibid.*).

Éch.	96-0101A	96-0153A	96-0184A	96-1164A	96-1167A	96-1168	96-2632A1	96-2672A	96-3136A	96-3165A2
Labo	CRM									
Roche	<i>I3Q</i>									
Qz	2.8	1.5	0.0	0.0	1.4	4.3	0.0	4.0	1.4	0.0
Cn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Or	5.0	7.2	7.9	2.8	5.9	3.4	8.5	11.9	6.8	4.4
Ab	22.8	23.5	23.3	17.5	22.5	23.3	22.8	27.2	24.9	26.4
An	27.2	24.9	27.5	39.7	27.2	27.2	26.0	19.0	25.6	28.0
Pg	50.0	48.4	50.8	57.2	49.7	50.4	48.8	46.1	50.5	54.4
Np	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Dp	14.1	13.5	13.6	6.8	13.7	9.8	16.0	12.2	14.3	14.3
Dp-Ca	7.2	6.9	6.9	3.5	7.0	5.1	8.2	6.2	7.3	7.4
Dp-Mg	4.2	3.8	4.0	2.2	4.0	3.3	5.0	3.1	3.9	4.5
Dp-Fe	2.6	2.8	2.6	1.1	2.7	1.4	2.8	2.9	3.2	2.5
Hp	20.6	21.6	11.4	20.1	22.7	25.0	13.3	12.5	19.6	21.2
Hp-Mg	12.7	12.5	6.9	13.3	13.6	17.4	8.5	6.5	10.7	13.7
Hp-Fe	7.9	9.1	4.5	6.8	9.1	7.6	4.8	6.1	8.9	7.5
Ov	0.0	0.0	9.7	8.1	0.0	0.0	7.4	0.0	0.0	0.5
Fo	0.0	0.0	5.6	5.2	0.0	0.0	4.6	0.0	0.0	0.3
Fa	0.0	0.0	4.0	2.9	0.0	0.0	2.9	0.0	0.0	0.2
Mg	4.4	3.6	3.6	3.2	3.5	5.0	3.3	6.3	3.6	2.9
Im	2.7	3.3	2.7	1.7	2.6	1.9	2.4	5.3	3.1	1.9
Ap	0.5	0.8	0.5	0.2	0.5	0.3	0.4	1.7	0.8	0.4
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	10.9	8.8	11.4	20.8	11.3	15.3	12.5	5.1	9.6	16.0
Mg#	52.5	51.1	55.0	62.0	53.9	59.0	58.5	34.4	48.2	59.6
FeOt	10.9	11.1	10.9	9.9	10.6	10.2	9.9	13.0	11.1	8.9
Fe ₂ O ₃	0.8	1.7	1.5	1.9	1.5	1.8	2.0	2.2	1.8	1.7
FeO	4.1	8.4	7.5	9.7	7.9	9.3	10.2	11.0	9.4	8.4
<i>(Cation %)</i>										
Si	48.7	48.5	46.4	44.9	48.5	49.5	47.2	49.0	48.6	48.5
Ti	1.0	1.2	1.0	0.6	1.0	0.7	0.9	2.0	1.1	0.7
Al	16.9	16.6	17.6	20.1	17.0	16.5	16.9	16.2	17.1	17.6
Fe	8.5	8.7	8.6	7.7	8.4	8.0	7.8	10.4	8.8	6.9
Mn	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1
Mg	9.4	9.1	10.5	12.6	9.8	11.4	11.0	5.4	8.1	10.3
Ca	9.3	8.8	9.1	9.7	9.1	8.0	9.3	7.8	9.2	9.3
Na	4.9	5.1	5.0	3.7	4.8	5.0	4.8	5.9	5.3	5.6
K	1.0	1.5	1.6	0.5	1.2	0.7	1.7	2.4	1.4	0.9
P	0.2	0.3	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.6	0.3	0.1

$$\text{Mg\#} = 100 \times [\text{MgO}_{\text{mol}} / (\text{MgO}_{\text{mol}} + \text{FeOt}_{\text{mol}})]$$

Éch.	96-3170A1	98-1090A	98-1094A	98-1142A	98-1223A	98-1256A	98-1309A	98-1321A	98-1347A	98-1390A
Labo	CRM									
Roche	<i>13Q</i>									
Qz	4.0	5.5	10.4	0.0	1.2	0.7	2.5	2.7	0.7	2.0
Cn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Or	4.4	8.4	5.8	4.6	6.7	5.2	6.4	6.1	6.3	6.0
Ab	26.3	22.2	22.3	19.7	17.9	19.6	21.3	21.4	19.8	20.6
An	27.9	23.7	24.9	29.7	27.5	29.6	25.6	26.8	21.6	27.9
Pg	54.3	45.9	47.2	49.4	45.4	49.1	46.8	48.2	41.4	48.5
Np	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Dp	11.2	11.3	11.8	13.6	15.5	13.0	17.2	9.8	11.2	9.7
Dp-Ca	5.8	5.8	6.1	6.9	7.9	6.6	8.8	5.0	5.6	5.0
Dp-Mg	3.6	3.4	3.6	3.9	4.7	3.6	4.7	2.6	2.7	2.9
Dp-Fe	1.8	2.1	2.1	2.7	2.8	2.7	3.8	2.2	2.8	1.8
Hp	19.7	19.1	15.1	24.6	25.3	25.0	19.8	24.1	23.4	23.6
Hp-Mg	13.1	11.9	9.6	14.5	15.9	14.3	11.0	13.1	11.4	14.7
Hp-Fe	6.5	7.2	5.6	10.1	9.5	10.7	8.8	11.0	12.0	8.8
Ov	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fo	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fa	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mg	4.5	5.7	5.1	3.8	3.5	3.9	3.7	4.1	5.5	3.7
Im	1.6	3.3	3.8	3.0	2.1	2.7	3.0	4.0	8.5	4.9
Ap	0.3	0.8	0.9	0.6	0.3	0.4	0.6	1.1	3.0	1.7
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	18.8	8.3	7.3	10.0	13.6	10.9	9.5	7.3	2.9	5.9
Mg#	56.0	48.2	47.2	53.0	57.8	51.4	49.4	46.9	37.2	52.6
FeOt	9.3	11.6	10.3	11.8	10.6	12.0	11.4	12.5	16.6	11.2
Fe ₂ O ₃	1.4	1.9	1.7	2.0	1.8	2.0	1.9	2.1	1.8	1.8
FeO	7.0	9.9	8.8	10.0	9.0	10.2	9.7	10.6	9.3	9.4
<i>(Cation %)</i>										
Si	49.9	49.8	51.7	46.7	48.3	47.4	48.8	48.0	44.2	47.0
Ti	0.6	1.2	1.4	1.1	0.8	1.0	1.1	1.5	3.2	1.8
Al	17.7	16.2	16.2	17.2	16.3	17.2	16.3	16.8	14.7	17.0
Fe	7.3	9.2	8.3	9.3	8.3	9.4	9.0	10.0	13.7	8.9
Mn	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1
Mg	9.3	8.6	7.4	10.5	11.4	10.0	8.8	8.9	8.1	9.9
Ca	8.5	8.0	8.5	9.7	9.5	9.4	9.7	8.5	9.0	9.0
Na	5.6	4.8	4.8	4.2	3.8	4.2	4.6	4.6	4.4	4.4
K	0.9	1.7	1.2	0.9	1.4	1.1	1.3	1.2	1.3	1.2
P	0.1	0.3	0.3	0.2	0.1	0.1	0.2	0.4	1.1	0.6

$$\text{Mg\#} = 100 \times [\text{MgO}_{\text{mol}} / (\text{MgO}_{\text{mol}} + \text{FeOt}_{\text{mol}})]$$

Éch.	98-1394A	98-2036A	98-2074A	98-2224A	98-2248A	98-2393A	98-2423A2	98-2429A	98-4012A	98-6046A
Labo	CRM									
Roche	<i>13Q</i>									
Qz	8.0	0.7	1.0	0.2	2.7	2.4	0.5	1.3	0.0	0.0
Cn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Or	6.5	5.7	5.2	16.9	4.0	4.1	8.7	4.6	4.2	7.1
Ab	22.2	23.0	20.3	19.0	22.3	17.9	25.7	20.4	20.6	21.5
An	24.9	26.9	30.6	20.7	27.0	30.8	20.6	28.0	31.8	27.5
Pg	47.1	49.9	50.9	39.7	49.3	48.8	46.3	48.4	52.4	49.0
Np	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Dp	11.7	14.2	10.6	14.5	15.6	10.7	11.8	15.6	14.9	8.8
Dp-Ca	6.0	7.2	5.4	7.4	7.9	5.5	6.0	8.0	7.7	4.5
Dp-Mg	3.6	3.9	3.1	4.1	4.2	3.2	3.1	4.4	4.6	2.5
Dp-Fe	2.1	3.0	2.0	3.0	3.4	2.0	2.7	3.3	2.7	1.9
Hp	17.9	22.5	25.7	18.1	21.3	27.9	23.2	22.7	16.1	23.9
Hp-Mg	11.3	12.7	15.6	10.5	11.8	17.3	12.3	12.9	10.2	13.7
Hp-Fe	6.6	9.8	10.2	7.6	9.6	10.6	10.9	9.8	5.9	10.2
Ov	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	6.2	0.7
Fo	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.8	0.4
Fa	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.4	0.3
Mg	5.3	3.8	3.6	4.9	3.9	3.6	4.3	3.9	3.4	4.1
Im	3.1	2.9	2.6	4.1	3.1	2.4	4.7	3.1	2.3	4.6
Ap	0.4	0.4	0.5	1.6	0.2	0.3	0.4	0.6	0.4	1.9
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	9.1	10.2	11.9	6.7	9.3	12.5	5.8	9.4	13.5	6.5
Mg#	49.4	50.4	54.8	46.4	48.8	56.7	44.9	50.8	57.8	48.7
FeOt	10.8	11.6	11.0	11.8	11.8	11.1	13.3	11.9	10.3	12.3
Fe ₂ O ₃	1.8	1.9	1.8	2.0	2.0	1.8	1.4	2.0	1.7	2.1
FeO	9.2	9.9	9.3	10.0	10.0	9.4	7.2	10.1	8.6	10.5
<i>(Cation %)</i>										
Si	51.0	48.0	47.6	47.7	48.7	48.0	48.3	47.6	46.1	46.1
Ti	1.1	1.1	0.9	1.5	1.1	0.9	1.7	1.1	0.9	1.7
Al	16.2	17.0	17.7	16.0	16.6	17.1	15.7	16.7	18.0	17.3
Fe	8.6	9.1	8.6	9.5	9.4	8.7	10.6	9.4	8.2	9.9
Mn	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1
Mg	8.4	9.3	10.4	8.2	8.9	11.4	8.7	9.7	11.2	9.4
Ca	8.2	9.2	9.0	8.7	9.4	9.0	7.3	9.8	10.3	8.8
Na	4.8	4.9	4.3	4.1	4.8	3.8	5.5	4.4	4.4	4.6
K	1.3	1.2	1.0	3.4	0.8	0.8	1.8	0.9	0.8	1.4
P	0.2	0.2	0.2	0.6	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.7

$$\text{Mg\#} = 100 \times [\text{MgO}_{\text{mol}} / (\text{MgO}_{\text{mol}} + \text{FeOt}_{\text{mol}})]$$

Éch.	98-6070A	98-6078A	98-6096A	98-6107A	98-7098A	98-8069A	98-8081A	98-8120B	98-8283A	98-8306A
Labo	CRM									
Roche	<i>13Q</i>									
Qz	4.9	1.5	2.4	4.2	2.7	1.9	1.6	0.0	0.0	4.1
Cn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Or	6.2	4.3	8.3	8.4	5.3	9.5	9.0	7.6	7.5	4.9
Ab	23.2	22.3	23.3	23.1	23.0	23.1	23.2	25.3	24.9	24.0
An	24.7	29.7	25.2	25.7	25.5	21.4	20.3	25.5	26.0	26.0
Pg	47.8	51.9	48.5	48.8	48.6	44.5	43.5	50.8	50.9	49.9
Np	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Dp	12.8	10.0	11.7	11.8	12.8	13.9	9.0	11.2	10.6	11.5
Dp-Ca	6.5	5.1	5.9	6.0	6.5	7.1	4.6	5.7	5.4	5.8
Dp-Mg	3.3	2.9	3.0	3.6	3.5	3.5	2.6	2.9	2.8	3.2
Dp-Fe	3.0	2.1	2.7	2.1	2.8	3.4	1.8	2.6	2.5	2.4
Hp	19.3	26.0	21.6	18.6	20.4	19.5	20.9	13.0	16.1	21.3
Hp-Mg	10.0	15.1	11.4	11.7	11.2	10.0	12.3	6.9	8.5	12.1
Hp-Fe	9.3	10.9	10.2	6.9	9.2	9.5	8.5	6.1	7.6	9.3
Ov	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.8	5.5	0.0
Fo	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.0	2.8	0.0
Fa	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.9	2.7	0.0
Mg	3.9	3.6	3.9	5.3	4.0	4.2	4.2	4.4	4.3	3.6
Im	4.1	2.2	3.2	2.6	4.6	4.8	7.5	4.7	4.5	3.5
Ap	1.1	0.4	0.5	0.4	1.7	1.6	4.3	0.7	0.6	1.2
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	6.9	13.7	9.0	11.3	6.1	5.5	3.4	6.4	6.7	8.1
Mg#	44.0	53.1	46.2	49.9	46.0	42.6	45.2	44.9	44.9	49.0
FeOt	11.9	11.2	11.8	10.8	12.1	12.9	12.7	13.1	13.1	11.2
Fe ₂ O ₃	2.0	1.9	2.0	1.8	2.0	2.1	2.1	2.2	2.2	1.9
FeO	10.1	9.5	10.0	9.2	10.3	10.9	10.8	11.3	11.2	9.5
<i>(Cation %)</i>										
Si	49.5	48.2	49.0	49.6	47.8	48.1	45.8	45.9	46.3	49.2
Ti	1.5	0.8	1.2	1.0	1.7	1.8	2.8	1.7	1.7	1.3
Al	16.4	17.6	16.9	17.1	16.5	15.7	15.3	17.4	17.4	16.7
Fe	9.5	8.8	9.4	8.6	9.7	10.3	10.2	10.6	10.5	8.9
Mn	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Mg	7.5	10.0	8.1	8.5	8.2	7.7	8.5	8.7	8.6	8.5
Ca	8.8	8.7	8.3	8.3	9.3	8.7	8.8	8.3	8.2	8.7
Na	5.0	4.8	5.0	5.0	5.0	5.0	5.1	5.4	5.4	5.2
K	1.3	0.9	1.7	1.7	1.1	1.9	1.8	1.5	1.5	1.0
P	0.4	0.1	0.2	0.1	0.6	0.6	1.6	0.3	0.2	0.4

$$\text{Mg\#} = 100 \times [\text{MgO}_{\text{mol}} / (\text{MgO}_{\text{mol}} + \text{FeOt}_{\text{mol}})]$$

Éch.	98-9106A	96-0264A	96-0470	96-0472A	96-0473	98-0005A	98-0222A2	98-0233	98-0238	98-0239A
Labo	CRM	INRS	INRS	INRS	INRS	INRS	INRS	INRS	INRS	INRS
Roche	13Q	13Q	13Q	13Q	13Q	13Q	13Q	13Q	13Q	13Q
Qz	0.0	3.1	0.0	1.1	2.7	7.8	9.4	9.3	9.7	4.1
Cn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Or	5.8	5.2	5.5	3.5	2.6	5.3	5.0	3.8	4.6	1.8
Ab	22.3	22.5	25.0	24.7	24.0	22.9	20.6	21.3	23.8	18.0
An	27.6	25.0	28.2	29.2	28.7	26.5	28.9	28.3	25.5	35.1
Pg	49.9	47.5	53.2	53.9	52.6	49.3	49.4	49.6	49.3	53.1
Np	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Dp	13.2	16.1	13.4	11.2	13.0	9.1	8.2	8.4	8.4	8.2
Dp-Ca	6.7	8.2	6.9	5.7	6.7	4.7	4.2	4.3	4.3	4.2
Dp-Mg	3.8	4.4	3.9	3.1	4.0	2.8	2.6	2.6	2.4	2.5
Dp-Fe	2.6	3.5	2.6	2.4	2.4	1.6	1.4	1.4	1.7	1.5
Hp	23.3	21.5	20.3	23.8	20.6	19.2	20.4	19.9	18.4	27.2
Hp-Mg	13.8	11.9	12.2	13.3	12.9	12.3	13.5	12.9	10.9	17.1
Hp-Fe	9.5	9.6	8.1	10.5	7.7	7.0	6.9	7.0	7.4	10.1
Ov	0.3	0.0	1.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fo	0.2	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fa	0.1	0.0	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mg	3.7	3.8	3.3	3.7	5.7	5.3	4.9	5.2	5.6	3.3
Im	3.1	2.6	2.2	2.5	2.5	3.2	2.4	3.2	3.4	2.2
Ap	0.8	0.3	0.4	0.3	0.3	0.7	0.4	0.5	0.7	0.2
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	9.6	10.6	13.9	12.1	12.1	8.9	12.1	9.0	8.2	14.5
Mg#	52.7	49.9	54.6	50.3	50.5	49.5	53.4	50.6	45.0	57.7
FeOt	11.2	11.4	10.3	11.5	11.9	10.7	9.9	10.7	11.5	10.2
Fe ₂ O ₃	1.9	1.7	2.7	1.5	2.2	1.8	1.7	1.8	1.9	1.7
FeO	9.6	8.5	13.5	7.8	11.2	9.1	8.4	9.1	9.8	8.7
<i>(Cation %)</i>										
Si	47.3	49.4	47.9	48.2	48.1	50.6	51.3	50.8	51.4	48.4
Ti	1.1	1.0	0.8	0.9	0.9	1.2	0.9	1.2	1.3	0.8
Al	17.1	16.0	17.8	17.8	17.3	16.8	17.1	16.9	16.5	18.3
Fe	8.9	9.2	8.0	9.0	9.2	8.6	7.9	8.5	9.2	8.0
Mn	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Mg	9.9	9.1	9.7	9.1	9.4	8.5	9.0	8.7	7.5	10.9
Ca	9.2	9.2	9.1	8.8	9.2	8.0	8.1	8.1	7.7	9.2
Na	4.8	4.8	5.3	5.3	5.1	4.9	4.4	4.6	5.1	3.8
K	1.2	1.1	1.1	0.7	0.5	1.1	1.0	0.8	0.9	0.4
P	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1

$$\text{Mg\#} = 100 \times [\text{MgO}_{\text{mol}} / (\text{MgO}_{\text{mol}} + \text{FeOt}_{\text{mol}})]$$

Ech.	98-0242C	98-0254A	98-0254A2	98-0265A	98-0320	98-1256A	98-3011A	98-3055A	98-3097A	98-3113A
Labo	INRS									
Roche	<i>I3Q</i>									
Qz	8.4	7.8	8.4	7.8	7.7	7.5	6.7	9.7	7.2	3.1
Cn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Or	4.7	6.0	3.0	3.3	4.2	3.9	2.8	4.6	2.8	3.8
Ab	20.9	19.8	17.5	20.4	20.9	19.4	8.8	18.6	17.7	22.6
An	29.9	32.1	35.4	30.3	29.3	30.1	30.8	24.8	30.7	22.4
Pg	50.8	51.9	52.9	50.7	50.2	49.5	39.6	43.4	48.4	45.0
Np	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Dp	7.3	7.5	6.9	9.8	10.3	10.0	21.6	10.6	13.0	7.2
Dp-Ca	3.7	3.9	3.6	5.1	5.3	5.2	11.1	5.5	6.7	3.6
Dp-Mg	2.3	2.6	2.3	3.2	3.4	3.3	6.8	3.5	4.3	1.7
Dp-Fe	1.2	1.0	1.1	1.5	1.6	1.6	3.7	1.7	2.0	1.9
Hp	21.6	21.3	22.7	20.6	19.9	21.3	24.0	21.5	20.7	25.5
Hp-Mg	14.4	15.5	15.4	14.0	13.5	14.3	15.6	14.5	14.3	12.1
Hp-Fe	7.2	5.8	7.3	6.7	6.4	7.0	8.4	7.0	6.5	13.4
Ov	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fo	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fa	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mg	4.8	3.8	4.5	4.8	4.8	5.0	3.3	5.4	4.9	5.1
Im	2.2	1.5	1.4	2.5	2.5	2.4	1.7	3.4	2.4	6.5
Ap	0.3	0.2	0.2	0.5	0.5	0.3	0.5	1.4	0.5	3.9
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	14.0	21.0	22.3	12.0	11.9	12.2	15.1	7.5	11.9	3.9
Mg#	54.8	62.2	57.5	55.1	54.9	54.7	60.8	53.5	56.6	38.1
FeOt	9.8	7.8	9.3	10.0	9.8	10.3	10.2	11.3	10.2	15.8
Fe ₂ O ₃	1.6	1.3	1.5	1.7	1.6	1.7	1.7	1.9	1.7	2.6
FeO	8.3	6.6	7.9	8.5	8.3	8.8	8.6	9.6	8.6	13.4
<i>(Cation %)</i>										
Si	50.9	51.1	50.2	50.2	50.4	50.1	49.2	50.7	49.6	45.9
Ti	0.8	0.6	0.5	0.9	0.9	0.9	0.6	1.3	0.9	2.5
Al	17.5	18.3	18.6	17.3	17.2	17.2	14.9	15.1	16.8	15.0
Fe	7.7	6.1	7.3	7.8	7.7	8.1	8.1	8.8	7.9	12.8
Mn	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2
Mg	9.3	10.0	9.8	9.6	9.4	9.8	12.5	10.1	10.4	7.9
Ca	8.0	8.4	9.0	8.8	8.8	8.8	11.9	8.5	9.7	8.6
Na	4.5	4.2	3.7	4.4	4.5	4.2	1.9	4.0	3.8	5.0
K	0.9	1.2	0.6	0.7	0.8	0.8	0.6	0.9	0.6	0.8
P	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.5	0.2	1.5

$$\text{Mg\#} = 100 \times [\text{MgO}_{\text{mol.}} / (\text{MgO}_{\text{mol.}} + \text{FeOt}_{\text{mol.}})]$$

Éch.	98-3134B	98-3166A	98-3168A1	98-3174B	98-3179A	96-0131	96-0528B	961314	98-1256C	98-0237
Labo	INRS	INRS	INRS	INRS	INRS	CRM	CRM	CRM	CRM	INRS
Roche	<i>I3Q</i>	<i>I3Q</i>	<i>I3Q</i>	<i>I3Q</i>	<i>I3Q</i>	<i>I2E</i>	<i>I2E</i>	<i>I2E</i>	<i>I2E</i>	<i>I2E</i>
Qz	0.9	0.0	5.0	0.7	3.2	41.4	28.5	23.3	24.4	25.3
Cn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7	0.0
Or	6.3	5.4	4.1	5.0	4.8	33.4	18.0	35.3	41.5	22.5
Ab	23.5	22.5	23.4	20.6	25.4	21.3	28.2	24.4	21.2	23.9
An	25.0	28.2	26.6	28.9	25.7	2.0	13.7	8.1	8.3	11.2
Pg	48.5	50.7	50.0	49.5	51.1	23.3	41.9	32.5	29.5	35.1
Np	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Dp	12.8	12.6	13.1	6.2	12.5	0.8	0.9	1.2	0.0	5.5
Dp-Ca	6.6	6.4	6.8	3.2	6.5	0.4	0.4	0.6	0.0	2.8
Dp-Mg	3.8	3.8	4.1	1.9	4.0	0.3	0.2	0.3	0.0	1.2
Dp-Fe	2.5	2.3	2.2	1.1	2.1	0.1	0.2	0.3	0.0	1.6
Hp	23.9	24.5	19.8	29.8	20.3	0.2	4.9	2.4	1.3	3.9
Hp-Mg	14.4	15.1	12.8	18.7	13.3	0.1	2.5	1.3	1.0	1.7
Hp-Fe	9.5	9.4	6.9	11.1	7.0	0.1	2.4	1.1	0.3	2.2
Ov	0.0	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fo	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fa	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mg	3.6	3.5	5.2	3.8	5.2	0.7	3.6	3.9	1.7	4.9
Im	3.2	2.3	2.4	3.5	2.5	0.3	1.8	1.1	0.8	2.4
Ap	0.8	0.4	0.4	1.6	0.4	0.0	0.5	0.3	0.2	0.5
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	8.8	13.0	12.0	8.4	11.7	84.6	14.4	23.9	36.7	10.3
Mg#	53.4	56.4	52.8	55.8	53.3	24.2	25.6	19.0	25.0	21.4
FeOt	11.3	10.9	10.9	11.8	10.8	0.8	5.5	4.8	2.1	7.6
Fe ₂ O ₃	1.9	1.8	1.8	2.0	1.8	1.9	2.1	1.9	1.7	1.3
FeO	9.6	9.2	9.3	10.0	9.1	9.5	10.9	9.8	8.8	6.5
<i>(Cation %)</i>										
Si	48.2	47.7	49.6	46.7	49.1	74.7	64.7	64.4	65.7	62.9
Ti	1.2	0.8	0.9	1.3	0.9	0.1	0.7	0.4	0.3	0.9
Al	16.4	17.2	16.6	17.1	16.8	12.3	15.4	15.8	17.1	14.5
Fe	8.8	8.3	8.5	9.1	8.4	0.7	4.4	3.8	1.6	6.1
Mn	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1
Mg	10.1	10.8	9.5	11.5	9.6	0.2	1.5	0.9	0.5	1.7
Ca	8.6	8.9	8.9	8.2	8.5	0.6	3.3	2.1	1.8	3.9
Na	5.0	4.8	5.0	4.4	5.4	4.6	6.1	5.3	4.6	5.2
K	1.3	1.1	0.8	1.0	1.0	6.8	3.7	7.2	8.4	4.6
P	0.3	0.1	0.1	0.6	0.1	0.0	0.2	0.1	0.1	0.2

$$\text{Mg\#} = 100 \times [\text{MgO}_{\text{mol}} / (\text{MgO}_{\text{mol}} + \text{FeOt}_{\text{mol}})]$$

Éch.	96-2629A1	96-2629A2	96-3165F	98-2430A	98-4020A	98-8330A	98-0102A	98-3178A	98-0075A	98-3100E
Labo	CRM	CRM	CRM	CRM	CRM	CRM	INRS	INRS	INRS	INRS
Roche	<i>IIB</i>	<i>IIA</i>	<i>IIA</i>							
Qz	44.7	32.6	42.9	41.9	26.0	31.7	38.6	19.9	40.1	44.3
Cn	0.6	0.0	0.8	0.7	0.1	0.4	2.0	0.0	1.4	0.5
Or	16.4	34.9	38.2	27.3	35.3	28.7	23.1	37.8	19.7	29.9
Ab	26.3	21.8	15.5	27.2	25.6	23.9	21.9	24.8	22.0	21.4
An	4.7	4.8	1.6	1.8	7.2	8.1	7.8	8.3	11.5	2.7
Pg	31.0	26.6	17.1	29.0	32.9	32.0	29.7	33.1	33.5	24.0
Np	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Dp	0.0	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.1	0.0	0.0
Dp-Ca	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0
Dp-Mg	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0
Dp-Fe	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0
Hp	3.6	1.9	0.5	0.3	1.7	2.1	2.7	2.9	2.2	0.6
Hp-Mg	2.6	1.4	0.3	0.1	1.0	1.2	2.0	2.0	1.9	0.2
Hp-Fe	1.0	0.5	0.2	0.2	0.7	0.9	0.6	0.9	0.3	0.3
Ov	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fo	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fa	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mg	2.8	2.3	0.5	0.5	2.7	3.3	2.6	3.6	1.9	0.7
Im	0.8	0.9	0.1	0.2	1.0	1.3	1.1	1.3	1.0	0.1
Ap	0.1	0.2	0.0	0.0	0.2	0.4	0.3	0.3	0.3	0.0
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	25.1	27.3	161.4	128.9	27.1	19.3	24.0	21.4	25.5	280.5
Mg#	34.8	29.8	29.7	12.2	17.4	17.8	30.9	27.4	35.9	16.3
FeOt	3.4	2.8	0.5	0.6	3.3	4.0	3.1	4.4	2.4	0.8
Fe ₂ O ₃	0.1	0.9	0.6	0.3	0.7	1.9	0.5	0.7	0.4	0.1
FeO	0.7	4.7	2.8	1.8	3.4	9.5	2.7	3.8	2.0	0.7
<i>(Cation %)</i>										
Si	73.6	69.5	75.0	74.6	66.3	67.6	69.6	63.0	70.2	75.5
Ti	0.3	0.3	0.1	0.1	0.4	0.5	0.4	0.5	0.4	0.0
Al	11.7	13.8	12.7	13.0	15.8	14.8	14.9	16.4	15.0	12.4
Fe	2.8	2.2	0.4	0.5	2.6	3.2	2.5	3.5	1.9	0.7
Mn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0
Mg	1.5	0.9	0.2	0.1	0.6	0.7	1.1	1.3	1.1	0.1
Ca	1.0	1.3	0.3	0.4	1.6	1.9	1.8	2.1	2.5	0.5
Na	5.7	4.7	3.4	5.9	5.5	5.2	4.8	5.3	4.8	4.6
K	3.4	7.1	7.8	5.5	7.2	5.9	4.7	7.7	4.0	6.1
P	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	

$$\text{Mg\#} = 100 \times [\text{MgO}_{\text{mol}} / (\text{MgO}_{\text{mol}} + \text{FeOt}_{\text{mol}})]$$

Éch.	98-3146A	96-2672B	98-0003A	98-0006A	98-0008A	98-0241A	98-0242A	98-1256B	98-1256	98-3170A
Labo	INRS	CRM	INRS	INRS	INRS	INRS	INRS	INRS	INRS	INRS
Roche	<i>I1A</i>	<i>I2G</i>	<i>dI2G</i>	<i>dI2G</i>	<i>I2G</i>	<i>I2G</i>	<i>I2G</i>	<i>I2G</i>	<i>B3+C</i>	<i>I2G</i>
									<i>I2G+vI2E</i>	
Qz	41.5	12.4	13.4	28.4	28.4	28.8	22.2	24.1	26.0	11.3
Cn	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	1.6	0.0	0.0	0.0	0.0
Or	32.1	26.0	8.1	15.3	19.9	25.0	27.6	18.6	12.6	11.7
Ab	20.9	26.6	26.1	21.2	20.3	23.9	27.3	22.4	21.6	24.1
An	3.4	13.7	23.2	17.1	15.9	11.8	10.7	19.2	22.3	17.1
Pg	24.3	40.4	49.3	38.3	36.2	35.7	38.0	41.6	43.9	41.2
Np	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Dp	0.0	4.3	5.8	2.7	1.6	0.0	3.1	0.9	0.0	11.3
Dp-Ca	0.0	2.2	2.9	1.4	0.8	0.0	1.6	0.5	0.0	5.8
Dp-Mg	0.0	1.2	1.4	0.9	0.5	0.0	1.1	0.3	0.0	3.2
Dp-Fe	0.0	0.9	1.5	0.4	0.3	0.0	0.4	0.1	0.0	2.3
Hp	0.7	7.3	12.5	8.0	7.4	4.8	3.2	9.3	11.4	13.1
Hp-Mg	0.3	4.3	6.0	5.6	4.9	3.2	2.4	6.5	8.1	7.6
Hp-Fe	0.4	3.1	6.6	2.5	2.6	1.7	0.8	2.7	3.3	5.5
Ov	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fo	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fa	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mg	1.1	5.6	5.4	4.2	3.9	2.4	4.1	3.6	4.0	5.4
Im	0.3	3.1	4.2	2.4	2.1	1.3	1.5	1.6	1.7	4.3
Ap	0.0	0.9	1.3	0.7	0.6	0.4	0.4	0.4	0.4	1.6
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	72.6	9.1	6.9	10.4	12.3	22.4	18.7	17.7	16.4	5.7
Mg#	15.5	31.0	31.7	41.4	38.5	38.1	32.8	46.7	48.2	40.6
FeOt	1.3	8.6	11.3	6.5	6.2	3.6	5.0	5.6	6.1	11.2
Fe ₂ O ₃	0.2	1.4	1.9	1.1	1.0	0.6	0.8	0.9	1.0	1.9
FeO	1.1	7.3	9.6	5.5	5.2	3.1	4.3	4.7	5.2	9.6
<i>(Cation %)</i>										
Si	74.2	56.4	53.5	62.8	63.6	65.0	62.9	61.6	61.3	53.1
Ti	0.1	1.2	1.6	0.9	0.8	0.5	0.5	0.6	0.6	1.6
Al	12.7	16.7	16.9	14.8	15.0	16.8	15.8	16.4	16.3	14.7
Fe	1.0	6.9	9.0	5.2	4.8	2.9	4.0	4.4	4.9	8.9
Mn	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1
Mg	0.2	3.1	4.2	3.7	3.0	1.8	1.9	3.8	4.6	6.1
Ca	0.7	4.3	6.9	4.6	4.0	2.6	3.1	4.3	4.8	7.2
Na	4.5	5.8	5.7	4.6	4.4	5.2	5.9	4.8	4.7	5.3
K	6.5	5.3	1.7	3.1	4.1	5.1	5.6	3.8	2.6	2.4
P		0.3	0.5	0.3	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.6

$$\text{Mg\#} = 100 \times [\text{MgO}_{\text{mol}} / (\text{MgO}_{\text{mol}} + \text{FeO}_{\text{mol}})]$$

Éch.	98-2120A	98-3014A	98-0099C	98-0324C	98-0325A	98-0326A	98-1256F	98-3150A	98-3172C	98-0223B
Labo	CRM	INRS	INRS	INRS	INRS	INRS	INRS	INRS	INRS	INRS
Roche	<i>I2H</i>	<i>I2H</i>	<i>eI3Q</i>	<i>dI3Q</i>						
Qz	3.7	11.0	7.4	6.3	6.8	8.3	9.5	0.0	1.8	10.1
Cn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Or	15.8	25.0	4.2	3.7	5.0	6.4	3.3	4.6	6.2	4.2
Ab	34.7	31.2	20.0	20.6	20.8	22.1	19.3	22.6	27.8	24.2
An	15.9	14.1	29.3	30.0	30.5	26.5	29.1	29.2	21.7	27.6
Pg	50.6	45.3	49.3	50.6	51.3	48.5	48.4	51.8	49.5	51.8
Np	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Dp	5.0	1.2	9.1	9.8	8.9	11.1	10.4	10.5	13.8	7.5
Dp-Ca	2.6	0.6	4.7	5.0	4.6	5.7	5.4	5.3	7.1	3.9
Dp-Mg	1.5	0.2	3.0	3.1	3.0	3.6	3.3	2.9	4.0	2.4
Dp-Fe	0.9	0.5	1.4	1.6	1.3	1.7	1.8	2.3	2.8	1.2
Hp	10.5	8.1	20.7	21.4	20.4	17.0	20.6	17.5	20.9	19.1
Hp-Mg	6.4	2.0	14.2	14.0	14.2	11.5	13.4	9.7	12.4	12.6
Hp-Fe	4.1	6.1	6.5	7.4	6.2	5.5	7.1	7.8	8.6	6.6
Ov	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	6.2	0.0	0.0
Fo	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.3	0.0	0.0
Fa	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.9	0.0	0.0
Mg	6.2	6.7	5.0	5.3	4.5	4.7	5.1	4.3	3.5	4.6
Im	5.6	1.8	3.3	2.6	2.5	3.3	2.4	4.3	3.3	2.3
Ap	2.6	0.8	1.0	0.4	0.6	0.7	0.4	0.9	1.0	0.3
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	5.2	16.9	8.8	11.6	12.2	8.8	12.0	7.1	8.4	12.7
Mg#	33.8	12.9	54.1	52.9	56.8	52.5	53.1	48.0	51.9	53.0
FeOt	10.8	10.2	10.3	10.9	9.4	9.6	10.4	13.1	10.6	9.5
Fe ₂ O ₃	1.8	1.7	1.7	1.8	1.6	1.6	1.7	2.2	1.8	1.6
FeO	9.2	8.6	8.8	9.3	8.0	8.2	8.8	11.1	9.0	8.1
<i>(Cation %)</i>										
Si	49.8	56.2	49.5	49.5	50.0	50.9	51.0	45.3	49.3	52.3
Ti	2.1	0.7	1.2	1.0	0.9	1.2	0.9	1.6	1.2	0.9
Al	17.2	17.7	17.1	17.3	17.8	16.8	16.7	17.7	15.9	17.2
Fe	8.7	8.3	8.2	8.5	7.3	7.7	8.3	10.5	8.4	7.4
Mn	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1
Mg	4.5	1.2	9.6	9.5	9.6	8.5	9.4	9.7	9.1	8.3
Ca	5.9	3.6	8.8	8.7	8.7	8.5	8.7	9.0	8.3	7.6
Na	7.5	6.8	4.3	4.4	4.5	4.7	4.2	4.9	5.9	5.2
K	3.2	5.1	0.8	0.8	1.0	1.3	0.7	0.9	1.3	0.8
P	1.0	0.3	0.4	0.1	0.2	0.3	0.1	0.3	0.4	0.1

$$\text{Mg\#} = 100 \times [\text{MgO}_{\text{mol}} / (\text{MgO}_{\text{mol}} + \text{FeOt}_{\text{mol}})]$$

Éch.	98-0248B	98-0102H	98-3030B	98-3178D	98-1481A	98-2153A	98-2208A	98-2100B	98-7198A	98-0240E
Labo	INRS	INRS	INRS	INRS	CRM	CRM	CRM	CRM	CRM	INRS
Roche	<i>dI3Q</i>	<i>dI3R</i>	<i>dI2J</i>	<i>dI2J</i>	<i>I3J</i>	<i>I3J</i>	<i>I3J</i>	<i>I3A</i>	<i>I3A</i>	<i>I3A</i>
Qz	0.0	0.0	1.1	1.9	0.0	4.7	6.4	0.0	0.0	6.5
Cn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7	0.0	0.0	0.0
Or	2.7	2.5	3.0	7.5	4.2	3.1	5.4	5.1	8.1	3.6
Ab	25.9	19.4	28.7	24.7	22.3	23.9	29.4	8.7	23.3	19.5
An	29.2	26.1	27.9	24.0	33.4	31.1	30.9	12.6	34.8	30.8
Pg	55.1	45.4	56.6	48.7	55.7	55.0	60.4	21.3	58.1	50.3
Np	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Dp	13.9	12.7	7.3	11.8	5.7	6.7	0.0	31.8	8.5	10.1
Dp-Ca	7.1	6.6	3.7	6.1	2.9	3.5	0.0	16.3	4.3	5.2
Dp-Mg	4.2	4.5	2.0	3.8	1.7	2.1	0.0	9.7	2.4	3.3
Dp-Fe	2.6	1.6	1.6	1.9	1.1	1.1	0.0	5.8	1.8	1.6
Hp	16.0	17.0	22.6	21.1	13.3	24.5	16.3	27.8	18.8	21.5
Hp-Mg	9.8	12.5	12.5	14.1	8.1	16.0	8.9	17.4	10.8	14.5
Hp-Fe	6.2	4.6	10.1	7.0	5.2	8.5	7.4	10.5	8.1	7.1
Ov	3.4	14.7	0.0	0.0	11.9	0.0	0.0	6.2	0.3	0.0
Fo	2.0	10.4	0.0	0.0	7.0	0.0	0.0	3.7	0.2	0.0
Fa	1.4	4.2	0.0	0.0	4.9	0.0	0.0	2.5	0.1	0.0
Mg	3.6	3.6	3.9	5.4	4.0	4.9	5.4	5.3	3.0	5.1
Im	4.5	3.5	4.9	3.0	4.0	1.1	4.7	2.4	2.7	2.6
Ap	0.8	0.6	0.7	0.6	1.2	0.1	0.8	0.1	0.5	0.4
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	6.8	7.5	6.3	9.5	8.3	30.0	7.7	5.7	13.4	11.7
Mg#	51.7	67.0	45.8	53.5	53.3	56.2	36.3	58.3	50.4	54.6
FeOt	11.0	10.9	12.0	11.2	12.1	10.0	11.2	15.9	9.2	10.4
Fe ₂ O ₃	1.8	1.8	2.0	1.9	1.2	2.0	1.8	2.2	2.2	1.7
FeO	9.3	9.3	10.2	9.5	6.1	10.3	9.0	11.1	11.2	8.8
<i>(Cation %)</i>										
Si	46.2	44.3	47.5	48.6	43.9	49.7	49.1	46.2	47.4	49.4
Ti	1.7	1.3	1.8	1.1	1.5	0.4	1.7	0.9	1.0	0.9
Al	17.9	14.9	18.1	16.5	19.1	18.2	20.9	8.0	20.6	17.4
Fe	8.7	8.6	9.6	8.7	9.6	7.8	8.7	13.0	7.3	8.2
Mn	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1
Mg	9.3	17.4	8.1	10.0	11.0	10.0	5.0	18.1	7.4	9.9
Ca	9.8	8.6	7.8	8.1	8.8	8.0	6.7	10.5	9.3	9.0
Na	5.6	4.1	6.2	5.3	4.8	5.1	6.4	1.9	5.0	4.2
K	0.5	0.5	0.6	1.5	0.8	0.6	1.1	1.0	1.6	0.7
P	0.3	0.2	0.2	0.2	0.4	0.0	0.3	0.0	0.2	0.1

$$\text{Mg\#} = 100 \times [\text{MgO}_{\text{mol}} / (\text{MgO}_{\text{mol}} + \text{FeO}_{\text{mol}})]$$

Éch.	96-1163A	98-2315A	98-3077A	98-0242D	96-1185	96-1400	98-1385A	98-1439A	98-2319A	98-2419A2
Labo	CRM	CRM	INRS	INRS	CRM	CRM	CRM	CRM	CRM	CRM
Roche	<i>I2J</i>	<i>I2J</i>	<i>I2J</i>	<i>I3E</i>	<i>I3R</i>	<i>I3R</i>	<i>I3R</i>	<i>I3R</i>	<i>I3R</i>	<i>I3R</i>
Qz	0.0	0.0	8.7	19.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cn	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Or	9.6	3.1	5.3	4.9	2.9	1.5	3.3	1.3	1.9	3.3
Ab	14.0	20.7	24.0	30.6	21.2	20.5	17.2	13.7	17.9	21.3
An	32.7	23.9	23.1	31.9	34.3	47.0	30.9	46.3	22.1	35.1
Pg	46.7	44.6	47.1	62.5	55.5	67.4	48.1	60.0	40.0	56.3
Np	5.4	3.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Dp	11.2	20.9	12.1	0.0	15.3	6.5	7.7	9.9	14.3	6.4
Dp-Ca	5.7	10.8	6.2	0.0	7.9	3.4	4.0	5.1	7.4	3.3
Dp-Mg	3.0	6.6	3.5	0.0	5.2	2.2	2.3	3.5	5.0	1.9
Dp-Fe	2.5	3.6	2.4	0.0	2.2	1.0	1.4	1.3	1.9	1.2
Hp	0.0	0.0	16.7	7.8	16.7	9.7	18.6	12.5	6.4	7.8
Hp-Mg	0.0	0.0	9.8	4.3	11.7	6.7	11.5	9.2	4.6	4.8
Hp-Fe	0.0	0.0	6.9	3.5	5.0	3.0	7.1	3.4	1.7	3.0
Ov	16.9	18.2	0.0	0.0	6.2	12.2	13.8	12.4	30.8	19.0
Fo	8.7	11.3	0.0	0.0	4.2	8.1	8.2	8.8	21.7	11.3
Fa	8.2	6.9	0.0	0.0	2.0	4.0	5.6	3.6	9.0	7.7
Mg	4.4	4.0	5.8	3.2	2.6	2.3	4.6	2.6	4.3	4.1
Im	5.2	4.5	3.5	1.9	0.8	0.4	3.0	1.3	2.2	2.9
Ap	0.7	1.0	0.8	0.3	0.1	0.0	0.9	0.1	0.2	0.4
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	6.8	6.3	7.6	19.0	43.1	118.3	9.6	28.4	10.4	11.7
Mg#	44.6	56.6	44.2	34.8	67.4	66.8	56.2	69.2	68.7	56.2
FeOt	13.2	12.1	11.9	5.6	7.7	7.2	13.9	7.8	13.0	12.6
Fe ₂ O ₃	2.3	2.6	2.0	0.9	1.6	0.1	2.7	1.7	2.1	2.0
FeO	11.7	13.5	10.1	4.8	8.0	0.5	13.8	8.5	10.7	10.3
<i>(Cation %)</i>										
Si	41.4	42.7	51.0	57.4	46.8	44.6	43.5	43.3	42.1	43.1
Ti	1.9	1.6	1.3	0.7	0.3	0.1	1.1	0.5	0.8	1.0
Al	20.3	16.1	15.7	20.7	18.6	23.1	16.8	21.4	12.8	19.2
Fe	10.7	9.6	9.5	4.5	6.1	5.5	11.0	6.1	10.0	9.8
Mn	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Mg	8.6	12.6	7.5	2.4	12.5	11.1	14.2	13.7	22.1	12.6
Ca	9.7	10.4	8.2	6.6	10.6	10.9	8.6	11.6	8.0	8.8
Na	5.2	5.9	5.2	6.6	4.4	4.3	3.7	2.9	3.7	4.5
K	1.9	0.6	1.1	1.0	0.6	0.3	0.7	0.2	0.4	0.7
P	0.2	0.3	0.3	0.1	0.0	0.0	0.3	0.0	0.1	0.1

$$\text{Mg\#} = 100 \times [\text{MgO}_{\text{mol.}} / (\text{MgO}_{\text{mol.}} + \text{FeO}_{\text{mol.}})]$$

Éch.	98-8072A	98-0034A	98-2378A	98-2420A	98-9104A	96-1180	96-1454	98-1488A	98-3031A	98-1489A
Labo	CRM	INRS	CRM	CRM	CRM	CRM	CRM	CRM	INRS	CRM
Roche	I3R	I3R	I3N	I3N	I3N	I3L	I3L	I3L	I3L	I3K
Qz	0.0	3.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Or	7.3	1.0	1.8	1.0	3.2	0.7	0.9	1.9	1.0	1.7
Ab	25.1	17.3	13.8	8.5	12.2	10.4	11.3	24.0	13.2	13.8
An	21.5	37.8	25.6	16.5	18.9	35.3	45.4	46.5	19.2	24.6
Pg	46.6	55.0	39.4	25.0	31.1	45.8	56.7	70.4	32.4	38.4
Np	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Dp	7.6	11.8	3.9	2.7	6.8	5.1	4.2	2.7	8.3	4.7
Dp-Ca	3.9	6.2	2.0	1.4	3.5	2.7	2.2	1.4	4.3	2.5
Dp-Mg	2.4	4.3	1.3	1.0	2.4	1.9	1.5	0.8	3.1	1.5
Dp-Fe	1.3	1.4	0.6	0.3	0.8	0.6	0.5	0.5	0.9	0.8
Hp	13.6	24.3	7.9	7.1	8.4	8.1	6.7	7.8	28.6	6.4
Hp-Mg	8.8	18.4	5.3	5.3	6.3	6.3	5.0	4.9	22.0	4.3
Hp-Fe	4.7	5.9	2.6	1.8	2.1	1.9	1.7	2.9	6.6	2.1
Ov	16.0	0.0	41.5	57.6	44.2	37.3	29.2	12.9	23.6	42.9
Fo	10.0	0.0	26.9	41.8	32.1	28.1	21.4	7.8	17.8	27.8
Fa	5.9	0.0	14.6	15.8	12.0	9.2	7.7	5.1	5.9	15.0
Mg	4.2	3.6	3.9	5.7	3.4	2.5	2.1	2.8	4.1	4.0
Im	3.9	0.5	1.4	0.8	2.3	0.5	0.3	1.4	1.8	1.7
Ap	0.9	0.1	0.2	0.1	0.8	0.1	0.0	0.2	0.2	0.2
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	6.9	67.8	16.7	18.6	8.4	54.8	134.3	31.1	10.5	13.4
Mg#	58.2	68.5	66.6	72.6	73.3	77.1	75.6	58.4	73.9	66.3
FeOt	12.8	7.4	15.8	17.6	13.8	10.0	8.5	8.5	12.5	16.2
Fe ₂ O ₃	2.8	1.2	1.3	0.1	2.3	0.5	2.9	1.4	2.1	1.3
FeO	14.1	6.3	6.7	0.5	11.8	2.4	15.0	7.2	10.6	6.5
<i>(Cation %)</i>										
Si	45.1	48.4	40.0	37.1	39.7	40.1	40.9	44.3	43.3	39.7
Ti	1.4	0.2	0.5	0.3	0.8	0.2	0.1	0.5	0.6	0.6
Al	15.4	18.9	13.3	8.3	10.5	15.9	20.2	23.9	10.4	12.9
Fe	10.1	5.7	12.3	13.2	10.6	7.6	6.4	6.6	9.6	12.6
Mn	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Mg	14.1	12.4	24.4	35.1	29.2	25.7	20.0	9.2	27.1	24.7
Ca	6.7	10.5	6.1	3.9	5.7	8.1	9.9	10.0	5.9	6.1
Na	5.3	3.6	2.9	1.7	2.5	2.1	2.3	5.0	2.7	2.9
K	1.4	0.2	0.4	0.2	0.6	0.1	0.2	0.4	0.2	0.3
P	0.3	0.0	0.1	0.0	0.3	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1

$$\text{Mg\#} = 100 \times [\text{MgO}_{\text{mol}} / (\text{MgO}_{\text{mol}} + \text{FeOt}_{\text{mol}})]$$